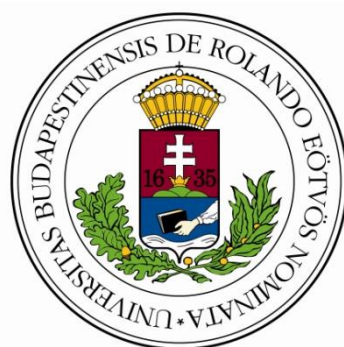


Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

A talajtextúra és felszínhasználat területi eloszlásának hatása a konvektív csapadéokra

SZAKDOLGOZAT



Készítette:

Göndöcs Júlia

Földtudományi alapszak,
Meteorológus szakirány

Témavezető:

Breuer Hajnalka

ELTE TTK Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2013

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	3
2. Irodalmi áttekintés	5
3. Módszerek	9
3.1. Szabad konvekció	9
3.2. Konvektív gátlás, konvektív hasznosítható potenciális energia.....	11
3.3. A WRF modell	12
3.4. Modell szimulációk.....	14
3.5. A felszíni, statikus adatok kezelése a WRF modellben	15
4. Adatok	16
4.1. Talajtextúra eloszlás	16
4.2. Felszínhasználat eloszlás	18
4.3. Meteorológiai adatok	21
4.4. Időjárási helyzet	21
4.5. A felszínhasználat és talajtextúra eloszlásának hatása	22
5. Eredmények	24
5.1. Hőmérséklet, látens hőáram	24
5.2. Felszín hatása a légköri folyamatokban.....	27
5.3. A konvektív hasznosítható potenciális energia	30
5.4. Csapadék	32
6. Összefoglalás	34
7. Köszönetnyilvánítás	35
8. Irodalomjegyzék	36

1. Bevezetés

A numerikus időjárás előrejelzés a meteorológia egy speciális ága, mely az elmúlt évtizedekben, a számítástechnika fejlődéseknek köszönhetően rohamosan fejlődött és fejlődik. A mai igényeket kielégítendő, elengedhetetlen az alkalmazása, mind a nagyközönség tájékoztatására, mind pedig a tudományos életben. Az első korlátos tartományú, mezoskálájú numerikus előrejelző modellek már az 1970-es években megjelentek, majd később további, ma is használatos modellek alapjául szolgáltak. A modellekben megtalálható fizikai törvényszerűségeken alapuló matematikai egyenletek leírásával számszerűsíthetők a légköri állapotváltozók változása. Az egyre pontosabb előrejelzés készítésére való törekvés elősegítette a légkörben és a felszínen lezajló fizikai folyamatok mélyebb tanulmányozását, megértését és leírását, ezzel is fejlesztve a modellben megtalálható különböző sémák összetettségét és számát. A modellek széleskörű elterjedésére a 1990-es években került sor. Ekkor készült el többek között a WRF első változata, az MM5 (**F**ifth **G**eneration **M**esoscale **M**odel) modellt alapul véve, az Amerikai Egyesült Államok Nemzeti Légkör Kutatási Központja (NCAR) és Nemzeti Központi Előrejelző Intézet (NCEP) összefogásának eredményeként. A fejlesztéshez számos további intézet és egyetem hozzájárult. A WRF az egész világon elterjedt mezoskálájú időjárás előrejelző modell (*Dudhia, 2006*), melyet a sokféle beállítási lehetőség miatt kutatási célokra is előszeretettel alkalmaznak. A nyilvánosság elé az ezredforduló elején került, azóta is a széleskörű felhasználói és kutatói tábornak köszönhetően folyamatos fejlesztéseket végeznek rajta. Dolgozatomban a számításokat ezzel a modellel készítettem.

A mezoskálájú, nem-hidrosztatikus modellekkel olyan folyamatok is vizsgálhatók, mint a zivatarfelhők képződése, a vízpartokon a parti szél, a városi hősziget kibontakozása vagy a különböző felszínek felett kialakuló cirkulációk jelensége. E folyamatok erősen függenek a felszín tulajdonságaitól és energiamérlegétől (*Avissar & Liu 1996*). Charney már 1975-ben felismerte a talaj-felszín-légkör kölcsönhatásának fontosságát a modellekben, és azóta is cél a minél pontosabb leírása és számszerűsítése a felszíni és felszín közeli folyamatoknak (biológiai, fizikai, kémiai), mind globális, mind mezoskálán. A WRF-ben is több részletes talaj- felszín-légkör kölcsönhatást leíró almodell, séma található. Ezen LSM (**L**and **S**urface **M**odel) almodell a vizsgálat tárgyától függően

változtatható. Léteznek a hő- és nedvességfluxusokat leíró egyszerűbb 2-3 rétegű, és jóval összetettebb, akár 10 rétegű sémák is.

A felszín-légkör kölcsönhatás vizsgálatok céljait 2 csoportra oszthatjuk: a talaj illetve növényzet tulajdonságainak és térbeli eloszlásának hatása a csapadékképződésre, valamint a határreteg transzport-folyamatainak vizsgálatára. Munkámban az előbbi vizsgálatom részletesebben, habár a kettő szoros kapcsolata miatt a második terület vizsgálata sem hagyható figyelmen kívül. Számos vizsgálat készült már a talajnedvesség és a konvekció kapcsolatának vizsgálatára. A talaj nedvességétől függő felszíni látens és szenzibilis hőáramok alapvetően irányítják a planetáris határretegben zajló folyamatokat. A talaj nedvessége pedig annak hidraulikus tulajdonságainak függvényében alakul, amelyet a talaj szemcseösszetétele határoz meg. A szemcsék átlagos méret-tartománya alapján három anyag frakciót különböztetünk meg: homok, iszap/por illetve agyag. A frakciók alapján fizikai féleségeket vagy más néven talajtextúrákat határozhatunk meg és általánosíthatjuk hidraulikus tulajdonságaikat.

Célkitűzés

Dolgozatomban, Magyarország területén végzett modellszámítások alapján, a felszínhasználat és a talajtextúra eloszlásának hatását vizsgálom a konvektív csapadéokra. Céljaim közt szerepelt, hogy a modell alsó peremfeltételeinek módosításával a különböző meteorológiai állapotjelzők – melyek a csapadéokra hatással lehetnek – változását számszerűsítsem, továbbá ezen állapotjelzők és a csapadéktevékenység térbeli és időbeli megváltozásának magyarázatát szolgáltatassam az ismert eloszlások alapján. A módosítás alapját az általam alkalmazott WRF modellhez rendelkezésre álló talajtextúra és felszínhasználat területi eloszlásának pontosabbá tétele adja.

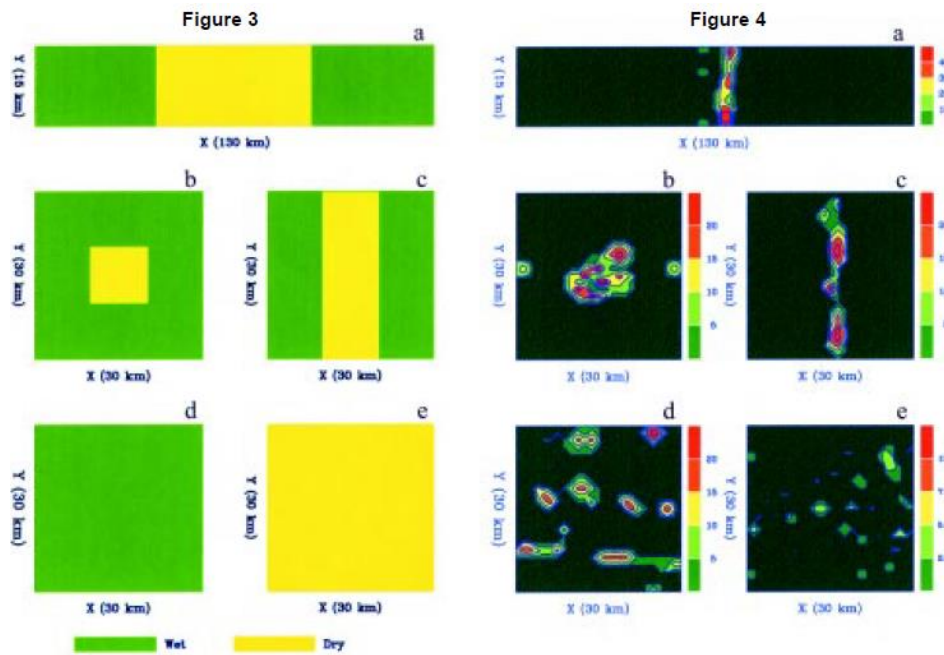
2. Irodalmi áttekintés

Már a modellezés korai szakaszában egyértelművé vált a felszín és a talaj szerepe a légköri folyamatok modellezésében (*Richardson, 1922; Charney et al., 1975*). Különböző skálakon szemlélve más-más erősségű a hatása a felszín borítottságának és tulajdonságainak. Makro skálán a globális modellekben elegendő a kis felbontású ismerete a felszín és talajtípusoknak, azonban csökkentve a skálánk méretét egyre fontosabb ezek pontos ismerete és eloszlása a modellterületen. Globális skálán a regionálisan kialakuló hőmérsékleti perturbációk esetlegesen befolyásolhatják az ott kialakuló időjárást és éghajlatot. Állandó kutatások folynak a talaj-felszín-légkör kölcsönhatás pontosabb modellezésének céljából és a talajnedvesség konvektív csapadéokra gyakorolt hatásáról (*Pielke, 2001*). A téma átfogó ismeretéhez elengedhetetlen a kölcsönhatások és visszacsatolások megértése, továbbá a különböző talajok és felszínek tulajdonságainak ismerete. Ehhez szükségszerű számba venni a különböző nagyságú skálákon bekövetkező hatásokat, és végül feltehetjük a kérdést: valóban számít a talaj és a felszín a légköri folyamatok kimenetelében?

Számos modellezési és megfigyelési bizonyíték támasztja alá ezt a tényt az elmúlt évtizedekben, a mikroskálától egészen a makróig bezárólag.

