

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

A keverési diagram módszer alkalmazhatóságának vizsgálata időjárási előrejelző modell eredményekre

DIPLOMAMUNKA



Készítette:

Kuntár Roland

II. éves Meteorológus mesterszakos hallgató

Témavezető:

dr. Breuer Hajnalka

ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2015

Tartalomjegyzék

1.	Bevezetés.....	3
2.	Irodalmi áttekintés.....	5
	2.1 A felszín-légkör kölcsönhatások irodalmi áttekintése.....	5
	2.2 A keverési diagram módszer elméleti előzményei és alkalmazása.....	7
3.	Módszer.....	9
	3.1 A planetáris határréteg.....	9
	3.2 A keverési diagram.....	10
	3.3 Statisztikai vizsgálat.....	17
4.	A WRF modell.....	19
	4.1 Modell leírás.....	19
	4.2 Modell beállítások.....	20
	4.3 A felhasznált felszíni- és határréteg séma.....	20
5.	Esettanulmányok.....	23
6.	A módszer gyakorlati alkalmazása.....	25
	6.1 1. esettanulmány: 2012. április. 28.....	25
	6.2 2. esettanulmány: 2012. május. 13.....	28
	6.3 3. esettanulmány: 2012. május. 15.....	31
	6.4 Nyári időszak.....	33
	6.5 Korreláció vizsgálat.....	35
7.	Összefoglalás.....	39
8.	Köszönetnyilvánítás.....	41
9.	Irodalomjegyzék.....	42

1. Bevezetés

A felszín és a légkör közötti kölcsönhatások leírásának jelentőségét már az időjárási modellezés kezdete óta igyekeznek figyelembe venni (*Richardson, 1922*), hiszen a felszín és légkör közötti fluxusok egyik fő befolyásoló tényezője a talajnedvesség (*Wei, 1995; Robock et al., 2000*), amely a párolgáson keresztül hatással van a planetáris határréteg (PHR) változásaira, valamint a felhő- és csapadékképződésre egyaránt. Már a talajnedvesség kicsiny változására is nagyon érzékenyek a légköri fluxusok különösen nyáron a konvektív időszakban (*Guo & Dirmeyer, 2013*). A talajnedvesség kezdeti állapota és annak modellezése az előrejelző modellekben fontos szerepet kap, ugyanis a felszíni fluxusok minél pontosabb meghatározásához elengedhetetlen (*Smirnova et al., 1997*). A felszíni fluxusokban bekövetkező változások hatására növekedhet a konvektív csapadék mennyisége és előfordulása (*Taylor et al., 2010*).

A PHR-ben történő hő és nedvesség légoszlopon belüli áramlásának szemléltetésére alkalmas az úgynevezett keverési diagram módszer (*Betts, 1992; Santanello et al., 2009*). A módszert elsőként Betts írta le 1992-ben, majd 2009-ben Santanello fejlesztette tovább. Gyakorlatban a módszert Santanello és munkatársai annak érdekében alkalmazták, hogy megvizsgálják a különböző előrejelző modellek által használt különböző felszíni és határréteg sémákkal történő szimulációk eredménye mennyire tér el a megfigyelési adatoktól, illetve azon célból, hogy e sémák hatását összehasonlítsák.

Diplomamunkámban először a Betts által használt kétkomponensű – felszíni és bekeveredési – keverési diagram módszer elméleti hátterével foglalkoztam, amely megmutatja az alapvető összefüggéseket a PHR-ben lezajló folyamatokról, kapcsolatot teremt a potenciális hőmérséklet és a keverési arány, valamint a légköri hő- és nedvességáramok között. Ezután a Santanello által három komponensre kiegészített módszert is megvizsgáltam azért, hogy kiderítsük, az advekción milyen mértékben módosítja a planetáris határréteg tetején a bekeveredést. A módszer a határrétegbeli energia fluxus egy szemléletes ábrázolását adja meg, melyről egyszerűen leolvasható, hogy a felszín, a bekeveredés és az advekción hogyan módosítja a hő- és nedvességáramokat. A módszer gyakorlati alkalmazását is szeretném bemutatni, amelyhez WRF modellfuttatások eredményeit vesszük alapul 2012 nyári félévére (04.01–09.30). Továbbá célunk volt megvizsgálni, hogy az egyes összetevők dominanciája mutat-e területi eloszlást.

A diplomamunka fő célkitűzése kezdetben az elméleti háttér megértése volt, majd az esettanulmányok megfelelő következtetéseit levonva hosszabb időtávra is meg szeretnénk volna vizsgálni ezen módszer hasznosságát. Hazánkban ez viszonylag új módszernek számít, ezért elengedhetetlen a részletes jellemzés. A módszer segítségével átfogóbb képet kaphatunk a Kárpát-medencében hosszabb időszak alatt lezajló felszín és légkör közötti kölcsönhatásokról. Valamint hasznos információkat kaphatunk a módszer által kiszámolt bekeveredési vektorról, amelynek kiszámítására tudomásunk szerint a szakirodalomban még nem konstruáltak képletet.

2. Irodalmi áttekintés

2.1 A felszín-légkör kölcsönhatások irodalmi áttekintése

A felszín-légkör kölcsönhatások jelentős szerepet játszanak a felszín és a planetáris határreteg közötti hőmérséklet és nedvesség állapotának valamint fluxusainak meghatározásában (*Santanello et al.*, 2009). Már az időjárási modellezés kezdetén Richardson is figyelembe vette ezen kölcsönhatások jelentőségét (*Richardson*, 1922), majd az elmúlt évtizedekben jelentősen fejlődtek a kölcsönhatásokat leíró felszíni modellek a mezoskálájú és a globális skálájú modellekben egyaránt (*Deardorff*, 1979; *Rowntree & Bolton*, 1983; *Mahfouf et al.*, 1987; *Pielke & Avissar*, 1990; *Chen & Avissar*, 1994). Az volt az egyik fő motivációja a felszíni modellek fejlesztésének, hogy az egyre finomabb térbeli és időbeli felbontással rendelkező időjárási modellekben egyre jobban tudják reprezentálni a planetáris határreteg változásait. A planetáris határretegben a felszín és a légkör közötti folyamatokat erősen befolyásolja a beérkező sugárzási energia, a talajhőáramok, a szenzibilis és látens hőáramok alakulása, ezért elengedhetetlenek a felszínsémák minél jobb fejlesztései.

A felszín és légkör közötti hő- és nedvességáramok egyik fő befolyásoló tényezője a talajnedvesség (*Wei*, 1995; *Robock et al.*, 2000), amely a párologáson keresztül befolyásolja a planetáris határreteg változásait, és hatással van a felhő- és csapadékképződésre egyaránt (*Lilly*, 1968; *Betts*, 2009). A légköri hő- és nedvességáramok nagyon érzékenyek a talajnedvesség apró változásaira, így elég sok tanulmány készült a talajnedvesség térbeli és időbeli eloszlásának vizsgálatáról, főként a nyári konvektív időszakban (*Tennekes*, 1973; *Guo & Dirmeyer*, 2013, *Roundy et al.*, 2013). A talajnedvesség kezdeti állapotának kérdésköre is jelentős az előrejelző modellekben, ugyanis kis perturbáció esetén – pl. öntözés hatására – a felszíni fluxusok nagy mértékben módosulnak, és ez akár jelentősen növelheti is a konvektív csapadék mennyiségét (*Harding & Snyder*, 2012). A talajnedvesség mellett az egyéb felszíni hatásoknak (pl. az albedó, az érdesség és a vegetáció) a lokális és regionális skálán egyaránt jelentős hatásuk lehet, ezért törekedni kell a jövőben is a folyamatok minél pontosabb megfigyelésére, számszerűsítésére és modellezésére (*Ferguson & Wood*, 2011). A párologás a talaj, a növényzet és a légköri tényezők függvényeként írható le. A transzspiráció, azaz a növények párologtatása, a felszín-légkör rendszer vízháztartásának egy fontos összetevője. A transzspirációs modellek fejlődése nagy segítséget adott a felszín és a légkör közötti kölcsönhatásoknak a pontosabb fizikai leírásában (*Shao & Henderson-Sellers*, 1996).

Még napjainkban is kérdéses, hogy a PHR-re a talajnak vagy a növényzetnek van-e nagyobb hatása (*Braun & Schädler, 2005*). Az bizonyítást nyert, hogy a talaj textúra döntő szerepet játszhat a folyamatok kialakításában. A modellezők felismerték a tényt, hogy a turbulens hőáramok nem szimulálhatóak elfogadható pontossággal, ha nincs legalább három talajréteg a modellben (*Smirnova et al., 1997; Abramopoulos et al., 1988*). Kiemelendő a tényleges talajnedvesség (SMC) ismeretének fontossága. A későbbiekben azt is felismerték, hogy a rendelkezésre álló talajnedvesség (ASMC) is legalább annyira vagy még fontosabb is, mint a talaj tényleges nedvesség tartalma (*Teuling et al., 2009*). A növény számára rendelkezésre álló talaj nedvességtartalom és ASMC (RASMC) közötti arányt számos tényező határozza meg. A legfontosabb vizsgált tényezők a talaj szerkezete (*Raman et al., 2005*), a talaj hidraulikus függvényei, a talaj hidraulikus paraméterei (*Teuling et al., 2009*), a tényleges talaj nedvességtartalma, valamint a talajtulajdonságok térbeli változékonysága. Meteorológiai szempontból a talaj tulajdonságai közül a talaj hidraulikus tulajdonságai a legfontosabbak, közülük is kiemelt szerepet kap a szabadföldi vízkapacitás és a hervadáspont. A felszín-légkör kölcsönhatások érzékenységének elemzésére, amelyben különböző talaj adatbázisokat használtak, Horváth és munkatársai tették az első kísérletet (*Horváth et al., 2007*), akik a mély konvekciós folyamatok elemzésére összpontosítottak. A vizsgálat célja az volt, hogy megmutassák a különböző talaj adatbázisok által használt talaj paramétereknek jelentős hatásuk lehet nem csak a konvektív csapadék képződésére, hanem a PHR magasság változásaira is. A vizsgálatok eredményeként kiderült, hogy a PHR magassága más-más módon érzékeny a különböző textúrájú talajok szabadföldi vízkapacitásának és hervadáspontjának változásaira (*Breuer et al., 2012*).

A határreteg tetején a szabad légkörből is bekeveredhet hó és nedvesség (*Betts, 1992*), amelyet az úgynevezett bekeveredési aránnyal szoktak jellemezni (*Tennekes, 1973*). Különböző javaslatokat tettek a bekeveredési arány meghatározására a múltban, kezdve az egyszerű termodinamikai megfontolásoktól a komplex numerikus modellekig (*Lilly, 1968; Betts, 1973; Deardorff, 1974*). Egyes elméleti megfontolások igyekeztek kapcsolatot találni a turbulens bekeveredés miatt létrejövő potenciális energia változás aránya, és a keveredési rétegben zajló turbulens kinetikus energia-termelés aránya között (*Stull, 1975*), mely bizonyítást nyert. Ezen elméleti megfontolásokat a későbbi modellezések során is felhasználták (*Stull, 1976*).

2.2 A keverési diagram módszer elméleti előzményei és alkalmazása

A keverési diagram módszert Alan K. Betts és Joseph A. Santanello munkássága alapján fogom bemutatni, akik már a módszer alkalmazása előtt is a felszín-légkör kölcsönhatásokat tanulmányozták. Betts a több évtizedre visszanyúló munkássága alatt vizsgálta a határreteg termodinamikáját (*Betts, 1984, 1985*), valamint a párolgás (*Betts et al., 1997*), a konvektív felhő- és csapadékképződés kérdéskörével szintén foglalkozott (*Betts, 1973, 2009*).

A FIFE (**F**irst **I**nternational **S**atellite **L**and **S**urface **C**limatology **P**roject **F**ield **E**xperiment) repülőgép mérések a felszín és a légkör közötti hő, nedvesség, momentum és CO₂ szállításról adtak információkat. Betts és munkatársai ezen projekt repülőgépes mérési eredményeivel dolgoztak a PHR energiaháztartásának, valamint az ott lezajló szenzibilis és látens hőáram változásainak minél részletesebb megismerése érdekében. Ezen munkájuk során ismerkedhetünk meg a későbbiekben bemutatásra kerülő módszerrel.

A keverési diagram módszert Betts elméleti szinten használta (*Betts, 1992*), mellyel az volt a fő célja, hogy a PHR tetején lévő Bowen-arányokat meg tudja határozni. 1992-es munkájában írta le az egyenletek levezetésének főbb lépéseit, melyet a 3. fejezetben fogok bemutatni részletesen kifejtve.

Santanello munkája során egyik fő céljaként tűzte ki a talajnedvesség, és a különböző talajtextúrák kapcsolatának összehasonlítását a felszíni hő- és nedvesség áramokkal (*Santanello & Friedl, 2003*). Munkatársaival azon dolgozott, hogy statisztikai módszerek segítségével – pl. korrelációs számítás – kapcsolatot találjanak a PHR magasság és a talajnedvesség között (*Santanello et al., 2005*). A PHR magasságok a megfigyelések 76%-ának esetében a stabilitással és a talaj víztartalom megfigyelésekkel jól voltak magyarázhatók. Ezt a megközelítést használva, azt is felvetették, hogy a PHR megfigyeléseit felhasználva a talajnedvesség napi időskálán megbecsülhető részletes földfelszíni parametrizációk nélkül. Nagyszámú rádiószondás megfigyelési adatokat használtak fel munkájuk során, ahol a vizsgálataikhoz egy a földfelszíntől a határreteg tetejéig tartó légoszlopot szimuláltak (*Santanello et al., 2007*).

Ezen légoszlop energiaháztartását vizsgálták később a keverési diagram módszer segítségével, melyet 2009-es cikkükben mutattak be először (*Santanello et al., 2009*). Ezt annak érdekében alkalmazták, hogy különböző felszíni- (Noah és **C**ommunity **L**and **M**odel – CLM) és határretegsémák (**M**edium-**R**ange **F**orecast – MRF, **Y**onsei **U**niversity – YSU, **M**ellor-**Y**amada-**J**anjic – MYJ) hatását összehasonlítsák a megfigyelési adatokkal.

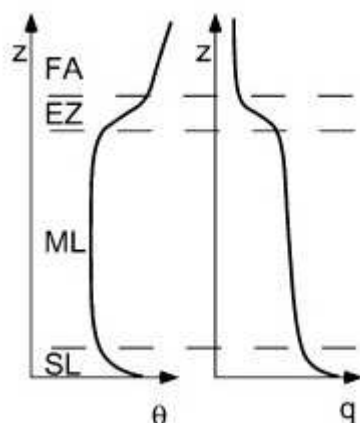
A későbbiekben Santanello vizsgálatokat végzett a keverési diagram módszer alkalmazásának segítségével a talajnedvesség extrém száraz és nedves helyzetekben lévő állapotairól azért, hogy a felszíni nedvesség és a csapadékképződés közötti kapcsolat erősségét minél pontosabban leírassuk (*Santanello et al.*, 2013). Vizsgálataihoz a WRF modellt használta, a Noah felszínséma alkalmazásával.

Hazánkban a keverési diagram módszer első alkalmazását 2010-re tehetjük, mellyel a planetáris határréteg magasságának a talajadatbázis használatára való érzékenységet vizsgálták az ELTE Meteorológiai Tanszékén (*Laza*, 2010). A két használt talajadatbázis az egyesült államokbeli USDA (United States Department of Agriculture) és a magyar HUNSODA (Unsaturated Soil Hydraulic Database of Hungary) voltak. Santanello háromkomponensű módszerét (*Santanello et al.*, 2009) alkalmazták a felszín és a szabad légkör PHR-re gyakorolt hatásának elemzésére. Többnyire anticiklon alakította időjárási helyzetekben folytak a vizsgálatok, amely alapján megállapítást nyert, hogy az adott modellterületen a felszín megközelítően kétszer annyi szenzibilis hővel járult hozzá a PHR magasságához, mint a szabad légkör. További konklúzió volt, hogy mindegyik futtatás során a magyar talajadatbázis használata esetében volt erősebb a szabad légkör szárító hatása. Az érzékenység igazolására szignifikancia vizsgálat is készült, mely során öt futtatás esetén a teljes terület 60–90%-a szignifikáns érzékenységű területnek adódott 0,99-es szignifikancia szint választása mellett. Ezzel szemben, az olyan területek felett, ahol a két adatbázis közti különbségek kicsinynek bizonyultak az adott talajtextúra esetén, ott a talajadatbázis választására vonatkozó érzékenység nem mutatkozott szignifikánsnak.

