

A planetáris határréteg és a talaj hidrofizikai tulajdonságai közötti kapcsolat vizsgálata az MM5 modellel

SZAKDOLGOZAT
FÖLDTUDOMÁNY ALAPSZAK
METEOROLÓGIA SZAKIRÁNY



Készítette: Laza Borbála

Témavezetők: Dr. Ács Ferenc
Breuer Hajnalka

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2010

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	3
2. Anyag és módszer	7
2.1. Az MM5 modellben felhasznált parametrizációk	
2.2. Kezdeti- és peremfeltételek	
2.3. A talaj hidraulikus tulajdonságainak parametrizálása	
2.4. Talajadatok	
3. Numerikus vizsgálatok	15
4. Eredmények	16
4.1. A PHR magasság modellterületi átlagainak időbeli változása	
4.2. A PHR magasság kiválasztott talajtextúrák feletti átlagainak időbeli változása	
4.3. A szenzibilis és látens hő menete 12 órás időszakra, egész modellterületre vonatkozóan	
4.4. A szenzibilis és látens hő menete 12 órás időszakra, kiválasztott talajtextúrákra vonatkozóan	
5. Konklúzió	33
6. Köszönetnyilvánítás	34
7. Irodalomjegyzék	35

1. Bevezetés

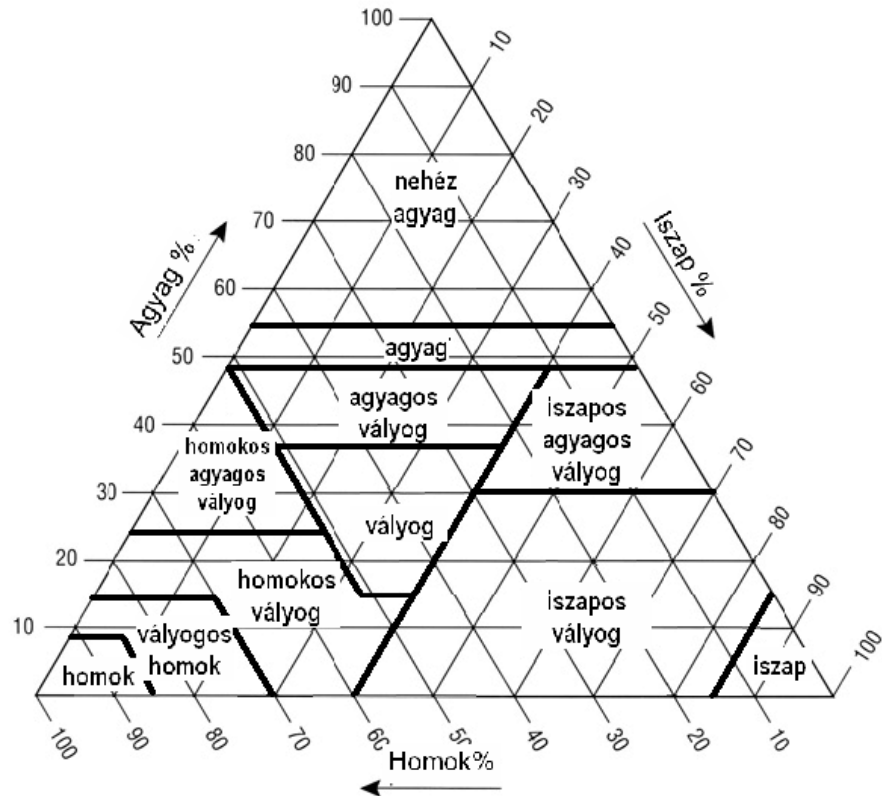
Mezokálájú modellek

A számítástechnika fejlődésével a numerikus előrejelzés tudománya önálló tudománnyá vált a meteorológiában. Az első mezokálájú numerikus előrejelző modellek (*Anthes és Warner, 1978*) megjelentek már az 1970-es évek végén. E modellek a 2-200 km-es kiterjedésű (*Orlanski, 1975*) légköri folyamatok szimulálására szolgálnak. Elterjedésükre azonban csak az 1990-es évek végére került sor. Manapság már több ilyen operatíván is működő modell van: pl. az MM5 – PSU/NCAR (*Dudhia, 1993*), a Lokal-Model – DWD (*Doms és Schättler, 1997*), az Unified Model – UKMO (*Davies et al., 2005*), vagy a JMA-MSM – JMA (*Saito et al., 2006*) és még sorolhatnánk. Azokban az országokban, ahol önálló modellfejlesztéssel nem foglalkoznak, a mezokálájú modellek közül az MM5 modell az egyik legelterjedtebb modell. E modellel olyan folyamatok is vizsgálhatók, mint a zivatar felhők képződése, a hegyekben a völgyi és a vízpartokon a parti szél jelensége vagy a városi hősziget kibontakozása. E jelenségek szimulálása során azonban egyértelművé vált, hogy a felszín-légkör kölcsönhatás szerepe egyes esetekben igen nagy is lehet (*Pielke, 1984; Avissar és Schmidt, 1998*). Így a mezokálájú modellekben és az MM5-ben is a talaj-növény-légkör rendszer folyamatainak leírása igen részletes lett. Ezen LSM (Land Surface Model) almodellek komplexitása széles határok között változik: vannak egyszerűbb, 2-3 rétegű modellek (*Deardorff, 1978*), de vannak akár 10 rétegű, teljes hő- és vízforgalmat leíró, a növényzet fiziológiáját is figyelembevevő (*Chen és Dudhia, 2001*) modellek.

E tanulmány munkaeszköze az MM5 modell (*Dudhia, 1993*) és az általa használt Noah LSM (*Chen és Dudhia, 2001*) almodell.

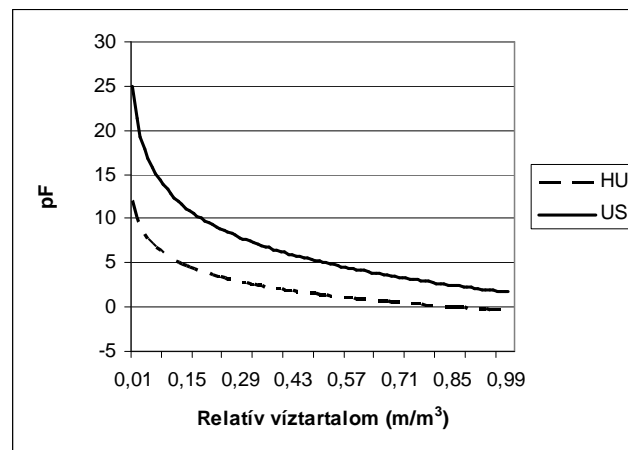
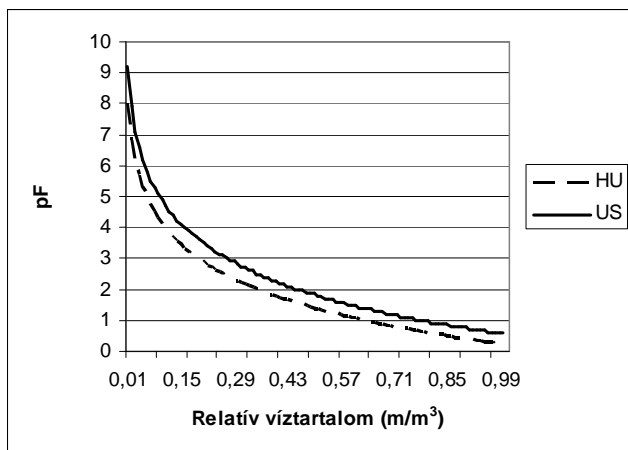
Talaj a mezokálájú modellekben

A talaj egyik legfontosabb tulajdonsága a talaj fizikai félesége, vagy a talajtextúra. Három fő fizikai féleséget különböztetünk meg: a homokot (a szemcsék átmérői 0,2 - 2 mm közöttiek), az iszapot (a szemcsék átmérői 0,002 - 0,2 mm közöttiek) és az agyagot (a szemcsék átmérői 0,002 mm alattiak). Manapság a talajfizikában és a légköri modellekben használt fizikai féleségek száma azonban nagyobb. Így pl. az MM5 mezokálájú modell 12 textúrát, míg a magyarországi alkalmazásokban (*Nemes, 2003*) 11 textúrát különböztetünk meg (1. ábra).

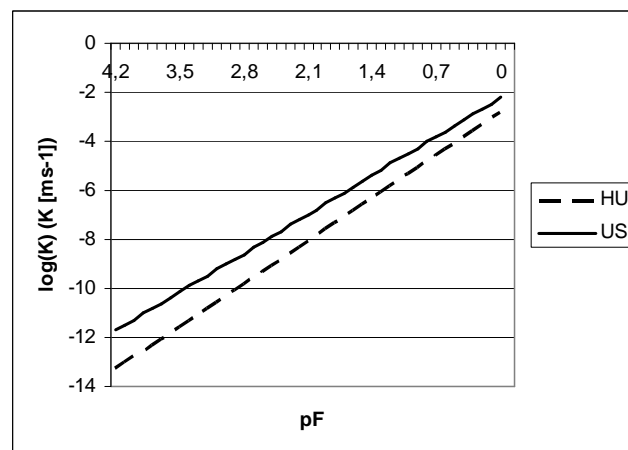
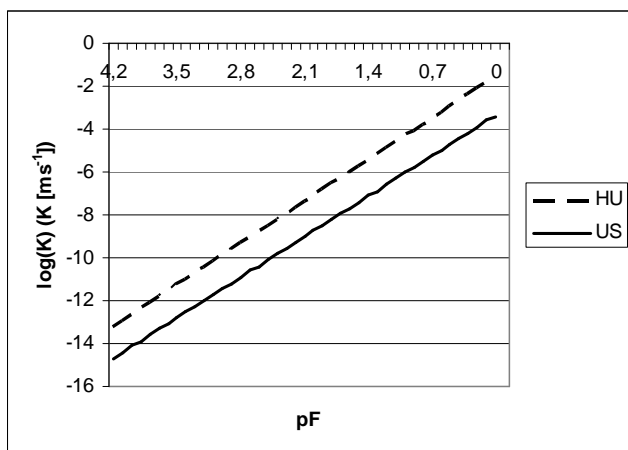


1.ábra: A magyarországi talajok fizikai féleségeinek tartományai a talajtextúra-háromszög diagramban (Filep és Ferencz, 1999).

A talaj fizikai félesége azért fontos paraméter, mert meghatározza a talaj hidraulikus tulajdonságait. Durva textúrájú talajok estében (homok, vályogos homok) nagy a vízvezető- és kicsi a víztartó képesség. Finom textúrájú talajok (agyag, iszapos agyagos vályog) esetén viszont pont fordított a helyzet: kicsi a vízvezető- és nagy a víztartó képesség. Feltételezésünk szerint az adott textúrára vonatkozó hidraulikus tulajdonságok térben és időben változatlanok. E feltételezés jónak tűnik, ha az adott textúrára vonatkozó poligon kicsi. De mi van akkor, ha az adott textúrához tartozó poligon nagyobb, így pl. az agyag vagy az iszapos vályog (lásd az 1. ábrát) esetén? Ilyenkor a feltételezésünk nyilván megkérdőjelezhető, azaz a textúrán belül is lehetnek jelentős eltérések a hidraulikus tulajdonságok értékeiben, mert az egyes textúrák tulajdonságainak meghatározásához használt talajminták összetétele nagyobb szórást mutat nagyobb poligonok esetén (Nemes, 2003, 2005). E tényt jól illusztrálják a magyarországi és az egyesült államokbeli talajokra vonatkozó pF görbék (a talajnedvesség potenciál leírására szolgáló függvény) és a vízvezető képesség függvények közötti különbségek (2., 3. ábra).



2. ábra: A pF függvény formájában kifejezett talajnedvesség-potenciál és a relatív talajvíz készlet kapcsolata a magyar (HU) és az egyesült államokbeli (US) talajokra vonatkozó a) vályogos homok és b) agyag esetén



3. ábra: A vízvezető-képesség (K) logaritmusának és a pF függvényként kifejezett talajnedvesség-potenciál kapcsolata a magyar (HU) és az egyesült államokbeli (US) talajokra vonatkozó a) vályogos homok és b) agyag esetén

Cél

Az előbbiek alapján feltehetjük a következő kérdést: mennyire fontosak és meghatározóak e hidraulikus tulajdonságbeli különbségek talajfizikai és/vagy meteorológiai szempontból? Talajfizikai szempontból e kérdést *Nemes et al. (2005)* elemezte. Meteorológiai szempontból is foglalkoztak már e kérdéssel, pl. *Horváth et al. (2007)*, *Horváth et al. (2009)*. Horváth és munkatársai a konvektív csapadékkal járó időjárási viszonyokat elemezték. Dolgozatomban ezúttal két csapadékmentes, és kisebb, valamint nagyobb konvekcióval rendelkező napot fogok elemezni. E csapadékmentes, és az erősebb konvektív feláramlásokban sem bővelkedő helyzetekben a planetáris határréteg (PHR) magasságának a talajadatbázisra való érzékenységét elemeztük. A két adatbázis, amit használtunk, a magyarországi (HU) és az egyesült államokbeli (US) talajadatbázisok.

2. Anyag és módszer

A vizsgálatainkhoz szükséges számításokat az MM5 modell segítségével végeztük. Ezúttal mellőzni fogjuk a modell teljes (*Dudhia, 1993*) ismertetését és csak a futtatások során használt alapvető modellbeállítások felsorolására szorítkozunk.

2.1. Az MM5 modellben felhasznált parametrizációk

Futtatásaink során a modell horizontálisan 6x6 km-es felbontású volt, vertikálisan 100 hPa-ig 20 szintet különböztetett meg, a planetáris határreteken belül pedig további 9-et. A sugárzásra vonatkozóan az RRTM (Rapid Radiative Transfer Model) (*Mlawer et al., 1997*), a cumulus konvekció esetén a Grell (*Grell, 1994*), a mikrofizikai folyamatokhoz a Reisner (*Reisner et al., 1998*), a felszíni folyamatok esetében a Noah (*Chen és Dudhia, 2001*), míg a planetáris határreteg esetén az Eta PBL (*Janjic, 1990, 1994, 2002*) és az MRF (*Hong és Pan, 1996*) parametrizációkat használtuk. Tegyük hozzá, hogy az Eta PBL parametrizáció a Mellor-Yamada sémán alapul (*Mellor és Yamada, 1982*).