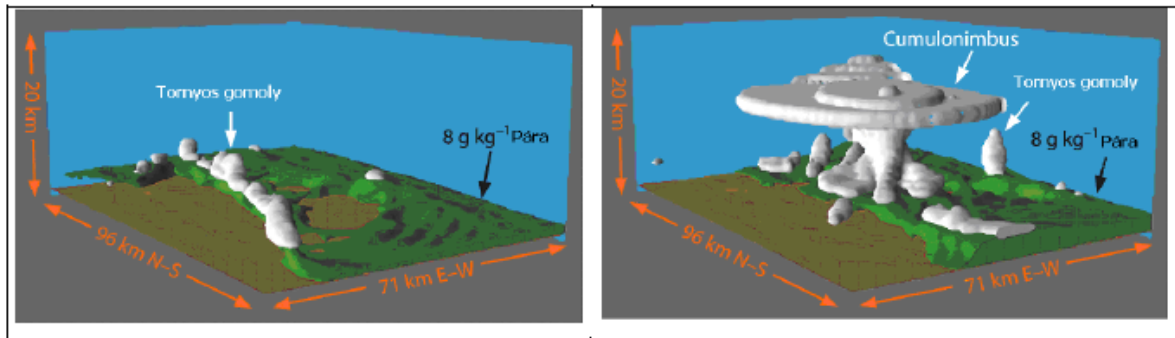
Mikro, mezo- γ és mezo- β skálán, tehát a 200 km-nél kisebb nagyságrendű folyamatokra végzett modellkutatások azt mutatták, hogy a modellterület heterogén voltából adódóan mezoskálájú cirkulációk alakulhatnak ki (*Pielke & Avissar, 1990; Pielke et al., 1991; Avissar & Chen, 1993; Avissar & Liu, 1996*). A különböző felszínek (erdő, mezőgazdasági terület, öntözött mezőgazdasági terület, stb.) területén a megfigyelések szerint különböző módon alakul a talajnedvesség és ebből adódóan az evapotranszspiráció, ezáltal az energiamérleg (*Pielke, 2007*), melynek hatására változhat a csapadék térbeli eloszlása és mennyisége. Avissar és Liu 1996-os tanulmányában két eltérő felszínt használt más-más idealizált, térbeli elrendezésben, 250 m-es felbontású modellel. Az 1. ábrán a sárga terület a száraz legelőt, míg a zöld érintetlen sűrű erdőt szimbolizál. Látható, hogy a homogén elrendezésű területeken véletlenszerű a csapadékeloszlás, és a nedves terület felett jóval nagyobb volt az akkumulált csapadék mennyisége, mint a száraz felett. A heterogén területeken azonban már kialakult mezoskálájú cirkuláció a különböző felszínek kontrasztja miatt, melynek hatására a száraz területek felett konvergencia alakult ki és

ezzel együtt csapadéktevékenység is. Ugyanis az öntözött és száraz területek látens és szenzibilis hőárama eltérő, az öntözött talaj magas evapotranszpirációja nedvesíti és hűti a talajközeli levegő hőmérsékletét, így a parti szélhez hasonló cirkulációt gerjeszt az öntözött, hűvös területek, valamint a forró, száraz, területek között (Drüsler, 2011). Megjegyzendő továbbá, hogy a heterogén esetben a csapadékösszeg is több volt, mint az első esetben.



1. ábra: Idealizált szimuláció, bal oldalon a felszínnek elhelyezkedése a modellterületen (sárga: száraz legelő; zöld: nedves erdős terület); jobb oldalon az akumulált csapadékok összege 18 HLT-kor (Avisar & Liu, 1996).

Regionális időjárás előrejelző modellek segítségével további kutatásokat végeztek, hogy a felszínborítás változtatása milyen hatással lehet a csapadéktevékenységre és a felhőképződésre (Pielke, 1997). A kísérlet során ugyanarra a napra, ugyanazokkal a kezdeti értékekkel dolgoztak, csupán a felszínborítottságot változtatták (2. ábra). A bal oldali ábrán a természetes növényzetet, alacsony fűvet használták, a jobb oldalon pedig a jelenlegi, módosított felszínt. A természetes növényzet felett gomolyfelhők alakultak ki, de csapadék nem volt a terület felett. A jelenlegi felszín felett azonban már kialakultak Cumulonimbusok és ezzel együtt záporok, zivatarok, tehát csapadék. Megfigyelések és mérések alátámasztották, hogy a második eset állt közelebb a valósághoz.



2. ábra: A felszínborítás hatása a felhőképződésre a természetes (bal), illetve a módosított felszín (jobb) esetén, Great Plains, USA; (Pielke, 1997)

Nagyobb skálán vizsgálódva a legkönnyebb vizsgálati hely az esőerdők irtása okán kialakult módosult felszínek. Az erdők helyettesítése mezőgazdasági területekkel hatással lehet a felhők kialakulására és a csapadéktevékenységre is. Az átalakítás közvetlen változást eredményez, például az evapotranszpirációban, a felszín érdességében és az albedóban (Pielke, 2007). A trópusi égőben a legelőnek magasabb az albedója, mint az erdőnek, mégis azt találták, hogy az erdőirtás éghajlati következménye a hőmérsékletemelkedés (Kleidon & Heimann, 2000). Ez a hőmérsékletkülönbség – ahogy az előbbieken láttuk – mezoskálájú cirkulációt eredményezhet, az pedig csapadéktevékenységet, illetve annak áthelyeződését. Így belátható, hogy akár globális skálán is hatással lehet a felszín és talaj eloszlása a konvektív csapadéokra, ha kellően nagy területet tekintünk. Modelleredmények is alátámasztják ezt a feltevést (Chase *et al.*, 1996,2000), miszerint regionális hőmérsékleti és csapadék perturbációk hatására klímaváltozás állhat be.

Az erdők irtásával a levélfelületi index (továbbiakban LAI: Leaf Area Index) is drasztikusan változhat (Chase *et al.*, 1996, 2000), így az albedó és transzspiráció is jelentősen eltérhet a természetes értéktől (Pielke, 2007). Ezt a változást globális modellbe helyezve regionális hatásokat eredményezhet, viszont parametrizálása elég nagy bizonytalanságot visz a modellbe.

Gyorsan fejlődő világunkban a városiasodás hatására már a Föld területének csaknem 2%-a várossal fedett, amiben az emberiség 45%-a él.(Pielke, 1997) Megfigyelések szerint a városi felszín jelentős mértékben befolyásolja az energiamérleg alakulását, továbbá a városok feletti aeroszol mennyisége is jelentősen megnőhet (Pielke, 2007). Az energiamérleg megváltozásával a határreteg (továbbiakban PHR: Planetáris Határreteg) tulajdonságai is módosulhatnak (Oke, 1988; Arnfield, 2003; Shepherd, 2005). A felszín megváltozott minősége, szerkezete és tulajdonságai miatt hőtöbblet alakul ki a

városok felett (UHI: **Urban Heat Island**), ami konvergenciát eredményez a terület felett és így csapadékot indukál. Megfigyelések is alátámasztják, hogy ennek hatására nőhet a zivatarok előfordulásának aránya (*Huff, 1986*). Modellezési eredmények kimutatták, hogy az UHI is létrehozhat mezoskálájú cirkulációt, ami szintén a csapadék módosulását eredményezheti, mind időben, mind térben. Így szükségszerűvé vált egy új parametrizációs séma kifejlesztése, ami a városi hatásokat indukálja a modellben (pl: **Town Energy Balance (TEB)** model; *Masson, 2000; Lemonsu & Masson, 2002*).

3. Módszerek

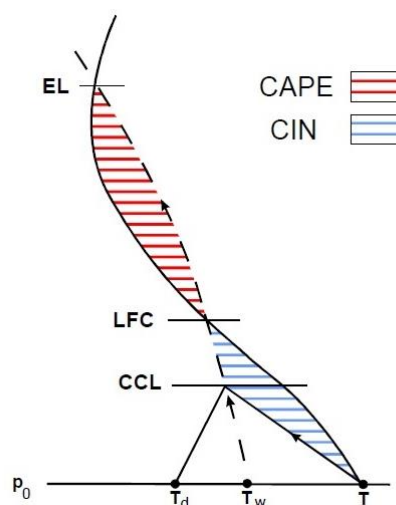
3.1. Szabad konvekció

A légkörben lezajló koncentrált, erőteljes, függőleges feláramlásokat együttesen konvektív folyamatoknak nevezzük. Főbb kiváltó hatások a konvergencia, a szélnyírás és a légköri felhajtóerő, utóbbi felelős az úgynevezett szabad konvekció kialakulásáért (Horváth, 2007). Egyszerű esetben az erő a napsugárzás hatása által jön létre, ahogyan nő a felszín hőmérséklete. A felszínközeli légréteg felmelegedéséért a felszín hosszuhullámú kisugárzása és a felszínről kiinduló szenzibilis hőáram felelős. Ahogyan az alacsonyabban található légréteg hőmérséklete egyre növekszik, sűrűsége csökken, ezáltal emelkedésre kényszerül, így jön létre a szabad konvekció. A vertikális áramlások sebessége erősen függ a besugárzástól és a légkör labilitásától. Az így kialakuló feláramlás azonban korántsem rendezett, ugyanis a közeg állandósága miatt kompenzáló leáramlásoknak kell megindulnia. Ha nincs elegendő nedvesség a légrétegben, ami kondenzálódhatna, akkor a feláramlás nem tud átlépni a termik fázison. Amennyiben elegendő nedvesség található az emelkedő levegőben, úgy a kondenzáció során felszabaduló fázisátalakulási hő tovább tudja emelni a légtestet. Emelkedés során a légréteg először a száraz, majd a telítési fázist elérve a nedves adiabatát fogja követni. A kialakult felhő további fejlődését az határozza meg, hogy mekkora hőmérsékleti különbség alakul ki az áramló légtest és környezete között. Ezen összefüggést (1) felírhatjuk a környezet és a légtest vertikális gradienseivel, ahol γ a környezet, míg Γ a légtest vertikális gradiense a Δz szakaszon (Götz és Rákóczi, 1988; Horváth, 2007).

$$\frac{d^2z}{dt^2} = \frac{g}{T} (\gamma - \Gamma) \Delta z \quad (1)$$

A fenti egyenlet alapján látható, hogy ha a környezet hőmérsékleti gradiense a nagyobb, akkor pozitív felhajtóerő fog hatni az emelkedő légrétegre. A gradiensek nagyságának és különbségének függvényében tehát tekinthetünk két esetet, a feltételes instabil és az abszolút stabilis légkört. A feltételes instabilitáskor a nedves adiabatikus gradiens kisebb kell legyen a környezet hőmérsékleti gradiensénél, míg a stabilisnál fordítva alakulnak a különbségek.