3. Módszer

3.1 A planetáris határréteg

A planetáris határréteg (PHR) a légkör alsó 0,1–3 km-es rétege, ahol a felszín, mint termikus és mechanikus kényszer fejt ki hatását (*Stull, 1988*). Ezen réteg feletti részt szabad légkörnek hívjuk, ahol már nem érzékelhetőek a felszín hatásai. A PHR-ben a turbulens örvények segítségével szállítódik a hő, nedvesség és a momentum ameddig az örvények energiája el nem disszipálódik. Ez a mozgás biztosítja, hogy a PHR-ben az átlagos potenciális hőmérséklet és keverési arány a magassággal alig változzon a keverési rétegben (1. ábra - ML). A turbulencia illetve felhajtó erő megszűnésével a légkör stabilissá válik, így a potenciális hőmérséklet jelentős emelkedésnek indul kijelölve a PHR tetejét. Éjszaka a határréteg tetejét a radiációs hűlés következtében kialakuló hőmérsékleti inverzió határozza meg. A határréteg magassága ilyenkor a legkisebb, többnyire 100–200 m alatti. Napfelkeltét követően a beinduló turbulencia hatására megkezdődik az átkeveredés, és az inverzió alapja gyorsan növekedni fog, és folyamatosan szűnik meg. Napnyugtakor a felhajtóerő gyors csökkenésének, valamint a felszín közeli légréteg hűlésének hatására. A potenciális hőmérsékletnek, mint a PHR magasságát jól jellemző mennyiségnek az időbeli változása nagyban különbözik az egyes időjárási helyzetekben (*Tennekes, 1973*). A heterogén felszín és vegetáció típusok valamint domborzati viszonyok is eltérő struktúrájú határrétegben változó értékeket eredményeznek (*Pielke, 2001*). A planetáris határréteg magasságának becslésére több elméleti módszert is lehet alkalmazni (*Seibert et al., 1997*). A módszerek jelentős része a PHR tetején bekövetkező gradienseket veszik alapul, más részük a turbulencia, illetve a felhajtó erő megszűnésén alapulnak.



1. ábra : A potenciális hőmérséklet (θ) és a keverési arány (q) magassági profilja, ahol SL (surface layer) a felszíni réteg, ML (well-mixed layer) a keveredési réteg, EZ (entrainment zone) a bekeveredési zóna, FA (free atmosphere) a szabad légkör (Holtslag & Steeneveld, 2009)

3.2 A keverési diagram

A keverési diagram módszer elméleti leírásával elsőként Betts 1992-es munkája foglalkozott (Betts, 1992), melyben a felszín és a légkör közötti kölcsönhatásokat és a planetáris határréteget tanulmányozták. A felszíni és a határréteg tetején történő szenzibilis és látens hőáramok minél részletesebb megismerésére van szükségünk, hogy a kölcsönhatásokat minél jobban megértsük, és ebben e módszer nagy segítséget tud nyújtani. A keverési diagram módszert és a levezetést a következő pontban mutatom be részletesen.

Legyen ξ egy PHR-ben megmaradó mennyiség (pl. potenciális hőmérséklet). Hanyagoljuk el a forrásokat és nyelőket a határrétegben. Induljunk ki a következő megmaradási összefüggésből:

$$\frac{D\xi}{Dt} = \frac{\partial \xi}{\partial t} + \mathbf{v} \nabla \xi \quad (1)$$

, ahol $\mathbf{v} = \mathbf{v}(u, v, w)$ a szélvektor. Felhasználjuk a kontinuitási egyenletet, ahol ρ a levegő sűrűsége:

$$\nabla(\bar{\rho} \mathbf{v} \xi) = 0. \quad (2)$$

A fluxusalakra igaz lesz a következő összefüggés:

$$0 = \nabla(\bar{\rho} \mathbf{v} \xi) = \bar{\rho} \mathbf{v} (\nabla \xi) + \xi (\nabla \bar{\rho} \mathbf{v})$$

hiszen a jobb oldal második tagját 0-nak vehetjük, mert a közeget divergenciamentesnek feltételezzük. Az (1)-t megszorozzuk ρ -val, és az előbbi összefüggést felhasználva kapjuk a (3)-as egyenletet:

$$\bar{\rho} \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial t} + \nabla(\bar{\rho} \mathbf{v} \bar{\xi}) = 0. \quad (3)$$

A (3)-as egyenletre alkalmazzuk a Reynolds-féle átlagolást ($\mathbf{v} = \bar{\mathbf{v}} + \mathbf{v}'$; $\xi = \bar{\xi} + \xi'$):

$$\bar{\rho} \left[\frac{\partial \bar{\xi}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial z} + \frac{\partial(\overline{u' \xi'})}{\partial x} + \frac{\partial(\overline{v' \xi'})}{\partial y} + \frac{\partial(\overline{w' \xi'})}{\partial z} \right] = 0, \quad (4a)$$

itt u , v , és w a három szélkomponens. Mérések alapján feltételezhetjük (Betts, 1992), hogy a ζ turbulens áramának horizontális divergenciája kicsi, ezért a számításainkban ezt a tagot elhanyagolhatjuk. Az egyszerűsített egyenlet:

$$\bar{\rho} \left[\frac{\partial \bar{\xi}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial z} + \frac{\partial(\overline{w' \xi'})}{\partial z} \right] = 0. \quad (4b)$$

A továbbiakban bevezetjük egy ζ skalár magasság szerinti átlagolását, és annak jelölését, ahol a földfelszíntől a határréteg tetejéig, Z_i , átlagolunk. Az átlagolást a következőképpen írhatjuk le (Deardorff et al., 1974):

$$\langle \bar{\xi} \rangle = \frac{1}{\langle \bar{\rho} \rangle_{Z_i}} \int_0^{Z_i} \bar{\rho} \bar{\xi} dz. \quad (5)$$

Az (5)-beli átlagolást a (4b) egyenletet tagjaira külön-külön elvégezhetjük. Nevezzünk el a (4b) egyenlet tagjait, majd átlagoljuk őket.

$$\bar{\rho} \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial t} = A \quad (6a)$$

$$\bar{\rho} \bar{u} \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial x} = B \quad (6b)$$

$$\bar{\rho} \bar{v} \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial y} = C \quad (6c)$$

$$\bar{\rho} \bar{w} \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial z} = D \quad (6d)$$

$$\bar{\rho} \frac{\partial(\overline{w' \xi'})}{\partial z} = E \quad (6e)$$

A (6a) egyenlet esetén figyelembe kell vennünk a következő összefüggést (Deardorff, 1979), ahol m index a határrétegbeli átlagot jelenti:

$$\frac{\partial \bar{\xi}}{\partial t} = \frac{\partial \bar{\xi}_m}{\partial t} + \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial z} \frac{\partial Z_i}{\partial t} \quad (7)$$

Ez azt jelenti, hogy a $\bar{\xi}$ időbeli megváltozása egyrészt függ a $\bar{\xi}$ határrétegre átlagolt megváltozásától, valamint a határréteg magasság (Z_i) lokális megváltozásától. Ha (5)-öt deriváljuk t szerint és $\partial \bar{\xi} / \partial t$ helyébe beírjuk (7)-et, akkor megkapjuk a következő egyenletet:

$$\frac{\partial \langle \bar{\xi} \rangle}{\partial t} = \frac{1}{\langle \bar{\rho} \rangle Z_i} \int_0^{Z_i} \frac{\partial}{\partial t} \bar{\xi} \bar{\rho} dz + \frac{1}{\langle \bar{\rho} \rangle Z_i} \frac{\partial Z_i}{\partial t} [\bar{\xi}]_0^{Z_i}$$

Elvégezzük az átlagolást, illetve az alsó határnál feltesszük, hogy egy átlagos ξ értéket használunk, amely a határrétegben nem változik számottevően (1.ábra), továbbá a bekeveredési réteg infinitezimálisan kicsi:

$$\frac{\partial \langle \bar{\xi} \rangle}{\partial t} = \left\langle \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial t} \right\rangle + \frac{1}{\langle \bar{\rho} \rangle Z_i} \frac{\partial Z_i}{\partial t} [\bar{\xi}_1 - \langle \bar{\xi} \rangle]$$

Átrendezés után a (6a) egyenlet átlagolt alakja:

$$\left\langle \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial t} \right\rangle = \frac{\partial \langle \bar{\xi} \rangle}{\partial t} - \frac{1}{\langle \bar{\rho} \rangle Z_i} \frac{\partial Z_i}{\partial t} [\bar{\xi}_1 - \langle \bar{\xi} \rangle] \quad (8a)$$

A további egyenletek (6b - 6e) átlagai, (8d)-ben feltételezve, hogy Z_i alatt konstans a divergencia (Betts, 1992):

$$\frac{1}{\langle \bar{\rho} \rangle Z_i} \int_0^{Z_i} \bar{\rho} \bar{u} \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial x} dz = \langle \bar{u} \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial x} \rangle \quad (8b)$$

$$\frac{1}{\langle \bar{\rho} \rangle Z_i} \int_0^{Z_i} \bar{\rho} \bar{v} \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial y} dz = \langle \bar{v} \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial y} \rangle \quad (8c)$$

$$\frac{1}{\langle \bar{\rho} \rangle Z_i} \int_0^{Z_i} \bar{\rho} \bar{w} \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial z} dz = \frac{1}{\langle \bar{\rho} \rangle Z_i} \bar{w}_1 [\bar{\xi}_1 - \langle \bar{\xi} \rangle] \quad (8d)$$

$$\frac{1}{\langle \bar{\rho} \rangle Z_i} \int_0^{Z_i} \bar{\rho} \frac{\partial (\bar{w}' \bar{\xi}')}{\partial z} dz = \frac{1}{\langle \bar{\rho} \rangle Z_i} \bar{\rho} [\overline{w' \xi'_1} - \overline{w' \xi'_s}] \quad (8e)$$

Összegezve a (8a-8e) egyenleteket, a következő eredményt kapjuk az átlagolások után:

$$\frac{\partial \langle \bar{\xi} \rangle}{\partial t} + \langle \bar{u} \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial x} \rangle + \langle \bar{v} \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial y} \rangle = \bar{\rho} \frac{(\overline{w' \xi'_s} - \overline{w' \xi'_i})}{\langle \bar{\rho} \rangle Z_i} + \left(\frac{\partial Z_i}{\partial t} - \overline{w_i} \right) \frac{(\bar{\xi}_i - \langle \bar{\xi} \rangle)}{\langle \bar{\rho} \rangle Z_i} \quad (8)$$

A (8)-as egyenlet jobb oldalának második tagját felírhatjuk a következőképpen:

$$\bar{\rho} W_e (\bar{\xi}_i - \langle \bar{\xi} \rangle) \quad (9)$$

ahol $W_e = \left(\frac{\partial Z_i}{\partial t} - \overline{w_i} \right)$ a réteg mélyülése a bekeveredés miatt.

A (8)-as egyenletet kifejezhetjük egy olyan formában, ahol a jobb oldalon külön vesszük a felszínen és a határréteg tetején lévő fluxusokat (F_ξ):

$$\frac{\partial \langle \bar{\xi} \rangle}{\partial t} + \langle \bar{u} \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial x} \rangle + \langle \bar{v} \frac{\partial \bar{\xi}}{\partial y} \rangle = \frac{F_{s\xi} - F_{i\xi}}{\langle \bar{\rho} \rangle Z_i} \quad (10)$$

ahol $F_{s\xi} = \bar{\rho} (\overline{w' \xi'_s})$ és $F_{i\xi} = \bar{\rho} (\overline{w' \xi'_i}) + \bar{\rho} W_e (\bar{\xi}_i - \langle \bar{\xi} \rangle)$. Az s és i indexek a felszínt és a határréteg tetejét jelentik.

A határrétegben átlagolt skalár megváltozásának szemléltésére kétdimenziós vektorokat használunk. A választott két, határrétegben megmaradó mennyiség a potenciális hőmérséklet és a keverési arány. Ezeket olyan diagramokon ábrázolhatjuk, ahol az x tengelyen Lq [Jkg^{-1}], y tengelyen pedig $c_p \theta$ [Jkg^{-1}] szerint bonthatjuk fel a vektorokat. A két tengely így a fajlagos látens és szenzibilis hőt jelenti.

$$\Delta \xi_m = \Delta (c_p \theta, L_v q)_m \quad (11)$$

ahol θ a potenciális hőmérséklet, q pedig a keverési arány, c_p az állandó nyomáson vett fajhő, L_v pedig a párolgáshő. A (10)-es egyenletbeli felszíni és bekeveredési szintbeli áramokat ebben a térben szeretnénk ábrázolni, melyhez átalakításra van szükség.

Az F jelölést használjuk a (10)-es egyenlethez hasonlóan a fluxusok leírására, az advekciót pedig hanyagoljuk el:

$$\rho_m (\Delta \xi_m / \Delta t) = (F_s - F_i) / Z_i \quad (12)$$

Az egyenletből látszik tehát, hogy egy a határrétegben megmaradó mennyiség Δt időtartam alatti megváltozása arányos a felszíni és a bekeveredési fluxusok különbségének és a határréteg magasságának hányadosával.

Ezt átírhatjuk a következőképpen:

$$\Delta\xi_m = (F_s - F_i)/\Omega, \quad (13)$$

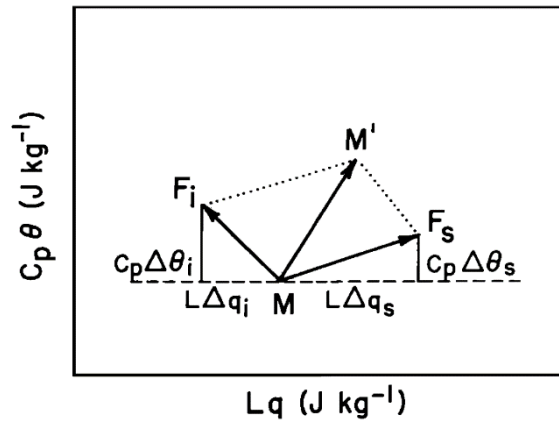
egy skálázási paramétert definiálva:

$$\Omega = \rho_m Z_i/\Delta t \quad (14)$$

Végül átírhatjuk a (13)-as egyenletet:

$$\Delta\xi_m = \Delta\xi_s - \Delta\xi_i \quad (15)$$

ahol $\Delta\xi_s = F_s/\Omega$ és $\Delta\xi_i = F_i/\Omega$, a határreteg magasságától függő, egységnyi idő alatt bekövetkezett fajlagos felszíni és a határreteg tetején bekövetkező fluxusa ξ -nek. Így már külön tudjuk bontani egy felszíni és egy bekeveredési vektorra a fluxusokat.



2. ábra: A Betts-féle vektordiagram θ potenciális hőmérsékletre és q keverési arányra. F jelöli a bekeveredési réteg (i) és a felszín (s) fluxusait, M pedig a mért állapotváltozók által definiált energiákat a kezdeti (M) és végső (M') időpontban (Betts, 1992).

A határretegben θ és q lokális megváltozásai:

$$L_v \frac{\partial \theta_m}{\partial t} = \frac{(F_{s\theta} - F_{i\theta})}{\rho_m Z_i} \quad (16)$$

$$c_p \frac{\partial q_m}{\partial t} = \frac{(F_{sq} - F_{iq})}{\rho_m Z_i} \quad (17)$$

A θ és q fluxusait a turbulens átvitelükkel írjuk fel:

$$F_\theta = \bar{\rho} c_p \overline{w'\theta'} \quad (18)$$

$$F_q = \bar{\rho} L_v \overline{w'q'} \quad (19)$$

A lezáráshoz először teremtsünk kapcsolatot a hő- és nedvességáramok között a felszínen és a határréteg tetején egyaránt. Ehhez először a felszíni virtuális hőáram és a határréteg tetején levő virtuális hőáram közötti összefüggést nézzük meg:

$$F_{i0v} = -A_R F_{s0v} \quad (20)$$

ahol A_R az úgynevezett bekeveredési arány.