A Noah felszíni modul

Az MM5 modellben a Noah felszíni modult használtuk a futtatások során. A bonyolult felszíni almodellek közül ennek használata terjedt el leginkább és szervesen kapcsolódik az MM5 egyes PBL parametrizációihoz. A Noah felszínparametrizációt 1990-ben kezdték el fejleszteni. Elődje az OSU LSM volt, amely még csak két szintben (10, 190 cm) (*Mahrt és Pan, 1984*) vizsgálta a talajnedvesség változását. Ezzel szemben a Noah négy szinten becsüli a talajnedvességet (10, 30, 60, 100 cm) (*Ek et al, 2003*). A vízátvitelt a vízpotenciál alapján határozza meg, amiből az következik, hogy a talajban levő víz mind lefelé, mind pedig felfelé áramolhat. A teljes párolgást a felszín növényi borítottsága alapján határozza meg. Az evaporáció csak és kizárólag a talajnedvesség függvénye, míg a transzspiráció a sztómák nyitottságától függ, ami pedig a sugárzás, a légnedvesség, a hőmérséklet és nem utolsósorban a talajnedvesség függvénye (*Chen és Dudhia, 2001*). A növényzet területi eloszlása az USGS (United States Geological Survey) adatbázis alapján adott, ezekhez kapcsolódik egy-egy paramétertáblázat, ami leírja mind a felszín, mind pedig a növényzet fizikai tulajdonságait.

Az Eta PBL parametrizáció

Az Eta PBL lokális séma a turbulens kinetikus energia előrejelzésén alapul. A séma minden szintre vonatkozóan meghatározza a turbulens kinetikus energiát, majd a legfelső modellszinttől, azaz a légkör tetejétől lefelé haladva megkeresi a maximális turbulens kinetikus energiával rendelkező szintet, és megnézi, hogy ez az érték eléri-e a kritikus turbulens kinetikus energia értéket (Janjic, 1990, 1994, 2002). Ez az érték stabilis rétegződés esetén $0,4 \text{ m}^2/\text{s}^2\text{kg}$, míg a labilis rétegződés esetében $0,6 \text{ m}^2/\text{s}^2\text{kg}$. Az Eta PBL séma maximálisan 5000 m, minimálisan 10 m magasságú planetáris határréteget határoz meg.

Az MRF PBL parametrizáció

Az MRF PBL séma az Eta PBL-lel ellentétben nem-lokális séma. A planetáris határréteg magasságát Hong és Pan (1996) nyomán a kritikus bulk Richardson számból (Rib_{cr}), iteratív módszerrel határozza meg:

$$h = Rib_{cr} \frac{T_{va} \cdot |U(h)|^2}{g(T_v(h) - T_s)} \quad (1)$$

ahol h a planetáris határréteg magassága, $U(h)$ a horizontális szélesség a h szinten, T_{va} a virtuális potenciális hőmérséklet a legalsó modellszinten a felszín felett (30-50 méter magasságban), $T_v(h)$ a virtuális potenciális hőmérséklet a h szinten, T_s pedig a felszín közeli potenciális hőmérséklet.

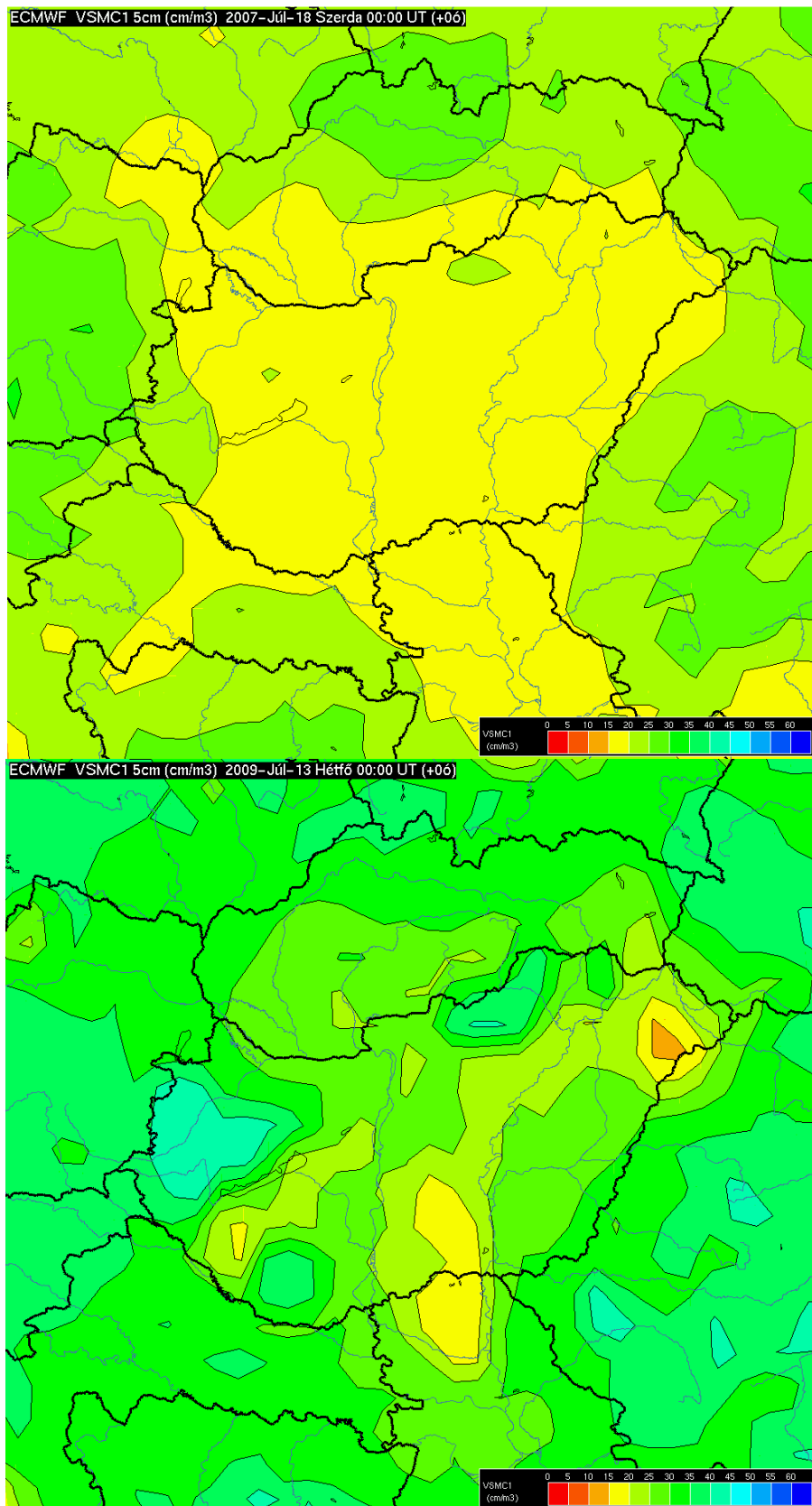
A bulk Richardson szám a feláramlás és a szélnyírás arányát fejezi ki. Ahol ez a szám eléri a kritikus, 0,5-es értéket, ott helyezkedik el a planetáris határréteg teteje. A PHR magasság az MRF séma esetén, ha erős stabilis rétegződés lép fel (éjszaka), akkor 33 méter alatti magasságot nem ad meg.

2.2. Kezdeti- és peremfeltételek

A kezdeti- és peremfeltételeket az ECMWF MARS adatbázisából adtuk meg negyedfokos földrajzi bontásban. A modellfuttatás során a peremfeltételeket 6 óránként frissítettük. Elemzéseink során az MM5 modellterületének széléről egy 2*2-es rácsterület sávot figyelmen kívül hagytunk, azon megfontolásból, hogy abban a sávban - a peremfeltételek modellhez való illeszkedése miatt - viszonylag valótlan értékek is előfordulhatnak.

Vizsgálataink két napra vonatkoznak: 2007. 07. 18-ra és 2009. 07. 13-ra. A modellben megadott kezdeti talajnedvesség értékeket az ECMWF adatbázisából vettük, amelyek a 4a. és a 4b. ábrákon láthatók. Ezek az értékek 2007. 07. 18-án $15-30 \text{ m}^3/\text{m}^3$ között változtak. Ezek az értékek a HU-talajoknál (4a. ábra) a felső 5 cm-ben 43%-os, míg a 2 m-es talajszelvényben 48%-os relatív talajnedvességet jelentettek. Az US-talajok esetén az 5 cm-es rétegben 50%, a 2 m-es szelvényben 57%-os volt a relatív talajnedvesség. A kezdeti talajnedvesség 2009. 07. 13-án szélesebb skálán mozgott, $10-45 \text{ m}^3/\text{m}^3$ (4b. ábra) között alakult. A relatív talajnedvesség a HU-talajok esetében a felső 5 cm-ben 63%, a 2 m-es talajszelvényben pedig 53% volt. Az US-talajok esetében ugyanezek az értékek 73%-ot és 62%-ot tettek ki. Elmondható tehát, hogy átlagosan 10%-os eltérés volt a relatív talajnedvesség értékekben.

A két térkép között markáns különbség látható, a 2007-es talajnedvesség eloszlása sokkal egyenletesebbnek mutatkozik, mint a 2009-es. Ez az eltérés abból adódik, hogy 2007 novemberéig az ECMWF egyetlen talajtextúrával végezte a talajnedvesség becslését, azután pedig már hét eltérő talajtextúrával számolt (*ECMWF, 2007*). E módszerbeli különbség okozta a talajnedvesség értékek eltérő szórását és területi változatosságát. Az eltérő kezdeti értékek a különböző talajtextúrák esetén nagy mértékben megnehezítették az elemzéseket a 2009-es napra vonatkozóan.



4. ábra: A kezdeti talajnedvesség értékek területi eloszlása a vizsgált régióban a) 2007.07.18-án és b) 2009.07.13-án.

2.3. A talaj hidraulikus tulajdonságainak parametrizálása

A ψ (talajnedvesség-potenciál) és a K (vízvezető-képesség) talajnedvességtől való függését a mérési eredményekre illesztett empirikus függvények segítségével jellemezzük. *Campbell (1985)* illesztését alkalmaztuk, ez alapján

$$K = K_s \left(\frac{\Theta}{\Theta_s} \right)^{2b+3} \quad \text{és} \quad (2)$$

$$\Psi = \Psi_s \left(\frac{\Theta}{\Theta_s} \right)^{-b} \quad (3)$$

ahol Θ a talajnedvesség-tartalom, b a porozitási index, az alsó indexben található s pedig minden esetben a vízzel való telítést fejezi ki. A K_s meghatározása az US-talajok esetében *Cosby (1984)*, míg a HU-talajok esetén *Fodor és Rajkai (2005)* munkája alapján történt. A Θ_f -et, azaz a szabadföldi vízkapacitást az alábbi kritériumok alapján származtattuk:

$$\Theta_f(HU): \quad pF(\Theta_f) = 2,3, \text{ Várallyay (1973) és}$$

$$\Theta_f(US): \quad K(\Theta_f) = 0,5 \text{ mm/nap, Chen és Dudhia (2001) nyomán.}$$

A Θ_w -k a következő feltétel alapján adódtak (*Stefanovits et al., 1999*):

$$\Theta_w(HU, US): \quad pF = 4,2,$$

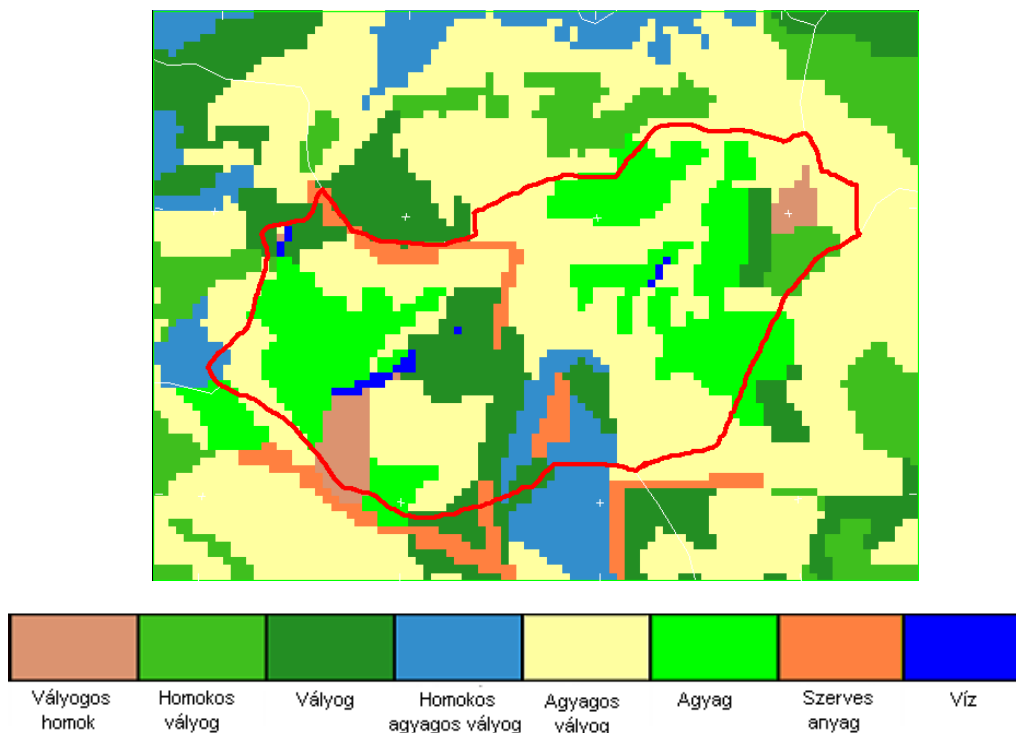
ahol a pF érték a talajnedvesség potenciál cm-ben kifejezett vízoszlop magasságának tízes alapú logaritmus, azaz $pF = \log_{10}[\Psi(\text{cmH}_2\text{O})]$, Θ_w pedig a hervadásponthoz tartozó talajnedvesség-tartalom. A Θ_s , Θ_f és Θ_w paraméter értékek a Θ inhomogén területi eloszlása esetére vonatkoztatandók (*Chen és Dudhia, 2001*).