A légtest vertikális mozgását legjobban termodinamikai diagramon tudjuk szemléltetni, ahol információt kapunk a felhajtóerő potenciális nagyságáról. Részecske módszerrel kirajzoljuk a légtest és a környezet hőmérsékleti profilját, továbbá a harmatpont profilt (3. ábra). Az emelkedő légréteg a felszíntől indulva a száraz adiabata mentén halad, mígnem eléri a CCL-t (Cumulus Condensation Level), az ún. kumulusz kondenzációs szintet, ahol telítetté válik és elkezdődik a nedvesség kicsapódása. A kondenzációs szint magasságát könnyű kijelölni, hiszen ott található, ahol a száraz adiabata mentén hűlő légrézecske metszi a harmatpont izogram vonalát. Kondenzáció után a légrézecske már közelítőleg a nedves adiabatát fogja követni, mert a benne folyamatosan kicsapódó nedvesség miatt látens hő szabadul fel, ami melegedést fog eredményezni és ezáltal feltételes instabilitást. Azt a pontot, ahol a levegő először válik melegebbé a környezeténél szabad, konvekciós szintnek, LFC-nek (**L**evel of **F**ree **C**onvection) nevezük. Eddig a szintig negatív energiáról beszélünk, hiszen a légrézecske kell munkát végeznie a felhajtóerővel szemben. Innentől kezdve azonban a légréteg végez munkát addig, amíg a hőmérséklete újra meg nem egyezik a környezetével, ezt a pontot nevezük egyensúlyi szintnek, EL-nek (**E**quilibrium **L**evel). Efelett a légréteg már ismét alacsonyabb hőmérsékletű, mint környezete, de a felhajtó erő miatt rendelkezhet kellő mértékű kinetikus energiával, ahhoz hogy továbbhaladjon az ottani stabil rétegbe. Ez lesz a kialakuló felhőnk ún. túlnyúló csúcsa, és ennek tovább-fejlődése hozza létre a zivatarfelhők jellegzetes szétterülő tetejét vagy üllőjét. Az EL szint felett az energia negatív értékeket vesz fel, hiszen itt újra a légrézecske kell munkát végeznie. Az LFC és EL szintek közötti terület nagyságával meghatározható a maximális felhőtető magasság is.



3. ábra Légréteg és környezetének hőmérsékleti vertikális profilja (T: hőmérséklet; T_w : nedves hőmérséklet; T_d : harmatpont; p_0 : felszíni nyomás); szaggatott vonal: nedves adiabata).

A légkör instabilitásának becslésére többféle mérőszám létezik, melyekből következtethetünk a légköri instabilitás mértékére, ezek például a K-index vagy LI (Lifted Index) (Blanchard, 1998), és a CAPE (Convective Available Potential Energy), azaz a konvektív hasznosítható potenciális energia. A légkör stabilitásának becslésére pedig a CIN (Convective Inhibition), vagyis a konvektív gátlás szolgál. Munkámban az utóbbi kettőt vizsgálom.

3.2. Konvektív gátlás, konvektív hasznosítható potenciális energia

A konvektív gátlás egy olyan mennyiség, mely megadja, hogy a felszín közeli záró réteg mennyire akadályozza a légrést az LFC elérésében és mennyire gátolja a konvekciót, annak ellenére, hogy a magasban instabilitás állhat fent. A záróréteg áttöréséhez szükség van a levegő nedvesedésére, vagy annak melegedésére illetve valamely szinoptikus léptékű emelő hatásra. A 3. ábrán jelölt negatív területtel egyenlő, hiszen a légréstnek kell munkát végeznie. Minél magasabb az abszolút értéke, annál jobban gátolja a konvekciót, de ha mégis kialakul zivatar, akkor az hevesebb (Trier, 2003). Ha értéke nullához közeli, akkor nagy valószínűséggel alakul ki konvekció, illetve magas CAPE értékkel párosulva zivatarok kialakulásához vezethet.

A CAPE, azaz konvektív hasznosítható potenciális energia, a konvekció becslésére szolgáló mérőszám. Nagysága egyenlő a 3. ábrán látható pozitív területtel, amit úgy kapunk, ha az LFC és EL között minden szinten összeadjuk a légrést és környezet hőmérsékletének különbségét, így a görbék által körbezárt terület nagysága egyenlő lesz a CAPE értékével. Használatos a hőmérséklet helyett a virtuális hőmérséklet, amely a (2) egyenletben látható.

$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} g \frac{T_v' - T_v}{T_v} dz \quad (2)$$

A terület nagysága egyenlő azzal a munkával, amit a környezet végez az emelkedő légréstben. Ha értéke 50 J/kg illetve annál kisebb, akkor a felszíni hó által a határreteg könnyen áttörhető, 50 J/kg és 200 J/kg között a gátlás mérsékelt, amit szinoptikus kényszer vagy erős felmelegedés tud áttörni. 200 J/kg felett erős a gátlás, amit ha az épülő zivatar áttör, akkor hevesebbé válik. A konvektív hasznosítható potenciális energia nagysága erősen függ a levegő keverési arányától. Ennek ellenére magas CAPE

jelenléte még nem garantálja a zivatarok létrejöttét.

3.3. A WRF modell

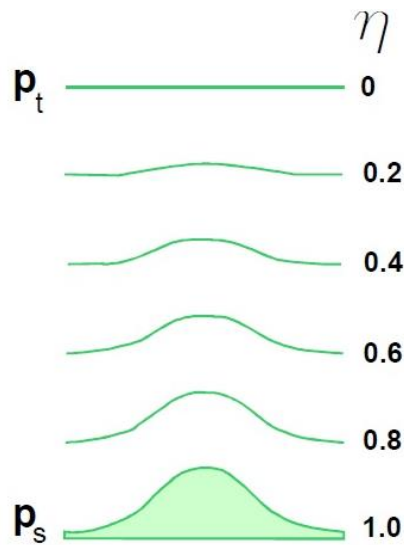
A szimulációkhoz az NCAR (National Center of Atmospheric Research) és NCEP (National Centers for Environmental Prediction) által kifejlesztett WRF (Weather Research and Forecasting Model) modell 3.4.1-es verziójával dolgoztam az ELTE Atlasz clusterén. A WRF a mezoskálájú, korlátos tartományú numerikus előrejelző modellek leggyorsabban fejlődő és legelterjedtebb tagja, hiszen forráskódja szabadon letölthető a világhálóról. Alapvetően két dinamikai alrendszerre van, a kutatási célokra használatos ARW (Advanced Research WRF), melyekben idealizált és valós eseteket, hurrikánokat és regionális klímaváltozásokat is vizsgálhatunk, továbbá az NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model), mely kevesebb opcióval bír, mint az ARW, az ETA modell továbbfejlesztett változata. Korlátos tartományú, mezoskálájú modell révén az 1000 km-es horizontális rácsfelbontástól akár az 1 km-ig is képes a légköri folyamatok vizsgálatára, viszont ilyen nagy felbontásban már ún. beágyazásra van szükség. Ekkor a modellterületen belül kijelölünk további kisebb részterületeket, ún. nesteket, így növelve a felbontást és csökkentve a leskálázásból adódó hibákat. Ezután két módja van a felbontott területek alkalmazásának, az egyirányú és a kétirányú visszacsatolási mechanizmusok használata. Előbbi esetben a beágyazott modell-terület folyamatai nem hatnak vissza a külsőre. Értelemszerűen a kétirányú lehetőségénél a számítások időtartama is jelentősen megnő.

A modell a főbb alapegyenletek integrálását végzi, a számítások egy része további kapcsolók közbeiktatásával módosítható (pl. időbeli integrálás típusa). A hidrotermodinamikai egyenletrendszer megoldása mellett almodelleket alkalmaznak, pl. a sugárzás-átvitel, felhőképződés, talaj-felszín kölcsönhatás és kémiai folyamatok modellezéséhez. Számos ilyen séma és azok opciói állnak rendelkezésünkre, a variációk száma megközelíti a több ezret.

A dinamikai egyenletek leírásában Euler-módszert alkalmaznak, és a légkör összenyomható. A modellben egy felszínkövető (4. ábra), a nyomás hidrosztatikus komponense alapján számított vertikális koordinátázást (η) (3) alkalmaznak, mely a következőképpen írható fel:

$$\eta = \frac{p - p_t}{p_s - p_t} \quad (3)$$

A vertikális szintvonalak követik a domborzatot, de a magasság növekedésével egyre jobban kisimulnak, mindaddig, míg elérik a legfelső szintet (p_t), ahol a nyomás már állandó lesz. A legalsó szintet (p_s) a domborzat határozza meg, így már könnyen belátható, hogy η értéke 1 és 0 között fog változni, a felszínen 1, míg a felső szinten zérus. A vertikális szintek száma állítható, a vizsgálati céltól függően 10–30, de akár 60 szint is használható.



4. ábra: Felszínkövető koordinátarendszer (Skamarock *et al.*, 2008).

A vertikális felbontás változtathatósága mellett az időlépcső hossza is széles intervallumon módosítható a modellbeállításoknál. Azonban minden esetben figyelembe kell vennünk a CFL-kritériumot (Courant–Friedrichs–Lewy), ami azt mondja, hogy a rácstávolság és az időlépcső hányadosának kisebbnek kell lennie, mint a leggyorsabban terjedő mozgásforma sebessége.

Futtatásaim során mikrofizikai sémának a Thomson graupel sémát alkalmaztam, amiben 6 hidrometeort különböztetünk meg: felhő-víz, hó, graupel, eső és a felhő jég két változata. A modellben ezek keverési aránya is elérhető a különböző nyomási szinteken (Hong & Lim, 2006).

A határréteg átkeveredési folyamatainak számszerűsítésére a YSU (Yonsei University) sémát használtam, ami a Richardson-szám segítségével határozza meg a szabad légkör kezdetének szintjét úgy, hogy egy kritikus értékhez köti azt. A séma a hő- és nedvességtranszportot nem csak a szomszédos szintek között engedi meg, hanem a

határreteg egész vertikális kiterjedésében (*Hong & Dudhia, 2006*).

A felszín és talaj fizikájának leírására a NOAA almodelljét használtam. Ez a talajban négy szintet különít el, amiben a hő- és nedvességáramok folynak, továbbá megkülönböztet fagyott földet és hóval fedett felszínt is. A vegetációt is több szintre bontja, így ott is nyomon követhetőek a fizikai, kémiai és biológiai folyamatok, mint például a párolgás (*Dudhia, 2001*).

A felszíni réteg a légkör legalsó része, ahol a turbulens áramok értéke közelítőleg konstans. Futtatásaimban a Monin-Obukhov hasonlósági sémát alkalmaztam, amiben a súrlódási sebesség és kicserélődési együtthatók értékének segítségével kiszámíthatóak a föld-légkör hő- és nedvességfluxusai (*Skamarock, 2008*).

