

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

Meteorológiai modellekben használt felszínsémák összehasonlítása

SZAKDOLGOZAT



Készítette:

Kuntár Roland

Földtudományi alapszak,
Meteorológus szakirány

Témavezető:

Breuer Hajnalka

ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2013

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	3
2. Irodalmi áttekintés	4
2.1 Felszínsémák jelentősége a meteorológiai modellezésben	4
2.2 Fő meteorológiai modellek felszínsémái	5
2.2.1 Talajtulajdonságok	6
2.2.2 Növényzet tulajdonságok	7
2.2.3 Hőáramok	8
2.2.4 Talajnedvesség, párolgás, lefolyás, egyéb hidrológia	12
2.2.5 Hómodell	16
3. A WRF modell	18
3.1 A WRF főbb jellemzői	18
3.2 A modell fizika	19
4. Adatok	20
4.1 Meteorológiai adatok a WRF modellhez	20
4.2 Esettanulmány: 2006. Augusztus 20.	20
5. Eredmények	22
5.1 Csapadék	22
5.2 Hőmérséklet	24
5.3 Látens- és szenzibilis hőáram	26
6. Összefoglalás	30
7. Köszönetnyilvánítás	31
8. Irodalomjegyzék	32

1. Bevezetés

A felszín és a légkör közötti kölcsönhatások leírása már évtizedek óta megtalálható az előrejelző modellekben. A felszíni folyamatok fontos szerepet játszanak a globális és a regionális modellekben egyaránt, befolyásolják a planetáris határréteg változásait, a csapadékképződést.

Szakedolgozatom elsődleges célja, hogy egy összehasonlító elemzést készítsek négy numerikus előrejelző modell felszínsémájának különbségeiről. Először a felszínsémák jelentőségének kérdését fejtem ki, és egy kis történeti áttekintést teszek a felszín-légkör kapcsolat témájáról. A transzspirációs modellek fejlődése sokat segített a pontosabb fizikai leírásban, továbbá *Dickinson* (1984), *Sellers et al.* (1986), *Collatz et al.* (1991), *Cox* (1998), és *Koster* (2000) is jelentős előrelépésekkel segítettek hozzá minket a felszíni folyamatok megismeréséhez. A folytatásban a négy felszínséma összehasonlítása következik különböző szempontok alapján. Először a talajrétegek és a talajtextúrák közötti különbségről, majd a növényzet eltéréseiről írok. Ezek után áttekintem az egyes felszínsémák főbb folyamatait, a felszín légkör közti, valamint a talajban zajló hő- és nedvességáramokra, valamint olyan egyéb felszíni folyamatokra nézve, mint a hó kezelése. A modellek egyes összetevőire tett validálási kísérletek eredményeit is bemutatom röviden.

A szakedolgozat másodlagos célja, hogy a WRF modellben elérhető e három felszínsémával futtatott szimulációk eredményeit összehasonlítsam, kiértékeljem az eredményeket és levonjam a megfelelő következtetéseket. Így a harmadik fejezetben a WRF modell általános jellemzéséről írok – valamint a WRF modell fizikájáról is megemlítek pár mondatot.

A negyedik fejezetben a modell számára megadott bemeneti adatokról írok, majd egy kiválasztott napra – jelen dolgozatban 2006. augusztus 20. volt – megnéztünk egy esettanulmányt. A legtöbb ember talán még emlékszik erre a napra, u gyanis ekkor mosta el az eső a tűzijátékot a fővárosban, és mértek orkán erősségű szélsőséget.

Az ötödik fejezetben a három felszínsémával futtatott szimulációk eredményeit fejtem ki részletesebben. Először a csapadék térbeli és időbeli eloszlásának eredményeit írom le, majd a 2 méteres hőmérséklet és a hőáramok alakulását mutatom be.

2. Irodalmi áttekintés

2.1 Felszínsémák jelentősége a meteorológiai modellezésben

A felszíni folyamatokat az időjárási modellezés kezdete óta igyekeznek figyelembe venni, mivel már akkor felismerték a növényzet légkörre gyakorolt hatását (*Richardson*, 1922). *Deardoff* 1978-as modellje volt az első, ami egy mezoskálájú modellben alkalmazta a felszín és a légkör közötti kölcsönhatásokat. Az elmúlt években, évtizedekben szemtanúi lehettünk a felszíni modellek gyors fejlesztésének és tesztelésének a mezoskálájú légköri modellekben (*Rowntree & Bolton*, 1983; *Mahfouf et al.*, 1987; *Avissar & Pielke*, 1990; *Chen & Avissar*, 1994a, b). Az egyik fő motivációja a felszíni modellek fejlesztésének az volt, hogy egyre finomabb legyen a térbeli és időbeli felbontás, és jobban tudjuk reprezentálni a planetáris határreteg változásait. A planetáris határretegben a felszín és a légkör közötti folyamatokat erősen befolyásolja a beérkező sugárzási energia, a szenzibilis- és látens hőáramok alakulása. A felszín és légkör közötti fluxusok egyik fő befolyásoló tényezője a talajnedvesség (*Wei*, 1995; *Robock et al.*, 2000), amely a párolgáson keresztül befolyásolja a planetáris határreteg változásait. A párolgás függ a talajtól, a növényzettől és a légköri tényezőktől. A növények párologtatása, a transzspiráció a felszín-légkör rendszer vízháztartásának egy fontos összetevője. A transzspirációs modelleket három csoportba lehet osztani (*Shao & Henderson-Sellers*, 1996). Vannak azok a modellek, amelyek a tényleges transzspirációt a potenciális transzspiráció alapján becsülik egy együttható számításával, amely a növények vízellátottságának függvényében változik. A másik modelltípus, amikor a transzspirációt a gyökérzet vízfelvételével hasonlítjuk össze, majd becsüljük meg. Illetve a harmadik eset, amikor a transzspirációt az ún. felszíni ellenállás becsülésével értékelik (*Monteith*, 1965), ahol a felszíni ellenállás leginkább a besugárzás és a vízellátottság függvényében változik (*Jarvis*, 1976).

A növényzet jellemzésének céljából empirikus kapcsolatokat vezettek be a levél sztómája, a párolgás és a környezet további állapotváltozóit, pl. a hőmérséklet között (*Dickinson*, 1984). Itt még minden rétegben homogének voltak a talajjellemzők, valamint a növényzettel rendelkező és növényzet nélküli területek egyenletes eloszlását feltételezték. A növényzet és a talaj fizikai tulajdonságait paraméterekkel jellemezték a növényzet típusának és a talaj textúrájának függvényében.

Sellers et al. (1986), dolgozták ki a SiB (**S**imple **B**iosphere **M**odel) modellt, hogy meghatározzák az energia- és tömeg szállítást a légkör és a növényzettel borított felszín között. A modellben már 2 réteg növényzettel, illetve 3 rétegű talajjal számoltak.

Collatz et al. (1991), szintén használtak energia- és tömeg-transzfereket modelljükben, hogy összekapcsolják a fizikai folyamatokat a határreteg és a felszín között. A modell szimulációban a sztóma ellenállást és a látens hőáramot vizsgálták a nagy-levél közelítés (*Jarvis*, 1976) segítségével. A szimulációk illusztrálták, hogy a sztóma ellenállás és a látens hőáram változásai hatással vannak a planetáris határretegére.

Cox et al. (1998) rámutattak, hogy a sztóma vezetőképessége és a nettó fotoszintézis között kapcsolat van. Ez alapján egy megfelelő algoritmust adtak a lombkorona különböző szintjeire, amely leírja a kapcsolatot a levél fotoszintézise és a vezetőképesség között.

Koster et al. (2000) az általános felszíni sémát kiegészítették egy vízgyűjtő-alapú modellel a szárazföldi felszíni folyamatokra, amely úgy használja a hidrológiai vízgyűjtőt, mint alapvető szárazföldi egységet. *Koster* felhívta a figyelmet, miután felhasználta a PILPS (**P**roject for **I**ntercomparison of **L**and-surface **P**arameterization **S**chemes) eredményeit, hogy a párolgás és a lefolyás irányítja a teljes éves párolgást. Továbbá kihangsúlyozta, hogy javítani kellene a talajnedvesség rácson belüli heterogenitását és annak hatását a lefolyási folyamatokra.

2.2 Fő meteorológiai modellek felszínsémái

Dolgozatom egyik célja, hogy az európai előrejelzési gyakorlatban leginkább használt GFS (**G**lobal **F**orecast **S**ystem) és az ECMWF (**E**uropean **C**entre for **M**edium-**R**ange **W**eather **F**orecast) globális, illetve az ALADIN, az UKMO (**U**K **M**et **O**ffice) és a GFS bemeneti adatait használó WRF (**W**eather **R**esearch **F**orecasting) korlátos tartományú numerikus előrejelzési modelljeinek felszínsémáit hasonlítsam össze.

A GFS esetében eredetileg a *Pan & Mahrt* (1987) által kifejlesztett, és *Chen et al.* (1996) által kibővített OSU LSM-et (**O**regon **S**tate **U**niversity **L**SM) 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*, 2000). 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).

Az ECMWF felszíni modelljének leírására a TESSEL (The Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges over Land) rendszert (*van den Hurk et al.*, 2000) fejlesztették ki, amely leírja a talaj, a növényzet és a hó alakulását különböző térbeli felbontásban. Később (2007 novemberében) bevezették az úgynevezett H-TESEL rendszert, ami egy felülvizsgált földfelszíni hidrológiával rendelkezik (*Balsamo et al.*, 2009). A két séma között egyes összetevőket jelentősen megváltoztattak, pl. a TESSEL-ben használt egységes agyagos talaj helyett (*van den Hurk & Viterbo*, 2003) a H-TESEL térben változó talajtípussal számol, és a TESSEL lefolyás rendszerének hiányosságait a H-TESEL már jobban reprezentálja.

Az ALADIN modell felszíni sémája az ISBA (Interaction Soil Biosphere Atmosphere) nevet kapta (*Noilhan & Planton*, 1989). A továbbiakban egy frissített változatával foglalkozok (*Noilhan & Mahfouf*, 1996), amiben jelentős javításokat tettek pl. a puszták feletti párolgás illetve a lefolyás kérdésének ügyében, valamint a hőre és nedvességre vonatkozó talajszállítási együtthatók módosításait is érintették.

Az UKMO előrejelző modell felszíni energia- és vízkomponenseit a JULES (Joint UK Land Environment Simulator) (*Best et al.*, 2011) földfelszíni modell írja le. A JULES modell a MOSES-ből (Met Office Surface Exchange Scheme) származik (*Cox et al.*, 1999, *Essery et al.*, 2003), amit a brit meteorológiai szolgálat fejlesztett ki időjárás előrejelzési alkalmazási célból. A JULES rendszert összekapcsolták az UKMO modellel. A JULES felszínsémát nem csak az időjárás előrejelzési, hanem az éghajlati modellekben is használják.

Az egyes felszín sémák tulajdonságait a következőkben a parametrizációt alkotó fő komponensek szerint mutatom be kezdve a fizikai tulajdonságoktól, a modell fő folyamatain át.

2.2.1 Talajtulajdonságok

A Noah-ban 4 talajréteget használnak, ahol az egyes rétegek a felszíntől számítva 10, 30, 60 és 100 cm mélyek. A teljes talajmélység 2 méter, ahol a felső 1 méteres rétegben található a gyökérszóna, míg az alsó 1 méteres réteg úgy viselkedik, mint egy gravitációs vízelvezetéssel rendelkező víztároló a talaj alján. A talajszerkezetet 16 kategóriába sorolják

(Miller & White, 1998), mely az USA-ban 1 km-es, Európában 5 földrajzi perces térbeli felbontásban érhető el, de a felhasználók módosíthatják az eloszlást.