2.4. Talajadatok

A következőkben bemutatjuk a talajtextúrák területi eloszlását és az egyes textúrákhoz tartozó paraméter értékeket.

A talajtextúrák területi eloszlása Magyarországon

A modellezett területen a talaj fizikai féleségének területi eloszlását a 5. ábra szemlélteti. Az uralkodó talajtextúra az agyagos vályog, ami mind Magyarországon, mind a környező területeken többnyire minden tájegységen megtalálható. Az agyagos vályogot gyakoriságban az agyag és a vályog követi. Agyag található a Balaton-felvidéken, a Zalai-dombság és az Alpokalja által bezárt területen, délen a Zselic és a Mecsek közrefogásában, keleten a Körösök mentén és a Hortobágyon, valamint az Északi-Középhegységben. A vályoggal Közép-Magyarországon, Fejér megye területén, illetve a Duna mentén találkozhatunk; hazánk területén kívül pedig a Kisalföld szlovák részén, valamint Ausztria nagyobb részében. Homokos vályog Magyarországon szinte nincs, csupán a Hajdúságban, egyébként pedig a szlovák, ukrán és román Kárpátokban bukkan fel viszonylag elszórtan. A vályogos homok, amivel behatóbb vizsgálatokat végeztünk, a Nyírségben és a Dunántúli-dombság nyugati területén fedezhető fel. Homokos agyagos vályog a Kiskunság déli részét és Bácska területét, a Mura-vidéket, valamint a modellterület legészakabbi részeit borítja. Ezeken felül elszórtan található még többségében szerves anyagból álló talaj és víz.



5. ábra: A talajtextúrák területi eloszlása a vizsgált régióban

Magyarországra és az Egyesült Államokra vonatkozó talajparaméterek

A talajtextúrák hidrofizikai tulajdonságai különböznek, így a hasznos vízkészletük is különböző (1. és 2. táblázat). Látható az is, hogy a HU-talajok esetében a hasznos vízkészlet (Θ_h) nagyobb, mint az US-talajok esetében ($\Theta_h = \Theta_f - \Theta_w$). A vízkészletbeli különbségek egyértelmű hatással vannak a látens hőáram alakulására, ennek következtében a rendelkezésre álló energia eloszlására is, ami a PHR magasságára gyakorol nagy hatást (Pielke, 2001). Megfigyelhető az is, hogy a b porozitási index az US-talajok esetében sokkal nagyobb (akár 2-5 is lehet a különbség), mint a HU-talajok esetében. A b a talajvíz áramának számításában játszik jelentős szerepet. (Egyenlet 2,3).

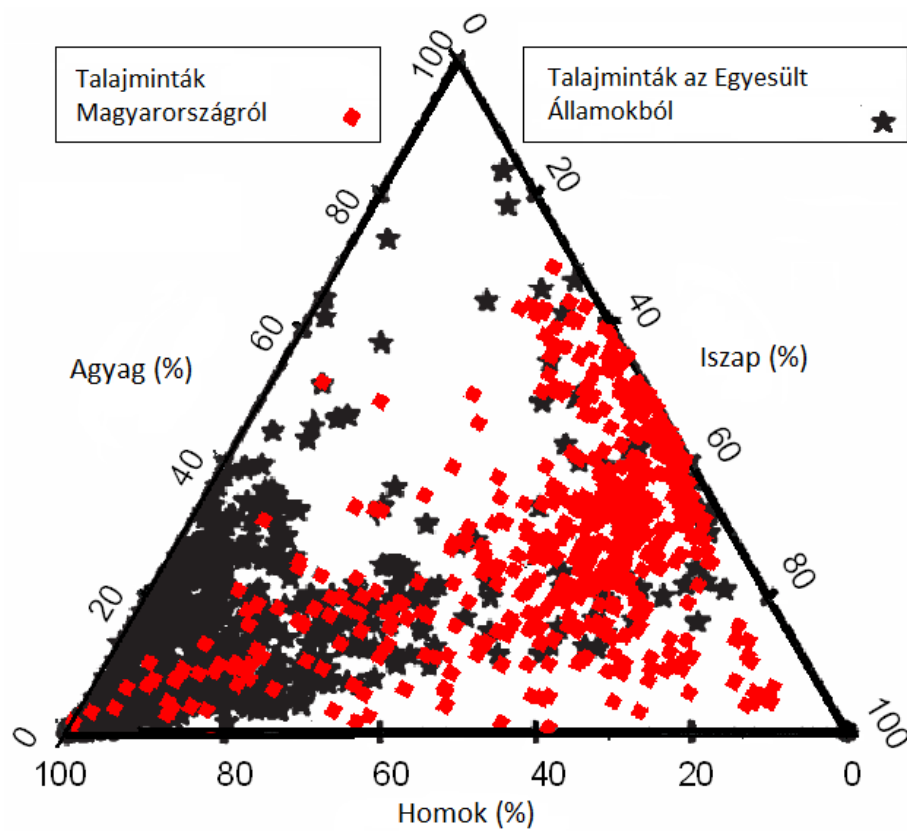
Talaj textúra	Θ_s (m ³ /m ³)	Θ_f (m ³ /m ³)	Θ_w (m ³ /m ³)	Ψ_s (m)	b	K_s (m/s)
Vályogos homok	0.598	0.479	0.080	0.126	3.900	2.52E-05
Homokos vályog	0.476	0.379	0.064	0.143	3.990	1.14E-05
Vályog	0.468	0.406	0.088	0.207	4.200	4.58E-06
Homokos agyagos vályog	0.439	0.354	0.061	0.206	4.210	7.98E-06
Agyagos vályog	0.580	0.479	0.139	0.234	4.740	3.05E-06
Agyag	0.541	0.489	0.147	0.224	6.210	8.00E-07

1. táblázat: Magyarországra vonatkozó talajparaméter értékek

Talaj textúra	Θ_s (m ³ /m ³)	Θ_f (m ³ /m ³)	Θ_w (m ³ /m ³)	Ψ_s (m)	b	K_s (m/s)
Vályogos homok	0.421	0.383	0.028	0.036	4.26	1.41E-05
Homokos vályog	0.434	0.383	0.047	0.141	4.74	5.23E-06
Vályog	0.439	0.329	0.066	0.355	5.25	3.38E-06
Homokos agyagos vályog	0.404	0.314	0.067	0.135	6.66	4.45E-06
Agyagos vályog	0.465	0.382	0.103	0.263	8.17	2.45E-06
Agyag	0.468	0.412	0.138	0.468	11.55	9.74E-07

2. táblázat: Egyesült Államokra vonatkozó talajparaméter értékek

Az egyes talajtextúrák hidrofizikai tulajdonságainak meghatározásakor eltérések voltak a két adatbázis talajmintáinak száma és tulajdonságai között. (6. ábra). A HU talajadatbázisban 576 minta van (Várallyay, 1973; Nemes, 2002; Fodor és Rajkai, 2005), ezeknél 11 talajtextúrát állapítottak meg, míg az US talajadatbázisban kb. 1400 (Cosby, 1984) minta alapján lett meghatározva a 12 talajtextúra. A HU minták döntő többségben az iszapos vályog és iszapos agyag, míg az US minták főként a homok és a vályogos homok textúra osztályba tartoznak. Azt is érdemes megemlíteni, hogy a HU talajminták közül csak néhány tartozik a homok, illetve a homokos agyagos vályog osztályba.



6. ábra: A talajtextúrák meghatározásához felhasznált talajminták száma és elrendeződése a talajtextúra-háromszög diagramban.

3. Numerikus vizsgálatok

Numerikus vizsgálataink 2009. 07. 13.-ra és 2007. 07. 18.-ra vonatkoznak. 2009. 07. 13-án a maximális hőmérséklet 28 °C körül volt. Az előző nap hőmérsékleteihez képest ez megközelítőleg 3°C-os emelkedést jelentett. A nap elején az észak-nyugati meleg advekciónak hatására először Altocumulusok jelentek meg, majd ezt követően többségbe kerültek a Cumulusok, azon belül is főként a Cumulus humilis-ek. Csapadék az Országos Meteorológiai Szolgálat megfigyelései alapján csak egy észak-nyugati állomáson hullott (nyomnyi). Ezzel szemben 2007. 07. 18-án sehol sem volt csapadék az ország területén. Ezen a napon a maximális hőmérséklet 39 °C körül volt, ami mindössze kb. 1 °C-kal haladta meg az előző napi maximális hőmérsékleteket. Jelentős felhőzet nem alakult ki, a napsütéses órák száma 13-15 óra között változott.

A futtatások 0:00 UTC-kor kezdődtek és huszonnégy órás időtartamúak voltak. Az eredményeinket 15 perces léptékben írtuk ki, így 97 időpont állt rendelkezésünkre. A kiválasztott terület az északi szélesség 45,6° és 49,4° között, valamint a keleti hosszúság 15,6° és 22,7° között van. Ez 49*115 pontot jelentett 6 km-es horizontális felbontásban, vagyis területünket 5635 rácspont borítja. A rácspontok kb. fele Magyarországon van, de a modellterületen a Kárpátok, valamint a környező országok kisebb részei is megtalálhatóak.

Vizsgálataink során nyolc futtatást végeztünk: a két napra két PBL sémával két talajadatbázis felhasználásával (1. és 2. táblázat).

4. Eredmények

Vizsgálatainkban a HU és az US talajadatbázisokkal, illetve az Eta PBL sémával kapott eredmények összehasonlításával foglalkozunk. A két különböző talajparaméter-táblázat felhasználásával kapott eredmények közti különbségeket viszonyítási alapként összevetettük az MRF sémával ugyanezen két paramétertáblázat felhasználásával végzett futtatásokkal. Az eredményeket több szempontból vizsgáltuk. Külön elemeztük

- a PHR magasság modellterületi átlagainak időbeli változásait,
- a PHR magasság kiválasztott talajtextúrák feletti átlagainak időbeli változásait,
- a szenzibilis és látens hő menetét 12 órás időszakra, egész modellterületre vonatkozóan, és
- a szenzibilis és látens hő menetét 12 órás időszakra, kiválasztott talajtextúrákra vonatkozóan.

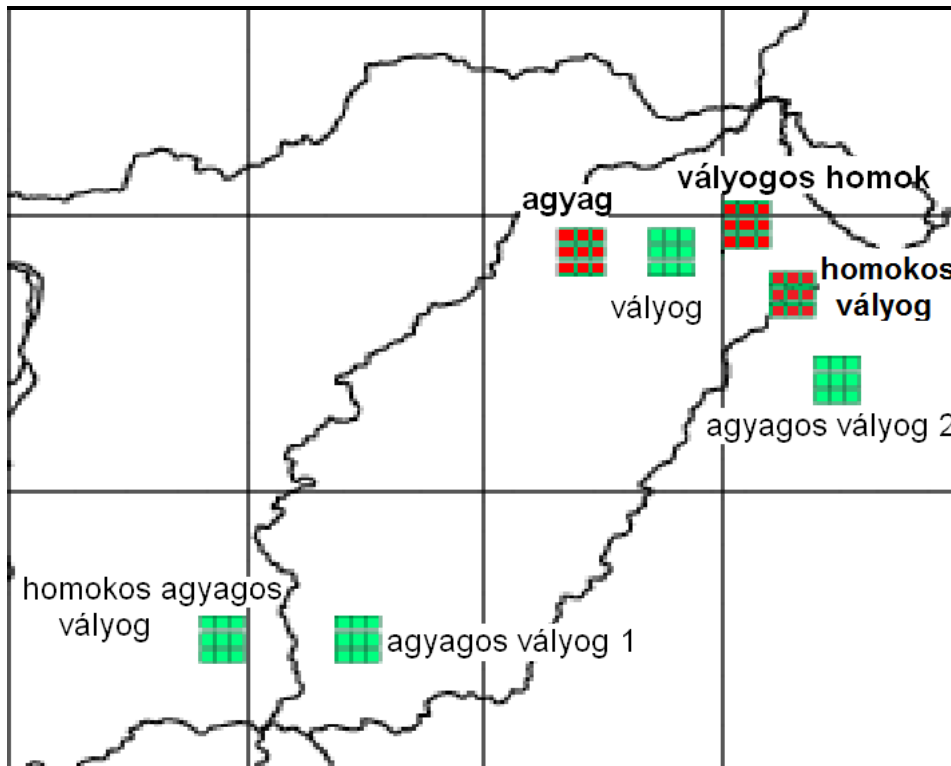
Elemzéseink az 5:00-tól 17:00-ig tartó időszakot ölelik fel. A modellnek ugyanis felfutási időre van szüksége, így a 0:00-tól 5:00-ig tartó időintervallumot figyelmen kívül hagytuk. 17:00 után nem végeztünk behatóbb elemzéseket, mert az éjszakai időszakban a vizsgált érzékenység nem áll fenn.

Vizsgálataink során kiválasztottunk hét 3*3 rácspontból álló területet is, amelyek talajtextúrája állandó (agyag, agyagos vályog, homokos agyagos vályog, homokos vályog, vályogos homok, homok), s amelyek nagyrészt hazánk területén belül vannak. Az agyagos vályog esetében két teszterületet szemlélünk; egyet, mely mentes a környező talajtextúrák befolyásától (agyagos vályog 1), és egy másikat, mely a vályog textúra közvetlen szomszédságában van (agyagos vályog 2) (7. ábra).