A felszíni virtuális hőáram jó közelítéssel a következőképpen kifejezhető:

$$F_{s0v} = F_{s0} + \delta\epsilon F_{sq} \quad (21)$$

Hasonlóképpen igaz lesz ez a határréteg tetején is:

$$F_{i0v} = F_{i0} + \delta\epsilon F_{iq} \quad (22)$$

ahol $\delta\epsilon = 0,608c_p \frac{T}{L}$ és T a hőmérséklet.

Ahhoz, hogy F_{iq} és F_{i0} között kapcsolatot tudjunk tenni, előbb ki kell fejeznünk F_{i0} -át. Induljunk ki a (20)-as egyenletből, és helyettesítsük be ide a (21)-es egyenletet. Ezután kiemelünk F_{s0} -át, így az utolsó tag éppen β_s reciproka lesz, amit a felszíni Bowen-arány jelölésére használunk [lásd (26)-os egyenlet]. Így a következő összefüggést kapjuk:

$$F_{i0v} = -A_R F_{s0} \left(1 + \delta\epsilon \frac{1}{\beta_s} \right) \quad (23)$$

Ezután induljunk ki a (22)-es egyenletből, majd F_{i0} kiemelése után a következőt kapjuk:

$$F_{i0v} = F_{i0} \left(1 + \delta\epsilon \frac{1}{\beta_i} \right) \quad (24)$$

Egyenlővé téve a (23) és (24)-es egyenleteket, átrendezés után F_{i0} -re a következő összefüggést kapjuk:

$$F_{i0} = \frac{-A_R F_{s0} \left(1 + \delta\epsilon \frac{1}{\beta_s} \right)}{1 + \delta\epsilon \frac{1}{\beta_i}} \quad (25)$$

A felszínen és a határréteg tetején is megadhatjuk a Bowen arányt, ami a hő- és nedvességáramok hányadosával lesz egyenlő:

$$\beta_i = \frac{F_{0i}}{F_{qi}} \quad (26)$$

$$\beta_s = \frac{F_{\theta s}}{F_{qs}} \quad (27)$$

Így már a (26)-os egyenlet segítségével kapcsolatot tudunk teremteni a hő- és nedvességáramok között:

$$F_{iq} = \frac{F_{i\theta}}{\beta_i} \quad (28)$$

A keverési diagram vektorát először 2 részre bontjuk. Egyrészt van egy felszíni komponense, másrészt pedig a határreteg tetején egy bekeveredési komponense. A felszíni hő- és nedvességáramokat a következő egyenlet segítségével megkaphatjuk (*Santanello et al.*, 2009):

$$c_p \Delta \theta_{sfc} = \frac{\overline{H_{sfc}} \Delta t}{\rho_m Z_i} \quad (29)$$

$$L_v \Delta q_{sfc} = \frac{\overline{LE_{sfc}} \Delta t}{\rho_m Z_i} \quad (30)$$

ahol H_{sfc} a felszíni szenzibilis hőáram, LE_{sfc} a felszíni látens hőáram, $\Delta t = t_f - t_i$ a kezdeti és a végpont között eltelt idő, ρ_m a határretegben átlagolt sűrűség, Z_i pedig a határreteg magassága.

Amennyiben ismerjük θ és q értékeit a kezdeti és végpontokban, tudjuk a két pont közötti hő- és nedvességáram különbségét is. Ebből levonva a (29)-es és (30)-as egyenlet segítségével kiszámított felszíni vektorkomponenst, megkapjuk a határreteg tetején bekeveredésből adódó hő- és nedvességáramok vektorát. Meg kell jegyeznünk, hogy a módszer éjszaka nem használható a stagnáló és igen alacsony PHR értékek miatt ezért a vizsgálatokban csak az UTC szerinti 6-16 óráig tartó időszakot vizsgáltuk.

A keverési diagramot 3 vektorkomponensre is bonthatjuk, ilyenkor a 3. komponens az advekciónak, amelyet eddig elhanyagoltunk. Ehhez szükséges a szél u és v komponensének ismerete, amelyek segítségével megadható a teljes advekciónak a vektora. A számítást úgy végezzük, hogy a szomszédos rácspontokban levő potenciális hőmérsékletek vagy keverési arányok különbségét vesszük, majd megszorozzuk a megfelelő szélesség komponenssel. Ezután már csak azt kell megnézni, hogy milyen az advekciónak egyes komponenseinek x és y iránybeli elmozdulása, ami a földrajzi hosszúság és szélesség függvényében írható le. Ezt

azért fontos figyelembe venni, mivel relatív nagy potenciális hőmérséklet vagy keverési arány gradiens, illetve szélesebbeség esetén az advekciónak jelentősen módosítani fogja a diagram képét. Ilyenkor a felszíni vektorkomponens mellett az advekciónak vektorát is kivonjuk a kezdeti és végpont közötti hő- és nedvességáram különbségéből ahhoz, hogy megkapjuk a bekeveredési vektort.

A (20)-as egyenletben szereplő A_R bekeveredési arányt is kiszámíthatjuk hőre, A_h , és nedvességre, A_{le} , egyaránt a következőképpen:

$$A_h = \frac{H_{ent}}{H_{sfc}} \quad (31)$$

$$A_{le} = \frac{LE_{ent}}{LE_{sfc}} \quad (32)$$

ahol H_{ent} a határréteg tetején bekeveredő szenzibilis hőáram, H_{sfc} a felszíni szenzibilis hőáram, LE_{ent} a határréteg tetején bekeveredő látens hőáram, LE_{sfc} pedig a felszíni látens hőáram.

Az A_R bekeveredési arány értéke átlagosan kb. 0,4-nek adódott az 1992-es mérések során (*Betts, 1992*), mely közel kétszerese a korábbi kevert réteg modellekben használt bekeveredési aránynak (*Stull, 1988*). Habár néhány vizsgált napon erősebb volt a szél, amikor a felszínközeli szélnyírás nagyobb turbulenciát generált, ezzel szemben magas bekeveredéseket tapasztaltak alacsony szélesebbeségek esetén is. A nagyobb bekeveredésnek három oka volt: a PHR magassága a vártnál gyorsabban növekedett, a melegedés intenzívebb volt, a bekeveredő száraz levegő mértéke is erősebbnek bizonyult a vizsgálatok során. A bekeveredési arány további vizsgálataira lenne szükség, ahol akár fel lehetne használni lidar vagy sodar mérések eredményeit is. Egyértelmű, hogy a PHR magasság és a konvektív fluxusok vertikális gradienseinek jobb mérési módszerei szükségesek a határréteg tetején számítandó bekeveredési arányok bizonytalanságainak megoldására.

3.3 Statisztikai vizsgálat

Ahogy már a felszíni vektor átlagos nagyságának tárgyalása esetén látható volt, a szenzibilis és látens hőáramok, valamint a planetáris határréteg magassága egyaránt befolyásolják a keverési diagram vektorainak nagyságát (*Santanello et al., 2009*). Ahhoz, hogy a vektorok nagyságának területi elrendeződésbeli okairól még több információt

gyűjtünk, korreláció vizsgálatot végezhetünk el. A vizsgálat két változó közötti kapcsolatot mutatja meg számunkra, ahol az egyik változónk mindig az általunk vizsgált három vektor komponens egyike volt, míg a másik egy meteorológiai állapototáró, mely rendelkezésünkre állt mint modell output. Ilyenkor egy mérőszámmal (r) illetjük a két változó közötti kapcsolat szorosságát, amely egy dimenzió nélküli szám, és a $[-1, 1]$ zárt intervallumban helyezkedik el. $+1$ érték esetén maximálisan pozitív, -1 esetén maximálisan negatív korrelációról beszélünk. $[0,+1]$ tartományon egyenes arányosság van a két változó között, míg $[-1,0]$ tartományon fordított arányosságot tapasztalhatunk. Ha az r együttható 0 -val egyenlő, akkor a vizsgált két változó kapcsolatát korrelálatlannak nevezzük. A korrelációs együtthatót a következőképpen fejezhetjük ki:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2}} \quad (33)$$

ahol x_i a felszíni, a bekeveredési vagy az advekció vektor nagysága, y_i pedig a 2 méteres hőmérséklet, a 2 méteres keverési arány, a szenzibilis, a látens hőáram nagysága, a planetáris határreteg magassága, a szél u vagy v komponense az adott órában. \bar{x} és \bar{y} az adott időszakra átlagolt értékek.

Mivel $11 \cdot 183$ – ahol 11 az egy napon belül vizsgált órák száma, 183 pedig a vizsgált félév napjainak a száma – elemszámú adat állt rendelkezésünkre. A nagy elemszám következtében már a nagyon alacsony ($\approx 0,1$) korrelációk is szignifikánsak, ezért nem végeztünk szignifikancia vizsgálatot.

4. A WRF modell

4.1 Modell leírás

A WRF (Weather Research and Forecasting) modell egy mezoskálájú, korlátos tartományú numerikus időjárás előrejelző rendszer, amelyet operatív alkalmazásokra és kutatásra terveztek. A modell két dinamikai alrendszere, a főként kutatási és fejlesztési célokat előtérbe helyező ARW (Advanced Research WRF), és az operatív alkalmazásokra fejlesztett NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model). A modell kormányzó egyenletei nem hidrosztatikusak. Teljesen összenyomható légkörrel számol a modell. A hibrid koordináta-rendszerek közül a felszínkövető η vertikális rendszert használja a modell, száraz hidrosztatikus nyomás alapján; benne a vertikális rács-nyújtás megengedett. Az egyes η szintek meghatározása:

$$\eta = \frac{p_h - p_{ht}}{p_{hs} - p_{ht}} \quad (34)$$

ahol p_h a z szinten vett légnyomás hidrosztatikus része, p_{ht} a modell felső szintje, amit állandónak veszünk, p_{hs} ($z = 0$) a tengerszintre vonatkozó referencia (átlagos) légnyomás. Az η -koordináta-rendszer a troposféra alján még a felszínkövető, míg a szabad légkörben már a nyomási rendszerhez hasonlóan viselkedik. Az η értéke a felszínen 1, míg a modell domain felső határán zérus. Horizontális koordinátázásra az Arakawa C rácsot (Mesinger & Arakawa, 1976) használja az ARW, ahol a rács közepén helyezkednek el a skalárok, a rács széleinek felező pontjaiban az u és v sebességvektorok. Kezdeti feltételként három dimenziós adatokra van szüksége. Peremfeltételként a rács szélei elnyelik a gravitációs hullámokat. A modell tetején egy konstans nyomás felület helyezkedik el. Alsó peremfeltételként a szélesebbég nullára csökken. A modell egyenleteiben, teljes mértékben figyelembe veszik a Coriolis-hatást. Lambert szögtartó térképvetületet használ, a görbület feltételeket tartalmazza. Egyirányú, illetve kétirányú, valamint mozgó nest is használható (Skamarock et al., 2008).

5 különböző parametrizációs csoportot tartalmaz a WRF modell, ezek a mikrofizika, a határréteg, a cumulus, a légköri sugárzás, illetve a felszíni séma. Számos ilyen séma áll rendelkezésünkre, melyek variációjából választhatunk a modelfuttatáshoz. A mikrofizika a légköri vízgőztartalomról, a felhő- és csapadékképződési folyamatokról ad információt számunkra. Felszíni séma alatt a többretegű földfelszín modelleket értjük, kezdve az egyszerű termikus modelltől a teljes növényzet és talajnedvesség modellekig, beleértve a hótakarót és a tengeri jeget. A planetáris határréteg fizikája a felszín felett elhelyezkedő 20–3000 méter

vastag rétegben zajló folyamatok leírására szolgál; a turbulens kinetikus energia előrejelzése – amennyiben a választott sémának ez az alapja – itt történik. A cumulus séma a rácstávolságnál kisebb skálájú konvektív folyamatokat írja le. A légköri sugárzás séma pedig a hosszú- és rövidhullámú sugárzás átvitelt tárgyalja.

4.2 Modell beállítások

A szimulációk futtatása – amelyeket Göndöcs Júlia készített – beágyazás használatával történt. A Kárpát-medence területét az É.sz. 43° – 51° és K.h. 12° – 27° tartományában lefedő külső modellterület 15 km-es horizontális felbontású. A nest felbontása 5 km-es, amely Magyarország területét fedi le a É.sz. $45,3^{\circ}$ – $49,1^{\circ}$ és K.h. $15,1^{\circ}$ – $24,5^{\circ}$ tartományán. Az így elkészült WRF output fájlok 43 η vertikális modellszintet tartalmaznak. Az időlépcső a nesten belül 20s, a külső modellterületen 60s. Kezdeti feltételként a GFS (Global Forecast System) globális hidrosztatikus modell adatait használtuk fel, amely 6 óránként fut, 0.5 fokos felbontású és 28 vertikális modellszintet tartalmaz. A nyers, netCDF formátumú outputok fájlok változói között szerepel pl. a potenciális hőmérséklet, a keverési arány, a planetáris határréteg magassága, a szél u és v komponense, illetve a szenzibilis és látens hőáramok is. Ezen változók ismeretében már minden rendelkezésünkre állt ahhoz, hogy a keverési diagramhoz szükséges információkat megkapjunk.

A szimulációk során az alábbi sémák voltak használva parametrizációként: mikrofizikához a Thompson séma (Thompson *et al.*, 2004), rövid- és hosszúhullámú folyamatok leírására a Dudhia séma (Dudhia, 1989), határréteg parametrizációjához a Bougeault–Lacarrere séma (Bougeault & Lacarrere, 1989), a konvektív folyamatok számára a Kain-Fritsch séma (Kain, 2004), illetve felszíni parametrizációhoz a Noah séma (Chen & Dudhia, 2001).

A Thompson sémában 7 változó szerepel, valamint a jégfázisú és a kevertfázisú folyamatokat is leírja. A Kain-Fritsch séma tömeg fluxusokkal számol, a felhőből történő kikeveredést figyelembe veszi. A Dudhia séma egy darab spektrális sávval rendelkezik, amely nem számol a szén-dioxid és az ózon jelenlétével, csak a felhőzettel (Skamarock *et al.*, 2008).

4.3. A felhasznált felszíni és határréteg séma

A WRF korlátos tartományú időjárási előrejelző modell a GFS globális modell adatait használja kezdeti feltételként. A GFS esetében eredetileg a Pan & Mahrt (1987) által

kifejlesztett, és *Chen et al.* (1996) által kibővített OSU LSM-et (Oregon State University LSM) választották ki földfelszíni modellnek. Az OSU LSM-et az amerikai Nemzeti Környezeti Előrejelző Központ, az amerikai Légierő és az amerikai Hidrológiai Kutató Laboratórium együttesen fejlesztették tovább (*Chen & Dudhia*, 2001). A felszínséma a NOAA nevet kapta:

N: National Centers for Environmental Prediction (NCEP)

O: Oregon State University (Department of Atmospheric Sciences)

A: Air Force (AFWA és AFRL - korábban AFGL, PL)

H: Hydrologic Research Lab - NWS (jelenleg Office of Hydrologic Development).

A Noah felszínsémában 4 talajréteget különítünk el, tartalmazza a vegetációs folyamatok leírását, valamint egyrétegű hómodellel is rendelkezik.

A Noah esetén a teljes párolgás (E): $E = E_{dir} + E_c + E_t$, ahol E_{dir} a közvetlen párolgás a sekély talajrétegből (*Betts et al.*, 1997), E_c a lombkorona által felfogott csapadékból történő párolgás (*Noilhan & Planton*, 1989; *Jacquemin & Noilhan*, 1990), E_t pedig a lombkorona és a gyökereken keresztül történő kipárolgás (*Ek & Mahrt*, 1991).

$$E_{dir} = (1 - \sigma_f) \beta E_p \text{ és } \beta = \left(\frac{\Theta_1 - \Theta_w}{\Theta_{ref} - \Theta_w} \right) \quad (35)$$

$$E_c = \sigma_f E_p \left(\frac{W_c}{S} \right)^n \quad (36)$$

$$E_t = \sigma_f E_p B_c \left(1 - \left(\frac{W_c}{S} \right)^n \right) \quad (37)$$

ahol σ_f az egységnyi terület növényzettel borított aránya, Θ_{ref} a szabadföldi vízkapacitás, Θ_w a hervadáspont, W_c a lombkorona intercepciója, S a maximális lombkorona kapacitás, az n értéke 0,5, B_c pedig a lombkorona ellenállás függvénye.