Az ISBA esetén a talajparamétereket a talajtípusokhoz társítható homok és agyag tartalomból számolják, 10 talajtípust megkülönböztetve. Két talajréteg van, de ez kiterjeszhető háromra (Noilhan & Mahfouf, 1996).

A TESSEL-ben és H-TESEL-ben 4 talajréteg található, melynek alsó határai: 7, 21, 72 és 189 cm. A modellben 11 talajtextúrát különböztetnek meg az USDA osztályozás szerint. Rácsponként a domináns talajtípust veszi figyelembe.

A JULES 4 talajréteggel számol, melyek 10, 25, 65 és 200 cm mélyek. A teljes talajmélység 3 méter. Wilson & Henderson-Sellers (1985) talajtextúra osztályozását használják a JULES-ben.

2.2.2 Növényzet tulajdonságok

A Noah számára a 16 kategóriás SiB (Simple Biosphere Model) (Sellers et al., 1986) modell növényzet besorolást választották ki. Ez az adatsor az AVHRR (1992 április – 1993 március a vizsgált időszak) műholdas adatokból származik. A területi eloszlás 1 kilométeres felbontású a modellben a növényzetre; mindenhol az uralkodó vegetációtípust választották ki az egyes rácspontokra. A WRF legújabb verziójában (3.4.1) már a modell rácson belüli mozaikos elrendeződés is választható.

Az ISBA esetén szintén az AVHRR műholdas adatai állnak rendelkezésre a növényzet meghatározására (Champeaux et al., 2000).

A TESSEL-ben és a H-TESEL-ben a felszín felett csupasz talaj, alacsony és magas növényzet, intercepciós víz, árnyék és kitett hó, míg a víz felett nyílt és fagyott víz lehet, melyek külön energia- és vízháztartással rendelkeznek. A vegetációs jellemzők egy külső éghajlati adatbázisból származnak, ami a GLCC (Global Land Cover Characteristics) adatokon alapul (Loveland et al., 2000). Rácsponként négy paramétert származtatnak belőle. A domináns növénytypust és a területi frakciót minden magas és alacsony növényi komponensre kiválasztják.

A JULES 9 felszínítípust különböztet meg, 5 növényi (lomblevelű fák, tűlevelű fák, C₃ füvek, C₄ füvek, cserjék) és 4 növényzet nélküli felszín (városi, nyíltvízi, csupasz talaj és állandó földi jég). A rácson belül feltételezik a heterogenitást. A növényzet nélküli felszínre a

felhasználó által vannak meghatározva a paraméterek, míg a növényzettel rendelkező felszínek esetén a paraméterek a növényzet szerkezetéből származnak.

2.2.3 Hőáramok

A Noah esetén a talaj hőáramot a talajhőmérséklet (T [K]) diffúziós egyenlete alapján határozzák meg:

$$C(\Theta) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_t(\Theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right] \quad (1)$$

A térfogati hőkapacitás, C [$\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$] és a hővezetés, K_t [$\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$] a térfogati talajvíztartalom (Θ [m^3m^{-3}]) függvénye.

$$C = \Theta C_{water} + (1 - \Theta_s) C_{soil} + (\Theta_s - \Theta) C_{air} \quad (2)$$

ahol $C_{water}=4,2 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ a víz, $C_{soil}=1,26 \cdot 10^6 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ a talaj, $C_{air}=1004 \text{ Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ pedig a levegő hőkapacitása.

$$K_t(\Theta) = \begin{cases} 420 \exp[-(2,7 + P_f)] & P_f \leq 5,1 \\ 0,1744 P_f & P_f > 5,1 \end{cases} \quad (3)$$

és

$$P_f = \log[\psi_s(\Theta_s / \Theta)^b] \quad (4)$$

ahol Θ_s és Ψ_s a telítési talajnedvesség és a telített talaj vízpotenciálja, b a Campbell-féle porozitási index (Campbell, 1974). Mindhárom függ a talajszerkezettől (Cosby et al., 1984).

A szenzibilis és a látens hő nagymértékben befolyásolt a talajvízkészletet meghatározó paraméterek által (Cuenca et al., 1996).

Az ISBA modell 2 prognosztikai egyenletet tartalmaz a hőmérséklet megváltozására nézve. Az egyik a felszíni talaj/növényzet hőmérsékletére a T_s [K], a másik a T_2 [K], a mélységi talaj hőmérsékletére vonatkozik (5-6). Ezek az egyenletek függenek a hőáramoktól, közvetve a térfogati víztartalomtól, a talaj mélységétől, illetve a növénytakaró típusától.

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T (R_n - H - LE) - \frac{2\pi}{\tau} (T_s - T_2) \quad (5)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau}(T_s - T_2) \quad (6)$$

ahol C_T a felszín hőkapacitása, R_n a nettó sugárzás [Js^{-1}], H a szenzibilis hőáram [Js^{-1}], LE a látens hőáram [Js^{-1}], τ egy nap időállandója.

A nettósugárzás a felszínen a szenzibilis hőáram (H), a látens hőáram (LE), és a felszíni hőáram (G) összegeként írható le. A szenzibilis hőáram egyenlete:

$$H = \rho_a C_p C_h V_a (T_s - T_a) \quad (7)$$

ahol C_p a levegő fajhője, C_h a légkör termikus stabilitásától függő ellenállási tényező, ρ_a és V_a pedig levegő sűrűsége illetve a szélesebbég a legalacsonyabb légköri szinten. Ez alapján a szenzibilis hőáram függ a hő és momentum turbulens transzportjától, valamint a felszín (T_s) és a legalsó modellszint hőmérsékletének (T_a) különbségétől.

A talajfelszínről (E_g) és a növényzetből (E_v) származó párolgás összege a vízgőzfluxus (E):

$$LE = LE_g + LE_v \quad (8)$$

ahol L a párolgás hő [Jkg^{-1}].

A csupasz talaj feletti hőáramok tesztelése az AVIGNON84 és az EFEDA 91 adatsorainak felhasználásával történt (*Braud et al.*, 1993). A felszíni hőáramra (G) a megfigyelésekkel egyező értékek születtek, míg a szenzibilis hőáramot (H) egyértelműen felülbecsülték.

Az ECMWF modelljében a felszíni látens hőáram (LE) egyenlő a párolgáshő (L) és a párolgás fluxusának (E) szorzatával. A nettó hőáram (G_0) a felszíni fluxusok összege. *Gibson et al.* az ERA15 keretein belül megvizsgálta a felszín éves átlagolt fluxusait a 1979–1993 időszakra (ERA15, *Gibson et al.*, 1997). Gibson rámutatott, hogy a 12–24 órás előrejelzett adatok sokkal jobb értékeket adtak, mint a 0–6 órás előrejelzett adatok, így az előbbi használatát ajánlották.

A TESSEL-ben a talaj hőháztartás követi a Fourier diffúziós törvényt, amit módosítottak figyelembe véve a talajvíz fagyását és olvadását (*Viterbo & Betts*, 1999). A felszín alatti vízfluxusok a Darcy-törvényből vannak meghatározva, amit használnak a talajnedvesség és a hőháztartási egyenletben. A folyékony víz áramlása (F_w) leírva a Darcy-törvénnyel:

$$F_w = -\rho_w \left(\lambda \frac{\partial \Theta}{\partial z} - \gamma \right) \quad (9)$$

ahol λ (m^2s^{-1}) és γ (ms^{-1}) a hidraulikus diffúzió és a hidraulikus vezetőképesség, Θ pedig a térfogati víztartalom (Milly, 1982), ρ_w pedig a víz sűrűsége.

A JULES-ben a felszíni energiaegyenlet-rendszer a következőképpen néz ki:

$$C_s \frac{\delta T_*}{\delta t} = (1 - \alpha) S \omega_{\downarrow} + \varepsilon L \omega_{\downarrow} - \sigma \varepsilon (T_*)^4 - H - L_c E - G \quad (10)$$

$$H = \frac{\rho C_p}{r_a} (T_* - T_a) \quad (11)$$

$$E = \frac{\rho}{r_a + r_s} (Q_{sat}(T_*) - Q_1) \quad (12)$$

$$G = \nu \left[\sigma \varepsilon_s (T_*)^4 - \sigma \varepsilon_s (T_{s1})^4 + \frac{\rho C_p}{r_{a,can}} (T_* - T_{s1}) \right] \quad (13)$$

ahol T_* a felszíni hőmérséklet, H a turbulens hőfluxus, E a turbulens nedvesség fluxus, G pedig a talajhőfluxus egyenlete. A felszíni hőmérséklet prognosztikus egyenlete (10) függ a napsugárzás és a hosszuhullámú sugárzás lefelé irányuló komponensétől, a felszíni albedótól és az emissziótól, a felszín kisugárzásától, valamint a H , E és G hőáramoktól. A hőfluxusok számításának meghatározásában ρ a levegő sűrűsége, C_p a levegő specifikus hőkapacitása, r_a az aerodinamikai ellenállás, r_s a sztómaellenállás, Q_1 a specifikus nedvesség egy adott légköri szinthez viszonyítva, Q_{sat} a telítési specifikus nedvesség a T_* hőmérsékleten, ν a növényzet borítása, ε a felszíni emisszió, ε_s a felszín alapjául szolgáló talaj emissziója, T_{s1} az első talajszint hőmérséklete, σ a Stefan-Boltzmann állandó. Amint látható, a szenzibilis és látens hőáram nagysága a felszín és a legalsó modellszint közti hőmérséklettel és légnedvességgel egyenesen arányos.

Ezt a felszíni energiaegyenletet használták a MOSES-ben is, de *Best & Hopwood* (2001) megmutatták, hogy az éjszaka folyamán nem reprezentálja megfelelően a fluxusokat. Változtattak a beállításokon, hogy növeljék vele a felszín és az alatta fekvő talaj közti kölcsönhatásokat, és javítsák a fluxusok reprezentálását, különösen éjszaka. Míg a MOSES-

ben a felszíni hőáramot, C_s [$\text{Jm}^{-2}\text{K}^{-1}$], nullának választották, a JULES-ben a következőképpen számolták ki:

$$C_s = C_L B_L + C_W B_W \quad (14)$$

ahol C_L a levelek [$\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$], C_W a fa [$\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$] specifikus hőkapacitása, B_L a levél [kgCm^{-2}], B_W pedig a fás biomassza tömege [kgCm^{-2}].

A csupasz talaj felszíni vezetőképességét a talajnedvesség tartalom határozza meg (Taylor & Clark, 2001):

$$g_{soil} = \frac{1}{100} \left(\frac{\Theta_1}{\Theta_c} \right)^2 \quad (15)$$

Növényzetre a felszíni ellenállást a fotoszintetikus modell leírásából számolják. A látens hőt növényi felszínre az evapotranspiráció és a csupaszt talaj párolgásának összege adja.

A talaj hővezetésére (λ) a JULES modellben 2 opció van. Az egyik lehetőségnél (Cox et al., 1999) a termikus vezetőképesség lineárisan függ a talajnedvességtől:

$$\lambda = (\lambda_s - \lambda_{dry}) \Theta / \Theta_s + \lambda_{dry} \quad (16)$$

Ebben az esetben a telített talaj hővezetőképessége (λ_s) függ a víz, a jég, a levegő és a száraz talaj (λ_{dry}) hővezetőképességétől.