A tanulmányban a hat talajtípus közül kiválasztottunk két olyan talajtípust is, mégpedig a vályogos homokot és az agyagot, melyek hidrofizikai tulajdonságai drasztikusan különböznek. Mindkét talajtextúra Északkelet-Magyarországon található, köztük megközelítőleg 70 km a távolság. A vályogos homok keletebbre, Mátészalka körzetében, míg az agyag közelebb a Tiszához, Tiszavasvári közelében található (7. ábra).

E két alapvetően eltérő hidrofizikai tulajdonságokkal rendelkező talajtextúrák mellett végeztünk még a homokos vályogra is vizsgálatokat. Mindezt azon megfontolásból, hogy ez az a

talajtextúra, melynél a kétféle talajparaméter értékek közti különbségek a legkisebbek. A homokos vályogra vonatkozó mintaterület szintén Északkelet-Magyarországon található, mégpedig megközelítőleg 20 km-re dél-keletre a vályogos homok teszterületétől, a magyar-román országhatáron.



7. ábra: A kiválasztott talajtextúrák 3x3 rácspontból álló területeinek helyszínei

4.1. A PHR magasság modellterületi átlagainak időbeli változása

A modellterületre vonatkozó átlagos PHR magasság időbeli változását a 2007. 07. 18-i napra vonatkozóan a 8a. ábra szemlélteti. Látható, hogy a PHR^{HU} nagyobb, mint a PHR^{US} mind az MRF, mind az Eta PBL parametrizáció felhasználása esetén. A hasznosítható vízkészlet a HU-talajok (1. és 2. táblázat) esetében nagyobb, mint az US-talajok esetében. Mivel a modell kezdeti vízkészlete változatlan, ezért a talaj szárazabb a HU-, mint az US-talajok esetében. A szárazabb esetben a szenzibilis hőáram nagyobb, a látens hőáram kisebb, így a PHR is magasabb lesz. A PHR felépülése 5:00 UTC körül indul meg. Az Eta PBL séma esetén mind a HU-, mind az US-talajok felett a napi menet maximuma 14:00 UTC körül van (HU: ≈ 1200 m, US: ≈ 950 m). Az MRF séma esetén is megegyezik a maximumok időpontja a két talajadatbázis esetén, azonban a PHR az Eta PBL-hez képest fél órával korábban, azaz 13:30 UTC körül éri el a

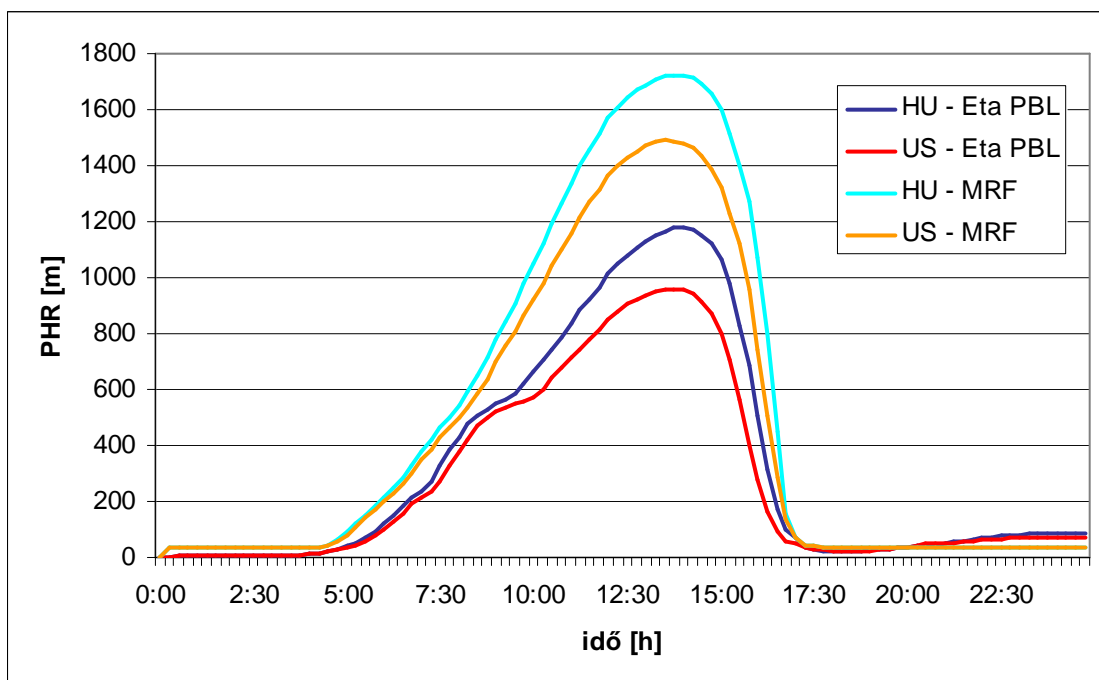
maximális értékeket. A $PHR^{HU} - PHR^{US}$ maximumok közötti különbségek nagyobbak, mint 200 méter, a sémák közti különbségek pedig közel 500 m-re tehetők. Egy adott időpontban, 14:00 UTC-kor, a HU-talajok esetén megvizsgáltuk az Eta PBL-el kapott $PHR^{HU} - PHR^{US}$ értékek viszonyát (ΔPAR) a sémák közti eltérésekhez ($\Delta SÉMA$) képest:

$$\Delta PAR = \frac{PHR^{HU, EtaPBL} - PHR^{US, EtaPBL}}{PHR^{HU, EtaPBL}} = \frac{225m}{1180m} \approx 19\% \quad (4)$$

$$\Delta SÉMA = \frac{PHR^{US, MRF} - PHR^{US, EtaPBL}}{PHR^{US, MRF}} = \frac{526m}{1481m} \approx 35\% \quad (5)$$

Látható az eredményekből, hogy a sémák eltéréseiből adódó relatív különbségek nagyobbak, mint a talajadatbázis eltéréseiből adódó relatív különbségek, közel 16%-kal.

Ahogy az ábrán is látható, mindegyik esetben összeomlik a PHR 15:00 és 17:00 UTC között, ahogy az a valóságban el is várható a besugárzás csökkenése miatt. Megfigyelhető, hogy mindkét séma esetén a HU-talajok feletti PHR-összeomlás gyorsabb, mint az US-talajok feletti PHR-összeomlás, ugyanis a leépülés eltérő magasságból indul, de közel azonos magasságban és időpontban érik el azt az értéket, ahol már minimális a változás mértéke. A késő délutáni órákban a PHR magasság értékei 100 méter alá csökkennek.



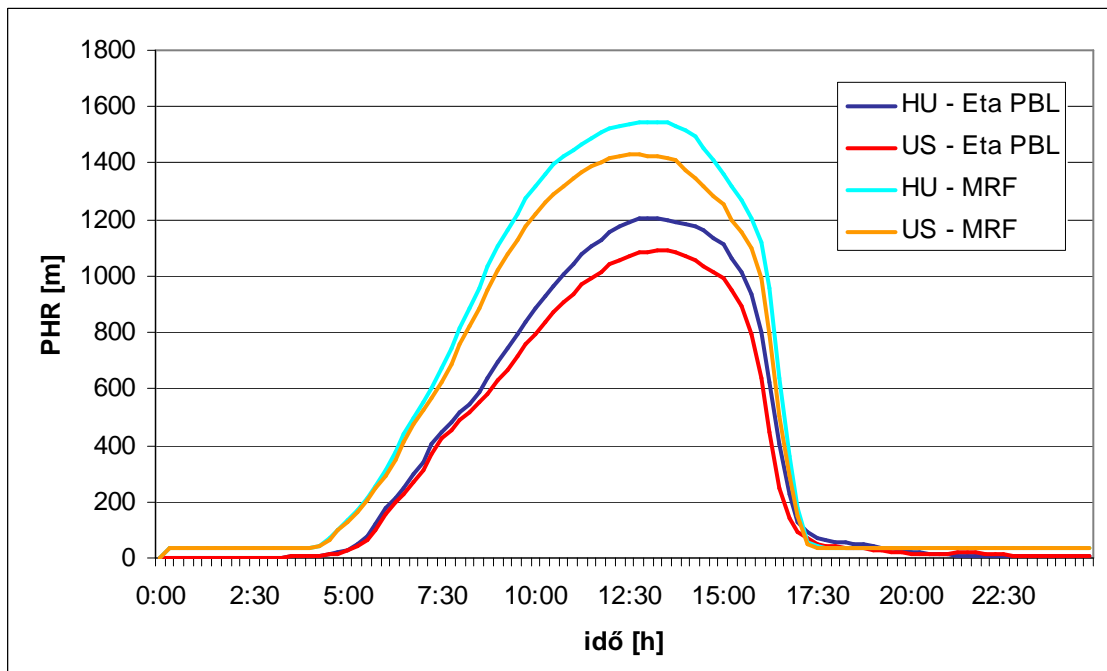
8a. ábra: Az Eta PBL és az MRF paramétrizációkkal kapott planetáris határreteg magasság területi átlagának időbeli változása a magyar (HU) és az egyesült államokbeli (US) talajok esetén 2007.07.18-án.

A 2009. 07. 13-i napra végzett futtatásaink során is a PHR^{HU} nagyobb, mint a PHR^{US} (8b. ábra). Körülbelül egy óras eltolódás látható már a PHR felépülésének kezdeti szakaszában a két séma között. Az Eta PBL esetén a maximális PHR^{HU} érték 13:00 UTC körül van (≈ 1200 m), míg a maximális PHR^{US} érték fél óras késéssel lép fel, 13:30 UTC körül (≈ 1100 m). Az MRF séma esetén közel egy időpontban jelentkeznek a két maximum. A legnagyobb $PHR^{HU} - PHR^{US}$ értékek nagyobbak, mint 100 m. A sémák közti különbségek eléri a 350 m-t. 14:00 UTC-kor a talajadatbázis és sémák eltéréseiből adódó relatív különbségek a következőképpen alakultak:

$$\Delta PAR = \frac{116m}{1185m} \approx 10\% , \quad \Delta SÉMA = \frac{308m}{1377m} \approx 22\% ,$$

azaz a talajadatbázisból adódó különbség mindössze 8%-kal kisebb, mint a sémák eltéréseiből adódó különbség.

Ebben az esetben is, a 2007-es esethez hasonlóan, a PHR 15:00 és 17:00 UTC között leépül. Itt is megfigyelhető az összeomlás gyorsaságában fellépő különbség, azaz mindkét sémát tekintve a HU esetben gyorsabban épül le a PHR, mint az US esetben.



8b. ábra: Az Eta PBL és az MRF parametrizációkkal kapott planetáris határreteg magasság területi átlagának időbeli változása a magyar (HU) és az egyesült államokbeli (US) talajok esetén 2009.07.13-án.

Vizsgálataink kiterjednek mindkét tesztnapra, azonban a 2009. 07. 13-ra vonatkozó eredményeinket nem fejtem ki bővebben, mert ezen a napon a megjelenő felhőzet hatása a PHR menetére nem hagyható figyelmen kívül. Ezért a továbbiakban 2007. 07. 18-ra vonatkozó eredményeinket mutatom be.

4.2. A PHR magasság kiválasztott talajtextúrák feletti átlagainak időbeli változásai

Az egész modellterületre vonatkozó vizsgálatokat követően széleskörű elemzéseket végeztünk három kiválasztott talajtextúrára, az agyagra, a vályogos homokra és a homokos vályogra vonatkozóan.

Az agyag talajtextúrájánál a két paramétertáblázat között jelentős különbségek vannak a talajvíz áramát meghatározó paraméterekben, tehát a K vízvezető képességben, illetve a b porozitási indexben. A porozitási index esetében ez a különbség megközelítően kétszeres eltérést jelent a (1. és 2. táblázat), s mivel a számításokban a kitevőben szerepel, így markáns különbségeket eredményezhet a talajnedvességben is.

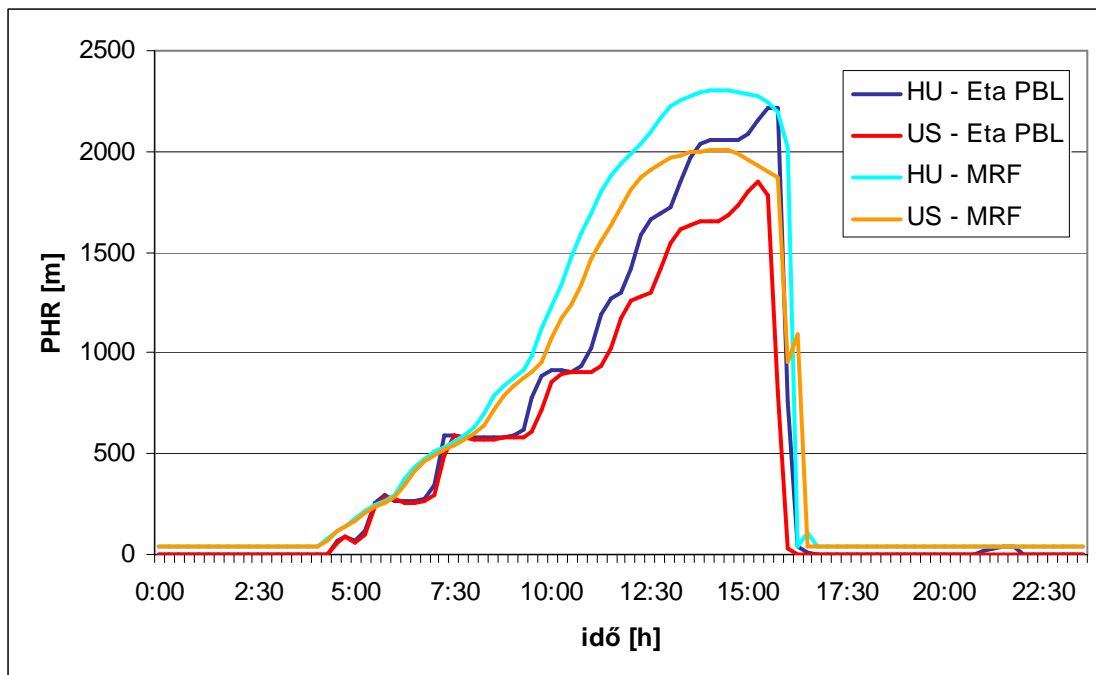
A 9a. ábrán látható a PHR magasság átlagos napi menete a kilenc rácspontból álló agyag talajtextúra felett. A PHR felépülése 5:00 UTC körül elindul. A felépülési szakaszban látható a két séma közti különbség is. Az Eta PBL-nél megfigyelhető a lépcsőzetesség, az MRF-nél ez viszont nincs. Az Eta PBL „lépcsőzetessége” más tanulmányban is jelentkezett (*Borge et al, 2008*). Ezt a sémák közötti alapvető eltérések okozzák. Az MRF séma nem-lokális, míg az Eta PBL lokális.