A légkör dinamikai működéséhez az energiát a Napból jövő sugárzás biztosítja, így a sugárzás mennyiségének és változásának előrejelzése alapvető fontosságú. A bejövő rövidhullámú sugárzás leírására a Dudhia sémát alkalmaztam, ami megkülönbözteti a felhős és tiszta égboltot, és ennek függvényében alakul a szórás és az abszorpció. A visszavert hosszuhullámú sugárzás számszerűsítésére pedig az RRTM (**R**apid **R**adiative **T**ransfer **M**odel) transzfer sémát használtam (*Mlawer et al, 1997*).

Futtatásaimban kumulusz parametrizációt nem alkalmaztam, mivel a belső nest három km-es felbontása nem indokolja azt (*Dudhia, 2006*).

3.4. Modell szimulációk

A szimulációkhoz beágyazást használtam. A külső modellterület 9 km-es horizontális felbontású, lefedi a Kárpát-medencét, kb. az É.sz. 43°–51° és K.h. 12°–26° tartományon. A beágyazott modellterület (nest) felbontása 3 km, Magyarországot lefedő, az É.sz. 45,3°–49,8° és K.h. 15,6°–23,6° közötti területű. A külső modellterületre óránként, míg az ebbe ágyazott terület eredményeit félóránként írtam ki. Az így elkészített nyers, netCDF formátumú WRF output fájlok számos változót tartalmaztak 34 η vertikális szinten

A dolgozat készítése során a parametrizációs sémák több variációját tartalmazó szimulációkat végeztem, majd közülük a valós mérésekhez legközelebb állót választottam ki. Ezekkel a beállításokkal további négy szimulációt készítettem. Az első egy referencia-futtatás (REF), amelyben a WRF eredeti felszíni adatbázisát használtam. A talaj hatásának vizsgálatára a talaj eloszlást felülírtam a Digitális Kreybig adatbázissal, ezt a futtatást a

továbbiakban DKISIS néven említem. A CORINE adatbázissal pedig felülírtam a felszínhasználat eloszlását a modellterületen, a továbbiakban az új adatbázis nevét viseli ez a futtatás. A negyedik szimuláció esetén pedig mindkét adatbázis megváltoztatásra került (továbbiakban DKISIS-CORINE). A meteorológiai kezdeti- és peremfeltételek, valamint parametrizációs sémák mind a négy futtatáskor ugyanazok voltak.

3.5. A felszíni, statikus adatok kezelése a WRF modellben

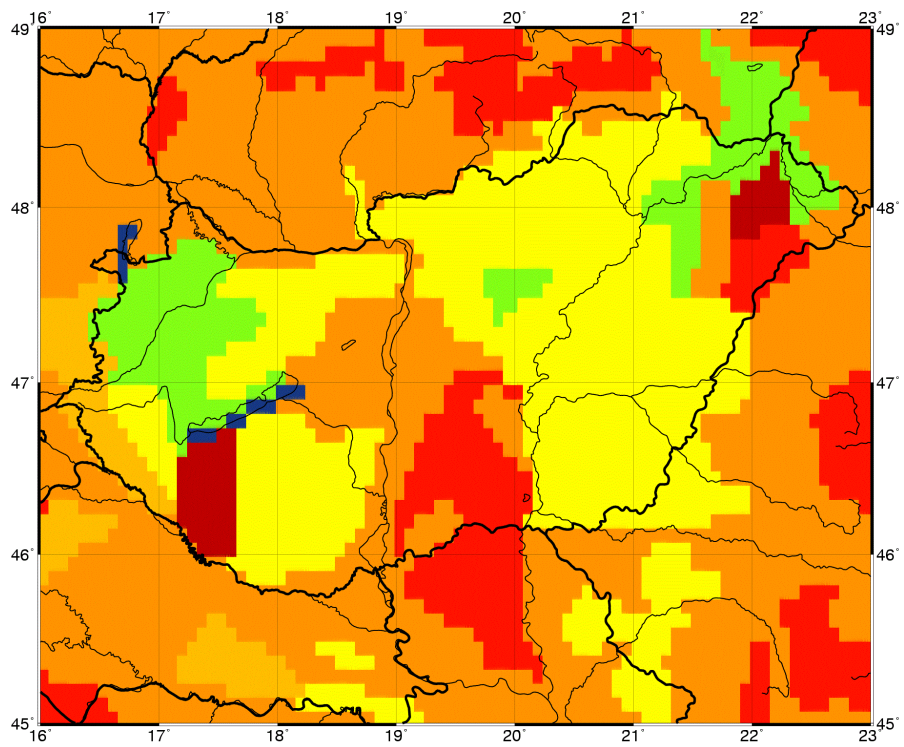
Dolgozatomban a szimulációk elvégzéséhez a WRF statikus adataiban hajtottam végre változtatásokat mind a talaj, mind pedig a felszínhasználat tekintetében. A modell a statikus adatokat bináris fájlokból olvassa, majd később felhasználva őket készíti el a modellterületet. Ezekben a bináris fájlokban vannak eltárolva a felszín és talaj kategóriák 30"-es felbontásban. Egy-egy fájl 10° x 10° területre vonatkozik, melyekben a kategóriák 1 byte-os egésként vannak eltárolva. Négy szimulációt készítettem, amiben először az eredeti beállításokat hagytam, majd vagy a felszínhasználat vagy a talajtextúra vagy mindkettő adatbázisát lecseréltem Magyarország területén. Az új talajtextúra és felszínhasználat eloszlást tartalmazó fájlok, melyekben koordináta és kategória található, azonban ASCII formátumban voltak elérhetők, így egy konverziót kellett végrehajtani. Az új bináris fájlokba a koordináták megfeleltetésével át kellett ültetni az új kategória számokat. Az új talajtextúra térbeli eloszlásának készítésénél a víz és szerves anyag kategóriákat a felszínhasználatból vett tó/folyó és lág kategóriák elhelyezkedésével egyeztettem. Erre a cserére a teljesség igénye és a pontosabb szimulációra való törekvés miatt volt szükség, ugyanis a kapott talajtextúra eloszlásban sem vízfelszínt, sem pedig lágos területet nem különítettek el.

4. Adatok

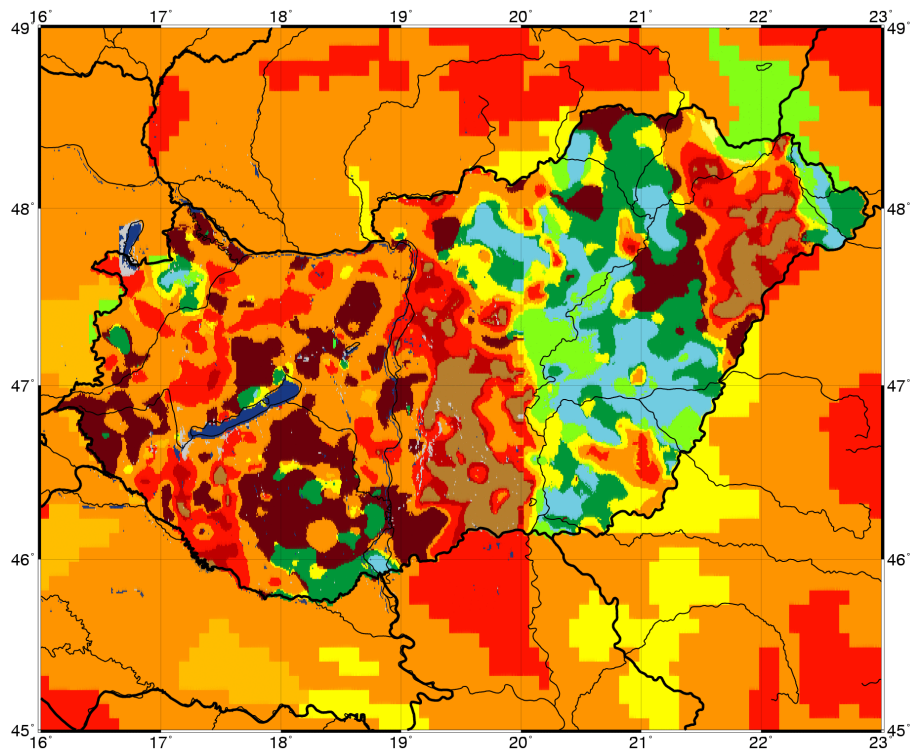
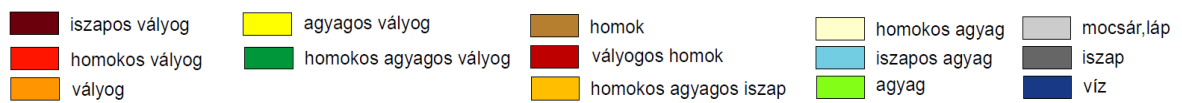
4.1. Talajtextúra eloszlás

A WRF modellben megtalálható talajtextúra eloszlása a FAO (Food and Agriculture Organization), míg az új az MTA TAKI (Talajtani és Agrokémiai Kutató Intézet) Digitális Kreybig adatbázisából (DKSIS, Digital Kreybig Soil Information System) származik (Pásztor *et al.*, 2010). A modellterületen a talajtextúra eredeti eloszlását az 5. ábra szemlélteti. A térképen az uralkodó talajtextúra a vályog és annak különböző változatai. Az ország 50%-át fedő agyagos vályog (1. táblázat) főként az Alföldön és elsősorban az ország nyugati felén helyezkedik el. A legnagyobb változást ez a textúra fogja szenvedni, a közel 45%-os csökkenésével. Vályoggal az ország középső területein találkozhatunk jelentősebb mennyiségben, ennek aránya a két eloszlásban közel azonos marad, de elhelyezkedése már jóval kiegyenlítettebb. Agyag textúra az ország északnyugati részén, azon belül is a Kisalföldön és az Alpokalján jelenik meg, de foltokban megtalálható északkeleten és a Mátra déli lejtőin is. Mennyiségének csökkenése nem jelentős (10%), de elhelyezkedésében nagy változás mutatkozik, területének nagy százaléka áthelyeződik az Alföldre. A Duna-Tisza közének déli részét homokos vályog tölti ki, mely az új eloszlásban csaknem teljesen elenyészik, helyette a homok textúra jelenik meg. Vályogos homokkal a Somogyi-dombságban találkozhatunk még jelentősebb mennyiségben és az ország legkeletibb csücskében. Ennek mennyisége nem, de elhelyeződése változik, a dunántúli „cella” áthelyeződik a Kiskunság területére.