A másik lehetőséget Dharssi et al. (2009) mutatta meg, aki Johansen (1975) formuláját használta, de ez az eset további talajinformációkat igényel. Ebben a termikus vezetőképesség és a talajnedvesség között logaritmikus arány figyelhető meg:

$$\lambda = (\lambda_s - \lambda_{dry}) K_e + \lambda_{dry} \quad (17)$$

ahol K_e a Kersten szám:

$$K_e = \begin{cases} \log(\Theta / \Theta_s) + 1 \geq 0,1 \\ 0 \end{cases} \quad (18)$$

A telített talaj hővezetőképessége itt mindössze a víz- és jégfázis hővezetőképességétől függ. Ez a módszer magasabb értékeket adott a vezetőképességre, mint az első esetben, de csökkentette a szimulált hőmérséklet-hibákat a numerikus időjárás előrejelzésben.

2.2.4 Talajnedvesség, párolgás, lefolyás, egyéb hidrológia

A Noah hidrológiai modelljében a térfogati talajnedvességtartalom (Θ) prognosztikai egyenlete:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} + F_{\Theta} \quad (19)$$

ahol a talajvíz diffúziós (D) és hidraulikus (K) vezetőképessége is a Θ függvénye, és F_{Θ} a talajvíz forrásai és nyelői. Az egyenlet a Darcy törvényből származik, ha homogén, izotróp és egydimenziós vertikális áramlási tartományt feltételezünk (homogén talajszerkezetet és talajnedvesség eloszlást), a D -re a következő egyenletet kapjuk:

$$D = K(\Theta)(\partial \psi / \partial \Theta) \quad (20)$$

ahol a ψ , talajnedvesség potenciál a talajvíztartalom függvényében adható meg. A K és a ψ meghatározása (Cosby *et al.*, 1984):

$$K(\Theta) = K_s (\Theta / \Theta_s)^{2b+3} \quad (21)$$

$$\psi(\Theta) = \psi_s / (\Theta / \Theta_s)^b \quad (22)$$

ahol b a Campbell-féle porozitási index; K , ψ_s és b függenek a talaj típusától.

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).

$$E_{dir} = (1 - \sigma_f) \beta E_p \quad \text{és} \quad \beta = \left(\frac{\Theta_1 - \Theta_w}{\Theta_{ref} - \Theta_w} \right) \quad (23)$$

$$E_c = \sigma_f E_p \left(\frac{W_c}{S} \right)^n \quad (24)$$

$$E_t = \sigma_f E_p B_c \left(1 - \left(\frac{W_c}{S} \right)^n \right) \quad (25)$$

ahol σ_f az egységnyi terület növényzettel borított aránya, Θ_{ref} a szabadföldi vízkapacitás, Θ_w a hervadáspon, W_c a lombkorona intercepciója, S a maximális lombkorona kapacitás, az n értéke 0,5, B_c pedig a lombkorona ellenállás függvénye. A felszíni ellenállást a Noah-ban hasonlóan számolják (Noilhan & Planton, 1989; Jacquemin & Noilhan, 1990), mint az ISBA-ban.

Lefolyás kérdésében a Noah modell elfogadja a SWB (Simple Water Balance) modellben lévő lefolyás modellt, amely alapján a felszíni lefolyás:

$$R = P_d - I_{max} \quad (26)$$

ahol I_{max} a maximális beszivárgás; P_d a lehullott csapadék.

Az ISBA modell 3 prognosztikai egyenlete a humuszréteg (w_g [$m^3 m^{-3}$]) illetve a mélységi (w_2 [$m^3 m^{-3}$]) térfogati talajnedvességre, valamint az intercepció víztárolásra (w_r [$m^3 m^{-3}$]):

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1} (P_g - E_g) - \frac{C_2}{\tau} (w_g - w_{geq}); 0 \leq w_g \leq w_{sat} \quad (27)$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2} (P_g - E_g - E_{tr}) - \frac{C_3}{d_2 \tau} \max(0, (w_2 - w_{fc})); 0 \leq w_2 \leq w_{sat} \quad (28)$$

$$\frac{\partial w_r}{\partial t} = vegP - (E_v - E_{tr}) - R_r; 0 \leq w_r \leq w_{rmax} \quad (29)$$

ahol τ egy nap időállandója, w_{sat} a telített, w_{fc} pedig a szabadföldi vízkapacitás térfogati nedvességtartalma, ρ_w a víz sűrűsége, d_1 és d_2 a talajoszlop tetejének magassága és az aljának a mélysége, P_g a csapadék a talajon, E_g a felszíni párolgás a talajból, E_{tr} a kipárolgás, E_r a növényzet evapotranszpirációja, R_r a lefolyás az intercepció víztárolóból, veg a növénytakaró százalékos aránya, C_1 , C_2 , C_3 pedig konstansok.

Csak egy energiamérleget tekintenek az egész rendszer földfelszíni növényzetére. Ennek eredményeképpen a felszín és a légkör közötti hő- és tömeg szállítások kapcsolódnak a T_s (5) és a w_g (27) átlagértékekhez.

Az ISBA csapadék intercepció validációját elsősorban az erdők lombkoronái felett végezték el. Noilhan 1993-ban összehasonlított 4 modellt (Rutter et al., 1971; Gash, 1979; SiB és az ISBA modell). Az adatokat az ARME 84 időszaka alatt nyerték, ami 25 hónap volt. A validáció sikeres volt.

A felszíni ellenállás a transzspirációra:

$$R_s = \frac{R_{smin}}{LAI} F_1 F_2^{-1} F_3^{-1} F_4^{-1} \quad (30)$$

ahol F_1 parametrizálja a fotoszintetikusan aktív sugárzás hatását. Az R_{smin} a növény típusától függ. Az ISBA kalibrációs vizsgálatok 40 s/m nagyságrendű R_{smin} -t adtak zárt növényi lombkoronára (Noilhan & Planton, 1989; Jacquemin & Noilhan, 1990; Mahfouf, 1990). A HAPEX-MOBILHY kísérlet (André et al., 1986) alatt kalibrálták az R_{smin} értéket. A Les Landes fenyőerdőkre az $R_{smin}=100$ s/m-es értéket kalibrálták, ahol a $LAI=2,3$ m²/m² volt (Gash et al., 1989), míg az Amazóniai erdők ($LAI=5$ m²/m²) esetén az $R_{smin}=250$ s/m értéknek adódott (Manzi & Planton, 1994). Az F_2 függvény leírja a víz elérhetőségét a gyökérszónában a transzspiráció számára. Az F_3 függvény reprezentálja a gőznyomás hiány hatását a levegőben. Az F_4 függvény pedig a sztómaellenállás hőmérsékletfüggését mutatja meg.

A talajvíztartalom a két rétegben (d_1 és d_2) függ a csapadéktól, a lefolyásoktól, a csupasz talaj párolgásától, a növényzet evapotranszspirációjától, illetve $C1$, $C2$ és $C3$ konstansoktól. Ezeket a konstansokat a víztartalom függvényében határozták meg.

Az AVIGNON84 adatkészletet használták a csupasz talaj feletti párolgás vizsgálatára a TESSEL-ben és a H-TESEL-ben is. A vizsgálatok azt mutatták, hogy alábecsülték a nappali párolgást, és túlbecsülték az éjszakai párolgást.

Amikor a felszínre érkező víz fluxusa eléri a maximális beszivárgási rátát, a felesleges víz lefolyásra kerül. E felszíni lefolyás általános formulája:

$$R = T + M - I_{max} \quad (31)$$

ahol I_{max} a maximális beszivárgási ráta, T az áthulló csapadék, M a hóolvadás.

A TESSEL-ben az I_{max} értékét a következőképpen határozzák meg:

$$I_{max} = \rho_w \left[\frac{b_c \gamma_{sat} (-\psi_{sat})}{\Theta_{sat}} \frac{\Theta_{sat} - \Theta_1}{z_1 / 2} + \gamma_{sat} \right] \quad (32)$$

ahol ρ_w a víz sűrűsége, b_c egy dimenzió nélküli kitevő, γ_{sat} és ψ_{sat} a hidraulikus vezetőképesség és a talajnedvesség potenciál telítési értékei, Θ_{sat} a térfogati víztartalom telítési értéke, Θ_1 az első talajréteg térfogati víztartalma, z_1 az első talajréteg mélysége (7 cm). A hidraulikus vezetőképesség és potenciál telítési értékei lineárisan változnak a hidraulikus

diffúzió függvényében (*Clapp & Hornberger, 1978*), illetve logaritmikusan a térfogati víztartalom függvényében (*Mahrt & Pan, 1984*).

Terepi kísérleteket végeztek a H-TESSSEL talajtulajdonságaira, a hervadáspontra, és a szabadföldi vízkapacitásra (*Robock et al., 2000*) nézve. A Global Soil Water Survey agrometeorológiai hálózat 63 állomást érint Oroszországban és 96 állomást Ukrajnában, ahol a talajtulajdonságok és a talajnedvesség megfigyelései 20 és 100 cm-es mélységekben készültek. A növényzet fedettsége magában foglalta a kukoricát, az őszi és tavaszi búzát. A méréseket a mezőgazdasági idény alatt végezték, ami áprilisban kezdődik és a betakarításig tart. A terepi kísérletek eredményei segítettek csökkenteni a torzításokat a H-TESSSEL-ben.

A SEBEX SAHEL (The Sahelian Energy Balance Experiment) kísérletben (*Wallace et al., 1991*) a vizsgált területet sivatagi klíma jellemzi szavanna növényzettel és homokos talajjal. A talajnedvesség extrém alacsony értékeket ér el a száraz évszakban, és ez a tartomány tipikus a homokos talajra. A TESSSEL-ben használt közepes szemcseméretű talajtextúra által ezt nem lehet jól reprezentálni. Összehasonlították a TESSSEL és a H-TESSSEL rendszerrel vizsgált eredményeket, ami azt mutatta meg, hogy a H-TESSSEL jobban reprezentálja a talajnedvességet, és az eredmények jobbak a párolgásra is a száraz évszakban.

A BERMS (The Boreal Ecosystem Research and Monitoring Sites) kísérletben a vizsgált terület a kanadai Old Aspen erdő volt, amely magas talajvíz visszatartással rendelkezik. Az ERA-40 (*Betts et al., 2006*) adatsort használták fel a fluxusok validálására. A talajnedvesség értékeket naponta ugyanolyan mélységekből összegyűjtötték, és összehasonlították a SEBEX kísérlet eredményeivel is. A H-TESSSEL reprezentálja jobban ez esetben is a talajnedvesség évközi változásait, ami a megfelelő talajszerkezettel magyarázható.

A GSWP-2 (*Dirmeyer et al., 1999*) kísérletben a földi víztározó eltéréseit is tanulmányozták a TESSSEL és H-TESSSEL rendszerekben. A földfelszíni rendszert offline módon futtatták az 1982 júniusától 1995 decemberéig terjedő időszak alatt, ahol 3 órás intervallumokban történt a megfigyelés. A földi víztározó időbeli megváltozását kifejezhetjük:

$$\frac{dTWS}{dt} = P + E + R \quad (33)$$

egyenlet segítségével, ahol P , E és R a csapadék, az evapotranszpiráció és a lefolyás. A csapadék és evapotranszpiráció adatokat az ERA-40 adatsor felhasználásával határozták

meg, míg a lefolyást a megfigyelt vízgyűjtő területéről kapták. Eredményként megkapták, hogy ezek a TWS becslések jól korrelálnak a megfigyelésekkel.

A TESSEL és H-TESSSEL lefolyásadatait a GRDC (The **G**lobal **R**unoff **D**ata **C**entre) biztosítja, ami több mint 3000 hidrológiai állomás számára tartalmaz napi és havi adatokat.

A lefolyás számításokat a Rhone vízgyűjtő területén tesztelték 4 éves periódusra 1985. augusztus 1-től 1989. augusztus 1-ig. Az eredményekben egyértelmű javulást figyeltek meg.