A maximális PHR magasságok időpontjai közötti különbségek szembetűnőek. A két séma esetében ez az időeltolódás egy óra is lehet. A PHR magasság maximumánál fellépő PHR^{HU} - PHR^{US} értékek 350 és 400 m között mozognak az Eta PBL esetében. Szintén 14:00 UTC-kor a talajadatbázisok és a sémák eltéréseiből adódó relatív különbségek a következők:

$$\Delta PAR = \frac{406m}{2059m} \approx 20\% \qquad \Delta SÉMA = \frac{354m}{2006m} \approx 18\%$$

Az eredményekből látszik, hogy a talajadatbázis eltéréseiből adódó relatív különbség 14:00 UTC-kor nagyobb, mint a sémák eltéréseiből adódó relatív különbség.

Fontos megjegyezni, hogy a leépülés közel azonos időpontban megy végbe, csupán legfeljebb negyed órával később követi a HU futtatás az US-t.

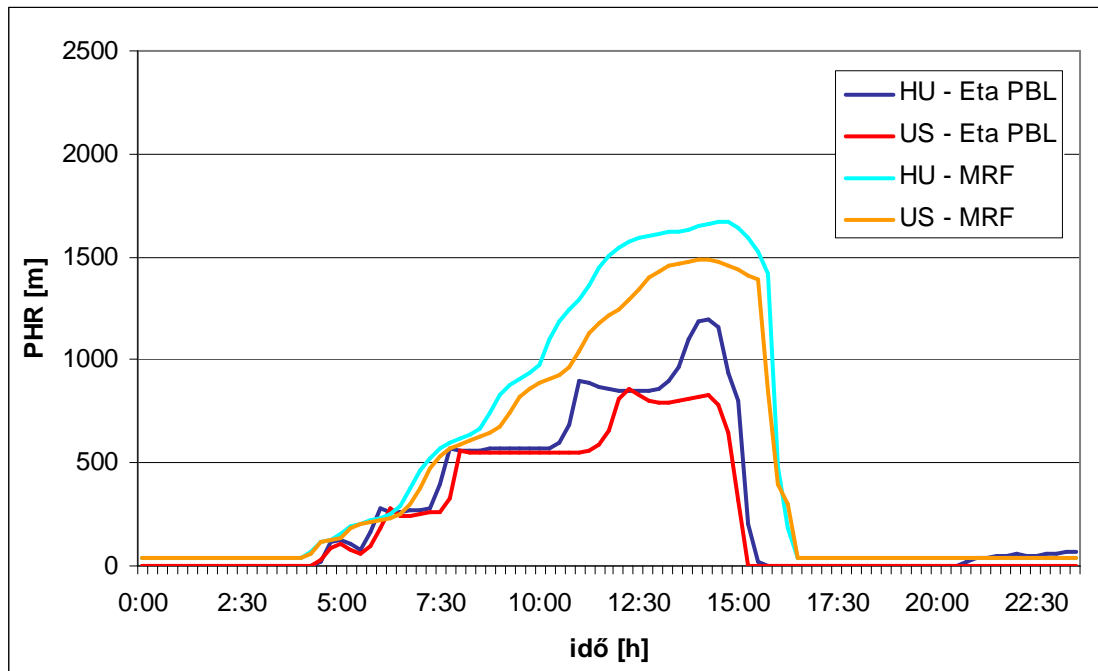


9a. ábra: Az Eta PBL és az MRF parametrizációkkal kapott planetáris határréteg magasság területi átlagának időbeli változása a magyar (HU) és az egyesült államokbeli (US), agyag textúrájú talajok esetén 2007.07.18-án.

A párolgást meghatározó paraméterek (θ_s , θ_f , θ_w , ψ_s) tekintetében a talajadatbázisok közötti különbségek a vályogos homok textúra esetében a legnagyobbak (1. és 2. táblázat). Az e textúrára vonatkozó futtatások eredményei a 9b. ábrán láthatóak. A PHR felépülése 5:00 UTC körül indul meg. Megfigyelhető, hogy a PHR magasságnak van egy lokális maximuma, igaz a maximumok időben el vannak tolva (HU: 11:00 UTC, US: 12:30 UTC). Az is jól látszik, hogy ismét megjelenik az Eta PBL sémával kapott PHR magasságok lépcsőzetes jellegű növekedése. Észrevehető, hogy az agyaggal ellentétben a vályogos homok felett a PHR magassága kisebb. A HU-talajok felett az Eta PBL felhasználásával a maximum nem több, mint 1200 m, az US-talajoknál pedig még kevesebb, csupán 850 m körüli. Az MRF séma esetén ezek az értékek a HU-talajok felett 1650 m-t, az US-talajok felett 1500 m-t tesznek ki. A maximumok ilyen nagymértékű különbsége mellett az Eta PBL esetén a 2 m-es relatív nedvességben is vannak különbségek. A HU-talajok felett 11:00 és 14:00 UTC között közel 15%-os relatív nedvesség csökkenés volt, míg az US-talajok esetén ez 12:30 és 14:00 UTC között nem haladja meg a 3-4%-ot. A relatív nedvesség csökkenése a szenzibilis hőáram megnövekedését vonja maga után, aminek következtében a PHR magasság a HU esetben közel 350 m-rel nagyobb, mint az US

esetben. A Δ PAR 14:00 UTC-kor 31%, míg a Δ SÉMA 45%, tehát a sémák eltéréseiből adódó különbség 14%-kal nagyobb.

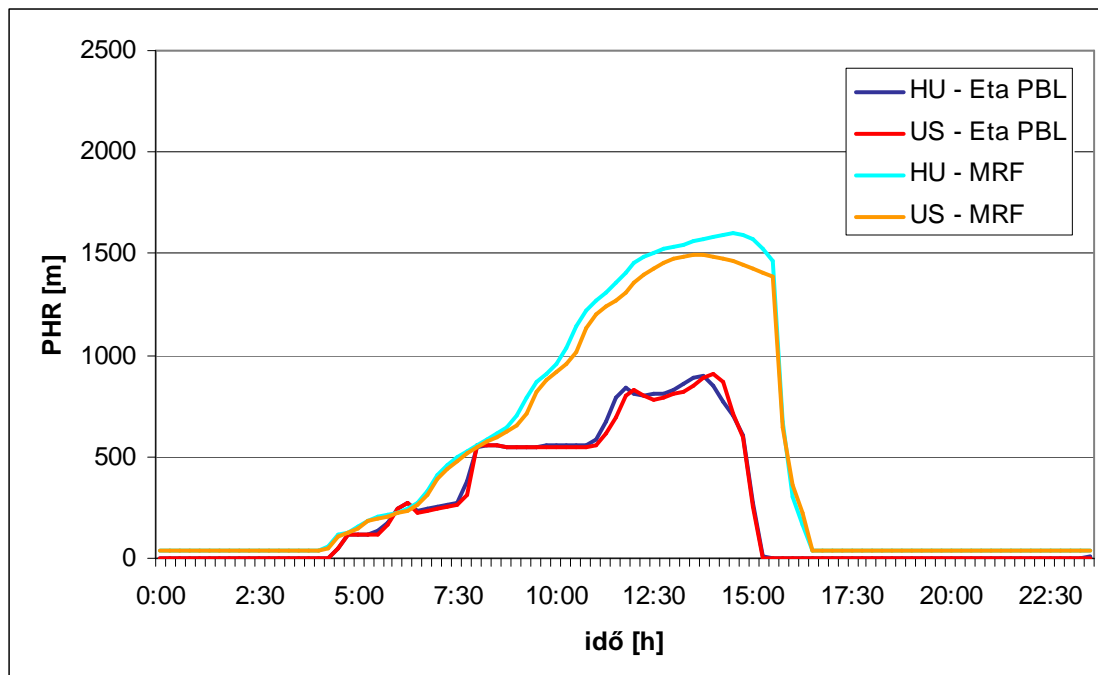
A PHR leépülésében tapasztalt időbeli eltérések nagyobbak, mint az agyag esetében. Az MRF séma szerinti leépülés egy órával később következik be, mint az Eta PBL esetében. A PHR leépülésének ideje és dinamikája érzékeny a talajadatbázis használatra is.



9b. ábra: Az Eta PBL és az MRF parametrizációkkal kapott planetáris határreteg magasság területi átlagának időbeli változása a magyar (HU) és az egyesült államokbeli (US), vályogos homok textúrájú talajok esetén 2007.07.18-án.

A homokos vályog textúra esetében a legkisebbek az eltérések a talajparaméter értékek között (1. és 2. táblázat). Ez meglátszik a PHR magasság átlagos napi menetén is (9c. ábra). Szintén 5:00 UTC körül indul meg a PHR felépülése, ugyanúgy, mint az előbbi esetekben. Az Eta PBL sémánál 12:00 UTC-kor ismét egy lokális maximum rajzolódik ki a görbék globális maximumai előtt. A PHR abszolút maximumai 900 m körüliek, 13:45 (HU) és 14:00 (US) UTC-kor érik el ezeket az értékeket. Ebben az esetben a PHR^{HU} és a PHR^{US} értékek közötti eltérések kicsik. Az MRF sémánál maximum 120 m körüli különbségek vannak. Ennél a textúránál a talajadatbázis és a parametrizációk használatából eredő eltérések nem mérhetőek össze, ugyanis a talajadatbázisra való érzékenység igen kicsi. Ami viszont fontos és kiemelendő, az az összeomlási szakaszra vonatkozik. A PBL összeomlási ideje a két séma esetében markánsan

különbözik: kb. másfél órás eltolódás van közöttük. Az Eta PBL esetén már 14:00 UTC körül van az összeomlás, míg az MRF sémánál ez csak 15:30 UTC-kor kezdődik el. Ha megnézzük az előző két textúrát, ott a talajparaméter értékek között nem voltak nagy különbségek, ennek ellenére a sémák közötti időbeli eltérés nem volt nagy. A homokos vályognál viszont ez az időbeli eltérés igen nagy.



9c. ábra: Az Eta PBL és az MRF parametrizációkkal kapott planetáris határréteg magasság területi átlagának időbeli változása a magyar (HU) és az egyesült államokbeli (US), homokos vályog textúrájú talajok esetén 2007.07.18-án.

4.3. A szenzibilis és látens hő menete 12 órás időszakra, egész modellterületre vonatkozóan

A PHR napi menetének vizsgálata után áttérünk egy másik elemzési technikára, amit először A. K. Betts (1984, 1992) alkalmazott. E módszer – Betts nyomán – a „keverési diagramot” foglalja magában, melyről leolvasható a PHR energia egyenlegének napi menete. Ez a diagram egy olyan vektorrepresentáció, amit Betts a felszín PHR-re gyakorolt hatásának elemzésére, mérések (repülőgépes és szondás) és modelleredmények összehasonlító vizsgálatára használt fel. Mi a tanulmányunkban a vektorrepresentációt a modellfuttatások között fellépő különbségek elemzésére használjuk, vagyis a felszín-légkör kölcsönhatásokra milyen hatással van a talaj hidrofizikai tulajdonságainak megváltoztatása. Azért ezt az elemzési módszert választottuk, mert olyan mennyiségeket használ fel az elemzésekhez (2 m-es léghőmérséklet, keverési arány), amelyek könnyen mérhetők és modellezhetők, illetve nem csak a felszíni, hanem a PHR tetején lezajló folyamatokról is ad információt.

Először az egész modellterületre vonatkoztatott energia egyenlegeket vizsgáltuk meg az Eta PBL és az MRF sémák felhasználásával (10a., 10b. ábra). A keverési diagramokon a vízszintes tengelyen a látens hőmennyiség, azaz az $L \cdot q$ -t, míg a függőleges tengelyen a szenzibilis hőmennyiség, azaz a $c_p \cdot T_p$ -t tüntettük fel. Ezen értékeket a következő módon számoltuk:

$$e_s = 6,11 \cdot 10^{\frac{a \cdot t}{b+t}}, \quad (5)$$

ahol e_s a telítési vízgőznyomás, $a = 7,5$ és $b = 237,3$. A telítési vízgőznyomás alapján megkaphatjuk a q -t:

$$RH \cdot e_s = e, \quad (6)$$

$$q = e \cdot \frac{0,622}{p}, \quad (7)$$

ahol RH a relatív nedvességet, e a tényleges vízgőznyomást, q a keverési arányt, p pedig a légnyomást jelenti. Ezen értékek mind 2 m-es szintre értendők. L és c_p értéke állandó: $L = 2,5 \cdot 10^6$ J/kg, $c_p = 1005$ J/(kgK). A potenciális hőmérsékletet, azaz T_p -t a felszíni hőmérséklettel azonosítottuk, ugyanis minimális mértékben tér el attól, s ez a lépés valamelyest leegyszerűsítette a számításokat is.