A felszíni ellenállás a transzspirációra:

$$R_s = \frac{R_{smin}}{LAI} F_1 F_2^{-1} F_3^{-1} F_4^{-1} \quad (38)$$

ahol LAI a levélfelületi index [m^2/m^2], R_{smin} pedig a minimális sztómaellenállás [s/m], amely függ a növény típusától. A képletben szereplő F függvények a fotoszintetikusan aktív sugárzás hatását, a gyökérszónában a transzspiráció számára elérhető víz mennyiségét, a gőznyomás hiány hatását a levegőben és sztómaellenállás hőmérsékletfüggését mutatják meg.

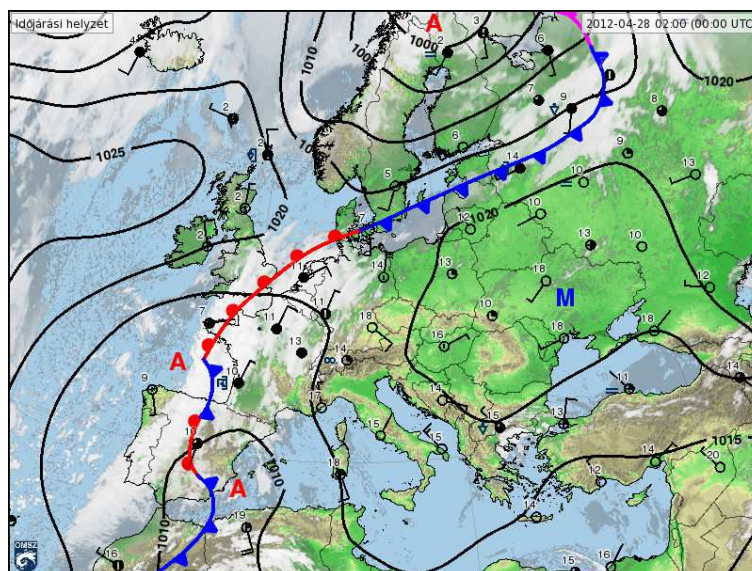
A Bougeault–Lacarrere séma (*Bougeault & Lacarrere, 1989*) lokális, másfeles rendű lezárással rendelkező séma, így alapja a turbulens kinetikus energia (TKE) előrejelzése, melyből meghatározhatóak az örvény diffúzitási együtthatók (*Xie et al., 2012*). A turbulens kinetikus energia parametrizációjára nincs megegyezés a szakirodalomban, így ehhez gondosan megtervezett laboratóriumi kísérletek szükségesek (*Tennekes & Driedonks, 1981*). Azon határréteg sémák melyekben a TKE megjelenik prognosztikus változóként, a határréteg magasságát a TKE adott kritikus érték alá csökkenésével határozzák meg. Ezen séma esetében azonban a PHR magasságát a részecske módszer segítségével becsülik. A részecske módszer során a PHR teteje ott lesz megtalálható, ahol a virtuális potenciális hőmérséklet meg fog egyezni a felszínivel. Ez azon a megfontoláson alapszik, hogy a felszín közeli szuperadiabatikus rétegben a potenciális hőmérséklet csökken a magassággal, majd a keveredési réteget elérve a turbulens átkeverődésnek köszönhetően közel állandó lesz a magasság növekedésével. A magasság növekedésével a turbulencia egyre kisebb lesz, és elkezd stabil légrétegződés kialakulni, ahol a potenciális hőmérséklet növekedésnek indul.

5. Esettanulmányok

Ahhoz, hogy a keverési diagram vektorainak nagyságára és irányára válaszokat találjunk, megvizsgáltuk a diagramot különböző időjárási helyzetekben. Három napot választottunk ki esettanulmányként.

2012. április. 28.

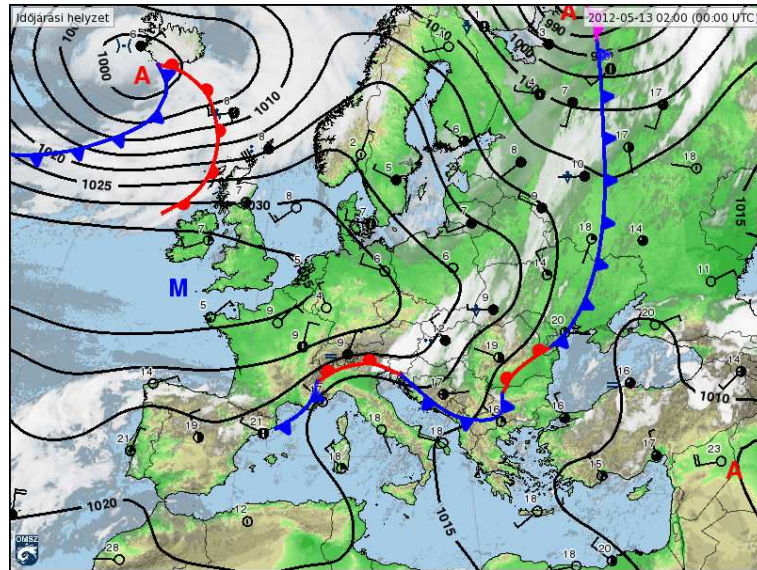
Anticiklonális hatások befolyásolták a Kárpát-medence időjárását, melynek köszönhetően száraz, meleg idő volt a meghatározó. Országszerte csak néhány fátyolfelhő volt az égen - főleg a délután folyamán -, de a legtöbb helyen derült ég volt a jellemző. A legalacsonyabb hőmérséklet 7–15 °C körül mozgott, míg a legmagasabb hőmérséklet 26–30 °C körül alakult hazánk területén. A déli, délkeleti szél mérsékelt volt, melyet az ország középső területein erős lökések kísérték. Csapadékot nem regisztráltak a nap folyamán.



3. ábra : Az OMSZ napijelentés kiadványának időjárási fronttérképe 2012.04.28-án.

2012. május. 13.

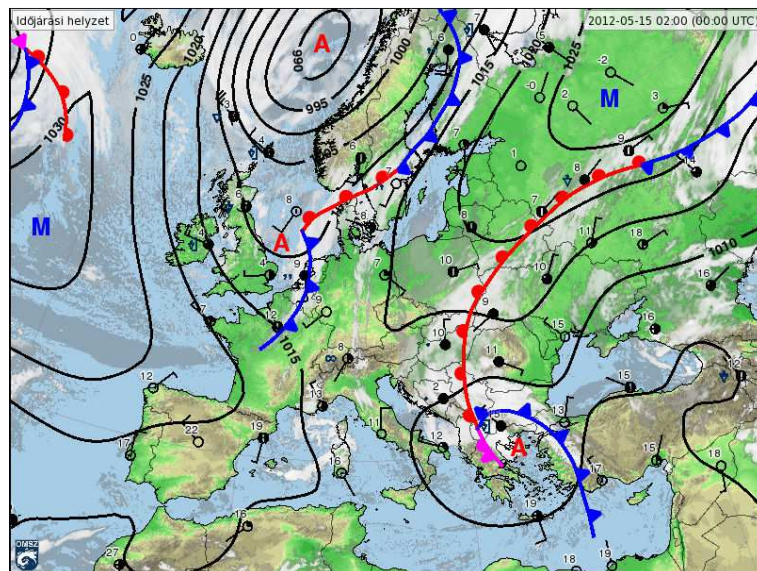
Egy hidegfront alakította hazánk időjárását, ami több mint 10 °C-os lehülést hozott az éjszaka folyamán. Délen és keleten borult ég volt a jellemző, míg a front mögött a kiszáradás miatt már gyengén felhős eget tapasztalhattunk. 15–20 m/s-os szellőkések kísérték a frontátvonulást. A legalacsonyabb hőmérséklet 4–10 °C körül mozgott, míg a legmagasabb hőmérséklet 11–16 °C körül alakult hazánk területén. A 24 óra alatt lehullott csapadék mennyisége nyom és 9 mm között változott, amely főleg az ország keleti és déli területeit érintette.



4. ábra : Az OMSZ napijelentés kiadványának időjárás fronttérképe 2012.05.13-án.

2012. május. 15.

A Balkán-félsziget felett örvénylő ciklon melegfrontja alakította a Kárpát-medence időjárását. Mindössze az ország nyugati részén volt közepesen, erősen felhős az ég, hazánk többi területén borult ég volt a jellemző. A hőmérséklet minimuma 11–14 °C körül alakult, míg a délután folyamán is mindössze 14–19 °C-ig emelkedett a hőmérséklet. Országunk keleti részén hullott jelentéktelen mennyiségű csapadék.



5. ábra : Az OMSZ napijelentés kiadványának időjárás fronttérképe 2012.05.15-én.

6. A módszer gyakorlati alkalmazása

Az elméleti áttekintés után megvizsgáltam a gyakorlati alkalmazást is. A módszert először tesztképpen egy napra készült WRF modellfuttatás eredményre beprogramoztam Fortran segítségével, majd később általunk kiválasztott napokra szintén alkalmaztunk. A program segítségével a Betts munkájában alkalmazott két összetevős módszert és a Santanello által leírt három komponens is kiszámoltam, majd az eredményeket az Origin program segítségével ábrázoltam.

Először tekintsük meg a Betts, majd a Santanello által használt keverési diagramot (6.ábra)! Az ábrákon az x tengelyen Lq [Jkg^{-1}], y tengelyen $C_p\theta$ [Jkg^{-1}] a változás mértéke. A diagramon kékkel ábrázoljuk a fajlagos szenzibilis és látens hő időbeli változásait. Pirossal jelöljük a kiszámított komponenseket, ahol alulról indulva az első a felszíni, második pedig a határreteg tetején a bekeveredésből adódó vektorkomponens. A három komponens tartalmazó b) ábra esetén a középső rész felel meg az advekciónak.

Szemléltetésképpen nézzünk pár példát!

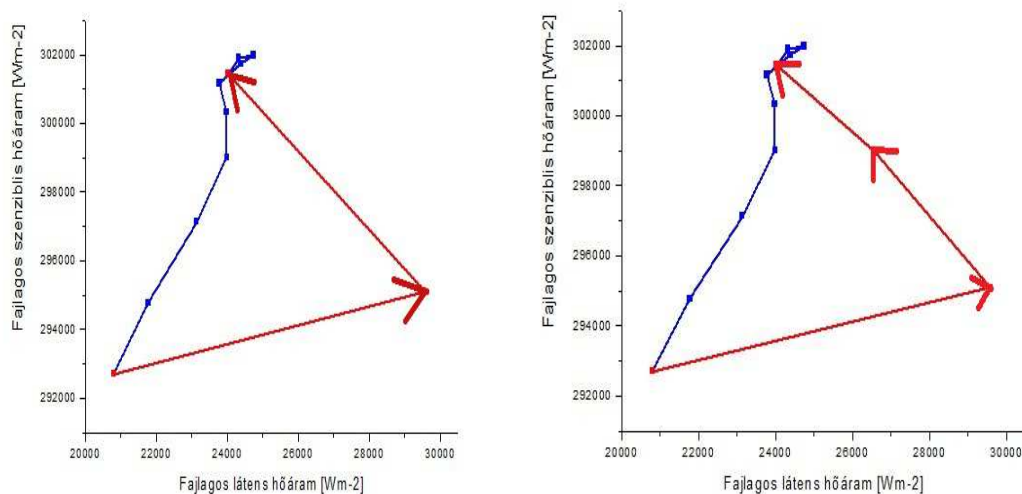
1. esettanulmány: 2012. április. 28.

Először nézzük meg a keverési diagramot, amikor anticiklonális viszonyok uralkodnak; derült, meleg és száraz időjárás dominál. A Mezőföldről választottunk ki egy rácspontot a vizsgálatához.

A fajlagos szenzibilis hőáram reggeltől délután 14 óráig folyamatosan nőtt, majd 16 óráig mindössze 500 Jkg^{-1} -mal csökkent. A hőáram növekedése mellett a nedvességáram is hasonló időbeli tendenciát mutatott. A két komponens tartalmazó ábrán látható, hogy a felszín nedvességárama jelentős volt, közel 9000 Jkg^{-1} többletet adott a légkörnek. A felszín hőárama is pozitív, ami közel 2500 Jkg^{-1} -ot mutat. A másik komponens, azaz a planetáris határreteg tetején történő bekeveredés szintén pozitív hőáramot adott, viszont a nedvességáramot kb. 5500 Jkg^{-1} -mal csökkentette. Látható, hogy a felszín közel másfélszer akkora mértékben járul hozzá a nedvességáramhoz, mint a bekeveredés. Ezzel szemben a hőáram növelésében a felszínhez képest majdnem a háromszor akkora a bekeveredés szerepe.

Így néz ki a két komponensből álló keverési diagram általában egy nyugodt, anticiklonális napon.

Ezután tekintsük a Santanello által leírt három vektorkomponensből álló keverési diagramot! Itt látható, hogy az advekció a hőt pozitív irányba viszi közel 4000 Jkg^{-1} -mal, míg a nedvességet kb. 3000 Jkg^{-1} -mal csökkenti. Így viszont a bekeveredés mindössze 2000 Jkg^{-1} hőáram többletet jelent, és kb. 2500 Jkg^{-1} -mal szárítja a légoszlopot. Látható tehát, hogy a három vektorkomponensből álló esetenél a bekeveredési hőáram közel harmada, míg a nedvességáram kevesebb, mint fele a kétkomponensű diagram segítségével meghatározott bekeveredésnek. Az advekció figyelembe vétele tehát jelentősen módosíthatja a diagram képét!

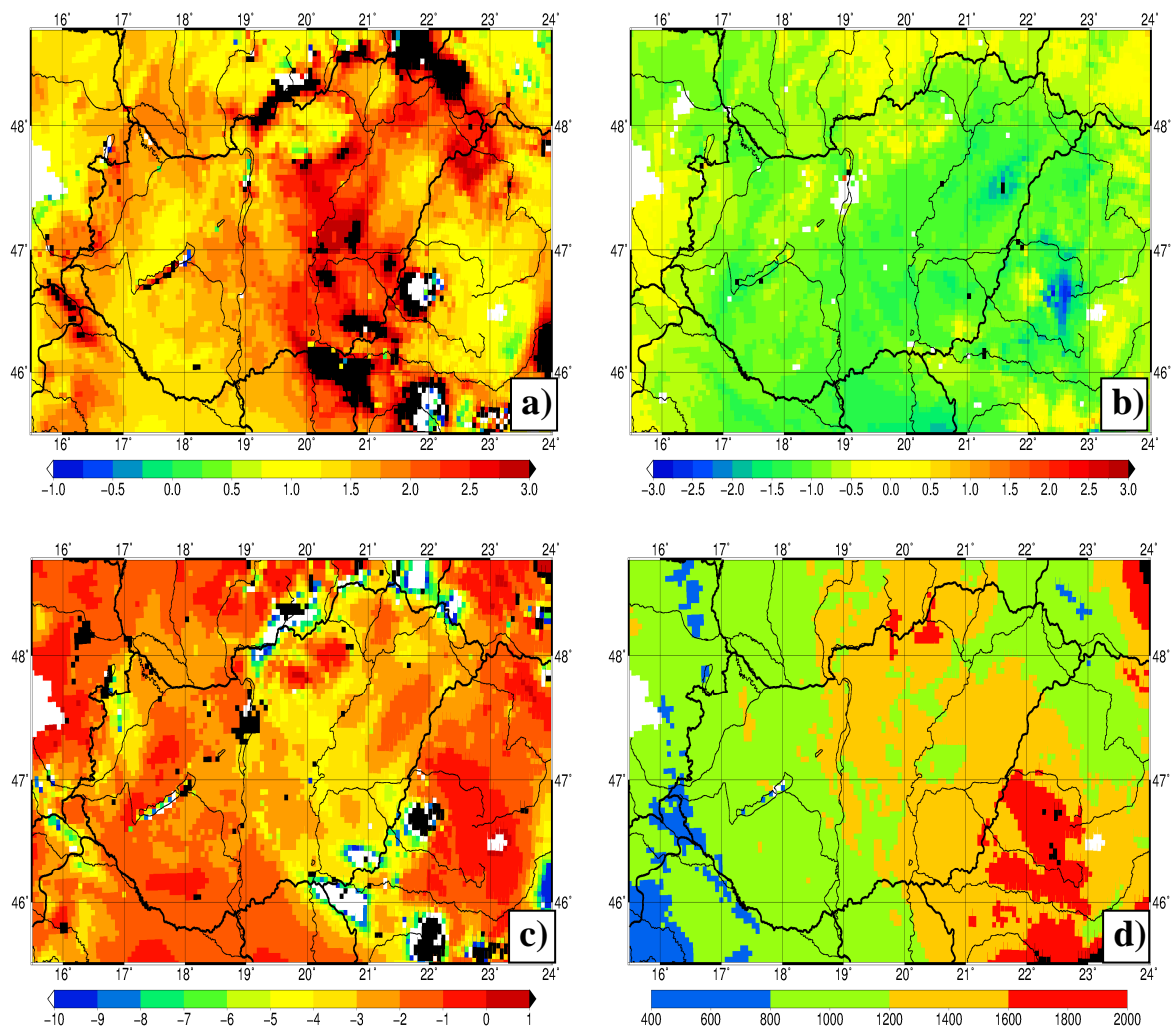


6. ábra : a) Betts [1992], b) Santanello [2009] keverési diagram módszere, egy mezőföldi rácspontra 2012.04.28-án.