A JULES-ön belül a párolgás reprezentálása több forrásból származik. Tartalmazza az evapotranszpirációt és a csupasz talaj párolgását. Mindkettőben szerepet játszik a felszíni ellenállás, amely a felszíni rendelkezésre álló víz korlátaitól is függ. A párolgás egyéb forrásai lehetnek a nyílt vízfelszínek, a növényzet lombkoronájának intercepciója, tavak a városi felszíneken és a szublimáció a hóból. A teljes párolgást a következőkből állítják össze: $E = E_c + E_v + E_b + E_p$, ahol E_c a lombkorona párolgása, E_v a növényzet párolgása, E_b a csupasz talaj párolgása, E_p pedig a szublimáló hó. Hó esetén a felszíni ellenállást nullának veszik, hogy reprezentálja azt a tényt, hogy ott nedvesség forrás van. Hó alatti növényzet és a légkör közötti nedvességfluxusnak a lombkoronán keresztül történő reprezentálására további aerodinamikai ellenállást adnak hozzá, a turbulencia hatásának bemutatása érdekében. A tavak esetén az alapértelmezett beállításokat csupasz talaj felszínként kezeljük, kivéve hogy a felszíni ellenállást a turbulens nedvességfluxusra ismét nullának tekintik, amely szabad párolgató felszín ad.

A numerikus megoldás a talajnedvesség szállítására a talajrétegek között, túltelítetté teheti a talajt. Két lehetőség van, hogy ezt megakadályozzuk. Egyrészt a felesleges vizet lefolyás formájában kezelheti a modell, vagy megengedjük, hogy a felesleges víz a felszín alatt oldalirányban is elmozduljon, és így felszín alatti lefolyásról beszélhetünk. A JULES-ben mindkettő lehetőség elérhető, a felhasználó választhatja ki, hogy melyikkel számoljon a modell.

2.2.5 Hómodell

A Noah egyrétegű hótakaróval rendelkezik, ami szimulálja a hófelhalmozódást, a szublimációt, az olvadást és a hőcserét a hó-légkör, illetve a hó-talaj között (*Ek & Mahrt*, 1991). Továbbra is vannak gyengeségei ennek a hómodellnek, pl.: egységes hótakaróval számol egy cellarácson belül, konstans a termikus diffúzió a hóra nézve, nem veszi figyelembe a hó korát és porozitását, illetve mindössze egyrétegű hótakaróval számol.

A Noah rendelkezik tengeri-jég modellel, amelyben a jégtakaró négy egyenlő rétegre oszlik. Minden réteg 0.75 méter mély, a teljes tengeri jégtakaró 3 méter mély. A hőátadást a felszín és a légkör között ugyanúgy kezelik, mint a hómodellben.

Az ISBA egyrétegű hómodelljének használatát (*Douville et al.*, 1995) később felváltotta egy háromrétegű modell. A várható hóolvadás jelentősen befolyásolja a talajnedvességet. A hótároló víztartalmát a csapadék mértéke, a szublimáció a hófelszínről, illetve az olvadási és fagyási időszakok határozzák meg.

Egyrétegű hómodellrel számol mind a TESSEL, mind a H-TESSSEL (*Dutra et al.*, 2010). 2009 szeptemberében vezettek be egy új hómodellt az ECMWF operatív időjárás előrejelző rendszerben, amely egy új hó-sűrűség paraméterezést tartalmaz. Az offline validációk tartalmazzák a SnowMIP2 (**S**now **M**odels **I**ntercomparison **P**roject-2) megfigyeléseit és a GSWP-2 (**G**lobal **S**oil **W**etness **P**roject-2) és az ECMWF Re-Analysis ERA-Interim globális szimulációit. Az új hó sűrűség paraméterezés növeli a hó hőszigetelését, csökkenti a talajfagyasztást, így egy fejlettebb hidrológiai ciklushoz vezet. Az új hómodell csökkentette a torzításokat az albedóra nézve is.

A JULES többretegű hómodellt használ. Elődje, a MOSES még magasabb téli szublimációval és alacsonyabb évi lefolyással rendelkezett a PILPS (**P**roject for **I**ntercomparison of **L**and-**S**urface **P**arameterization **S**chemes) megállapítása szerint (*Bowling et al.*, 2003). A JULES-ben javították ezeket a lefolyás szimulációkat (*Essery & Clark*, 2003). A null-réteg hómodell, amit a JULES-ben használnak, növényi felszín esetén felosztja a havat három részre: a lombkoronában intercepciós hóra, a föld felszíni hóra és egy hatékony víztárolóban lévő hóra (*Essery et al.*, 2003).

3. A WRF modell

A WRF modell egy numerikus időjárás előrejelző és légköri szimulációsrendszer, amelyet kutatásra és operatív alkalmazásokra terveztek. A WRF modellt az NCAR (the National Center for Atmospheric Research's), az MMM (Mesoscale and Microscale Meteorology Division), a NOAA (the National Oceanic and Atmospheric Administration's), az NCEP (National Centers for Environmental Prediction), az ESRL (Earth System Research Laboratory), az AFWA (the Department of Defense's Air Force Weather Agency), a NRL (Naval Research Laboratory), a CAPS (the Center for Analysis and Prediction of Storms at the University of Oklahoma) és az FAA (the Federal Aviation Administration) együttműködése hozta létre.

A Noah felszín-séma a WRF almodelljeként rácspontonként fut, amely szimulálja a talajnedvességet (folyékony és fagyott állapotban), a talaj hőmérsékletet, hó rétegmélységet, a hó-víz egyenértéket (így a hóréteg sűrűségét), a lombkorona víztartalmát, valamint a felszínienergia-és a felszíni vízháztartás egyensúlyának az energia-és vízfluxusfeltételeit.

3.1 A WRF főbb jellemzői

Az ARW (Advanced Research WRF) 3.0-ás verziója először 2008 áprilisában jelent meg. Teljesen összenyomható légkörrel, Euleri, nem-hidrosztatikus rendszert használ, de hidrosztatikus beállítási lehetőség is rendelkezésünkre áll. A következő prognosztikai változókat használja: sebesség komponensek (u és v) a derékszögű koordinátarendszerben, vertikális sebesség (w), perturbációs potenciális hőmérséklet, perturbációs geopotenciál és a száraz levegő perturbációs felszíni nyomása. Adott esetben, turbulens kinetikus energia, és tetszőleges számú skalár mint pl. a vízgőz keverési aránya, az eső/hó keverési aránya, a felhő víz/jég keverési aránya, és kémiai elemek és szennyezőanyagok is lehetnek prognosztikus változók. Felszínkövető η vertikális koordinátarendszert használ a modell, száraz hidrosztatikus nyomás alapján; 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 troposzféra alján még a felszínkövető, míg a szabad légkörben már a nyomási rendszerhez hasonlóan viselkedik. Az η értéke 1 a felszínen, és 0 a modell domain felső határán. Az Arakawa C rácsot (Mesinger & Arakawa, 1976) használja az ARW horizontális koordinátázásra, ahol a rács közepén helyezkednek el a skalárok, a rács szélén 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 szélsébséget nullára csökkentik. A modell egyenleteiben, teljes mértékben figyelembe veszik a Coriolis-hatást. Lambert szög tartó térképvetületet használ, a görbület feltételeket tartalmazza. Egyirányú, illetve kétirányú, valamint mozgó nest is alkalmazható (Skamarock et al., 2008).

3.2 A modell fizika

Egy modell a dinamikáján kívül, amely leírja a hidrotermodinamikai egyenletrendszer, 5 különböző parametrizációs csoportot tartalmaz általában, ezek a mikrofizika, a határreteg, a cumulus, a légköri sugárzás illetve a felszíni séma. Ezen sémák számtalan variációjából választhatunk a modellfuttatáshoz. A mikrofizika a légköri vízgőztartalommal, a felhő- és csapadékképződési folyamatokkal foglalkozik. 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 határreteg fizikája a felszín felett elhelyezkedő 20–3000 méter vastag rétegben játszik szerepet; a turbulens kinetikus energia előrejelzése – amennyiben a választott sémának ez az alapja – itt történik. A cumulus séma a rács távolságnál kisebb skálájú konvektív folyamatokat írja le. A légköri sugárzás séma pedig a hosszú- és rövidhullámú sugárzás átvitelt tárgyalja.

A szimulációk során mikrofizikai sémaként a Thompson sémát, rövid- és hosszúhullámú sémaként a Dudhia sémát, határreteg sémaként az MM5 Monin-Obukhov és a YSU sémát használtuk, cumulus sémát pedig nem használtunk. Az egyes szimulációk között – amelyeket Göndöcs Júlia készített – az alábbi felszíni sémákat változtattuk: MM5, Noah és RUC (Rapid Update Cycle).

4. Adatok

4.1 Meteorológiai adatok a WRF modellhez

A WRF bemeneti adatait a WPS (WRF Preprocessor System) kezeli és végzi el az előfeldolgozást. Első lépés a szükséges kezdeti feltételek előállítása. Az időtől független felszíni adatokat a geogrid program segítségével interpolálja az előrejelzési tartományra. A WPS-en belül a metgrid végzi a meteorológiai adatok horizontális interpolálását. Az ECMWF globális modell bemeneti adatait használtuk a WRF kezdeti feltételeként 0,25 fokos felbontásban, melyben 13 nyomási szint és 4 talajszint különül el. A 13 nyomási szint: 1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 50 hPa és a felszín. A bemeneti adatok a következők: u és v sebességvektorok, hőmérséklet, specifikus nedvesség, relatív nedvesség, nyomás, harmatpont, 10 méteres u és v sebességvektorok, felszíni hőmérséklet és nyomás, a 4 talajszint hőmérséklete és talajnedvessége. A 13 szintet a real program segítségével vertikálisan interpolálja a rendszer az általunk megadott 35 szintre. Emellett a real határozza meg a peremfeltételeket is. Egy 112x9 km – 105x9 km-es területet vizsgálunk a Kárpát-medence felett, mely középpontjának koordinátái az északi szélesség 47° 01' és keleti hosszúság 19° 3'. Időlépcsőnek 45 másodpercet használunk. Miután a szükséges kezdeti- és peremfeltételek elkészültek, a wrf program végzi el a térbeli és időbeli integrálást, ami a modell futási idejének a döntő része. Az utófeldolgozást az UPP (Unified Post Processor) végzi, ahol a nyers modell eredményekből származtatható további diagnosztikus változók nyerhetők ki, mint pl. a csapadék halmazállapota vagy a CAPE (convective available potential energy).

4.2 Esettanulmány: 2006. Augusztus 20.

Európa időjárását már több napja egy nagy kiterjedésű fejlett ciklon határozta meg, amelynek északnyugati és délkeleti területei között a hőmérséklet-különbség jelentős volt, elérte a 15–20 fokot. Ennek a ciklonnak a hidegfrontja befolyásolta a késő délutáni és esti eseményeket.

Augusztus 20. hajnalra általában 16 és 21 fok közé hűlt le a levegő hazánkban. Dél előtt kevés volt a felhő, a maximum hőmérséklet 25 és 30 fok körül alakult az ország területén. 12 órakor Budapesten a hőmérséklet 28 fok, a tengerszintre átszámított légnyomás

1017 hPa volt. A front mentén, Ausztria területén kialakuló és gyorsan növekvő zivatarok már 16 UTC-kor beléptek az országba, és gyorsan haladtak nyugatról keleti irányba. A 17:30 UTC-s radarképen már látható volt, hogy a nyugat felől közeledő hidegfront magyarországi területén két kiemelkedően nagy zivatargóc volt, az északi Budapest felé vette az irányt, míg a déli cella a Balaton felé közeledett. A hasznosítható konvektív energiáért folyó versenyben a győztes az északi góc lett, míg a déli rendszer a Balaton keleti részét érintve legyengült (Horváth, 2006). A késő délutáni, esti óráktól egyre több helyen alakult ki zápor, zivatar először az ország nyugati területein, majd egyre keletebbre, amelyet sokfelé viharos, Pest-megye egyes területein orkán erejű szél kísért. A heves zivataros hidegfront 21 órakor érte el a fővárost, pontosan a szokásos augusztus 20-i tűzijáték közben. A maximális szellőkés 32,3 m/s volt, amit Budapesten, Lágymányoson mértek. A másnap (aug. 21.) reggelig lehullott csapadék mennyisége csapadéknym és 17 mm között változott az ország területén (1. ábra).