Az energia egyenleg Eta PBL séma szerinti változása 5:00 és 17:00 UTC között órás felbontásban a két talajadatbázisra külön-külön a 10.a ábrán látszik. A HU-talajok hasznos vízkészlete kisebb, mint az US-talajok hasznos vízkészlete (1. és 2. táblázat), így a párolgás is kisebb mértékű ezen futtatás során, aminek következtében a szenzibilis hőáram nagyobb lesz, mint az US-talajok esetében. Ez az ábrán is látható. A szenzibilis hő kezdettől fogva folyamatosan nő a maximális érték eléréséig mind a HU-, mind az US-talajok esetén, utána hirtelen lecsökken. Mindkét esetben 14:00 UTC-kor alakul ki a maximális szenzibilis hőmennyiség, ami megközelítően 308500 J/kg a HU talajok, míg kb. 1000 J/kg-mal kevesebb, azaz 307500 J/kg az US talajok esetén. Ezek az értékek a maximumok elérése után 17:00 UTC-ig 2500-2800 J/kg-mal csökkennek. Látens hőt illetően – a szenzibilis hő alakulásának megfelelően – az US értékek a nagyobbak, s ez a különbség az idő múlásával egyre nagyobb: az eltérés a két futtatás között a nap elején kisebb, mint 1000 J/kg, nap végére azonban már eléri a 4000 J/kg-ot. A látens hő kezdetben 30300 J/kg a HU-talajok esetén, s ez csupán 700 J/kg-mal

kevesebb, mint az US-talajok esetén. A látens hő a nap elején ugyan csekély mértékben, de növekszik 8:00 UTC-ig, amikor kb. 500 J/kg-mal lecsökken, majd újra növekedésnek indul 12:00 UTC-ig. A maximális szenzibilis hőmennyiség eléréséig ismét csökken, egészen 31500 J/kg-ig a HU- és 35000 J/kg-ig az US-talajok esetében. Ezt követően mindkét esetben drasztikusan megnő kb. 6000 J/kg-mal 14:00 és 17:00 UTC között mind a HU-talajok (37000 J/kg), mind az US-talajok (41000 J/kg) esetében.

Az ábrán látható még két-két vektor, amelyek a felszínnek és a szabad légkörnek a PHR magasságára gyakorolt hatásának erősségét fejezik ki. A v_{fsz} vektor a felszín, míg a v_{szl} vektor a szabad légkör hatását fejezi ki. A vektorok gyakorlatilag három pontot kötnek össze. A v_{fsz} vektorok a t_0 , azaz az 5:00 UTC-kor kapott pontokból irányulnak abba a két pontba, melyeket úgy kaptunk meg, hogy a t_0 -beli értékekhez hozzáadtuk a vizsgált 12 órás időintervallumra vonatkozó $L \cdot \Delta q$ és a $c_p \cdot \Delta T_p$ értékeket. E két értéket *Santanello (2009)* nyomán a következő két képlettel számoltuk ki:

$$c_p \cdot \Delta T_p = \frac{\overline{H} \cdot \Delta t}{\overline{\rho}_m \cdot PHR}, \quad (8)$$

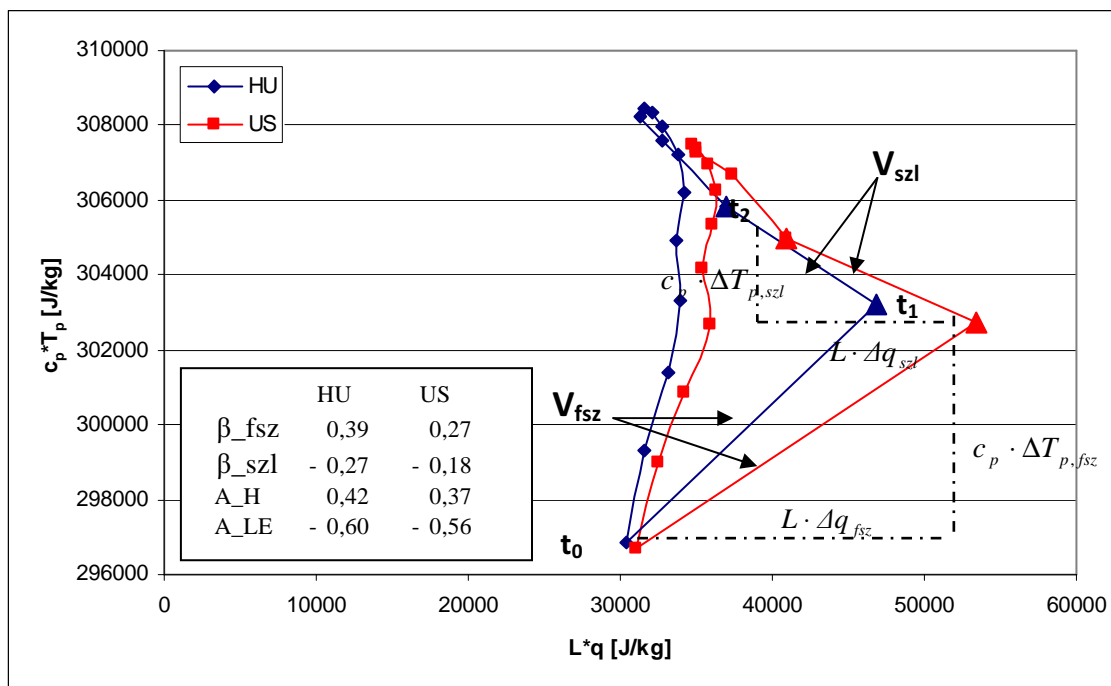
$$L \cdot \Delta q = \frac{\overline{LE} \cdot \Delta t}{\overline{\rho}_m \cdot PHR}, \quad (9)$$

amelyekben H a szenzibilis, LE a látens hőáram átlaga, Δt az eltelt idő, ρ_m a levegő átlagos sűrűsége és PHR a planetáris határréteg átlagos magassága. A v_{szl} vektorok pedig az így kapott v_{fsz} vektorok végpontjaiból (t_1) az energia egyenleg menetének 17:00 UTC-re vonatkozó végpontjaiba (t_2) mutatnak.

A felszín és a szabad légkör PHR-re gyakorolt hatásának arányát jól kifejező értékek a Bowen- (β) és a beáramlási hányados (A). A β_{fsz} a szenzibilis és a látens hő t_1 pontig végbemenő megváltozásának hányadosát jelenti ($\frac{c_p \cdot \Delta T_{p,fsz}}{L \cdot \Delta q_{fsz}}$). Analóg módon számítható a β_{szl} is. A PHR magasságát a felszín felől érkező szenzibilis és látens hőáramok határozzák meg. Minél nagyobbak ezek a hőfluxusok, annál jobban erősítik a konvekciót, amely ezzel együtt növeli a PHR tetején a beáramlást. Tehát a felszíni Bowen-hányados nem jellemzi teljes mértékben a beáramlás erősségét a PHR tetején, mert számításba kell venni a hőáramok nagyságát is. E beáramlás nagyságát a beáramlási hányados ($A_H = H_{szl}/H_{fsz}$) jellemzi, amely a szabad légkörnek a felszínnel szembeni hozzájárulását fejezi ki a szenzibilis hőmennyiséghez. Modellfuttatásaink

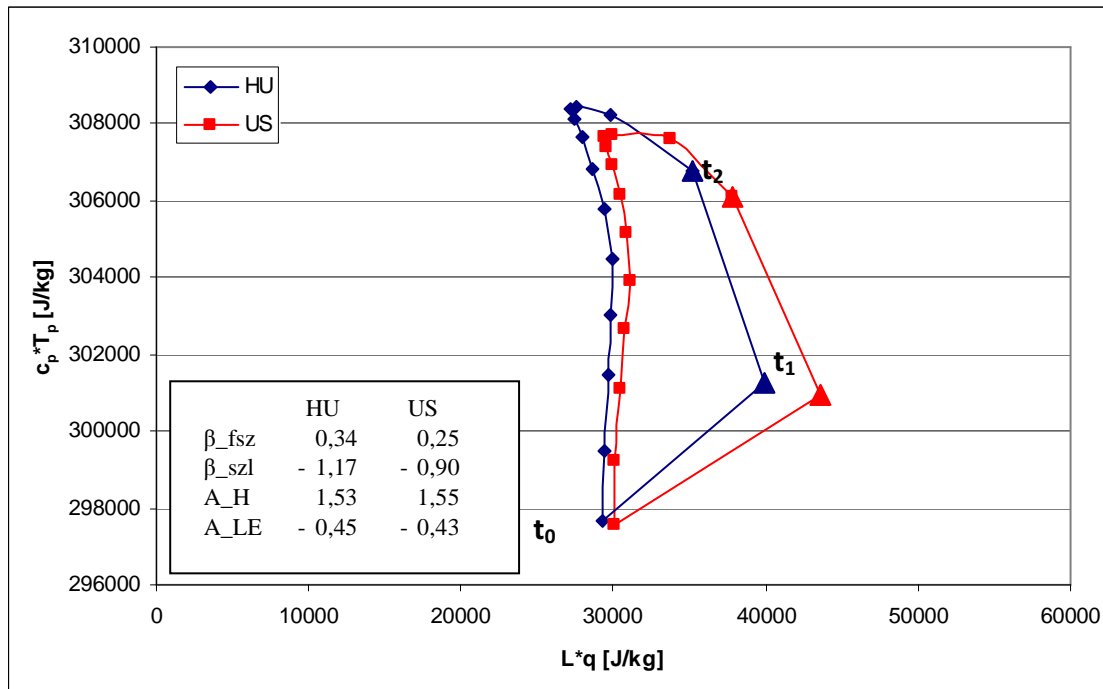
során alacsony szélesség uralkodott, ami nem haladta meg a 4 m/s-ot. Az A_H ilyen alacsony szélességek esetén egy korábbi tanulmány szerint 0,4 körüli értéket vesz fel (Betts, 1992). Szintén analóg módon számolható a látens hőmennyiségre vonatkozó beáramlási hányados.

Az Eta PBL sémával kapott β_{fsz} 0,12-dal nagyobb a HU-, mint az US-talajok esetén (10a. ábra). Ez abból is következik, hogy a HU-talaj szárazabb, így felette a szenzibilis hőáram nagyobb, mint az US-talajok felett. A β_{szl} kisebb a HU-, mint az US-esetben. Ez azt jelenti, hogy az US esetben a szabad légkörből beáramló szenzibilis hő a látens hőhöz képest nagyobb mértékű, azaz kisebb a nedvességsökkenés. Az A_H nagyobb a HU-, mint az US- esetben, azaz 0,05-dal több szenzibilis hő érkezik a szabad légkörből, mint a felszínről. Minél kisebb értéket vesz fel az A_{LE} , annál jobban érvényesül a szabad légkör szárító hatása, azaz annál nagyobb mértékben keveredik a felszínről érkező nedvesség a szabad légkörből érkező száraz levegővel. Ha növekszik a szabad légkör szárító hatása állandó felszíni párolgás mellett, akkor A_{LE} csökken. Ha megnézzük az ábrán feltüntetett A_{LE} értékeket, látható, hogy a látens beáramlási együttható kisebb a HU-, mint az US-esetben. Ez azt jelenti, hogy ebben az esetben a légkör szárító hatása erősebb, mint a felszín nedvesítő hatása.



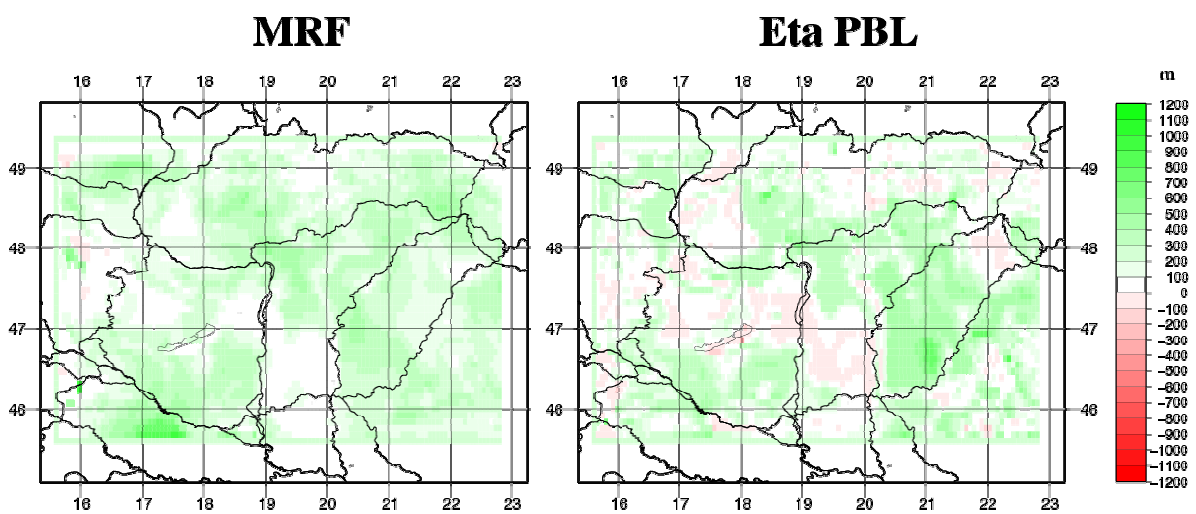
10a. ábra: Az Eta PBL parametrizációval kapott szenzibilis és látens hőmennyiség területi átlagának időbeli változása 5:00 és 17:00 UTC között magyar (HU) és egyesült-államokban (US) talajok esetén 2007.07.18-án. Az ábrán látható még v_{fs} és v_{szl} vektor, ezek a felszín PHR-re vonatkozó hatását kifejező vektorok.