Az új DKSIS eloszlást a 6. ábra szemlélteti. A két adatbázis eloszlása közötti különbség egyértelmű. Míg az eredeti alig tagolt, kevés különböző talajtextúrát felsorakoztatva, addig az új már nagyobb felbontásban, több talajtextúráról ad információt a modellterületen. Az ország nyugati területein túlnyomórészt a vályoggal és annak különböző változataival találkozhatunk: homokos illetve iszapos vályog, előbbi 13%, míg utóbbi 16%-os területarányal. Az ország középső területein a homok az uralkodó 6%-ával, továbbá a vályoggal különböző mennyiségben kevert változatai: vályogos homok illetve homokos vályog. A legkeletibb csücskében az országnak szintén ezek a talajtextúrák a legmeghatározóbbak. A homokos területek által körülzárt terület meghatározó textúrája az agyag, az iszapos agyag (9%) és kisebb mennyiségben a vályog itt is előfordul.



5. ábra: A FAO talajtextúra eloszlás Magyarország területén.



6. ábra: A DKSIS talajtextúra eloszlás Magyarország területén.

Talajtextúra adatbázis	FAO területarány (%)	DKSIS területarány (%)	Változás
homok	0	6,11	6,11
vályogos homok	4,35	4,32	-0,02
homokos vályog	7,59	13,71	6,11
iszapos vályog	0	16,64	16,64
iszap	0	0,011	0,011
vályog	19,74	23,82	4,08
homokos agyagos iszap	2,62	1,67	-0,94
homokos agyagos vályog	0	11,75	11,75
agyagos vályog	51,14	6,78	-44,35
homokos agyag	0	0,12	0,12
iszapos agyag	0	8,69	8,69
agyag	13,74	4,53	-9,20
mocsár láp	0	0,62	0,62
víz	0,80	1,16	0,36

1. táblázat: A talajtextúra relatív eloszlása Magyarország területén.

4.2. Felszínhasználat eloszlás

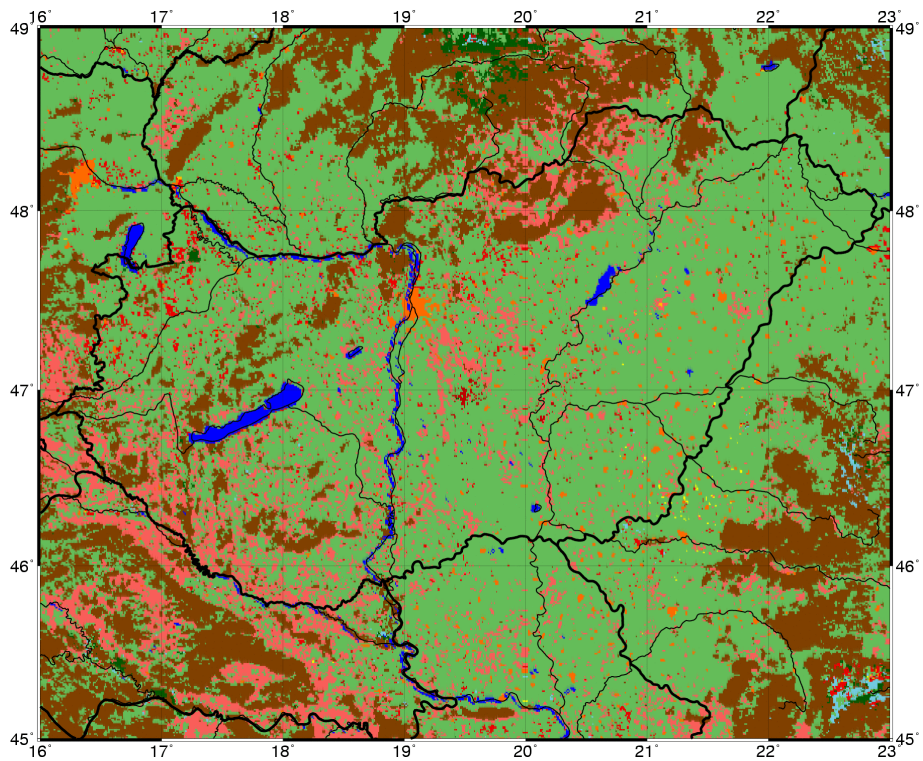
A felszínhasználat eredeti, USGS (United States Geological Survey) eloszlását a 7. ábra, míg az újat a 8. ábra szemlélteti. A talajtextúra térképekkel ellentétben itt a változás nem olyan szembetűnő. Az új térképhez szükséges kategória besorolásokat a CORINE 2000-es felszínborítási adatbázisából töltöttem le. A CORINE 30''-es felbontásban, műholdképek alapján készült, vektoros felszínborítási térképei az Interneten hozzáférhetőek, és előzetes regisztráció után kutatási céllal szabadon felhasználhatóak.

Az eloszlásokat tekintve mind a CORINE-ben, mind az USGS-ben a legnagyobb százalékban az öntözés nélküli legelő illetve szántó képviselteti magát (2. táblázat), ez a terület 2/3-át teszi ki elszórtan az egész országban. Ez a felszíntípus fogja a legnagyobb változást szenvedni. Jelentős mennyiségben található meg (20%) széles levelű lombhullató erdő a területen, mely főként a hegyvidékek vonulatait borítja. Az eredeti eloszlásban a szántó, fás mozaikterület az ország egytizedét borítja, az Északi-középhegység területén, elszórtan az Alföldön és az ország délkeleti határvonalánál, majd a cserét követően ez a felszín szinte teljesen eltűnik a térképről. A beépített területek aránya is megnövekedett az új eloszlásban. Az eredetivel ellentétben a nagyobb városok, mint például Budapest, Bécs és Pozsony jobban kivehetőek és területük is többszörösére növekedett. További kisebb városok is nagy számban fordulnak elő a területen. A tartomány 1%-át borító víz helyét és mennyiségét tekintve állandó, koncentrálódva a Balaton, Fertő-tó és Tisza-tó területére. Az új adatbázis adatai szerint megjelenik a mocsár kategória, mely a tavak határvonalai körül

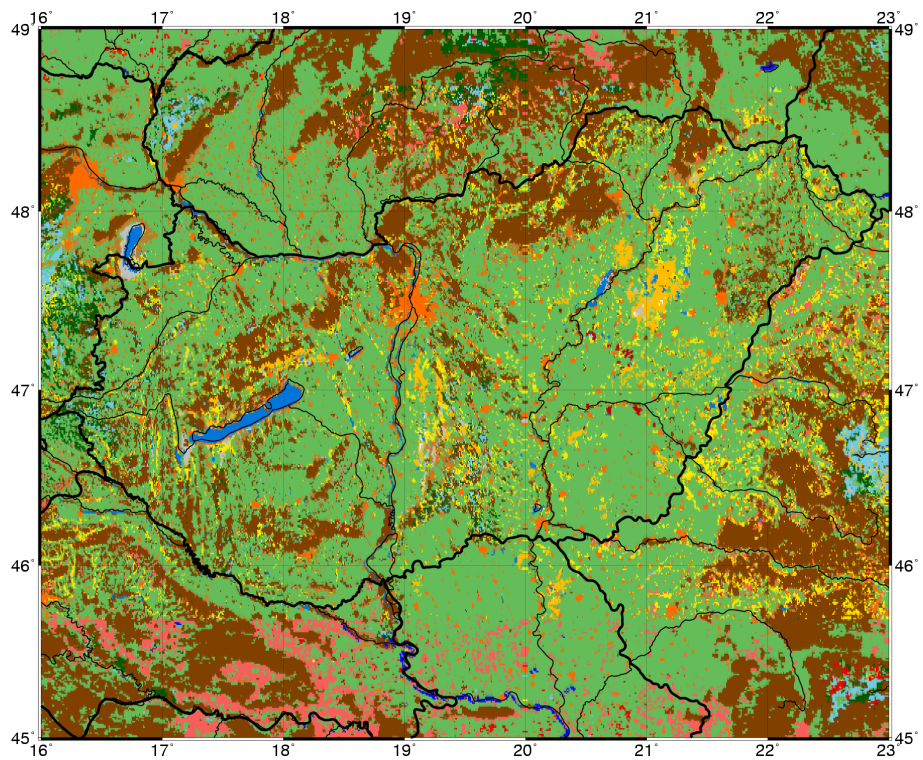
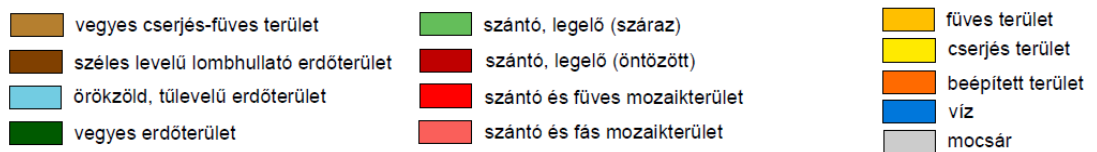
figyelhető meg. A 2%-nyi szántó és füves mozaikterület az új adatbázisban már teljesen elenyészik. Mint teljesen új felszín típus, a cserjés az ország 6%-át fogja borítani, elsősorban a hegyvidékek és a Duna-Tisza köze területén. Az új eloszlás részletesebb képéhez az örökzöld tűlevelű, a vegyes erdő, füves terület és a vegyes cserjés füves terület ad járulékot. Örökzöld tűlevelű erdő az ország keleti felén jelenik meg, továbbá nem az ország területén, de kiemelkedő mennyiségben Románia területén. Füves területtel az új térképen koncentráltabban az Alföld északkeleti régiójában találkozhatunk, míg vegyes cserjés füves terület a Duna-Tisza közének síkságait borítja.

Felszínhasználat adatbázis	USGS területarány (%)	CORINE területarány (%)	Változás
beépített terület	1,36	5,06	3,70
szántó legelő (száraz)	66,88	56,57	-10,31
szántó legelő (öntözött)	0,16	0,07	- 0,08
szántó/füves terület mozaik	1,67	-	- 1,67
szántó/fás terület mozaik	11,38	2,27	- 9,11
füves terület	0,03	1,53	1,50
cserjés	-	6,16	6,16
vegyes cserjés-füves terület	-	1,92	1,92
széles levelű lombhullató erdő	16,98	21,26	4,28
örökzöld tűlevelű erdő	0,13	1,45	1,32
vegyes erdő	0,24	2,01	1,77
víz	1,14	1,08	- 0,06
mocsár	-	0,61	0,61

2. táblázat: A felszínhasználat relatív eloszlása Magyarországon területén.