1. ábra: Mért 24 órás csapadékösszeg [mm] Magyarország területén 2006.08.20.8h és 2006.08.21.8h között.

5. Eredmények

A következő fejezetben bemutatom a szimulációk eredményeit, amit a Noah, az MM5 és a RUC felszínsémák használatával végeztünk. A szimulációk során megnéztük a csapadék térbeli és időbeli eloszlását az adott napra. Az érkező hidegfront és a lehullott csapadék a szimulációkban jelentősen befolyásolta a napi- és az órás átlaghőmérséklet értékeket, továbbá a hőáramok térbeli eloszlásában is megfigyelhető a front hatása.

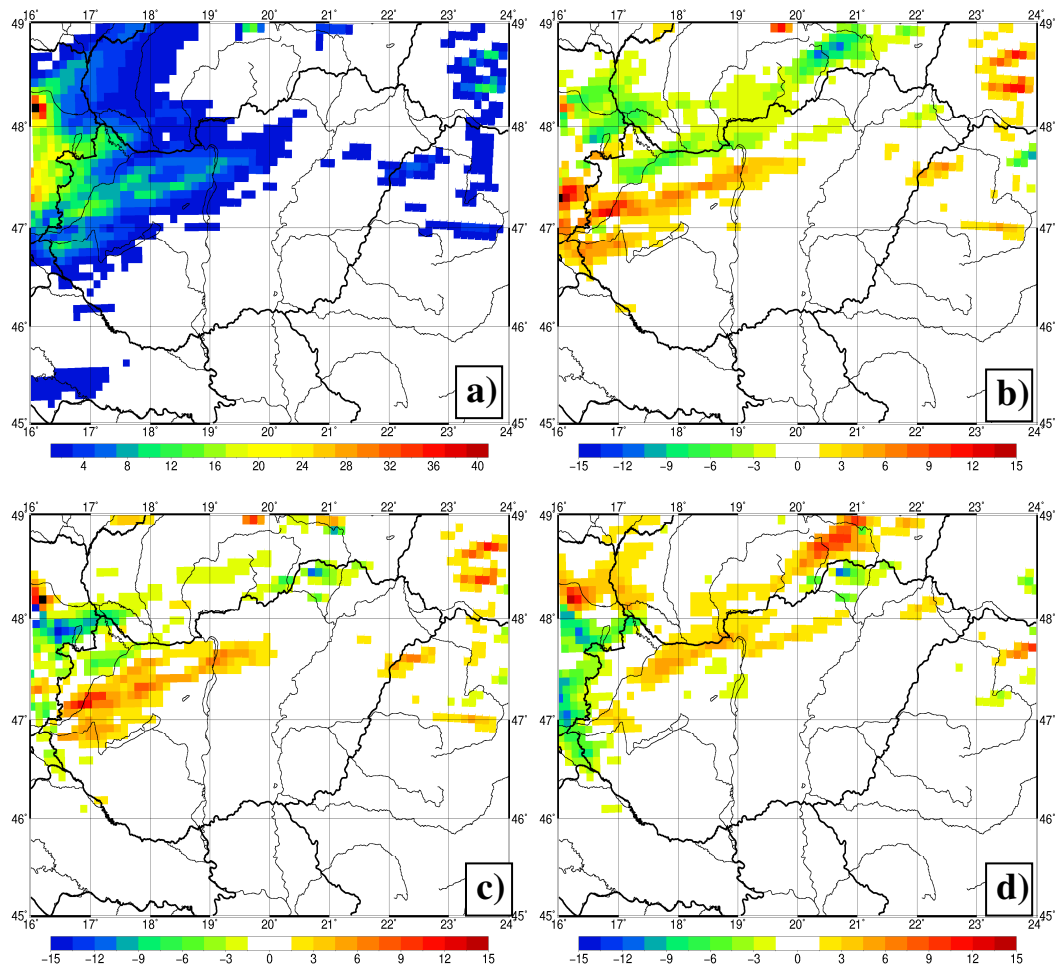
5.1 Csapadék

A napi csapadékösszeg területi eloszlásának ábrázolása (2. ábra) 1–40 mm-es skálán történt. A kékkel jelzett területeken a csapadék meghaladta az 1 mm-t. A legtöbb csapadék az ország északnyugati részén esett, a Noah-ban a csapadék mennyisége itt a 20 mm-t is túllépte. Ausztria területén még a 40 mm-es napi csapadékösszeget is lehet látni. Összevetve a napi jelentéssel láthatjuk, hogy a Noah sémával készült szimuláció az ország nyugati területein még több – néhány területen akár 5 mm-rel –, viszont Budapesten és tőle keletre kevesebb csapadékot jelzett. A Tiszántúl néhány területén a Noah felszínséma nem mutatott csapadékot, viszont a napi jelentésben látható 7–9 mm napi csapadékösszeg is.

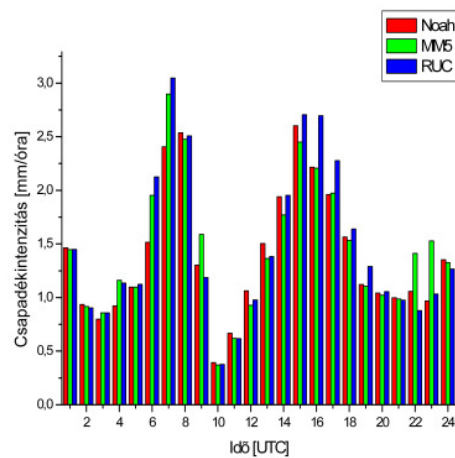
A legtöbb csapadékot a Noah sémával készült szimuláció jelezte előre, a legkevesebbet a RUC. A különbség térképeken jól látható, hogy a Noah a csapadékot a másik két felszínsémához képest kicsit délebbre helyezte, amely a Dunántúli-középhegység mentén haladt a főváros irányába. Az MM5 és a RUC ezt a csapadékot a Kisalföld valamint a Duna Győrtől Budapestig tartó szakasza mentén helyezte el. Az MM5 3–6 mm-rel több csapadékot adott ezekre a területekre, mint a RUC. A legnagyobb különbségek Vas megye területén voltak a felszínsémák között, itt a Noah több mint 10 mm-rel magasabb csapadékösszeget is jelzett a másik két felszínsémához képest. Ezeken a területeken az eredeti szimulációhoz képest kb. 50–60%-os az eltérés.

A csapadékintenzitás időbeli eloszlását a vizsgált területre úgy állítottam elő, hogy a teljes terület csapadékösszegét leosztottam a csapadékos mezők számával. Amint a 3. ábrán látható, 6–8 UTC környékén valamint 14–18 UTC között volt maximális a csapadékintenzitás. Előbbi Ausztria területén esett, utóbbinak jelentős része pedig hazánkban. Dél előtt a legmagasabb értékeket a RUC mutatja, 7 UTC-kor még a 3 mm/órás intenzitást is eléri. 12 UTC után már a Noah mutatja a legnagyobb intenzitást kb. 15 UTC-ig, majd ismét a

RUC, 22–23 UTC-kor pedig az MM5. Magyarország területén a késő délutáni órákban esik a legtöbb csapadék. A vizsgált területen több, mint 160000 mm/km² esett mindegyik felszínséma szerint.

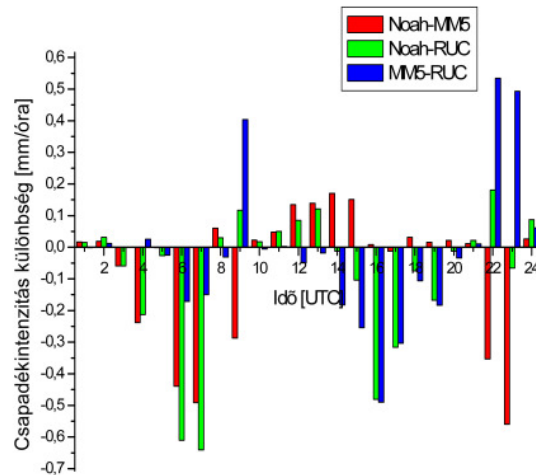


2. ábra: a) A Noah felszínsémával számított 24 órás csapadékösszeg, b) a Noah és az MM5, c) a Noah és a RUC, d) az MM5 és a RUC felszínsémákkal számított 24 órás csapadékösszeg különbség területi eloszlása 2006.08.20-án.



3. ábra: A különböző felszínsémákkal kapott csapadékintenzitása az adott napon.

Összehasonlítottam az egyes felszínsémákat a csapadékintenzitás különbségei alapján is (4. ábra). Minden alkalommal a jelmagyarázat szerint, az első felszínséma értékéből vontam ki a második felszínséma értékét az adott órára vonatkozóan. Az ábráról leolvasható, hogy 6–7 UTC környékén a Noah csapadékintenzitása volt a legkisebb – mintegy 20%-kal –, míg a délután folyamán a RUC értékei voltak lényegesen magasabbak – körülbelül 0,3–0,5 mm/órával –, mint a másik két felszínséma. Késő este pedig az MM5 mutatott 0,5–0,6 mm/órával magasabb csapadékintenzitást, mint a másik két felszínséma.



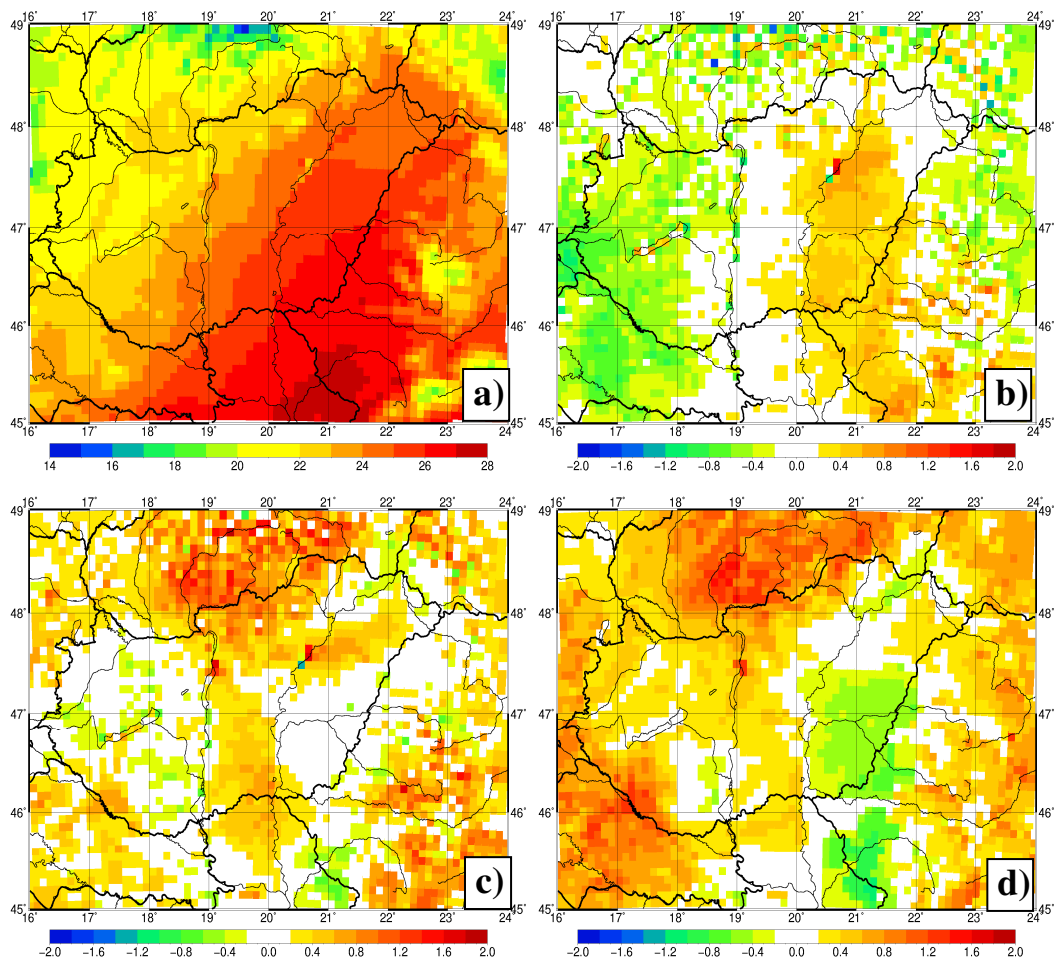
4. ábra: A csapadékintenzitás különbségei a felszínsémák között.