Az MRF sémával kapott keverési diagram a 10b. ábrán látható. A látens hő a t_0 időpontban a HU esetben 29300, az US esetben 30000 J/kg, azaz 700 J/kg a különbség. Ez az eltérés az idő múlásával egyre nő: a szenzibilis hőmennyiség maximumának elérésekor, a t_2 pontban 2600-2800 J/kg. A t_2 pont előtt, azaz 16:00 UTC-kor, kifejezetten nagy a különbség (4000 J/kg). A látens hő a vizsgált időszak elején mindkét esetben megnövekszik, majd 9:00 UTC után elkezdi csökkenni, végül a maximális szenzibilis hőmennyiség elérése után ismét növekszik egészen a t_2 pontig (HU(t_2): 35200 J/kg, US(t_2): 37800 J/kg). A szenzibilis hő kezdettől fogva növekszik. A kezdőpont és a maximum elérése között (5:00 – 15:00 UTC) a növekedés 11000 a HU- és 10000 J/kg az US-esetben. Az utolsó két órában lecsökken: 306800-ig a HU-, és 306100 J/kg-ig az US-esetben. Ha megnézzük a β_{fsz} -eket, azok hasonlóan alakulnak, mint az Eta PBL séma esetében, azaz nagyobb a HU-, mint az US-esetben. A β_{szl} -k esetén kisebb értékek jöttek ki. Ez azt jelenti, hogy míg az Eta PBL-nél nagyobb volt a nedvesség csökkenés a szabad légkörből érkező szenzibilis hőáramhoz képest, itt a kettő közel azonos nagyságú, mivel az értékek -1 körüliek. A szenzibilis hőt illetően, az A_H 0,02-dal nagyobb a HU-, mint az US-esetben. Azonban mindkettő 1,5 körüli, ami azt jelenti, hogy a szabad légkörből másfélszer annyi szenzibilis hő járul hozzá a PHR magasságához, mint amennyi a felszín felől érkezik. Ezt összevetve az Eta PBL sémával kapott eredményekkel, nagy különbségeket kapunk a szenzibilis beáramlási együtthatókban. Azaz ebben az esetben sokkal nagyobb szerepe van a szabad légkörből beáramló hőmennyiségnek a PHR alakulására, mint a felszínnek. Ez a különbség az ábrákon is látszik (v_{fsz} , v_{szl}).



10b. ábra: Az MRF parametrizációval kapott szenzibilis és látens hőmennyiség területi átlagának időbeli változása 5:00 és 17:00 UTC között magyar (HU) és egyesült-államokbeli (US) talajok esetén 2007.07.18-án. Az ábrán látható még v_{fsz} és v_{szl} vektorok, ezek a felszín PHR-re vonatkozó hatását kifejező vektorok.

Tekintettel arra, hogy a két séma között ekkora különbségek adódtak, megvizsgáltuk a PHR magasságok közötti különbségek területi eloszlását 12:30 UTC-kor mindkét séma esetén (11. ábra).

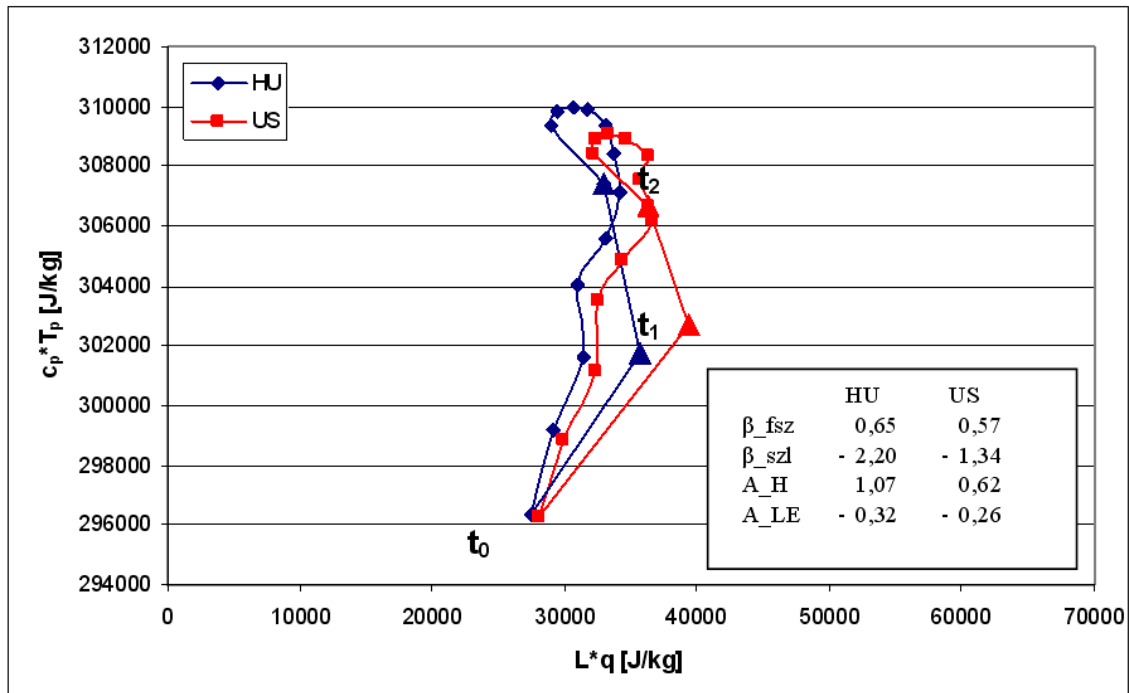


11. ábra: A PHR magasságok közötti különbségek területi eloszlása 12:30-kor az MRF és az Eta PBL séma esetén.

Látható, hogy az Eta PBL sémával létrejött különbségek nagyobbak az MRF parametrizációval kapottaknál, illetve az egyes talajtextúrák markánsabban is kirajzolódnak. Ezen különbségek és a keverési diagramokon látható vektorok által meghatározott hatások közötti eltérések miatt a továbbiakban csak az Eta PBL sémával kapott eredményekkel fogok foglalkozni.

4.4. A szenzibilis és látens hő menete 12 órás időszakra, kiválasztott talajtextúrákra vonatkozóan

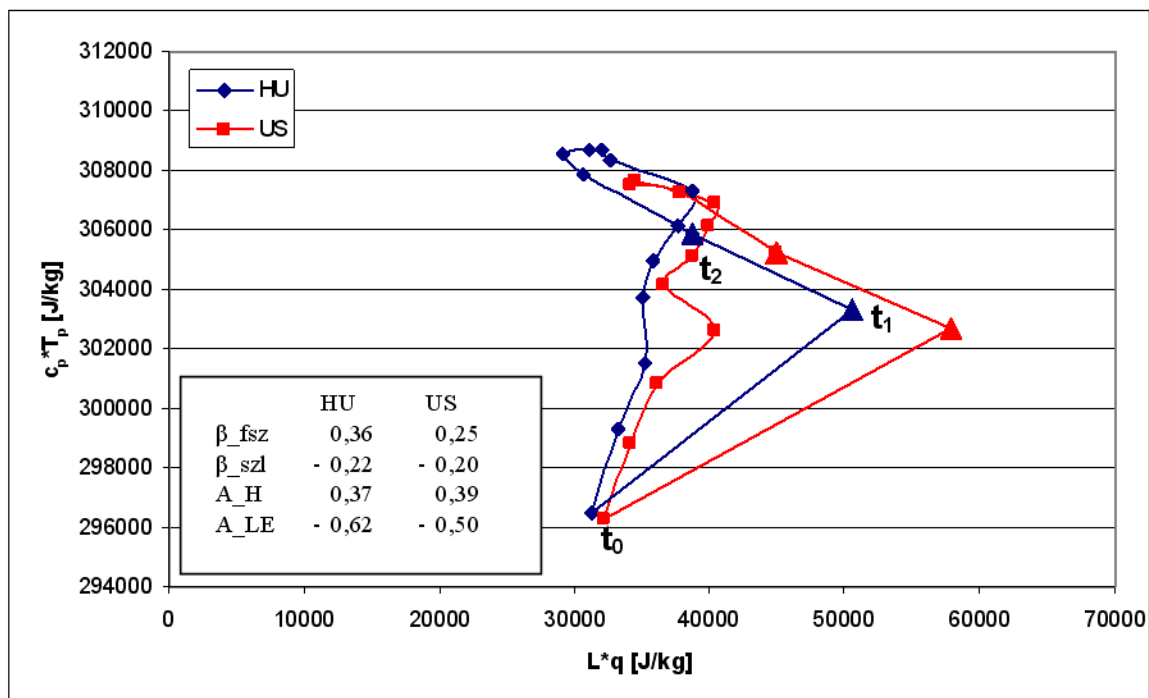
Az egész modellterületre vonatkozó vizsgálatokat követően elemzésre került a három kiválasztott talajtextúrára vonatkozó keverési diagram is. Először az agyag textúrát vizsgáltuk (12a. ábra). Az energiaegyenleg alakulása rendhagyó a korábbi diagramokhoz képest, mert a látens hő változása nem egyenletes. Kezdetben a HU-talajok esetén a látens hőmennyiség 27500 J/kg, míg az US-talajok esetén 28000 J/kg. A különbség tehát 500 J/kg. A vizsgált időszak végére ez a különbség 3300 J/kg-ra nő. A látens hő a két futtatás során 5:00 - 7:00 UTC-ig növekszik, 7:00 és 8:00 UTC között visszaesik, kb. 200-300 J/kg-mal, majd 10:00 UTC-ig ismét növekszik. A HU esetben e növekedés után újból csökken 16:00 UTC-ig, pontosan 29000 J/kg-ig. Az US esetben 11:00 és 12:00 UTC között növekedés van (600 J/kg), majd ez után újból csökkenés, elérve a 32200 J/kg-os értéket. A látens hő azonban mindkét futtatás során hirtelen megnő 16:00 és 17:00 UTC között, a HU esetben 33000 J/kg-ra és az US esetben 36300 J/kg-ra. A β_{fsz} alapján, a szenzibilis hőáram a felszínen nagyobb a HU-, mint az US-esetben. Ezt a területi elemzések során is láthattuk. Annak ellenére, hogy a β_{fsz} értékek között 0,08 az eltérés, a β_{szl} -k között markáns különbség van (0,86), mivel a v_{fsz} vektorok hossza – amelyek a hőáramok nagyságával arányosak – eltér. A β_{szl} jelentése alapján a HU esetben majdnem kétszer akkora a szabad légkörből érkező szenzibilis hőáram a nedvességsökkenéshez képest mint az US esetben. A HU esetben a szabad légkör és a felszín hatására történő szenzibilis hőáram növekedés kiegyenlítettnek tekinthető. Az US esetben a felszín a meghatározó szenzibilis hőáram forrás (A_H). Az A_{LE} értéke 0,06-dal kisebb a HU-, mint az US-esetben, így a szabad légkör szárító hatása a HU-esetben jobban érvényesül.



12a. ábra: Az Eta PBL parametrizációval kapott szenzibilis és látens hőmennyiség területi átlagának időbeli változása 5:00 és 17:00 UTC között magyar (HU) és egyesült-államokbeli (US), agyag textúrájú talajok esetén 2007.07.18-án. Az ábrán látható még a v_{fsz} és v_{szl} vektor, ezek a felszín PHR-re vonatkozó hatását kifejező vektorok.

A látens hő 5:00 UTC-kor nagyobb a vályogos homok felett, mint az agyag esetében. A vályogos homokra vonatkozó menet a 12b. ábrán látható. Kezdetben növekszik mind a látens, mind a szenzibilis hő. E növekedés egészen 7:00 UTC-ig tart. Ekkor nagy eltérés keletkezik a két futtatás között. Az US esetben bekövetkező nagy mértékű változás a helyi szélhatásnak tudható be, ugyanis ezen a területen erős szélirányváltozás lépett fel. A HU-esetben a látens hő 11:00 UTC-ig növekszik, majd hirtelen lecsökken PHR maximumok elérése után. Az US esetben e csökkenés egy órával később jelentkezik. A két esetben a csökkenés nem egyforma mértékű (HU: -9500 J/kg, US: -6000 J/kg). 15:00 és 17:00 UTC között ismét növekszik a párolgás, a HU-talajok felett eléri a 38500, míg az US-talajok felett a 44500 J/kg-ot. A szenzibilis hő mindkét esetben 14:00 UTC-ig növekszik, HU-talajok esetén maximális értéke 308700 J/kg, míg az US-talajok esetén 307700 J/kg. 14:00 UTC után hirtelen csökkenés figyelhető meg, ami megfelel az elvártaknak, ugyanis ekkor indul meg a PHR leépülése. Mindkét esetben közel 3000 J/kg-mal lesz kevesebb a szenzibilis hőmennyiség a t_2 pontban. A β_{fsz} a korábbiakhoz hasonlóan alakul, azaz itt is nagyobb a szenzibilis hőáram aránya a HU-, mint az US-talajok esetén. A β_{szl} minimális mértékben, de kisebb a HU-, mint az US-esetben. Mindkét érték közel van a -0,2-hez,

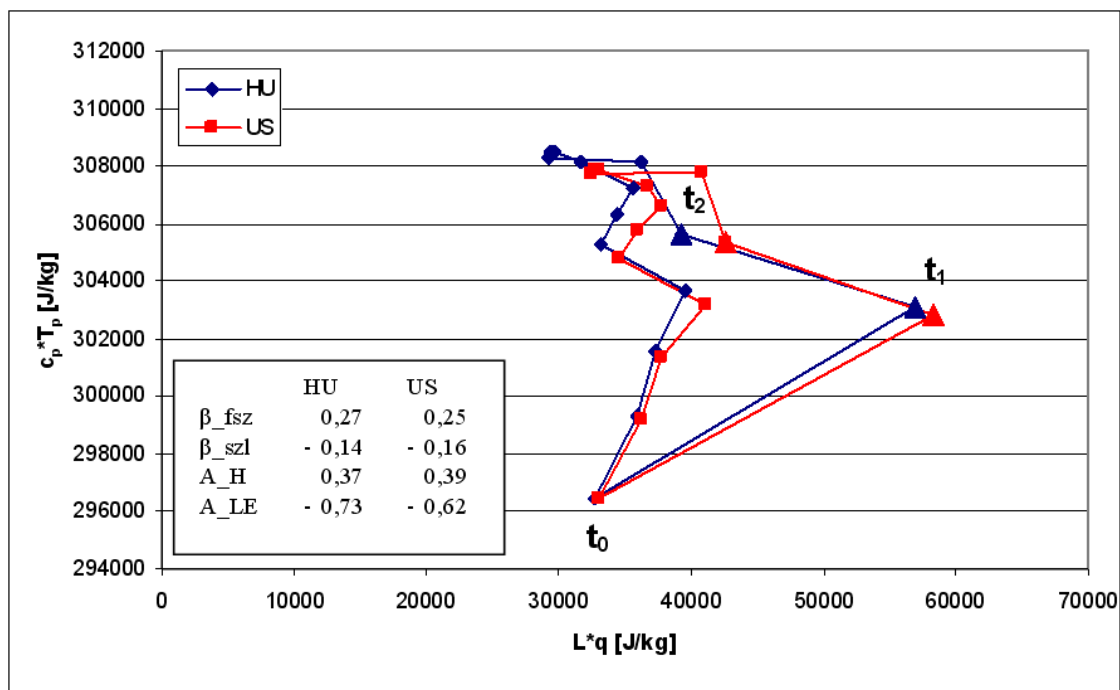
ami azt jelenti, hogy a látens hőáram a PHR felső szintjeiben megközelítően ötször nagyobb, mint a szabad légkörből beáramló szenzibilis hő. A két esetben az A_H csak 0,02-dal tér el egymástól. Mivel azonban alacsony értéket vesznek fel, elmondható, hogy a PHR növekedéséhez szükséges szenzibilis hő meghatározóan a felszínről érkezik a vályogos homok esetében. E tulajdonság leolvasható az ábráról is (v_{fsz} , v_{szl}). Az A_{LE} 0,12-dal kisebb a HU-, mint az US-esetben, ami jóval nagyobb szárító hatást jelent a korábbi vizsgálatokhoz képest.