Továbbá megnéztük, hogy ezen három komponensnek milyen szerepe volt a választott napokon az általunk vizsgált teljes modell területen, először a most vizsgált napra (7.ábra), majd a többi általunk választott napra. Az elméleti részben bevezetett Bowen- és bekeveredési arányok területi eloszlását is elemeztük a Kárpát-medence területén. Ezzel azt szeretnénk volna megtudni, hogy adott időjárási helyzetekben a felszíni folyamatok nagyobb szerepet játszottak-e, mint a bekeveredés; illetve a hő- vagy a nedvességáram volt-e a meghatározóbb az adott napon?

A bevezetett arányokon kívül további hányadosokat is definiáltunk, melyeknek jellemzését is az adott napokhoz tartozó területi eloszlások esetén tárgyaljuk.

Az a) ábrán látható például egy ilyen általunk bevezetett hányados. Az advekció elhanyagolása esetén a bekeveredési vektorok és az advekció figyelembe vétele esetén a bekeveredési vektorok aránya a nedvességre látható itt, aminek segítségével az advekcio módosító hatását vizsgálhatjuk. Hazánk délkeleti részén volt jelentősen nagyobb ez az arány 1-nél, ahol a szélesség relatív nagyobb volt, mint az ország többi részén. Ezen kívül az Északi-középhegységtől északra, nagyjából a határ mentén láthatunk még hasonlóan magas értékeket. Ez azt jelenti, hogy itt az advekcio figyelembevételével csökkent a bekeveredési vektor nagysága az x tengely mentén, ugyanis a szél is szárította a légment. A negatív előjel ezen a térképen arra utal, hogy az advekcio figyelembe vétele esetén a bekeveredési vektor iránya megváltozott a nedvességre nézve.



7. ábra : a) Az advekcio elhanyagolása esetén a bekeveredési vektorok és az advekcio figyelembe vétele esetén a bekeveredési vektorok aránya nedvességre nézve, b) a bekeveredési vektorkomponens és a felszíni vektorkomponens aránya nedvességre nézve, c) a PHR tetején a bekeveredésből származó Bowen-arány, d) az átlagos PHR magasság méterben 2012.04.28-án.

A b) ábrán az A_1 , azaz a nedvességre vonatkozó bekeveredési arány látható. A kép megmutatja számunkra, hogy egy felhőmentes anticiklonális napon a két vektor aránya az ország nagy részén -1-es érték körül mozog. Ez azt jelenti, hogy átlagosan közel azonos mértékben alakítják a PHR napi változásait, csak amíg a felszíni vektor nedvesség többletet ad a légkörnek, addig a bekeveredés szárító hatást vált ki. Az ábrán továbbá jól látszik, hogy a magasabban fekvő területeken a felszíni folyamatok a dominánsabbak, ugyanis a színek megközelítően visszaadják a domborzat képét.

A c) ábra a bekeveredési Bowen-arányról ad információt számunkra. Látható, hogy az ország délkeleti részén és északon a határ mentén találjuk a legnagyobb negatív értékeket, ugyanis itt a hőáram pozitív hatása többszöröse volt a nedvességáram szárító hatásának. Ezen területeken nem csak a szélsébség u és v komponense voltak nagyobbak, mint hazánk többi részén, hanem a planetáris határréteg magassága is relatív nagy értékeket ért el az intenzív turbulenciának köszönhetően, melyet a d) ábra szemléltet.

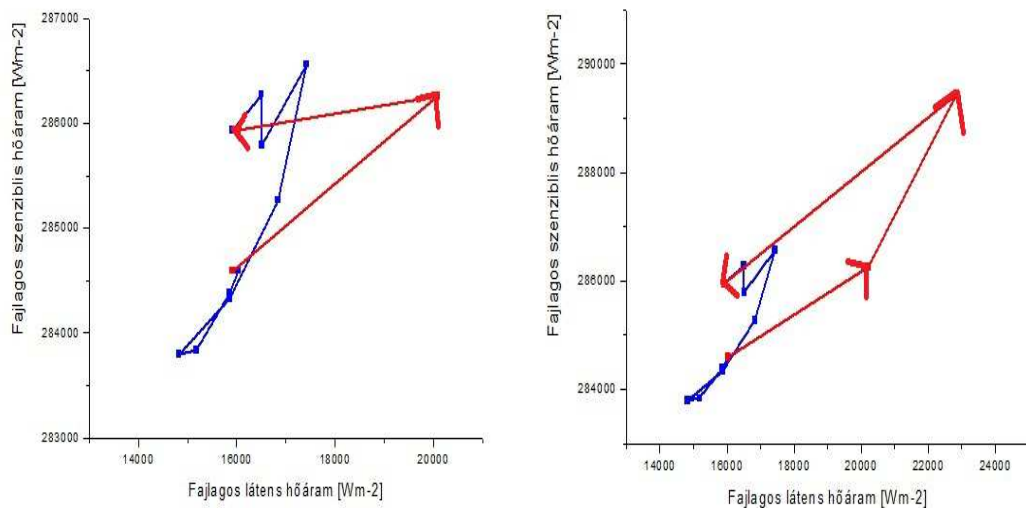
2. esettanulmány: 2012. május. 13.

A második esettanulmány egy olyan napról készült, amikor egy hidegfront alakította hazánk időjárását. Ezen a napon két rácsponton is megnéztük a keverési diagramot, ahol egyik a hidegfront előtti állapotot mutatja, másik pedig a posztfrentális viszonyokat tárja elénk.

Az első rácspontot a Dél-Alföldről választottuk ki, ahol a front még nem vonult át a vizsgált napon. A fajlagos szenzibilis hőáram a reggel folyamán még ugyan csökkent, majd amikor felszakadozott a felhőzet, hirtelen 3 óra alatt közel 3000 Jkg^{-1} -mal eltolódott pozitív irányba. Késő délutánra ismét csökkent kb. 500 Jkg^{-1} -mal a fajlagos szenzibilis hőáram. A nedvességáram napi menete hasonlóan alakult, itt is azon 3 óra alatt mintegy 3000 Jkg^{-1} -mal nőtt, majd 16 óráig 2500 Jkg^{-1} -mal eltolódott a szárazabb irányba. A felszín nagyjából 1500 Jkg^{-1} fajlagos szenzibilis és megközelítően 4000 Jkg^{-1} látens hőáram többletet adott a légkörnek. Látható, hogy a felszíni vektornak ezen értékei jócskán elmaradnak az előzőleg vizsgált anticiklonális napon ábrázolt felszíni vektor értékeitől. Beláthatjuk tehát, hogy egy erősen felhős, borult napon a felszín sokkal kevesebb hő- és nedvességáram többletet ad a légkörnek, mint egy derült nap alkalmával. Ennek prózai oka, hogy beérkező napsugárzás hiányában mind a szenzibilis, mind a látens hőáram alacsony. A bekeveredés a

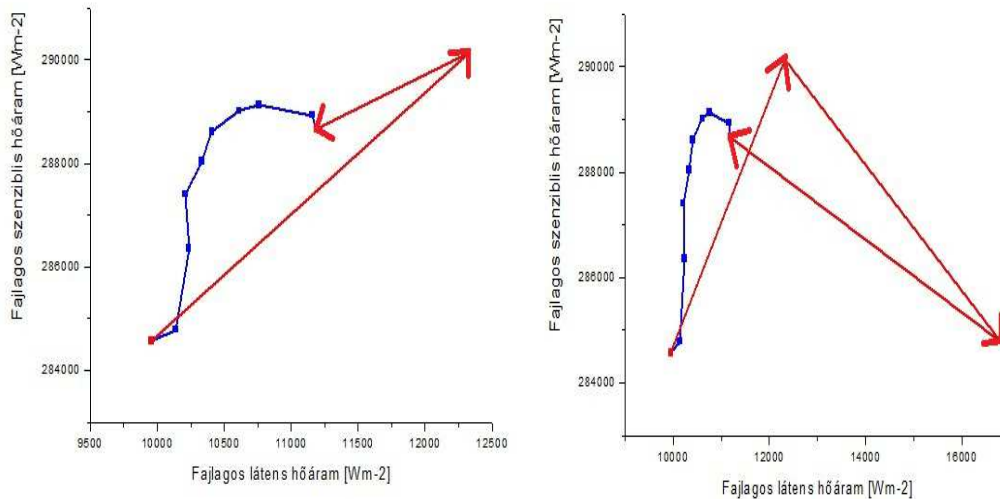
nedvességáramra közel ugyanakkora hatással volt, mint a felszín, de az ellenkező irányba. A hőáramot mindössze 200 Jkg^{-1} -mal csökkentette a bekeveredés.

Most vegyük figyelembe a Santanello által bevezetett advekcio vektorát is! Ekkor tapasztalhatjuk, hogy az advekcio a felszíninél is nagyobb fajlagos szenzibilis hőáram többletet, illetve további nedvességáramot ad a vizsgált légoszlopnak. Ez nyilvánvaló, ugyanis mint tudjuk, a front előtt a melegszeletorban meleg és nedves levegőt szállít a délies szél. Ennek köszönhetően a bekeveredés ismét jelentősen módosul, ugyanis míg a kétkomponensű esetenél mindössze 200 Jkg^{-1} -mos csökkenést láthattunk, addig a háromkomponensű esetben kb. 3500 Jkg^{-1} -mal csökkentette a fajlagos szenzibilis hőáramot a bekeveredés.



8. ábra : a) Betts [1992], b) Santanello [2009] keverési diagram módszere, egy dél-alföldi rácspontra 2012.05.13-án.

A második rácspontot a Kisalföldről választottuk ki, ahol a talajon már áthaladt a hidegfront. A fajlagos szenzibilis és látens hő folyamatosan nőtt a nap folyamán. A felszíni vektor a meleg és nedves irányba, míg a bekeveredési vektor a hideg és száraz irányba mutat a Betts-féle keverési diagramon. A felszín hatása a dominánsabb, ugyanis több mint kétszer akkora értékekkel járul hozzá a hő- és nedvességáram napi változásához, mint a bekeveredés.

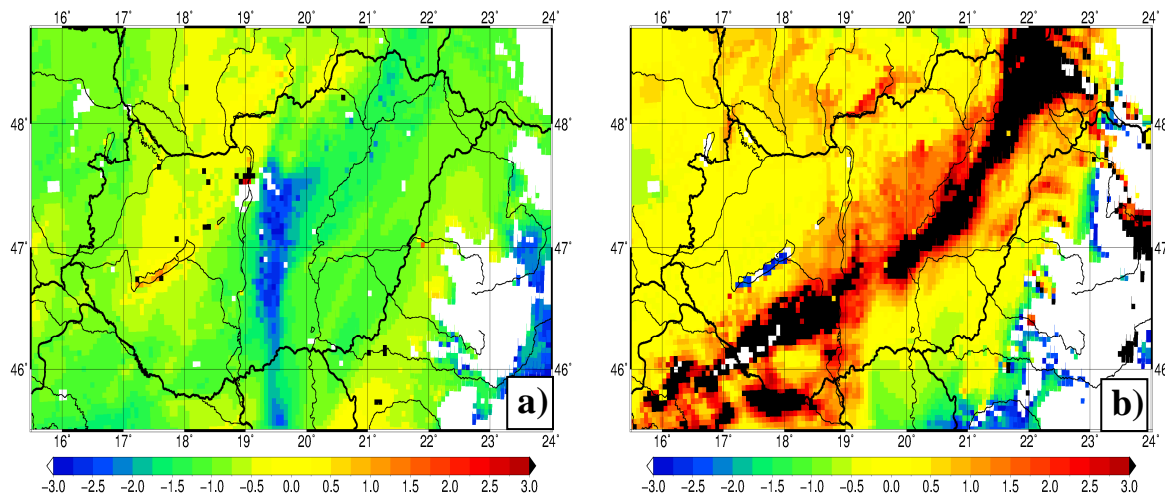


9. ábra : a) Betts [1992], b) Santanello [2009] keverési diagram módszere, egy kisalföldi rácspontra 2012.05.13-án.

A háromkomponensű diagramon az advekcio bevezetése más képet tár elénk, ugyanis a hőáramot közel azonos mennyiségben csökkenti, mint ahogy azt a felszín növelte, a nedvességáramhoz pedig további közel 4000 Jkg^{-1} -mal járul hozzá. Ennek következtében a bekeveredési vektor meleg és száraz irányba fog mutatni. Ennek fizikai háttere, hogy a határréteg tetején egy izoterm rétegződést találhatunk, ahol még melegebb és szárazabb levegő található, mint amilyen a front áthaladása előtt volt. Ezen izoterm rétegződés felett a hidegfront hatása még nem érezhető, viszont a PHR területén már a hidegfronti hatások dominálnak. Ebből levonhatjuk azt a következtetést, hogy a front még csak az alsó rétegekben – a PHR-en belül – haladt át ezen vizsgált légoszlopban. Látható tehát, hogy az advekcio figyelembe vétele nem csak a bekeveredési vektor nagyságára, hanem az irányára is jelentős hatással lehet! Míg a kétkomponensű esetben csökkentette a fajlagos szenzibilis hőáramot a bekeveredés, addig a három komponensű tartalmazó diagramon már növelte.

Az előző esettanulmányhoz hasonlóan itt is megvizsgáltuk egyes vektorkomponensek arányát (10. ábra). Az első területi eloszlás, mely a bekeveredés és a felszín arányát vizsgálja meg a nedvességre nézve, az a) ábrán látható. Észrevehető, hogy a Duna-Tisza közénél a frontátvonulás után a bekeveredési nedvességáram közel háromszor akkora volt, mint a felszíni vektorkomponens a nedvességre nézve. Ennek oka, hogy az éjszaka folyamán itt alakultak ki zivatarok egy konvergenciavonal mentén, és számottevő mennyiségű csapadék hullott ezen a területen, melynek köszönhetően a bekeveredés jelentős látens hőáram többletet adott a vizsgált légoszlopban. A negatív előjel arra utal, hogy a két vektorkomponens

ellentétes irányba módosította a légoszlop nedvességét. A b) ábrán ugyancsak a felszíni és a bekeveredési vektorkomponensek aránya látszik, ám ezúttal hőre vonatkoztatva. Jól látszódik a front helyzete, ugyanis ott a bekeveredési hőáramok több mint kétszer nagyobbak voltak a felszíni hőáramoknál. További látható, hogy a zölddel színezett területeken már a felhőzet felszakadozott és a bekeveredési vektor nagysága közel azonos volt a felszíni vektoréval, de ellentétes irányba módosította a fajlagos szenzibilis hőáramot.