5.2 Hőmérséklet

A 2 méteres hőmérséklet a vizsgált területen 14 és 36 fok között változott a nap folyamán. A napi átlagos 2 méteres hőmérséklet az ország délkeleti részén volt a legmagasabb, a Noah esetében 26–27 °C (5. ábra), mivel az északnyugat felől érkező front következtében a hőmérséklet lecsökkent a front mögötti területeken, így a Dunántúlon kisebb napi átlaghőmérsékletet mértek. A 3 felszínséma között maximum 2 fokos eltérést lehet megfigyelni az átlaghőmérsékletben. Az ország keleti részén a Noah felszínséma szerint átlagosan 0,6–0,8 °C-kal volt melegebb az MM5-nél, míg a Dunántúlon az MM5 mutatott magasabb átlaghőmérséklet értékeket. Az MM5-ben napfelkeltétől a front érkezéséig volt magasabb a hőmérséklet 2–3 °C-kal, a front mentén a hőmérsékletet viszont a Noah jelezte magasabbnak 2–3 °C-kal, illetve a hegységek területén is a Noah jelzett magasabb értékeket, leginkább éjszaka. A RUC-cal készült szimuláció adta területi átlagban a legalacsonyabb hőmérsékletet. A RUC felszínsémával átlagosan mindössze a Kőrösök vidékén volt 0,4–0,6 °C-kal melegebb, mint az MM5-ben. Az ország nagy részén magasabb hőmérséklet az MM5-ben volt, egyes helyeken több mint 1 °C-kal. A Noah szintén magasabb hőmérséklet értékeket

mutatott, mint a RUC. Egyedül a front mentén volt jelentős különbség a hőmérsékletben, itt ugyanis a RUC-ban 5–6 °C-kal magasabb értékeket is meg lehetett figyelni.

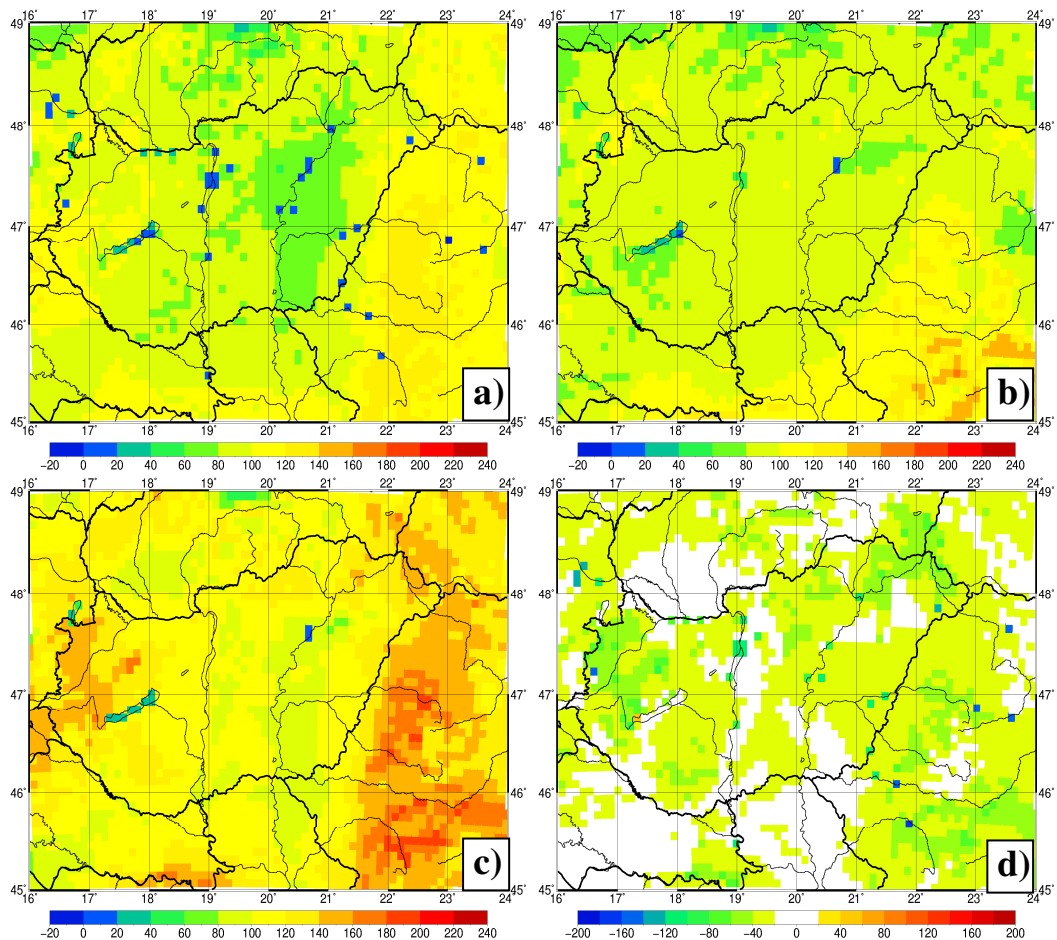
A 2 méterre számított hőmérséklet a Noah felszínsémában függ a talajhőmérséklettől, az emissziótól – amely a növényzet függvényében változik –, valamint egy úgynevezett béta paramétertől – ami a tényleges és a potenciális párolgás hányadosaként írható le –, utóbbi kettő függ a talaj és a növényzet tulajdonságaitól. A Noah esetén befolyásolja leginkább a talaj és a növényzet a vizsgált paramétereket. A RUC esetén számít a talajtextúra, de a növényzet nem játszik nagy szerepet. Az MM5 esetén sem a növényzettel, sem a talajjal nem számol a hőmérséklet és a hőáramok számításakor. A hőmérséklet különbségeinek mintázatát például a b) ábrán a talajnedvesség területi eloszlása, míg a d) ábrán a talajtextúra adja.



5. ábra: a) A Noah felszínsémával számított napi átlagos 2m-es hőmérséklet [°C], b) a Noah és az MM5, c) a Noah és a RUC, d) MM5 és a RUC felszínsémákkal számított napi átlagos 2m-es hőmérséklet különbség területi eloszlása 2006.08.20-án.

5.3 Látens- és szenzibilis hőáram

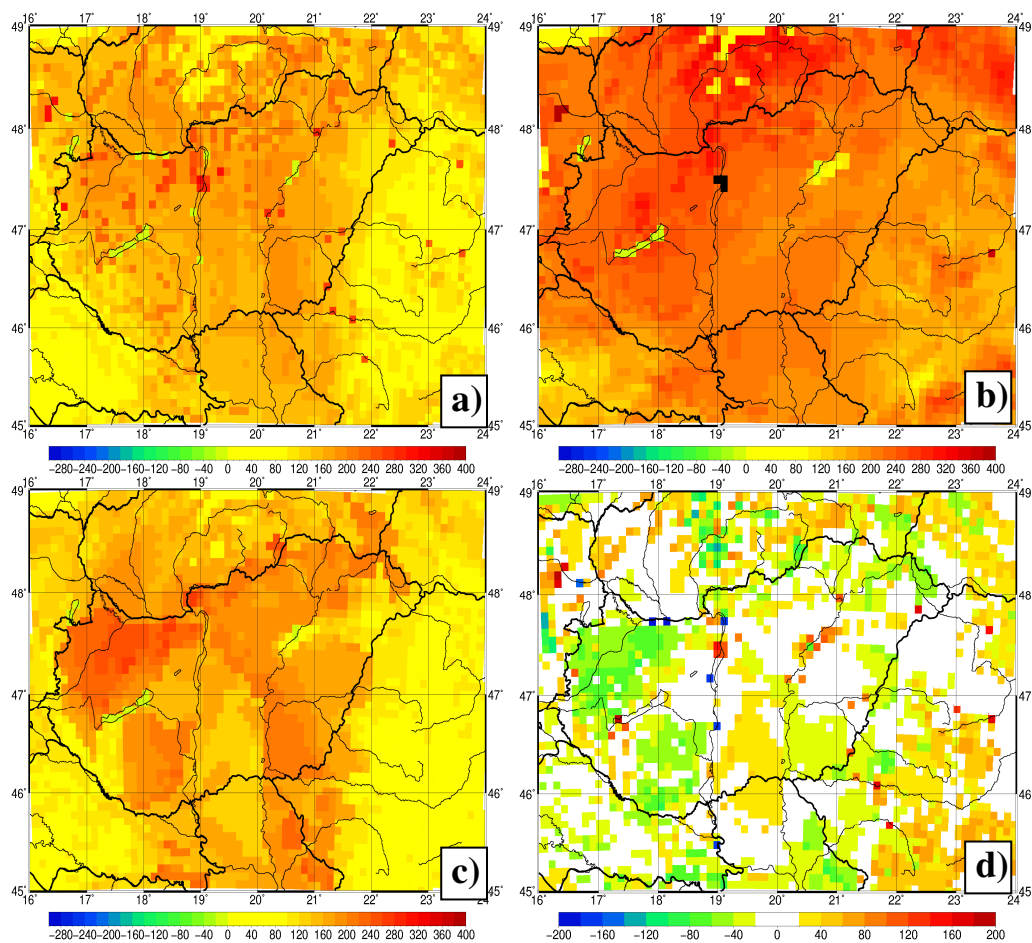
A fázisátalakulások során felszabaduló látens hő hőmérsékletfüggő, amelyet a látens hőáram területi eloszlása is jól illusztrál. Jól látható, ahol hőmérséklet növekszik, ott a látens hőáram is nő. A látens hő napi átlaga (6. ábra) 60–140 Wm⁻² környékén alakult a vizsgált felszínsémákban augusztus 20-án, mindössze a tavak területén mutatott ennél kisebb értékeket. A Noah és az MM5 közel azonos látens hőáram értékeket mutatott a napi átlagra, mindössze a nyugati részen nagyobb 20–40 Wm⁻²-rel a Noah-val kapott szimuláció, viszont ugyanennyivel kisebb a Tisza mentén, Szolnok környékén. A nap folyamán a látens hőáram térképeken jól látható, hogy 8 UTC-kor a Balatontól délnyugati irányban, illetve 10 UTC-kor Hajdú-Bihar megye északi részén 60–80 Wm⁻²-rel kisebb a látens hő, mint a környező területeken. Ennek oka, egy összefüggő középmagas felhőzet volt. Az MM5 napi átlagos látens hőáram térképén is meg lehet figyelni az említett felhőzetet. Délután 14–15 UTC-kor az ország középső részén a magas- és középszintű felhőzet miatt közel 60 Wm⁻²-rel kisebb a látens hőáram.