7. ábra: Az USGS felszínhasználat eloszlás Magyarország területén.



8. ábra: A CORINE felszínhasználat eloszlás Magyarország területén.

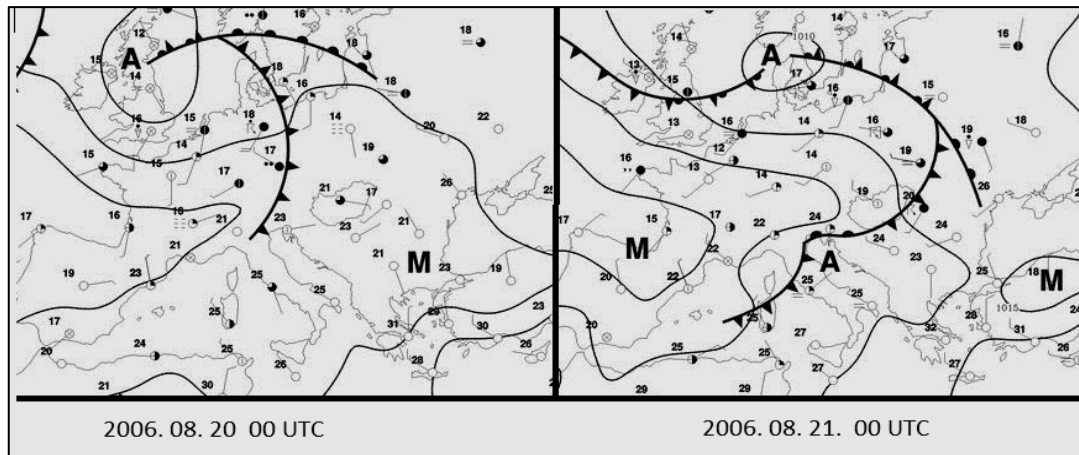
4.3. Meteorológiai adatok

A szimulációk készítéséhez a meteorológiai adatokat az ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) időjárás előrejelző modellből vettem, melynek horizontális felbontása 15' volt. Az értékek 3 óránként álltak rendelkezésre 12 vertikális szinten. A fájlok tartalmazzák a horizontális és vertikális szélsősebesség komponenseket, a specifikus és relatív nedvességet, a geopotenciális magasságot, a felszíni hőmérsékletet és a nyomást a felszínen. A talajközeli változók közül a kétméteres hőmérséklet, a harmatpont és a szélsőbességek 10 méteren szükségesek. A talaj állapotát leíró talajnedvesség és hőmérséklet négy talajrétegben adott.

4.4. Időjárási helyzet

A szimulációim elkészítéséhez a 2006. augusztus 20-i időjárási helyzetet vettem alapul, ugyanis ezen a napon minden időjárási körülmény kedvező volt ahhoz, hogy a konvektív csapadékot vizsgálni tudjuk Magyarország területén. Európa időjárását már több napja egy nagykiterjedésű fejlett ciklon határozta meg, amely termikusan és dinamikusan is aktív volt, mivel északnyugati és délkeleti csücske között 10 fokos hőmérsékleti különbség alakult ki. A ciklon hidegfrontja mögött gyorsan emelkedő légnyomás orrszerűen előrenyomuló magasnyomású mezőt alakított ki, amely erős hidegfrontra utalt (Horváth, 2006). Az 500 hPa-os szinten kialakuló 25 m/s-os szél és a néhány fokos hideg advekciónak hatására a konvektív instabilitás tovább növekedhetett. 300 hPa-ig a szél sebessége tovább emelkedett, mutatva a jet stream jelenlétét a Kárpát-medence felett. A zivatarok kialakulásának kedvező volt továbbá a hőmérséklet napi menetének hatása is, hiszen a zivatar a délutáni órákban érte el a Kárpát-medence területét, amikor is a felmelegedés a legnagyobb volt.

A hidegfront 16 UTC-kor lépett be az országba és 21-én 00 UTC- kor már el is hagyta azt. Hatására az országban a lehullott csapadék mennyisége a csapadéknym és 17 mm között változott, míg a maximum hőmérséklet 28°C és 34°C között alakult. A hidegfront nyomán kisebb lehűlés következett.



9. ábra Időjárási helyzetkép a vizsgált napon.

4.5. A felszínhasználat és talajtextúra eloszlásának hatása

Minden felszín illetve talajtípus rendelkezik egy sajátos mikroklímával, ami a légkör legalsó, úgynevezett talaj menti határrétegében jellemző, ahol a talaj-felszín-légkör kölcsönhatások a legerősebbek. Ez az egyedi klíma függ a talaj fizikai féleségétől és annak nedvességtartalmától, illetve a különböző felszínek sugárzási egyenlegre történő befolyásától. A következőkben röviden áttekintem a felszínhasználat és talajtextúra változásának hatását az energia egyenlegre.

Albedó

A felszínre lejutó globálisugárzás egy részét a felszín elnyeli, másik részét a hullámhossz változása nélkül visszaveri a légkörbe. Ezt az arányt fejezi ki a felszín albedója. Az albedó függ a felszín színétől és érdességétől, és évszakos változásokat mutat. Értéke 0 és 1 között változik és minél nagyobb, annál kevesebb sugárzást nyel el, ezzel csökkentve a rendelkezésre álló energiát. A földfelszíni növényzet albedója jellemzően 0,15 és 0,25 között változik.

Emisszivitás

Az emisszivitás adott felszín sugárzás kibocsátó képességének leírására szolgáló fogalom. Megváltozása az egyes felszínek esetén befolyásolja a visszavert hosszuhullámú sugárzási egyenleget, és ezáltal akár a teljes sugárzási egyenlegre hatással lehet. Ez a változás a felszín hőmérsékletének módosulását eredményezheti.

Evapotranszpiráció

A párolgás az a folyamat, amikor a folyékony halmazállapotú víz, fázis átalakulási hő jelenlétében, gáz halmazállapotúvá alakul. Az evapotranszpiráció ennél összetettebb, a talajról, vízfelszínről és a növényzet szöveteiből egyidejűleg a légkörbe jutó vízgőz mennyiség átalakulását írja le. Értékét jelentősen befolyásolják a különböző felszínek, azok hőmérséklete és nedvességtartalma, a beérkező napsugárzás és a szélesebbesség. Mértéke emiatt a különböző területek felett máshogy alakul, és ezt figyelembe kell venni a meteorológiai modellek kialakításakor is.

Talajnedvesség

A talaj nedvességét alapvetően meghatározza az adott talaj fizikai félesége, amelybe a szemcse méreteloszlása alapján történik a besorolás. A különböző talajtextúráknak így eltérően alakulnak a hidraulikus tulajdonságai, például az, hogy mennyi nedvességet tudnak megkötni. Mérettartományuk alapján három fő frakciót különböztetünk meg: homok, iszap/por illetve agyag. E frakciók segítségével kategorizálják a talajtextúrákat.

A nagyobbbrészt agyag frakciójú talajok szemcsemérete 0,002 mm-nél kisebb, az így kialakult nagy belső felület miatt sok víz visszatartására képesek: 350–450 mm, 1 m mély szelvényre vonatkoztatva. A viszonylagos vízbőség miatt tartósan intenzíven párologtatnak, feltéve, ha elegendő benne a nedvesség (Szász, 1988).

A jellemzően iszap/por frakcióval rendelkező talajtextúrák már kevesebb víz visszatartására képesek. Szemcseméretük 0,1–0,002 mm-ig terjed.

A homok textúra szemcsemérete 2–0,1 mm-es tartományban mozog. Kis belső felületük miatt a nehézségi erő ellenében kevés vizet tudnak megkötni, 150–250 mm magasságú vízoszlopot 1 m vastagságú szelvényben (Szász, 1988).

Az elmondottak alapján tehát a talaj fizikai félesége meghatározza a megköthető talajnedvességet. A talajban lévő nedvesség alapvető befolyással van a felszíni párolgás mértékére, így nagyobb nedvesség esetén a párolgás is nagyobb. A szárazabb talajok felett kisebb lesz a párolgás mértéke és ezáltal a hőmérséklet magasabb, hiszen így a rendszertől kevesebb hőt von el az evaporáció folyamata.

5. Eredmények

Dolgozatomban a 4 különböző felszínhasználat és talajtextúra területi eloszlással készült szimuláció eredményét hasonlítom össze többféle, a konvektív csapadékot befolyásoló mennyiségek alapján. A kétméteres hőmérséklet, a határréteg magasság, a látens hő és a csapadék értékek rendelkezésemre álltak a WRF-ből nyersen elkészülő adatokból, azonban a konvektív gátlás (CIN) és konvektív hasznosítható potenciális energia (CAPE) mezők készítéséhez további számításokat végeztem a WRF utófeldolgozó programcsomagjával. Az egyes változók időbeli és térbeli átlagolásaihoz és különbségképzésükhöz FORTRAN programot írtam. A szimulációk számos további változót tartalmaztak, melyeket felhasználtam az eredmények kiértékelésénél.

5.1. Hőmérséklet, látens hőáram

A hőmérséklet és látens hőáram napi menetének jellemzője, hogy a maximum értéküket a kora délutáni órákban érik el, előbb a látens hő, majd közelítőleg egy órával később a hőmérséklet. Ennek oka, hogy a hőmérséklet turbulens átkeveredéséhez a légkörben idő szükséges. A kiértékelt eredmények alapján a látens hő 12 UTC-kor érte el maximumát, míg a hőmérséklet 13:30 UTC-kor. A szimulációk közötti különbség mégsem ezekben az időpontokban volt a legnagyobb. A 10. ábrán ábrázolt különbségmezők a 12:30 UTC-i állapotot mutatják, amikor a hőmérséklet 14°C és 34°C között változott. A látens hőáram értékei pedig 0 W/m^2 és 241 W/m^2 között alakultak, átlagban pedig 266 W/m^2 volt.