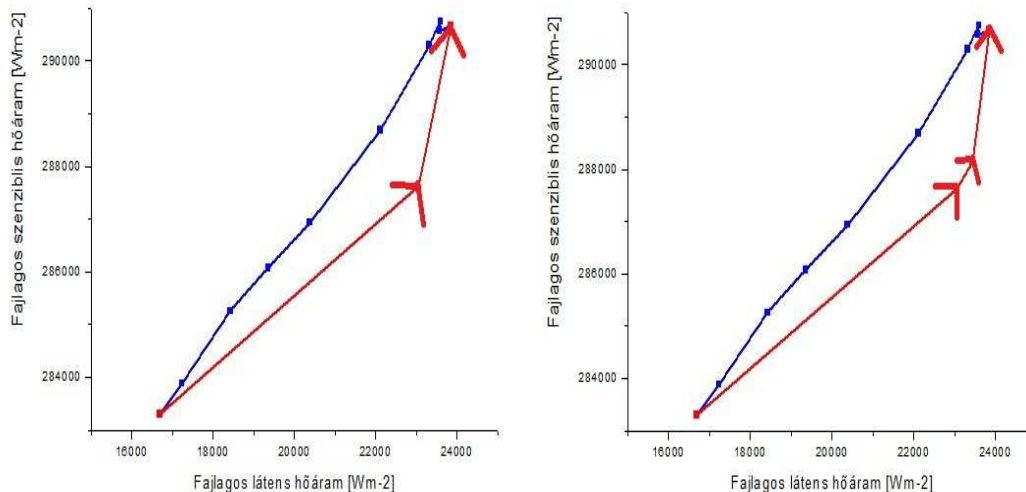
10. ábra : a) A bekeveredési vektorkomponens és a felszíni vektorkomponens aránya nedvességre nézve, b) a bekeveredési vektorkomponens és a felszíni vektorkomponens aránya hőre nézve 2012.05.13-án.

3. esettanulmány: 2012. május. 15.

A harmadik esettanulmányban egy olyan napot választottunk ki, amikor egy melegfront alakította hazánk időjárását; a borult ég mellett nyomnyi csapadék hullott, a napi hőingás kicsi volt, a légmozgás gyenge. Itt is a Dél-Alföldről választottunk ki egy rácspontot, amelynek keverési diagramját megvizsgáltuk.

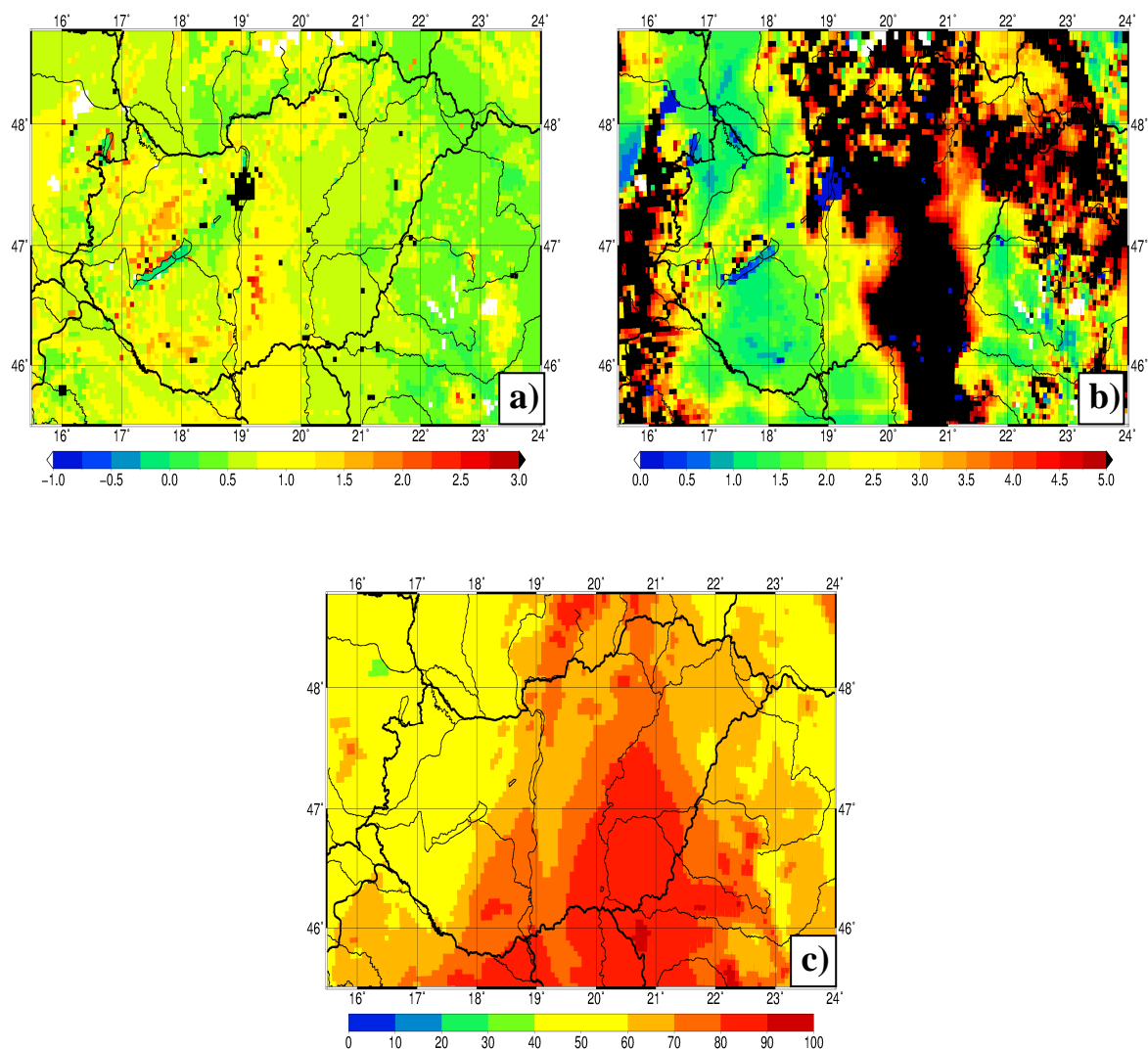
A nap folyamán a fajlagos szenzibilis és látens hő emelkedését semmilyen hatás nem befolyásolta jelentősen. A felszíni és a bekeveredési vektor is a meleg és nedves irányba mutatott. A felszín a nedvességáram növekedéséhez közel nyolcszor akkora mértékben járult hozzá, mint a bekeveredés, viszont a hőáram esetén nagyjából hasonló hatást váltottak ki.

Az advekciónak figyelembe vétele esetén most túl nagy változás nem történt, ugyanis a környező rácspontok között nem volt nagy hő- és nedvességgradiens, illetve a szél u és v komponense is alacsony volt. Az advekciónak ezúttal nagyságrendileg mindössze 400–500 Jkg^{-1} -os változást okozott.



11. ábra : a) Betts [1992], b) Santanello [2009] keverési diagram módszere, egy dél-alföldi rácspontra 2012.05.15-én.

Az a) ábrán látható, hogy a felszíni Bowen-arány megközelítőleg visszaadja a felszíni tulajdonságokat, azaz a talaj és a vegetáció típusok határvonalai felismerhetőek az ábrán, pl. a Duna-Tisza közének homokos területei vagy a dél-balatoni homokhát (Göndöcs, 2013). Továbbá az ábráról kivehetőek a nagyobb városok helyei is, ahol a környezetükhöz képest jóval nagyobb felszíni Bowen-arány értékeket tapasztalhatunk. A b) ábrán azt láthatjuk, hogy a felszínnek vagy a légkörnek van-e nagyobb hatása az adott légszlopra. A kép a felszíni vektorkomponens hosszának arányát a bekeveredési vektorkomponens hossz és az advekción vektorkomponens hossz összegéhez képest mutatja a nedvességre nézve. 1-nél nagyobb értékek esetén a felszín hatása dominál, míg a 0 és 1 közötti tartományban a légkör – bekeveredés és az advekción együttes hatása – változatta meg nagyobb mértékben a nedvességáramot. Azon tájakon, ahol a nyolc okta alacsony szintű felhőzet mellett még csapadék is hullott, ott a felszín hatása több mint ötszöröse volt a másik két vektor összegzett hatásának. Az ország nyugati részén, ahol nem volt borult az égbolt, már nem volt ennyivel nagyobb a felszín nedvességárama, sőt volt ahol kisebb értékeket is kaptunk, mint a bekeveredés és az advekción összegének hatása.

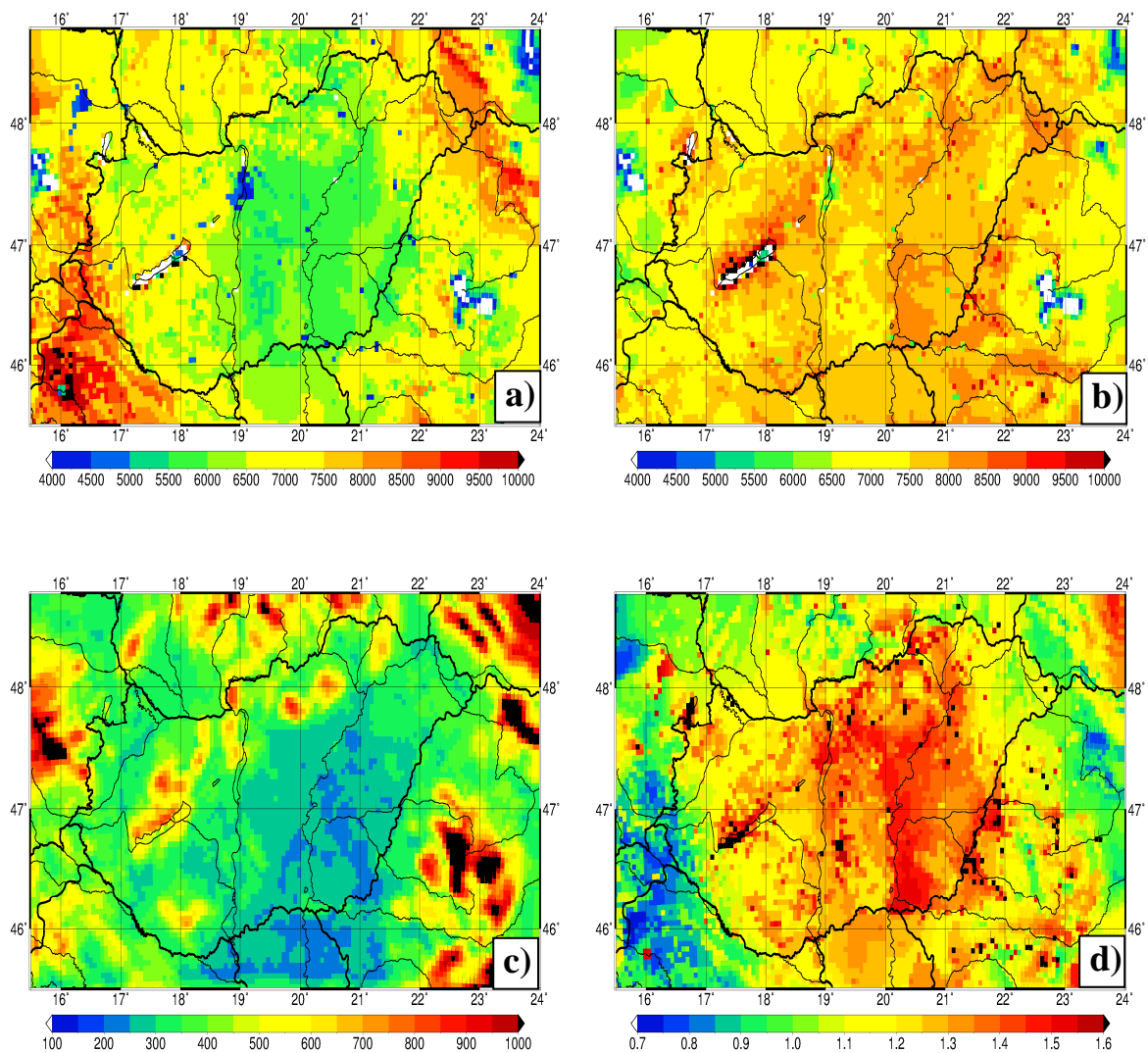


12. ábra : a) A felszíni Bowen-arány, b) a felszíni vektorkomponens hosszának aránya a bekeveredési vektorkomponens hossz és az advekción vektorkomponens hossz összegéhez nedvességre nézve 2012.05.15-én, c) a felszíni relatív nedvesség 2012.05.15-én 12 UTC-kor.

6.4. Nyári időszak

Miután egy-egy kiválasztott napra megvizsgáltuk a módszert, megnéztük hosszabb időszakra is. A 2012.04.01. és 2012.09.30. közötti időszakot tekintettük meg. Ezzel azt szeretnénk volna kideríteni, hogy a vizsgált modellterületen hol vannak azok a területek, ahol ezen időszakban a hő- és/vagy nedvességáramok hatása jóval jelentősebb vagy sokkal gyengébb, mint az egyéb helyeken. Ehhez először minden rácspontra, minden napra kiszámítottuk a három vektor nagyságát, majd időbeli átlagolást végeztünk a kiválasztott időszakban. Az a) ábrán látható (13.ábra), hogy a nyári félévre átlagolt felszíni vektor nagysága pl. a vizsgált modellterület délnyugati részén jóval nagyobb értékeket mutat, mint az

Alföldön. A felszíni vektor nagyságát a szenzibilis és látens hőáramok, valamint a planetáris határréteg magassága befolyásolja. Az Alföld esetében például azért kaptunk alacsony felszíni vektor nagyságokat, mivel ott a határréteg magasság jóval nagyobb volt átlagosan, viszont ez a felszíni vektor kiszámításában nagyobb számmal való osztással jár. A b) ábrán a teljes időszakra átlagolt bekeveredési vektor nagyságának területi eloszlását láthatjuk, amely visszaadja számunkra a talajtextúra hatását, például jól kirajzolódik a Kiskunság és a Nyírség homokos területe. A c) ábrán az advekciónak a félévre átlagolt hatását láthatjuk, amely a domborzat hatásait kiválóan tükrözi. A d) ábrán a félévre átlagolt bekeveredés és advekciónak az összegének átlagos nagyságának arányát láthatjuk a felszíni vektor nagyságához képest.

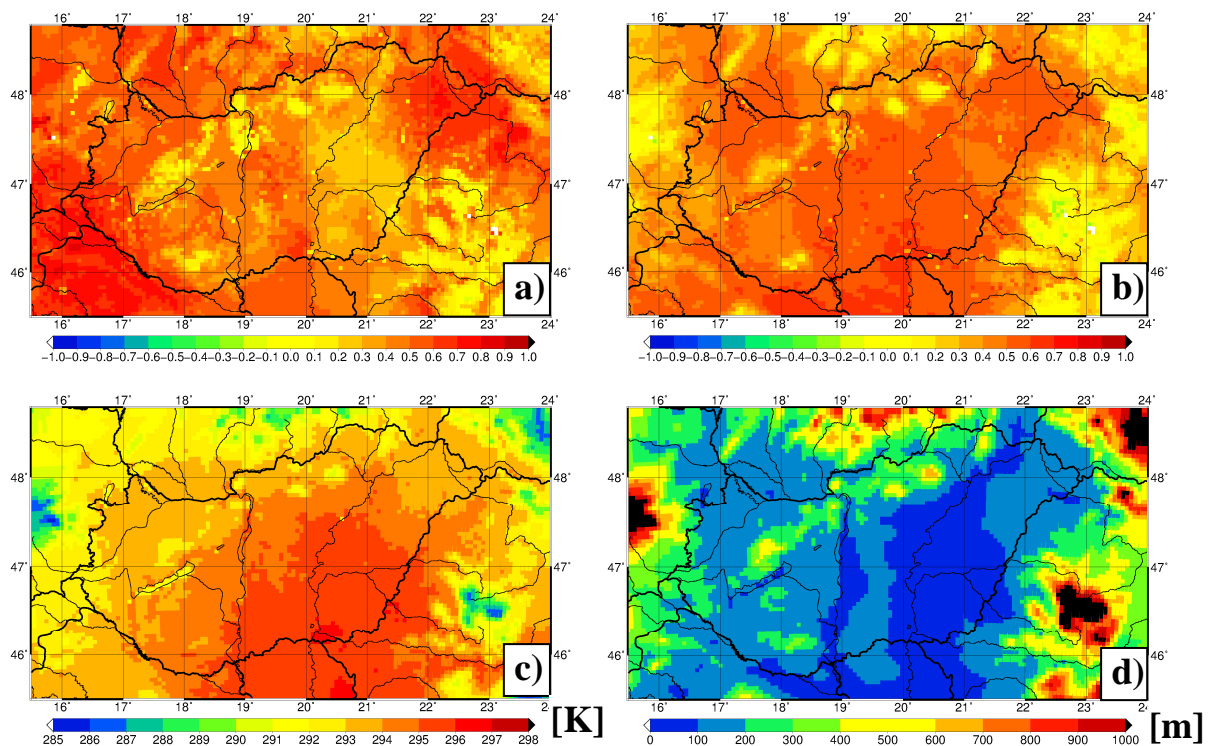


13. ábra : a) A felszíni , b) a bekeveredési, c) az advekciónak a félévre átlagolt nagysága [J kg^{-1}] 2012.04.01. és 2012.09.30. között, d) a bekeveredési és az advekciónak az összegének átlagos nagyságának arányát a felszíni vektor nagyságához képest 2012.04.01. és 2012.09.30. között.