12b. ábra: Az Eta PBL parametrizációval kapott szenzibilis és látens hőmennyiség területi átlagának időbeli változása 5:00 és 17:00 UTC között magyar (HU) és egyesült-államokbeli (US), vályogos homok textúrájú talajok esetén 2007.07.18-án. Az ábrán látható még v_{fsz} és v_{szl} vektor, ezek a felszín PHR-re vonatkozó hatását kifejező vektorok.

A Santanello-féle diagram homokos vályog esetében a 12c. ábrán látható. A két futtatással kapott t_0 pont jó közelítéssel azonos (33000 J/kg). A látens hő növekszik 5:00 és 8:00 UTC között. 8:00 UTC-kor egy lokális maximum lép fel (HU: 39500 J/kg, US: 41000 J/kg), majd a vályogos homokhoz hasonlóan 8:00 és 9:00 UTC között lecsökken. E töréspont az ábrán is látható. A homokos vályog teszterülete közel esik a vályogos homokéhoz; ez alapján a nagyobb mértékű látens hő csökkenést szintén a helyi szélhatásnak tulajdoníthatjuk. A látens hő ismét növekedni kezd 9:00 és 11:00 UTC között, majd csökken 15:00 UTC-ig, kb. 5000 J/kg-al.

Végül az utolsó két órában ismét növekedés (HU: 39300 J/kg, US: 42500 J/kg) figyelhető meg. E viselkedés egyaránt érvényes mind a HU-, mind az US-esetben. A szenzibilis hő a vályogos homokhoz hasonlóan alakul, a vizsgált időszakban majdnem végig emelkedik, s csak az utolsó két órában csökken le 2000-2500 J/kg-mal. A felszíni Bowen-hányados (β_{fsz}) HU- és US-értékei között mindössze 0,02-os eltérés van, az US-esetben azonban kisebb, mint a HU-esetben, ami ismételten a HU-talaj szárazabb voltát igazolja. A β_{szl} -ben csekély különbség mutatkozik a két futtatás között, azonban a homokos vályog esetében kis mértékű a szenzibilis hő szabad légkörből történő beáramlása a nedvességszökkenéshez képest, mivel az értékek közelítenek a 0-hoz. Az A_H értékek megegyeznek a vályogos homoknál számolt értékekkel, tehát e textúra esetében is igaz az, hogy a felszínről érkező szenzibilis hőáramnak a PHR-re gyakorolt hatása a meghatározó. Az A_{LE} -t illetően azt mondhatjuk, hogy a három textúra közül e fizikai féleség esetén lettek az értékek a legkisebbek, azaz a felszínről érkező nedvesség legnagyobb hányada ennél a textúránál távozik a szabad légkörbe. Ez az érték 0,11-dal kisebb a HU-, mint az US-esetben, tehát a légkör szárító hatása is nagyobb. Látható az is, hogy a felszínről érkező látens hő közel azonos mértékű a HU- és az US-esetben, azonban a HU esetben jobban lecsökken a szabad légkörből beáramló levegő hatására.



12c ábra: Az Eta PBL parametrizációval kapott szenzibilis és látens hőmennyiség területi átlagának időbeli változása 5:00 és 17:00 UTC között magyar (HU) és egyesült-államokbeli (US), homokos vályog textúrájú talajok esetén 2007.07.18-án. Az ábrán látható még v_{fsz} és v_{szl} vektor, ezek a felszín PHR-re vonatkozó hatását kifejező vektorok.

5. Konklúzió

Szakedolgozatomban arra voltam kíváncsi, hogy mennyire érzékeny a planetáris határréteg magassága a talajadatbázis használatára. Érzékenységi vizsgálatainkban tapasztalhattuk, hogy a talaj szárazabb volt a HU-, mint az US-talajadatbázis használata során. Ennek megfelelően alakultak a PHR magasságok is: a HU talajok esetében átlagosan 100-120 m-rel voltak nagyobbak, mint az US talajok esetén. Lokálisan ez a különbség elérte a 600-800 m-t is. A két talajadatbázis használata során a kezdeti talajnedvesség-tartalom értékek közötti eltérések közel 10%-ak voltak. Ezzel szemben a PHR magasságbeli eltérések 10-20%-ot tettek ki. E megállapítások az egész modellterületre vonatkoznak. Az eltérések nagyságának jellemzése végett – mintegy viszonyítási alapként – a PHR magasságok PBL sémára való érzékenységét is taglaltuk.

Az érzékenységet három különböző talajtextúrára (agyag, vályogos homok, homokos vályog) vonatkozóan is vizsgáltuk. E talajtextúrák sík terepen helyezkednek el, így a domborzat turbulencia- és áramlás módosító hatása nem érvényesülhetett. A kiválasztott talajtextúrák közül két esetben volt markáns különbség a talajparaméter értékek között. Az ezen esetekben kapott PHR magasságbeli különbségek összemérhetőek voltak a sémák különbözőségéből adódó PHR magasságbeli különbségekkel. A harmadik talajtextúra esetében – amikor a talajparaméter értékek közötti különbségek kicsik voltak – a PHR magasságbeli különbségek is kicsik voltak. Ilyenkor a két sémával szimulált PHR összeomlás kezdeti időpontja markánsan különbözött (kb. másfél órás eltolódás).

Santanella et al. (2009) módszerével a felszín és a szabad légkör PHR-re gyakorolt hatását is elemeztük. Ez alapján elmondható, hogy az egész modellterületen a felszín megközelítően kétszer annyi szenzibilis hővel járult hozzá a PHR magasságához, mint a szabad légkör. Az egyes talajtextúrák esetén is hasonló következtetésre jutottunk, kivéve az agyag textúrát, ahol a felszín és a szabad légkör hozzájárulása megközelítően azonos volt a HU esetben. Azt is megállapítottuk, hogy minden futtatás során a HU esetben volt erősebb a szabad légkör szárító hatása.

6. Köszönetnyilvánítás

Ezúttal megköszönöm témavezetőmnek, Ács Ferencnek, a munkám irányítását, a szakmai tanácsait és az útmutatást. Köszönet illeti Breuer Hajnalkát is, hogy időt nem kímélve, óriási türelmet tanúsítva foglalkozott velem, segítve munkámat és bővítve szakmai ismereteimet.

Köszönöm továbbá Horváth Ákosnak, az Országos Meteorológiai Szolgálat munkatársának az MM5 modell használata során nyújtott segítségét.

7. Irodalomjegyzék

Anthes, A.R. és Warner, T.T., 1978: Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies. *Mon. Wea. Rev.* 106 (8), 1045-1078.

Avissar, R. és Schmidt, T., 1998: An Evaluation of the Scale at which Ground-Surface Heat Flux Patchiness Affects the Convective Boundary Layer Using Large-Eddy Simulations. *J. Atmos. Sci.*, 55, 2666-2690.

Betts, A. K., 1992: FIFE Atmospheric Boundary Layer Budget Methods, *J. Geophys. Res.*, vol.97, D, 18523-18531.

Betts, A. K., 1984: Boundary layer thermodynamics of a High Plains severe storm. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 2199–2211.

Borge, R., Alexandrov, V., del Vas, J. J., Lumberras, J. és Rodriguez, E., 2008: A comprehensive sensitivity analysis of the WRF model for air quality applications over the Iberian Peninsula.

Campbell, G. S., 1985: Soil Physics with Basic, Transport Models for Soil-Plant System. *Developments in Soil Science*, vol.14. Elsevier, Amsterdam, p.150.

Chen, F. és Dudhia, J., 2001: Coupling and Advanced Land Surface-Hydrology Model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. Part I. Model Implementation and Sensitivity. *Mon. Wea. Rev.* 129, 569-585.

Cosby, B. J. et al., 1984: A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resour. Res.* 20. (6) 682–690.

Davies, T., Cullen, M. J. P., Malcolm, A. J., Mawson, M. H., Staniforth, A., White, A. A. és Wood, N., 2005: A new dynamical core for the Met Office's global and regional modelling of the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131, 1759–1782.

Deardorff, J., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, 83, 1889-1903.

Doms, G., és Schaettler, U., 1997: The nonhydrostatic limited area model LM (Lokal-Modell) of DWD. Part I: Scientific documentation. *Deutscher Wetterdienst*, 155 pp.

Dudhia, J., 1993: A non-hydrostatic version of the Penn State-NCAR Mesoscale Model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 1493-1513.

Ek, M., Mitchell, K. E., Lin, Y., Rogers, E., Grunmann, P., Koren, V., Gayno G. és Tarpley, J. D., 2003: Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta Model. *J. Geophys. Res.*, 108, 8851, doi:10.1029/2002JD003296.

Filep Gy. és Ferencz G., 1999: Javaslat a magyarországi talajok szemcseösszetétel szerinti osztályozásának pontosítására. *Agrokémia és Talajtan.* 48. 305–317.

Fodor, N. és Rajkai, K., 2005: Estimation of Physical Soil Properties and Their Use in Models (in Hungarian). *Agrokémia és Talajtan*, Vo. 54, 25--40.

ECMWF, 2007: http://www.ecmwf.int/products/changes/soil_hydrology_cy32r3/index.html

Grell, G., Dudhia, J. és Stauffer, D., 1994: A description of the fifth generation Penn State/NCAR Mesoscale Model. *NCAR Tech. Note NCAR/TN-398+STR*, 117 pp.

Horváth, Á., Ács, F., és Geresdi, I., 2007: Sensitivity of severe convective storms to soil hydraulic characteristics: A case study for 18 April, 2005. *Időjárás*, Vol. 111, No. 4, 221-237.

- Horváth, Á., Ács F. és Breuer H., 2009:* On the relationship between soil, vegetation and severe convective storms: Hungarian case studies. *Atm. Res.*, 93, 66-81. doi:10.1016/j.atmosres.2008.10.007.
- Hong S. Y. és Pan, H. L., 1996:* Nonlocal Boundary Layer Vertical Diffusion in a Medium-Range Forecast Model. *Mon. Wea. Rev.* 124, 2322-2339.
- Janjic, Z. J., 1990:* The step-mountain coordinate–physical package. *Mon. Weather Rev.* 118, 1429-1443.
- Janjic, Z. J., 1994:* The step-mountain Eta coordinate model. Further developments of the convection, viscous sublayer and turbulent closure schemes. *Mon. Wea. Rev.* 112, 927-945.
- Janjic, Z. J., 2002:* Nonsingular implementation of the Mellor—Yamada Level 2.5 Scheme in the NCEP Meso Models. NCEP Office Note No. 437, 61p.
- Mahrt, L., és Pan, H. L., 1984:* A two layer model for soil hydrology. *Bound.-Layer Meteor.*, 29, 1-20.
- Mellor, G. L. és Yamada, T., 1982:* Development of a Turbulent Closure Model for Geophysical Fluid Problems. *Rev. Geophys.*, 20. 4. 851-875.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J. és Clough., S. A. 1997:* Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, 102 (D14), 16663-16682.
- Nemes, A., 2002:* Unsaturated Soil Hydraulic Database of Hungary: HUNSODA. – *Agrokémia és Talajtan* 51, No. 1-2, 17–26.
- Nemes, A., 2003:* Multi-scale Hydraulic Pedotransfer Functions for Hungarian Soils, Ph. D. Dissertation Wageningen Universiteit ISBN 90-5808-804-9 pp. 143.
- Nemes, A., Rawls, W.J., Pachepsky, Y.A., 2005:* Influence of organic matter on the estimation of saturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69, 1330–1337.
- Orlanski, I., 1975:* A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56(5), 527-530.
- Pielke, R.A., 1984:* *Mesoscale Meteorological Modeling*, Academic Press. 612pp.
- 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.
- Reisner, J., Rasmussen, R.M. és Bruintjes, R.T., 1998:* Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model. *Q. J. R. Meteor. Soc.* 124, 1071–1107.
- Saito K., 2006:* The Operational JMA Nonhydrostatic Mesoscale Model. *Mon. Wea. Rev.* 134, 1266-1298
- Santanello, J. A. et al., 2009:* A modeling and observational framework for diagnosing local land-atmosphere coupling on diurnal time scales. *J. Hydromet*, 10, 577-599.
- Stefanovits, P., Filep Gy. és Füleky Gy., 1999:* *Talajtan*, 4. kiadás átdolgozott, bővített változata, Mezőgazda, ISBN 963 286 045 4, pp 472.
- Várallyay, Gy., 1973:* A talaj nedvességpotenciálja és új berendezés annak meghatározására az alacsony (atmoszféra alatti) tenziótartományban. – *Agrokémia és Talajtan* 22, 1–22.