6. ábra: a) A Noah, b) az MM5, c) és a RUC felszínsémákkal számított napi átlagos látens hőáram [Wm⁻²], d) a Noah és a RUC felszínsémákkal számított napi átlagos látens hőáram különbség területi eloszlása 2006.08.20-án.

A RUC mutatta a legmagasabb értékeket, az ország északnyugati részén az átlagos látens hőáram a 160 Wm^{-2} -t is elérte. A RUC esetében elmondhatjuk, hogy a talajtextúra vezérli a hőáramokat, ugyanis sok hasonlóságot lehet felfedezni a hőáramok és a talajtextúra térképei között (Laza, 2012). A Dunántúlon $60\text{--}80 \text{ Wm}^{-2}$ -rel magasabb értékeket mutatott a RUC, mint a másik két felszínséma. Kellően erős besugárzás mellett a hőáramoknál a növényzet fontos befolyásoló tényező. A felszínsémákban van különbség a növényzet között, a Noah különbözteti meg a legtöbb típust. A felszín típusok emissziója és az albedója is más az egyes felszínsémák között, ugyanis ezek függenek a növényzet borítottságától, mellyel kizárólag a Noah számol.

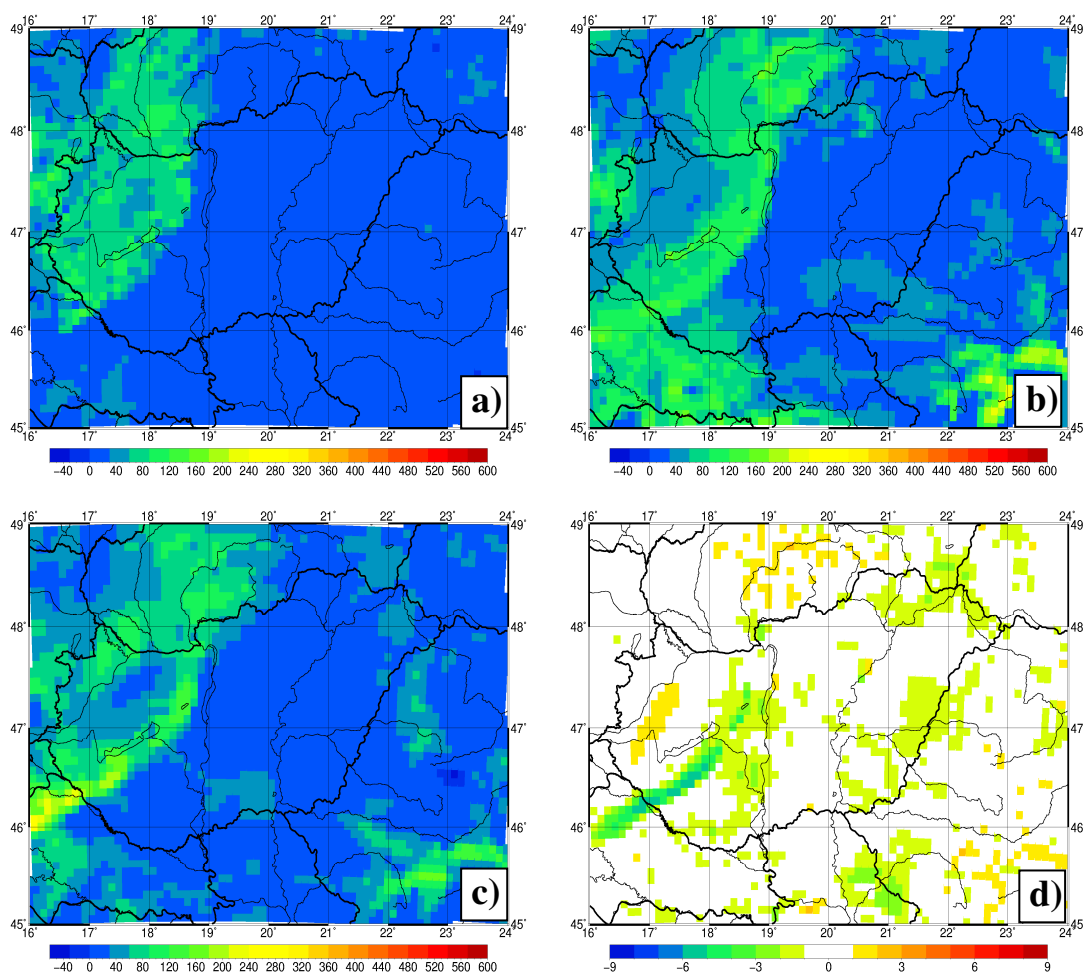
A szenzibilis hőáram napi átlagára a Noah mutatta a legkisebb értéket, a Dunántúl nagy részén $20\text{--}40 \text{ Wm}^{-2}$ -rel kevesebbet, mint a másik két felszínséma. A szenzibilis hőáram térképeknél is jól látható a növényzet és a talaj befolyásoló hatása, ugyanis ezek okozzák a legfőbb különbségeket az egyes felszínsémák között. Tekintsük a szenzibilis hőáram térképeket 11 UTC-kor (7. ábra).



7. ábra: a) A Noah, b) az MM5, c) és a RUC felszínsémákkal számított átlagos szenzibilis hőáram [Wm^{-2}] 11 UTC-kor d) a Noah és a RUC felszínsémákkal számított átlagos szenzibilis hőáram különbség területi eloszlása 2006.08.20-án 11-UTC-kor.

Látható, hogy a melegebb órákban a szenzibilis hőáramot a növényzet, és a talajtextúra befolyásolja a leginkább. A Noah esetében látni a növényzet sokféleségét, a RUC esetében pedig a talajtextúra-térképpel való hasonlóságot lehet felfedezni. A Noah és a RUC közötti különbségtérképen lehet látni, hogy a szenzibilis hőáramban 60–80 Wm^{-2} -es eltérések vannak a 11 UTC-s időpontban. A Dunántúlon a RUC, míg az ország többi részén a Noah mutat magasabb szenzibilis hőáram értékeket.

A front áthaladása nagyon szemléletes a felszíni hőáramok területi eloszlásán, ugyanis a front mögött megnő a szélesség kb. 5–7 m/s-mal, turbulencia lép fel, amely pozitív szenzibilis és látens hőáramot generál. Ennek szemléltetésére tekintünk a látens hőáram területi eloszlását 19 UTC-kor (8. ábra).



8. ábra: a) A Noah, b) az MM5, c) és a RUC felszínsémákkal számított átlagos látenshőáram d) a Noah és a RUC felszínsémákkal számított átlagos látens hőáram különbség területi eloszlása 2006.08.20-án 19 UTC-kor.

A három felszínséma nem teljesen ugyanoda helyezte el a frontot. Míg a Noah és a RUC esetében a front még nem érte el a fővárost, addig az MM5 a frontot már Budapest térségére jelezte. Jól látható, hogy a front mentén a látens hőáram megnőtt, illetve a front mögötti területeken is magasabb látens hő értékeket láthatunk, mint az ország keleti részén.

A frontot jól meg lehet figyelni a Noah és a RUC felszínsémák közötti 19 UTC-s hőmérséklet különbség térképen is (nem ábrázoljuk). Itt a RUC 3–5 °C-kal magasabb hőmérséklet értékeket mutat, mint a Noah. Egy-egy rácspontban még a 6 °C-os különbség is megfigyelhető.

6. Összefoglalás

Dolgozatomban összehasonlítottam a Noah, az ISBA, a TESSEL és a JULES felszínsémákat. Az összehasonlításkor a talaj és a növényzet tulajdonságokat, illetve a modellek főbb folyamatait vizsgáltam. Habár három felszínséma is négy rétegű talajjal számol, az egyes talajszintek vastagsága különböző, valamint a talajtextúra területi változékonysága is eltér az egyes felszínsémák között. A négy modell a növényzetet szintén eltérően reprezentálja – míg pl. a JULES-ben csak 5 típusú növényi felszínt különböztet meg, addig a Noah 16 kategóriás felszínborítottsággal rendelkezik –, mindemellett máshogyan számítja a hőáramokat, a talajnedvességet, a párolgást, és az egyéb felszíni folyamatokat. A négy séma hómodelljeiben is eltérően végzik a számításokat, illetve a rétegek száma is változó.

A dolgozatom másodlagos célja a WRF modell segítségével lefuttatott szimulációk összehasonlítása volt, melyekben három különböző sémát használtunk a futtatásokhoz: a Noah, az MM5 és a RUC felszínsémákat. A szimulációkat a 2006. augusztus 20-i napra végeztük el. A szimulációk a nyugati országrészre több csapadékot vártak, mint amennyi ténylegesen lehullott, viszont Budapesttől keletebbre alulbecsülték a csapadék mennyiségét. Az egyes futtatások között a területi eloszlásban is találtunk kisebb-nagyobb eltéréseket – a front mentén akár 10 mm-es különbséget is megfigyelhettünk. A csapadék időbeli eloszlása is jelentős különbségeket mutatott – 0,5 mm/órás csapadékintenzitás különbségek is voltak az egyes modellek között. A nap különböző szakaszaiban mindig más felszínséma mutatta a legmagasabb csapadékintenzitást: délelőtt a Noah, délután a RUC, este pedig az MM5. A hőmérsékletben, valamint a hőáramokban is jelentős különbségeket vehettünk észre – a hőmérsékletben akár 2 °C-os különbségek is adódtak, a hőáramoknál pedig akár 60–80 Wm⁻²-es különbségeket is megfigyelhettünk –, amelyek egy részét visszavezethetjük a talaj és a növényzet változékonyságára. Megfigyelhettük egy összefüggő felhőzet hatását is a hőáramokra, valamint a front mentén, és után is jelentős különbségek alakultak ki, ugyanis a három modell eltérő sebességgel számította a front haladását.

Összességében levonhatjuk azt a következtetést, hogy a felszínséma választása jelentősen befolyásolja a modell előrejelzését.

7. Köszönetnyilvánítás

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

Továbbá köszönöm Göndöcs Júliának, hogy az általa készített szimulációkat felhasználhattam további elemzés céljából.

A szakdolgozatban felhasznált OMSZ és TAKI adatokat az OTKA K-81432 pályázata biztosította.