A 11. ábrán látható, hogy a referenciafuttatáshoz képest hogyan változtak a különbségek a nap folyamán. A talajtextúra cseréjét követően hőmérsékletcsökkenés történt a modellterületen, amit a 11b. diagram és a 10b. ábra pozitív értékei mutatnak. A területileg átlagolt hőmérséklet csökkenés maximuma $-0,15^{\circ}\text{C}$ körül alakult, amit a kora esti órákban ért el, a nappali órákban ez az érték $-0,05^{\circ}\text{C}$ és $-0,15^{\circ}\text{C}$ körül volt. A látens hőáram változása fordítottan történt, tehát a hőmérséklet csökkenésével az növekvő tendenciát mutatott, így a területen negatív értékek figyelhetők meg. Az átlagos különbség maximuma -7 W/m^2 volt a kora délutáni órákban, a nap folyamán ez a változás átlagban $-2,5 \text{ W/m}^2$ volt.

A talajcserét követően a látens hő értékei nőttek a Duna-Tisza közének területén, a Kisalföldön és a Nyírség területén. Ennek oka, hogy a módosult talajok hidraulikus tulajdonságai is változtak és ezáltal kevesebb nedvességet tudtak megkötni, így a párolgás is intenzívebbé válhatott. A Kisalföld agyagos talaja homokos vályogra illetve vályogra lett cserélve, a Kiskunság homokos vályoga pedig homokra. Mindkét esetben a látens hő értékének növekedése figyelhető meg 20–40 W/m²-rel, a Körös vidéki csökkenéssel ellentétben, amely közelítőleg -10 W/m² volt. Ott a talajváltozás hatására már több nedvesség tudott a talajban maradni, így csökkenhetett az evaporáció.

A látens hő változásával párhuzamosan, de azzal ellentétesen a hőmérséklet is változott. Párolgás során a rendszer hőt von el a környezettől, aminek eredményeként hűlés következik be. A 10b. ábrán az intenzívebb párolgású területek felett a hőmérséklet csökkenése volt megfigyelhető, például a Duna-Tisza közén, ahol ez a változás közelítőleg 1°C.

A felszínhasználat cseréjének következtében a modellterület kisebb mértékű melegedése következett be 0,2°C-os maximummal, amelyet a 11b. diagram mutat. A hőmérséklet értékek növekedése a látens hőáram csökkenésével magyarázható, amely a diagramon átlagban 3 W/m² körül alakult.

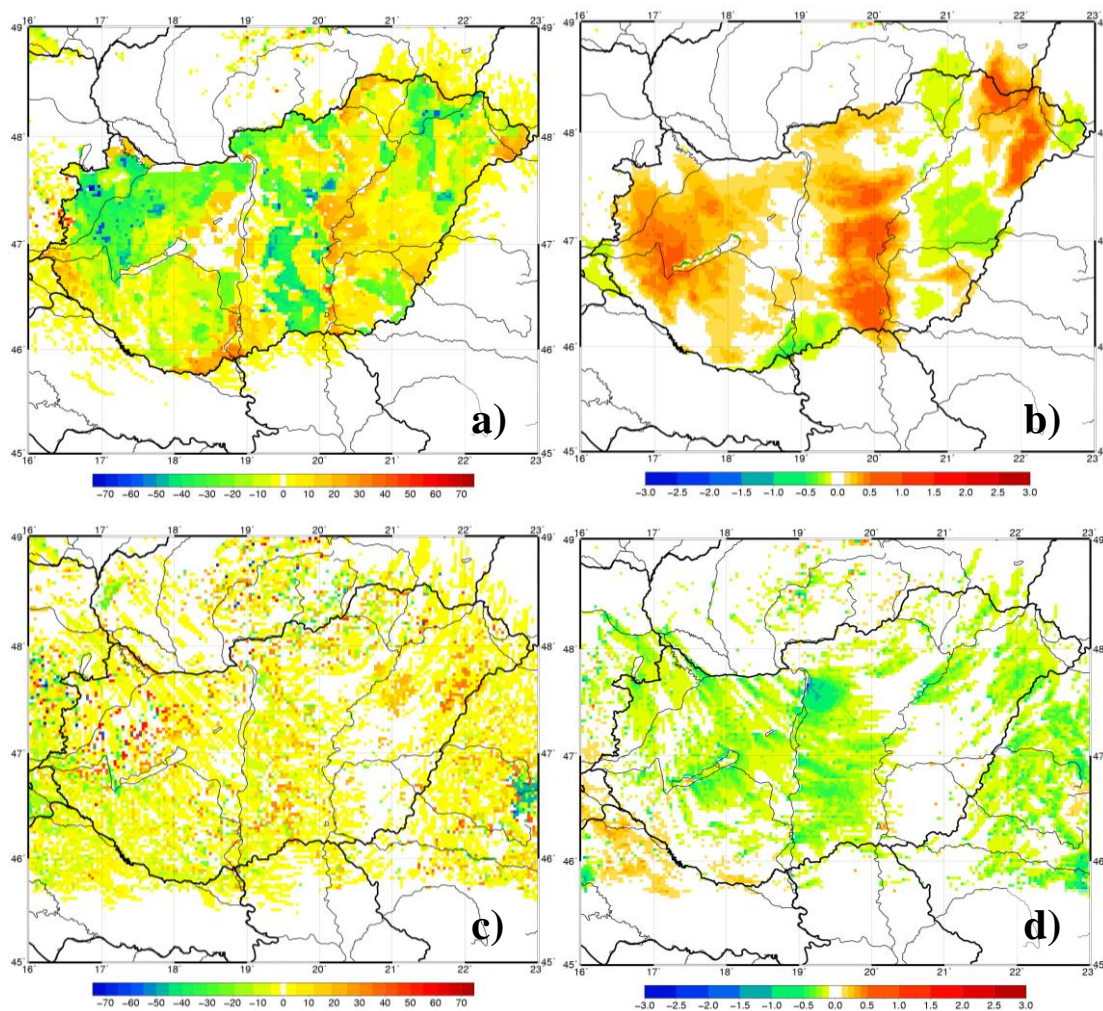
A 10c. ábra a felszínhasználat változásának nyomán bekövetkezett párolgás kismértékű, 10–15 W/m²-es csökkenését mutatja, ami az ország szinte egész területén megfigyelhető. Ennek oka, hogy vegetáció paramétereiben változás történt. A Duna-Tisza közének területén a száraz típusú szántó és legelő átalakult kis százalékban füves illetve nagyobb részben cserjés területté. Ekkor az albedó 0,1-del csökkent a maximum növényborítottság csökkenése miatt. A sztóma-ellenállás tízszeresére növekedett, ami a párolgást nagyobb mértékben gátolja, továbbá a levélfelületi index is kétharmadára csökkent, 5,7 m²/m²-ről 3,5 m²/m²-re. Ezeken a területeken a hőmérséklet emelkedése figyelhető meg 0,5–1°C-kal. A piros és narancssárga foltok elszórtan a látens hő növekedését mutatják, ami 20–60 W/m² között alakult a referencifuttatáshoz képest. Ilyen terület például a Balatontól északra fekvő Dunántúli-középhegység. Itt a módosítás után széles levelű lombhullató erdő közé bekelődött füves területek változtatták a párolgás mértékét. Ezeken a területeken a sztóma-ellenállás 100 s/m-ről 40 s/m-re csökkent, ami a növények párologtatását növelhette, a fényhasznosítási együttható 30-ról 100-ra nőtt. A levélfelületi index csökkenése nyomán pedig az albedó emelkedett.

A beépített területek látens hőáramra és hőmérsékletre gyakorolt hatása a kora esti órákban érte el maximumát, ekkor előfordult például Budapest területe felett a párolgásban

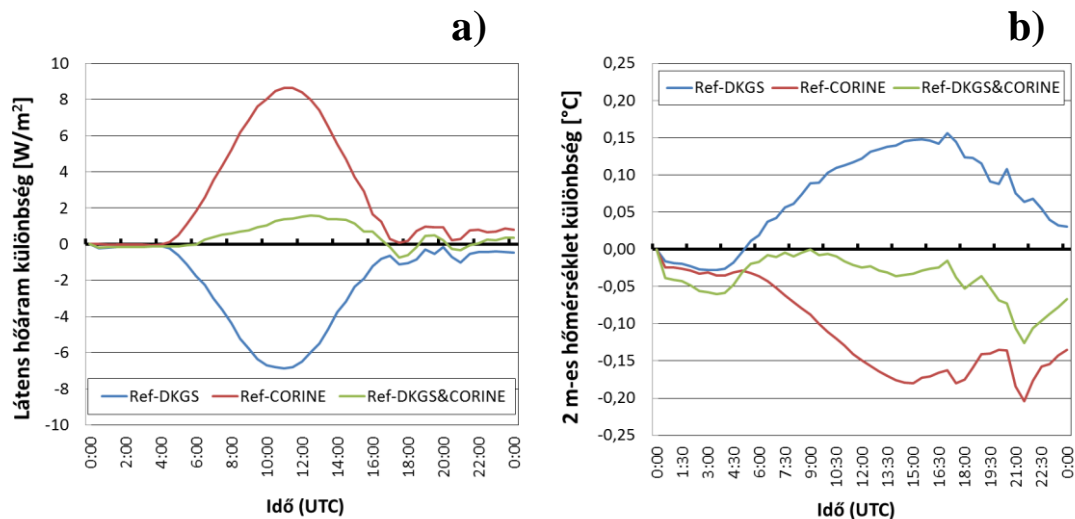
60–70 W/m²-es csökkenés és ennek nyomán akár 2,5–3°C-os hőmérsékletemelkedés. Ez a változás mind a CORINE, mind a DKSIS&CORINE szimulációban megjelent (nem ábrázoljuk).

A DKSIS&CORINE szimulációnál a változások mindkét esetben a DKSIS vonalához futnak közelebb, hiszen annak területi és időbeli átlagban a változása nagyobb mértékű, a hőmérséklet esetében ez a különbség 0,05°C volt, míg a látens hőnél 0,5 W/m². A hatások kiegyenlítődték a CORINE és DKSIS szimulációkhoz képest.

Mind a négy szimuláció esetén megfigyelhető, hogy a változások területi elhelyezkedése az Alföldön az egész nap erős nyugatias áramlás hatására keletebbre, a nyugati országrészben pedig az erős északi szél következtében délebbre helyeződött, mint a felszín- illetve a talajmódosítás helye.



10. ábra: A látens hőáram és a 2m-es hőmérséklet különbsége a) b) a REF-DKSIS, c) d) REF-CORINE futtatások esetén 2006.08.20-án 12:30 UTC-kor.



11. ábra: A Magyarország területére átlagolt a) látens hőáram b) 2m-es hőmérséklet napi menetének különbsége 2006.08.20-án.