Megállapítható, hogy hazánk nagy részén a bekeveredés és az advekciónak összege jobban befolyásolta a vizsgált légoszlop energiaháztartását, míg a modellterületnek főként a délnyugati részén – ahol a határreteg magasság átlagosan alacsonyabb értékeket mutat – a felszíni vektor volt a dominánsabb. Kiemelendő továbbá, hogy az advekciónak szerepe közel 10–15-ször kisebb, mint a felszíni vagy bekeveredésé. Ezen kívül jól látható, hogy a felszíni hőáramok a bekeveredés mértékére jelentős hatással bírnak.

6.5 Korreláció vizsgálat

A 14.a) ábrán látható a 2 méteres hőmérséklet és a felszíni vektor közötti korreláció, melynél egyenes arányosságot tapasztalhatunk a vizsgált terület egészén. Megfigyelhető, hogy a magasabban fekvő területeken, valamint a nagyobb városok esetén – például Budapest vagy Bécs – a korrelációs együttható nem éri el a +0,2–0,3-as értéket sem.



14. ábra : a) A felszíni vektor és a 2 méteres hőmérséklet, b) a bekeveredési vektor és a 2 méteres hőmérséklet közötti korreláció, c) az átlagos 2 méteres hőmérséklet [K] 2012.04.01. és 2012.09.30. között, d) a tengerszint feletti magasság [m].

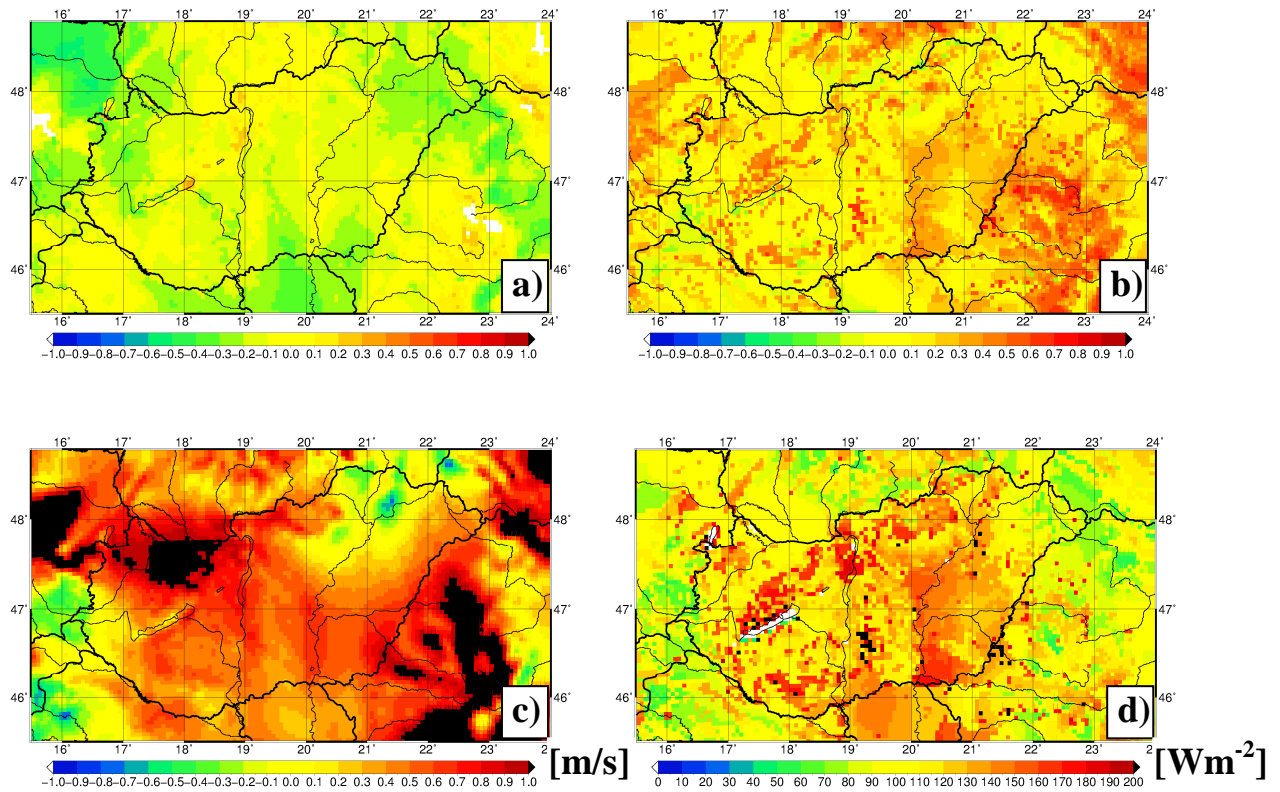
Továbbá gyenge pozitív kapcsolatot tapasztalhatunk hazánk délkeleti tájain, ahol a vizsgált időszakban átlagosan nagyobb PHR magasságok adódtak. Ezzel szemben ahol alacsonyabb volt a határréteg magassága ezen időszakban, ott nagyobb pozitív korrelációs együtthatókat kaptunk eredményül. Ilyen helyek például a vizsgált terület északkeleti és délnyugati részei, ahol 0,6–0,9 közötti korrelációkat láthatunk. Ezen kívül elmondható, hogy ahol nagyobb volt a félévre átlagolt látens hóáram nagysága, azon területeken magasabb korrelációs értékek rajzolódtak ki.

A b) ábrán a 2 méteres hőmérsékletnek a bekeveredési vektor nagyságával való korrelációját tekinthetjük meg. A relatív nagyobb értékeket a vizsgált terület déli részén láthatjuk, itt +0,5–0,7-es értékeket olvashatunk le az ábráról. Ezen területeken az átlagos 2 méteres hőmérséklet nagyobb volt a 2012-es félév során, amelyet a c) ábrán tekinthetünk meg. Továbbá ezen esetben is megfigyelhető a domborzat hatása – amelyet a d) ábra szemléltet –, ugyanis a hegységek területén a korrelációs együtthatók az a) ábrához hasonlóan alacsony értékeket mutatnak. A dolgozatban ugyan nem mutatjuk be, de a keverési aránynak a felszíni illetve a bekeveredési vektorral való korrelációja esetén is nagyon hasonló mintájú térképek rajzolódtak ki, mint a 2 méteres hőmérséklet korrelációi esetén, amelyeket az a) és b) ábra mutatott. Viszont elmondható, hogy ezen két vektorral való korrelációja a keverési aránynak még nagyobb pozitív számoknak adódott, mint a 2 méteres hőmérséklet esetén.

Az a) ábrán (15. ábra) a felszíni vektor nagysága és a 10 méteres szélesség u komponense közötti korrelációt tekinthetjük meg. Ha megnézzük a c) ábrát is, akkor kirajzolódik egyrészt a hazánk nyugati határának közelében lévő, másrészt a Duna-Tisza közének déli területein található minta. Itt alacsonyabb átlagos u szélesség komponenseket tapasztalhattunk, melyek erősebb negatív korrelációt mutatnak az a) ábrán. Hazánk északkeleti pontjaiban, valamint az Erdélyi-középhegységtől keletre lévő területeken, ahol szintén alacsonyabb volt az u szélesség komponens, ott is nagyobb fordított arányosság figyelhető meg.

A b) ábra a bekeveredési vektor nagysága és a szenzibilis hóáram közötti korrelációt szemlélteti. Nagyobb pozitív korreláció figyelhető meg azon területeken, ahol a szenzibilis hóáram átlagosan nagyobb volt a vizsgált időszakban – ezt a d) ábra mutatja meg. Szemléletes például a Szegedtől nyugatra található részen kirajzolódó minta, ugyanis míg Szeged környékén 180–190 Wm^{-2} volt az átlagos szenzibilis hóáram a nyári időszakban, addig a tőle nyugatra lévő Kiskunság homokos területein közel fele akkora értékeket olvashatunk le az

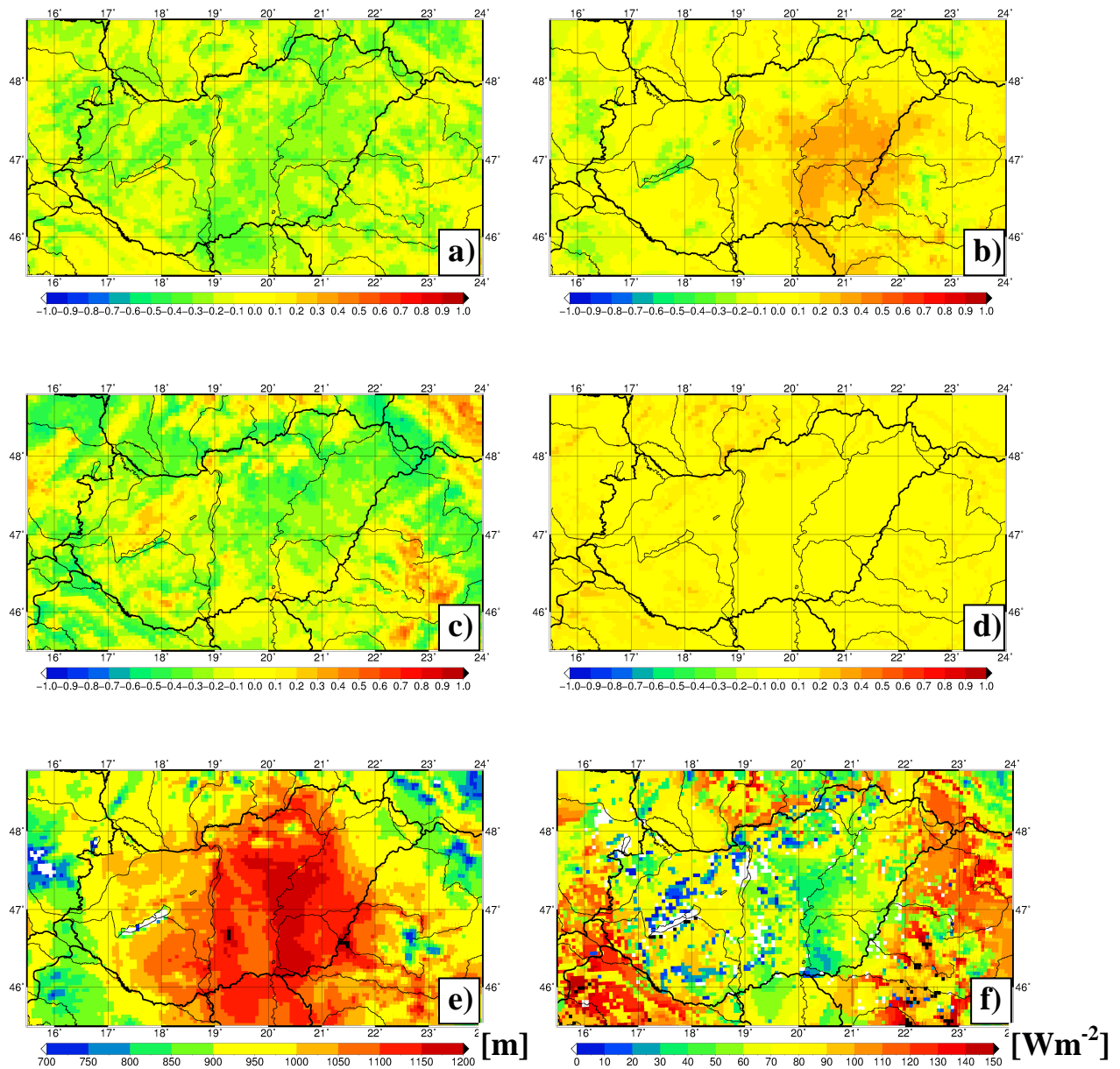
ábráról. Utóbbi területek a b) ábrán is láthatóak, hogy itt a korreláció is alacsony volt. Nagyobb pozitív korreláció figyelhető meg a magasabban fekvő tájakon. A b) ábrán jól kirajzolódik az Alpokalja, a Kárpátok és az Erdélyi-középhegység is, tehát elmondható, hogy a domborzat itt is befolyásolja a két változó közötti kapcsolat erősségét.



15. ábra : a) A felszíni vektor és a 10 méteres szélesség u komponense, b) a bekeveredési vektor és a szenzibilis hőáram közötti korreláció, c) az átlagos 10 méteres szélesség u komponense [m/s], d) az átlagos szenzibilis hőáram [Wm⁻²] 2012.04.01. és 2012.09.30. között.

Az a) és b) ábrákon (16. ábra) a PHR magasságának korrelációját vizsgáltuk meg előbb az advekciónak majd a bekeveredési vektor nagyságával. A két ábra eléggé eltérő képet mutat, ugyanis míg az a) ábrán az egész vizsgált terület fordított arányosságot tár elénk, addig a b) ábrán alig tapasztalható korreláció. Mindössze azokon a területeken olvashatunk le relatív nagyobb (0,4–0,5-es) pozitív értékeket, ahol a fél évre átlagolt PHR magassága nagyobb volt, átlagosan elérte az 1100 métert. A nyári időszakra átlagolt PHR magasságát az e) ábra szemlélteti. A c) és d) ábrákon a bekeveredési vektornak a szenzibilis és látens hőáramokkal vett korrelációját figyelhetjük meg. Itt is látható a két ábra közötti nagy eltérés, ugyanis míg a szenzibilis hőárammal vett korreláció esetén kirajzolódik, hogy ahol nagy volt

a félévre átlagolt szenzibilis hőáram – például a Mecsek, a Dunántúli-középhegység vagy Szeged környéke –, ott alacsony korrelációs értékeket tapasztalunk; addig a látens hőárammal vett korreláció esetén elmondhatjuk, hogy a vizsgált terület egészén nem korrelál egymással a két változó. Az f) ábrán látható átlagos látens hőáram mintázata nem rajzolódik ki a d) ábrán látható advekcióval való korrelációs térképen.



16. ábra : a) Az advekciós vektor és a PHR magassága, b) a bekeveredési vektor és a PHR magassága, c) az advekciós vektor és a szenzibilis hőáram, d) az advekciós vektor és a látens hőáram közötti korreláció, e) a PHR átlagos magassága [m], f) az átlagos látens hőáram [Wm^{-2}] 2012.04.01. és 2012.09.30. között.

A c) ábrán tovább látható, hogy ahol a szenzibilis hőáram a félév során átlagosan relatív alacsony volt, ott nagyobb fordított arányosság figyelhető meg. Szemléletes példa erre a kelet-szlovéniai és a kárpátaljai magas negatív korreláció, ahol a szenzibilis hőáram még a 100 Wm^{-2} -t se érte el átlagosan a 2012-es nyári félév során.