8. Irodalomjegyzék

- André, J. C., Goutorbe, J. P., Perrier, A., 1986: HAPEX-MOBILHY, a Hydrologic Atmospheric Pilot Experiment for the Study of Water Budget and Evaporation Flux at the Climatic Scale. Bull. Amer. Meteorol. Soc., 67, 138–144.*
- Balsamo, G., Viterbo, P., Beljaars, A., Van den Hurk, B., Hirschi, M., Betts, A. K., Scipal, K., 2009: A Revised Hydrology for the ECMWF Model: Verification from Field Site to Terrestrial Water Storage and Impact in the Integrated Forecast System. Journal of Hydrometeorology, 10, 623–643.*
- Best, M. J., Hopwood, W. P., 2001: Modelling the local surface exchange over a grass field site under stable conditions, Q. J. R. Meteorol. Soc., 127, 2033–2052.*
- Best, M. J., Pryor, M., Clark, D. B., Rooney, G. G., Essery, R. L. H., Ménard, C. B., Edwards, J. M., Hendry, M. A., Porson, A., Gedney, N., Mercado, L. M., Sitch, S., Blyth, E., Boucher, O., Cox, P. M., Grimmond, C. S. B., Harding, R. J., 2011: The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description – Part 1: Energy and water fluxes. Geoscientific Model Development, 4, 677–699.*
- Betts, R. A., 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., Ball, J., Barr, A., Black, T. A. B., McCaughey, J. H., Viterbo, P., 2006: Assessing land-surface-atmosphere coupling in the ERA-40 reanalysis with boreal forest data. Agricultural and Forest Meteorology, 140, 355–382.*
- Bowling, L.C., Lettenmaier, D.P., Nijssen, B., Graham, L.P., Clark, D.B., El Maayar, M., Essery, R., Goers, S., Gusev, Y., Habets, F., van den Hurk, B., Jin, J., Kahan, D., Lohmann, D., Ma, X., Mahanama, S., Mocko, D., Nasonova, O., Niu, G., Samuelsson, P., Shmakin, A.B., Takata, K., Verseghy, D., Viterbo, P., Xia, Y., Xue, Y., Yang, Z. L., 2003: Simulation of high-latitude hydrological processes in the Torne – Kalix basin: PILPS Phase 2(e): 1 Experiment description and summary intercomparisons. Global and Planetary Change, 38, 1–30.*
- Braud, I., Noilhan, J., Bessemoulin, P., Maseart, P., Haverkamp, R., Vauclin, M., 1993. Bareground surface heat and water exchanges under dry conditions: Observations and parameterization. Bound-Layer Meteorol., 66, 173–200.*
- Campbell, G. S., 1974: A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. Soil Sci., 117, 311–314.*
- Champeaux, J. L., Acros, D., Bazile, E., Giard, D., Gourtorbe, J. P., Habets, F., Noilhan, J., Roujean, J. L., 2000: AVHRR-derived vegetation mapping over western Europe for use in numerical weather prediction models. Int. J. Remote Sens., 21, 1183–1199.*
- Chen, F., Avissar, R., 1994a: Impact of land-surface wetness heterogeneity on mesoscale heat fluxes. J. Appl. Meteor., 33, 1323–1340.*
- Chen, F., Avissar, R., 1994b: Impact of land-surface moisture variability on local shallow convective cumulus and precipitation in large-scale models. J. Appl. Meteor., 33, 1382–1401.*

- Chen, F., Mitchell, K., Schaake, J., Xue, Y., Pan, H-L., Koren, V., Duan, Q., Betts, A., 1996: Modelling 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. *Monthly Weather Review*, 129, 569–585.
- Clapp, R. B., Hornberger, G. M., 1978: Empirical equations for some hydraulic properties. *Water Resour. Res.*, 14, 601–604.
- Collatz, G. L., Ball, J. T., Grivet, C., Berry, J. A., 1991: Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: a model that includes a laminar boundary layer. *Agri. Forest Meteorol.*, 54, 107–136.
- Cosby, B. J., Hornberger, G. M., Clapp, R. B., Glinn, T. R., 1984: A Statistical Exploration of the Relationships of Soil Moisture Characteristics to the Physical Properties of Soils. *Water Resour. Res.*, 20, 682–690.
- Cox, P. M., Huntingford, C., Harding, R. J., 1998: A canopy conductance and photosynthesis model for use in a GCM land surface scheme. *J. Hydrol.*, 212, 79–94.
- Cox, P. M., Betts, R. A., Bunton, C. B., Essey, R. L. H., Rowntree, P. R., Smith, J., 1999: The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. *Climate Dynamics* 1999, 15, 183–203.
- Cuenca, R., Ek, H. M., Mahrt, L., 1996: Impact of Soil Water Property Parameterization on Atmospheric Boundary-Layer Simulation. *Journal of Geophysical Research*, 101, 7269–7277.
- Deardorff, J. W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, 83, 1889–1903.
- Dharssi, I., Vidale, P., Verhoef, A., Macpherson, B., Jones, C., Best, M., 2009: New soil physical properties implemented in the Unified Model at PS18. *Meteorology Research and Development Technical Report*, 528 p.
- Dickinson, R. E., 1984: Modeling evapotranspiration for three dimensional global climate models. *Climate Processes and Climate Sensitivity*, *Geophys. Monogr. Ser.*, 29, 58–72.
- Dirmeyer, P. A., Gao, X., Zhao, M., Guo, Z., Oki, T., Hanasaki, N., 1999: GSWP-2, Multimodel Analysis and Implications for Our Perception of the Land Surface. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 87, 1381–1397.
- Douville, H., Royer, J. -F., Mahfouf, J. -F., 1995: A new snow parameterization for the French community climate model. Part I: Validation in stand-alone experiments. *Climate Dyn.*, 12, 21–52.
- Dutra, E., Balsamo, G., Viterbo, P., Pedro, M., Miranda, A., Beljaars, A., Scar, C., Kelly, E., 2010: An Improved Snow Scheme for the ECMWF Land Surface Model: Description and Offline Validation. *J. Hydrometeorol.*, 11, 899–916.
- Ek, M., Mahrt, L., 1991: A formulation for boundary-layer cloud cover. *Annales Geophysicae*, 9, 716–724.
- Essery, R. L. H., Best, M. J., Betts, R. A., Cox, P.M., Taylor, C. M., 2003: Explicit representation of subgrid heterogeneity in a GCM land surface scheme. *J. Hydrometeorol.*, 4, 530–543.
- Essery, R. L. H., Clark, D. B., 2003: Developments in the MOSES 2 land-surface model for PILPS 2e. *Global and planetary change*, 38, 1–164.
- Gash, J. H. C., 1979: An analytical model of rainfall interception by forests. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 105, 43–55.

- Gash, J. H. C., Shuttleworth, W. J., Lloyd, C. R., André, J. C., Goutorbe, J. P., Gelpe, J.*, 1989: Micrometeorological measurements in Les Landes forest during HAPEX-MOBILHY. *Agric. Forest Meteorol.*, 46, 131–147.
- Gibson, J. K., Kallberg, P., Uppala, S., Noumura, A., Hernandez, A., Serrano, E.*, 1997: ERA Description. ECMWF Re-Analysis Project Report Series, 1. ECMWF, Reading UK, 77 p.
- Horváth, Á.*, 2006: A 2006. augusztus 20-i budapesti vihar időjárásai háttere. *Légtör.*, 51(4), 24–27.
- Jacquemin, B., Noilhan, J.*, 1990: Validation of a land surface parameterization using the HAPEX-MOBILHY data set. *Bound.-Layer Meteorol.*, 52, 93–134.
- Jarvis, P.G.*, 1976: The interpretation of the variation in the leaf water potential and stomatal conductances found in canopies in the field. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. B* 273, 293–310.
- Johansen, O.*, 1975: Thermal conductivity of soils, Ph.d. thesis, University of Trondheim, Norway.
- Koster, R., Suarez, M., Ducharme, A., Stieglitz, M., Kumar, P.*, 2000: A catchment-based approach to modelling land surface processes in a general circulation model, 1. Model structure. *J. Geophys. Res.*, 105, 809–824.
- Laza, B.*, 2012: A szimulált planetáris határréteg magasság érzékenysége a HUNSODA és MARTHA talajadatbázisok használatára. Diplomamunka, Budapest, 54 p.
- Loveland, T. R., Reed, B. C., Brown, J. F., Ohlen, D. O., Zhu, Z., Yang, L., Merchant, J. W.*, 2000: Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 21, 1303–1365.
- 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.
- Mahfouf, J.-F.*, 1990: A numerical study of the surface water budget during HAPEX-MOBILHY. *Bound.-Layer Meteorol.*, 53, 201–222.
- Mahrt, L., Pan, H. L.*, 1984: A two-layer model of soil hydrology. *Bound.-Layer Meteorol.*, 29, 1–20.
- Manzi, A. O., Planton, S.*, 1994: Implementation of the ISBA parameterization scheme for land surface processes in a GCM: An annual cycle experiment. *J. Hydrol.*, 155, 355–389.
- Mesinger, F., Arakawa, A.*, 1976: Numerical methods used in atmospheric models. Global atmospheric research programme WMO-ICSU Joint Organizing Committee, 1, 1–64.
- Miller, D. A., White, R. A.*, 1998: A conterminous United States multilayer soil characteristics dataset for regional climate and hydrology modeling. *Earth Interactions*, 2, 1–26.
- Milly, P. C. D.*, 1982: Moisture and heat transport of hysteretic, inhomogeneous porous media: A matric head-based formulation and a numerical model. *Water Resour. Res.*, 18, 489–498.
- Monteith, J. L.*, 1965: Evaporation and environment: the state and movement of water in living organisms. *Symp. Soc. c Exp. Biol.* 19, 205–234.
- Noilhan, J., Mahfouf, J.-F.*, 1996: The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change* 13, 145–159.
- Noilhan, J., Planton, S.*, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 536–549.
- Noilhan, J., Mahfouf, J. F., Manzi, A. O., Gioradni, H., Deque, M.*, 1995: The land surface scheme ISBA within the Meteo-France climate model ARPEGE. Part I: Implementation and preliminary results. *J. Climate*, 8, 2039–2057.

- 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.
- 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.
- 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.
- Rutter, A. J., Kershaw, K. A., Robins, P. C., Morton, A. J.*, 1971: A predictive model of rainfall interception in forest. Part I: Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine. *Agric. Meteorol.*, 9, 367–384.
- Sellers, P. J., Mintz, Y., Sud, Y. C., Dalcher, A.*, 1986: A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models: *J. Atmos. Sci.*, 43, 505–531.
- 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.
- 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.
- Taylor, C. M., Clark, D. B.*, 2001: The diurnal cycle and African easterly waves: A land surface perspective, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 127, 845–867.
- Van den Hurk, B. J. J. M., Viterbo, P., Beljaars, A. C. M., Betts, A. K.*, 2000: Offline validation of the ERA40 surface scheme. ECMWF Tech. Memo, 295, 43 p.
- Van den Hurk, B., Viterbo, P.*, 2003: The Torne-Kalix PILPS 2(e) experiment as a test bed for modifications to the ECMWF land surface scheme. *Global Planet. Change*, 38, 165–173.
- Viterbo, P., Betts, A. K.*, 1999: Impact on ECMWF forecasts of changes to the albedo of the boreal forests in the presence of snow. *J. Geophys. Res.*, 104, 803–810.
- Wallace, J. S., Wright, I. R., Stewart, J. B., Holwill, C. J.*, 1991: The Sahelian Energy Balance Experiment (SEBEX): ground based measurements and their potential for spatial extrapolation using satellite data. *Adv. Space. Res.*, 11, 131–141.
- Wei, M.-Y.*, 1995: Soil moisture: Report of a workshop held in Tiburon, California, 25–27 January 1994. Nasa Conference. Publication 3319, 80 p.
- Wilson, M. F., Henderson-Sellers, A.*, 1985a: A Global Archive of Land Cover and Soils Data for Use in General Circulation Climate Models. Data set 767.0. Data Section, Scientific Computing Division, The National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, U.S.A, Available on-line.

Nyilatkozat

Alulírott,**Kuntár Roland**..... nyilatkozom, hogy jelen dolgozatom teljes egészében saját, önálló szellemi termékem. A dolgozatot sem részben, sem egészében semmilyen más felsőfokú oktatási vagy egyéb intézménybe nem nyújtottam be. A szakdolgozatomban felhasznált, szerzői joggal védett anyagokra vonatkozó engedély a mellékletben megtalálható.

A témavezető által benyújtásra elfogadott diplomamunka PDF formátumban való elektronikus

publikálásához a tanszéki honlapon

HOZZÁJÁRULOK

NEM JÁRULOK HOZZÁ

Budapest, 2013. május 15.

.....

(a hallgató aláírása)