7. Összefoglalás

Munkám során a keverési diagram módszerrel foglalkoztam, melynek elméleti áttekintése után a gyakorlati alkalmazását is megvizsgáltuk a WRF modell szimulációinak segítségével. A keverési diagram módszer megmutatja számunkra a vizsgált légoszlop fajlagos energiaháztartását. Számszerűsíthetjük a felszín, az advekción és a planetáris határréteg tetején a bekeveredésből adódó hő- és nedvességáramok hatását. A diagram jól használható, ugyanis könnyen leolvashatjuk róla, hogy a Betts és Santanello által bevezetett vektorok milyen irányba változtatják meg a fajlagos szenzibilis és látens hőáramokat.

Különböző időjárási helyzetekben teszteltük a módszert. Megállapítottuk, hogy derült, anticiklonális helyzetben a felszínnek nagyobb szerepe van a nedvességáramban, mint a bekeveredésnek. Az advekción módosító hatására a kép megváltozik, ugyanis a bekeveredési komponens hatását jelentősen lecsökkentheti. Megnéztük továbbá, hogy egy hidegfront átvonulás előtti és mögötti rácspont esetén hogyan néz ki a keverési diagram képe. Míg a front előtt a két esetben az advekción hatására óriási különbség lesz a bekeveredési vektor nagyságában, addig a front mögötti rácspontban még a bekeveredési vektor iránya is módosul az advekción figyelembe vétele után. A harmadik esettanulmányunkban egy melegfront felhőzetének hatását figyeltünk meg, amikor az advekción módosító hatása igen csekélynek bizonyult. Ekkor a felszíni folyamatok jóval nagyobb mértékben járulnak hozzá a PHR napi menetéhez, mint a másik két vektorkomponens.

A területi eloszlását vizsgáltuk továbbá a felszíni és bekeveredési Bowen-aránynak, és az elméleti leírásban bevezetett bekeveredési arányokat is vizsgáltuk. Ezen kívül igyekeztünk új arányokat is konstruálni, hogy ezzel is több információt nyerjünk a felszíni és a határrétegbeli fluxusok alakulásáról a különböző időjárási helyzetekben. Míg a derült időjárás esetén ezen arányokból a domborzat is kirajzolódott és a planetáris határréteg magasságán felül a turbulencia mértékéé is következtethettünk, addig ezen arányok egy hidegfront aktuális helyzetét is képesek megmutatni nekünk, valamint a sok csapadékot okozó zivatarok hatását is láthattuk a nedvességre vonatkozó bekeveredési aránynak köszönhetően. Továbbá egy borult napon, amikor az advekción mértéke elég kicsi, a talaj és vegetáció jellemzők határvonalai is megközelítően kirajzolódnak, valamint a nagyobb relatív nedvességű területekre is jól tudunk következtetni ezen arányok képéből.

Megvizsgáltuk a három vektor nagyságát egy féléves időszakra is, hogy megtudjuk, hosszabb időszakban átlagosan melyik hatás nagyobb a vizsgált területen. Elmondható, hogy a szenzibilis és látens hő nagysága, a planetáris határréteg magassága mellett, a képletekben nem szereplő felszínborítottság és tengerszint feletti magasság együttesen befolyásolják az átlagolt vektor nagyságok egymáshoz viszonyított arányát.

Korreláció vizsgálatot végeztünk annak érdekében, hogy statisztikus módszerrel is megmutassuk az általunk vizsgált három vektor nagysága és a rendelkezésünkre álló meteorológiai állapothatározók közötti kapcsolat erősségét. Tárgyaltuk 2 méteres hőmérséklet és keverési arány erős korrelációját a felszíni és bekeveredési vektorral, amelynek mintázata a térképeken a 2 méteres hőmérséklet, a dombzat és a PHR magasságának függvényében rajzolódott ki. Szó volt a 10 méteres szélesség u komponense és a felszíni vektor nagysága, illetve az átlagos szenzibilis hőáram és a bekeveredési vektor nagyságának közötti korreláció alakulásáról is, valamint megnéztünk 1-1 összehasonlítást, ahol az egyik változónk ugyanaz volt, míg másik változót eltérőnek választottuk. Ezen eseteknél eredményeinkben igen eltérő korrelációs együtthatókat tapasztaltunk.

A diplomamunka elsődleges az volt, hogy a keverési diagram módszer elméleti hátterének megismerése után, esettanulmányok segítségével és hosszabb időtávú adat felhasználásával minél több információt gyűjtsünk az általunk vizsgált területen, a Kárpát-medencében zajló felszín és légkör közötti kölcsönhatásokról. Hazánkban még az ilyen jellegű kutatások nem hosszú időre tekintenek vissza, ezért is található az irodalomjegyzékben szinte csak külföldi szerző. Mindenképpen hasznos a módszer elméleti szempontból, ugyanis egyrészt a felszíni hatásokról is jóval több információt sikerült gyűjteni, valamint a PHR tetején történő bekeveredésről is képet kaphattunk, amelynek számítására eddigi tudásunk szerint még nincsen képlet a szakirodalomban.

Felmerülhet a kérdés: a diagramot az operatív előrejelzésben milyen módon lehetne használni? A keverési diagram módszer segítségével esetleg kiegészíthető lenne például a vitorlázó repülőknél adott termik előrejelzés, ahol a talajnedvesség és annak a párologtatására fordított hő sok esetben lerontja a hagyományos pseudo-tempekből készített előrejelzést. Ehhez a keverési diagram módszerben alkalmazott felszíni nedvesség áram lehet a kulcs, de ehhez a felszín és a légkör közötti kölcsönhatások további vizsgálataira lesz szükségünk.

8. Köszönetnyilvánítás

Szeretném megköszönni témavezetőmnek, Breuer Hajnalkának, hogy rám áldozott idejével, körültekintő útmutatásával és hasznos tanácsaival segítette a diplomamunka létrejöttét.

A dolgozatban felhasznált talajadatokat az OTKA K-81432 pályázata biztosította.

9. Irodalomjegyzék

- Abramopoulos, F., Rosenzweig, C., Choudhury, B.*, 1988: Improved ground hydrology calculations for global climate models (GCMs): Soil water movement and evapotranspiration. *J. of Climate*, 1, 921-941
- Betts, A. K.*, 1973: Non-precipitating cumulus convection and its parameterization, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 99, 178-196.
- Betts, A. K.*, 1984: Boundary Layer Thermodynamics of a High Plains Severe Storm. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 2199–2211.
- Betts, A. K.*, 1985: Mixing line analysis of clouds and cloudy boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, 42, 2751–2763.
- Betts, A.K.*, 1992: FIFE Atmospheric Boundary Layer Budget Methods. *J. Geophys. Res.*, 97, 18523–18532.
- Betts, A. K., Cox P. M., Lee, S. E., Woodward, F. I.*, 1997: Contrasting physiological and structural vegetation feedbacks in climate change simulations. *Nature*, 387, 796–799.
- Betts, A. K.*, 2009: Land-surface-atmosphere coupling in observations and models. *J. Adv. Model Earth Syst.*, Vol. 1, Art. #4, 18 pp.
- Bougeault, P., Lacarrere, P.*, 1989: Parameterization of Orography-Induced Turbulence in a Mesobeta--Scale Model. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1872–1890.
- Braun, F.J., Schädler, G.*, 2005: Comparison of Soil Hydraulic Parameterizations for Mesoscale Meteorological Models. *J. Appl. Meteor.*, 44, 1116–1132.
- Breuer, H., Ács, F., Laza, B., Horváth, Á., Matyasovszky, I., Rajkai, K.*, 2012: Sensitivity of MM5-simulated planetary boundary layer height to soil dataset: Comparison of soil and atmospheric effects. *Theor. Appl. Climatol.*, 109, 3-4, 577--590.
- Chen, F., Avissar, R.*, 1994: Impact of land-surface wetness heterogeneity on mesoscale heat fluxes. *J. Appl. Meteor.*, 33, 1323–1340.
- Chen, F., Mitchell, K., Schaake, J., Xue, Y., Pan, H-L., Koren, V., Duan, Q., Betts, A.*, 1996: Modellig of land-surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *J. Geophys. Res.*, 101, 7251–7268.
- Chen, F., Dudhia, J.*, 2001: Coupling an Advanced Land Surface-Hydrology Model with the Penn State-NCAR MM5 Modelling System. Part I: Model Implementation and Sensivity. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 569–585.
- Deardorff, J. W.*, 1979: Prediction of convective mixed-layer entrainment for realistic capping inversion structure, *J. Atmos. Sci.*, 36, 424–436.
- Deardorff, J. W., Willis, G. E., and Lilly, D. K.*, 1974: Comments on Betts [1973], *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 100, 122–123.
- 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.
- Ek, M., Mahrt, L.*, 1991: A formulation for boundary-layer cloud cover. *Annales Geophysicae*, 9, 716–724.
- Ferguson, C. R., Wood, E. F.*, 2011: Observed Land–Atmosphere Coupling from Satellite Remote Sensing and Reanalysis. *J. Hydrometeor*, 12, 1221–1254.
- Göndöcs, J.*, 2013: A talajtextúra és felszínhasználat területi eloszlásának hatása a konvektív csapadéokra. Szakdolgozat, Budapest, 37 p.

- Guo, Z., Dirmeyer, P. A., 2013: Interannual Variability of Land–Atmosphere Coupling Strength. *Journal of Hydrometeorology* 14:5, 1636–1646.
- Harding, K. J., Snyder, P. K., 2012: Modeling the Atmospheric Response to Irrigation in the Great Plains. Part I: General Impacts on Precipitation and the Energy Budget. *J. Hydrometeorol.*, 13, 1667–1686
- Holtslag, A.A.M., Steeneveld, G.J., 2009: Single Column Modeling of Atmospheric Boundary Layers and the Complex Interactions with the Land Surface. *Encl. of Complexity and Systems Science*, Part 19, 8139–8153
- Horváth, Á., Ács, F., Geresdi, I., 2007: Sensitivity of severe convective storms to soil hydraulic characteristics: a case study for 18 April, 2005. *Időjárás* 111:221–237
- Jacquemin, B., Noilhan, J., 1990: Validation of a land surface parameterization using the HAPEX-MOBILHY data set. *Bound.-Layer Meteorol.*, 52, 93–134.
- Kain, J. S., 2004: The Kain–Fritsch Convective Parameterization: An Update. *J. Appl. Meteorol.*, 43, 170–181.
- Laza, B., 2010: Az MM5 modellel szimulált planetáris határréteg magasságának érzékenysége a talajadatbázisok használatára Tudományos Diákköri Dolgozat, Budapest, 36 p.
- Lilly, D.K., 1968: Models of cloud-topped mixed layers under a strong inversion, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 94, 401, 292–309.
- Mahfouf, J.-F., Richard, E., Mascart, P., 1987: The influence of soil and vegetation on the development of mesoscale circulations. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 26, 1483–1495.
- Mesinger, F., Arakawa, A., 1976: Numerical methods used in atmospheric models. *Global atmospheric research programme WMO-ICSU Joint Organizing Committee*, 1, 1–64.
- Noilhan, J., Planton, S., 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 536–549.
- Pan, H. L., Mahrt, L., 1987: Interaction between soil hydrology and boundary-layer development, *Boundary-Layer Meteorol.*, 38, 185–202.
- Pielke, R. A., Avissar, R., 1990: Influence of landscape structure on local and regional climate. *Landscape Ecol.*, 4, 133–155.
- Pielke, R. A., 2001: Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. *Rev. Geophys.* 39, 151–177.
- Raman, S., Sims, A., Ellis, A., Boyles, R., 2005: Numerical simulation of mesoscale circulations in a region of contrasting soil types. *Pure Appl. Geophys.*, 162, 1698–1714.
- Richardson, L. F., 1922: *Weather Prediction by Numerical Process*. Cambridge University Press, 236 p.
- Robock, A., Vinnikov, K. Y., Srinivasan, G., Entin, J. K., Hollinger, S. E., Speranskaya, N. A., Liu, S., Namkhai, A., 2000: The Global Soil Moisture Data Bank. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 81, 1281–1299.
- Roundy, J. K., Ferguson, C. R., Wood, E. F., 2013: Temporal Variability of Land–Atmosphere Coupling and Its Implications for Drought over the Southeast United States. *J. Hydrometeorol.*, 14, 622–635.
- Rowntree, P. R., Bolton, J. A., 1983: Simulation of the atmospheric response to soil moisture anomalies over Europe. *Quart J. R. Met. Soc.*, 109, 501–526.
- Santanello Jr., J. A., Friedl, M. A., 2003: Diurnal Covariation in Soil Heat Flux and Net Radiation. *J. Appl. Meteorol.*, 42, 851–862

- Santanello Jr., J. A., Friedl, M. A., Kustas, W. P.*, 2005: Empirical Investigation of Convective Planetary Boundary Layer Evolution and its Relationship With the Land Surface. *J. Appl. Meteor.*, 44, 917-932.
- Santanello Jr., J. A., Friedl, M. A., Ek, M. B.*, 2007: Convective Planetary Boundary Layer Interactions with the Land Surface at Diurnal Time Scales: Diagnostics and Feedbacks. *J. Hydrometeorol.*, 8, 1082-1097.
- Santanello Jr., J. A., Peters-Lidard, C. D., Kumar, S. V., Alonge, C., Tao, W.-K.*, 2009: A Modeling and Observational Framework for Diagnosing Local Land-Atmosphere Coupling on Diurnal Time Scales. *J. Hydrometeorol.*, 10, 577-599
- Santanello Jr., J. A., Peters-Lidard, C. D., Kennedy, A., Kumar, S. V.*, 2013: Diagnosing the Nature of Land-Atmosphere Coupling: A Case Study of Dry/Wet Extremes in the U.S. Southern Great Plains. *J. Hydrometeorol.*, 14, 3-24.
- Seibert P., Beyrich, F., Gryning, S. E., Joffre, S., Rasmussen, A., Tercier, P.*, 1997: Mixing height determination for dispersion modelling. In: COST Action 710 "Harmonization of the pre-processing of meteorological data for atmospheric dispersion models", Final Report EUR 18195 EN.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X., Wang, W., Powers, J. G.*, 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Technical Note, 1-113.
- Shao, Y., Henderson-Sellers, A.*, 1996: Validation of soil moisture simulation in land surface parameterization schemes with HAPEX data. *Global and Plan. Change*, 13, 11-46.
- Smirnova, T.G., Brown, J.M., Benjamin, S.G.*, 1997: Performance of different soil model configurations in simulating ground surface temperature and surface fluxes. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 1870-1884.
- Stull, R. B.*, 1975: The Energetics of Entrainment Across a Density Interface. *J. Atmos. Sci.*, 33, 1260-1267.
- Stull, R. B.*, 1976: Mixed-Layer Depth Model Based on Turbulent Energetics. *J. Atmos. Sci.*, 33, 1268-1278.
- Stull, R. B.*, 1988: An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic, 670 pp.
- Taylor, C.M., Harris, P.P., Parker, D.J.*, 2010: Impact of soil moisture on the development of a Sahelian mesoscale convective system: a case Study from the AMMA special observing period. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 136: 456-470.
- Tennekes, H.*, 1973: A Model for the Dynamics of the Inversion Above a Convective Boundary Layer. *J. Atmos. Sci.*, 30, 558-567
- Tennekes, H., Driedonks, A. G. M.*, 1981: Basic entrainment equations for the atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology* 20, 515-531.
- Teuling, A.J., Uijlenhoet, R., van den Hurk, B., Seneviratne, S.I.*, 2009: Parameter sensitivity in LSMs: an analysis using stochastic soil moisture models and ELDAS soil parameters. *J. Hydrometeorol.*, 10, 751-765.
- Thompson, G., Rasmussen, R. M., Manning, K.*, 2004: Explicit Forecasts of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part I: Description and Sensitivity Analysis. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 519-542.
- Wei, M.-Y.*, 1995: Soil moisture: Report of a workshop held in Tiburon, California, 25-27 January 1994. Nasa Conference. Publication 3319, 80 p.
- Xie, B., Fung, J. C. H., Chan, A., Lau, A.*, 2012: Evaluation of nonlocal and local planetary boundary layer schemes in the WRF model, *J. Geophys. Res.*, 117, D12103, doi:10.1029/2011JD017080.