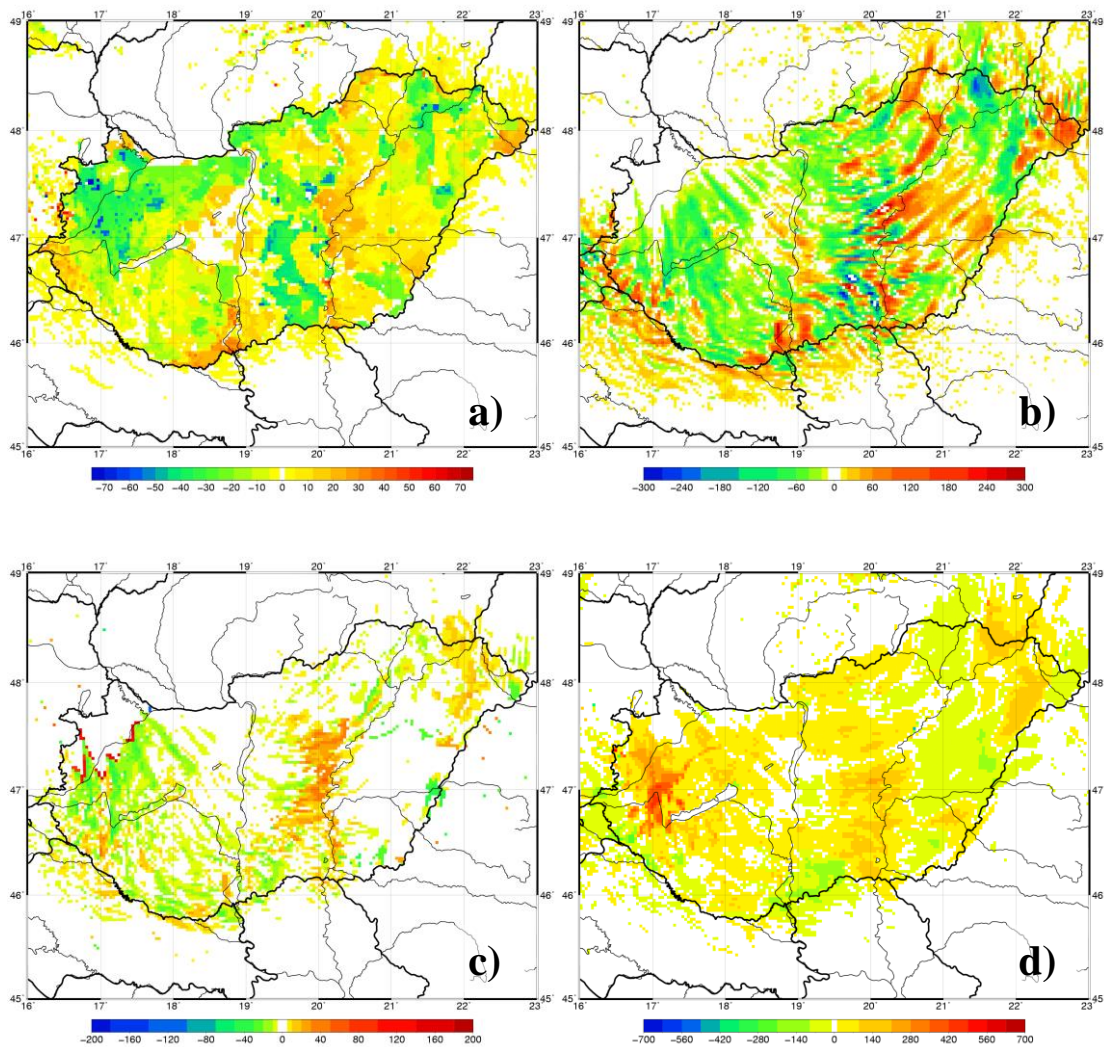
5.2. A felszín hatása a légköri folyamatokban

A 12. ábra a 10. ábrához hasonlóan a 12:30 UTC időpillanatban mutatja a referenciafuttatás és a DKSIS szimuláció közötti hőáram, konvektív hasznosítható potenciális energia, konvektív gátlás és határréteg magasság különbségeket. Az előzőkben már kiemelt területek, ahol a látens hőáram valamely változást szenved, erős kapcsolatba állítható a konvektív hasznosítható potenciális energia változásával. Azokon a területeken, ahol a párolgás mértéke növekszik, nő a CAPE is, de az áramlás hatására ez kicsit keletebbre helyeződik. A Kiskunság és Nyugat–Dunántúl feletti látens hő többlet következtében nőtt a keverési arány a légkörben, ami a CAPE növekedését okozta mindkét területen 100–200 J/kg-mal. A párolgás csökkenésével a CAPE is csökken, illetve zérussá válik, mint például a Kisalföld területén, ahol így a különbségek is nullához tartanak. A száraz levegő beáramlása a konvektív hasznosítható potenciális energiát teljesen felemészti ezeken a területeken. Az ország legkeletibb csücskéhez tartozó 20–30 W/m²-es látens hő csökkenéshez 100–150 J/kg-os fogyás tartozik.

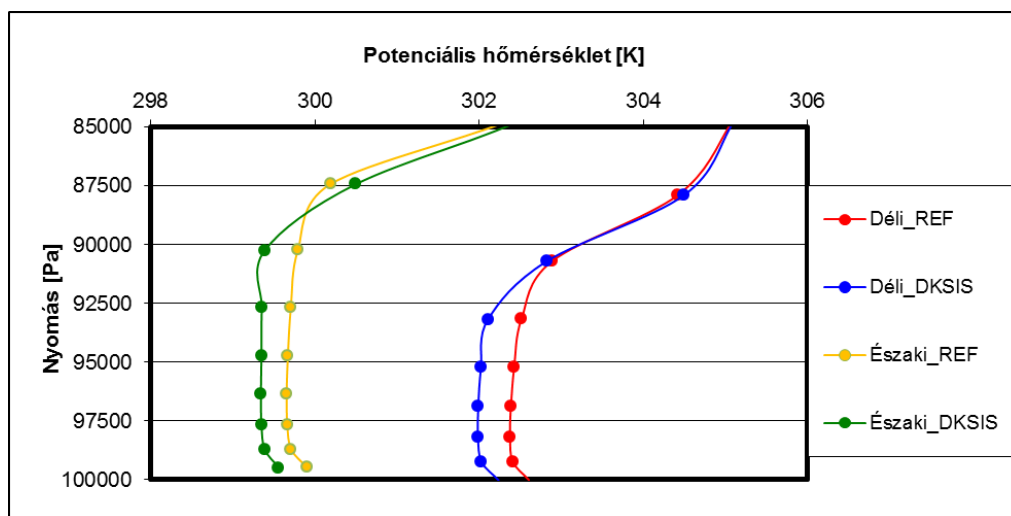
A konvektív gátlás a CAPE-val általában párhuzamosan változik, tehát ahol a látens hőáram nő, ott a CIN is. Azonban a 12c. ábrán a konvektív hasznosítható energiával ellentétben a konvektív gátlás nem egységesen változott a területen. Mivel a CIN negatív, ezért ahol a különbség a két futtatás között a térképen negatív értéket vesz fel, ott a konvektív gátlás csökken. A Dunántúl területén felvett negatív mennyiségek (-20 – -40 J/kg) tehát a CIN csökkenését jelentik. Ez a csökkenés a nagyobb nedvességgel és a kisebb hőmérséklettel magyarázható, ami kedvezőbb helyzetet teremt a gomolyfelhők kialakulásának. A Kiskunság területén ezzel ellentétben a légkörnek több energiát kellett

befektetnie, hogy áttörje a gátlást, hiszen ott a CIN abszolút értékben nagyobb lett, 20–40 J/kg-mal. Ugyanakkor az új CIN még elég volt ahhoz, hogy ha a kényszer felszakítja, akkor hevesebb zivatart okoz, ezt a CAPE nagy értékei is mutatják.

A potenciális hőmérséklet vertikális profilja alapján információt kaphatunk a légkör stabilitásáról. A vizsgálat során két kiválasztott pontra készült vertikális profil annak alakulásáról, amit a 13. ábra szemléltet, továbbá a 12d. ábra a határréteg területi változását mutatja 12:30 UTC-kor a modellterületen. A változás itt sem konzisztens a korábban említett két terület között. Habár a Kiskunságon és a nyugat dunántúli területeken a párolgás és szenzibilis hőáramok nagysága közel megegyezett, a határréteg magasságának változása nem. A dunántúli területen 400–450 méterrel csökkent a magassága, a Duna-Tisza közén csupán 100 méter körüli ez az érték. Ez a jelenség a nyugati országrészben az ott létrejött szélnyírás miatt alakult ki. Az alsó szinteken 3–4 m/s-os északi szél fúj, míg a határréteg tetején, illetve annak környezetében közelítőleg 1200 méteren azonos erősségű déli szél. A látens hőáram növekedésével a felszín és a határréteg hőmérséklete kisebb lett (13. ábra). Azonban mivel a felszíni tulajdonságok módosítása a határrétegen kívül alig van hatással a légkörre, ezért a magasban a hőmérséklet változatlan maradt. Ennek következtében, ahogyan a potenciális hőmérséklet profiljából is leolvashatjuk, a határréteg teteje alacsonyabb lett. A görbe meredekségének hirtelen megváltozása kijelöli a határréteg magasságát. Az 13. ábrán a dunántúli pont esetén, amit északi pontként említünk, leolvasható a határréteg magasságának csökkenése, referencia esetben (sárga vonal) a görbe meredekségének változása 875 hPa-os szinten, míg DK SIS során (zöld vonal) 900 hPa-on történt. A Kiskunság területén felvett tetszőlegesen kiválasztott ponton, melyet a továbbiakban déli pontnak nevezünk, a határréteg 100 méteres csökkenését figyelhetjük meg. A görbék meredekségének változása itt sem esik egy szintbe, referencia esetben közelítőleg 905 hPa-on, míg módosított esetben 930 hPa-on történt. A 13. ábráról elmondható továbbá, hogy a két kiválasztott pont esetében mind a referencia, mind a módosított szimulációban a déli pont határréteg magassága helyezkedett el alacsonyabban. A 12d.-n a Tiszántúlon kialakult negatív tartományú területen a határréteg vastagabb lett, ami a látens hő csökkenésével és ezáltal 0,5–1°C-os hőmérséklet-növekedéssel magyarázható.



12. ábra: A a) látenshőáram b) CAPE, c) CIN, d) határréteg magasság különbség a referencia és talaj (REF-DK SIS) futtatások között 2006.08.20-án 12:30 UTC-kor.

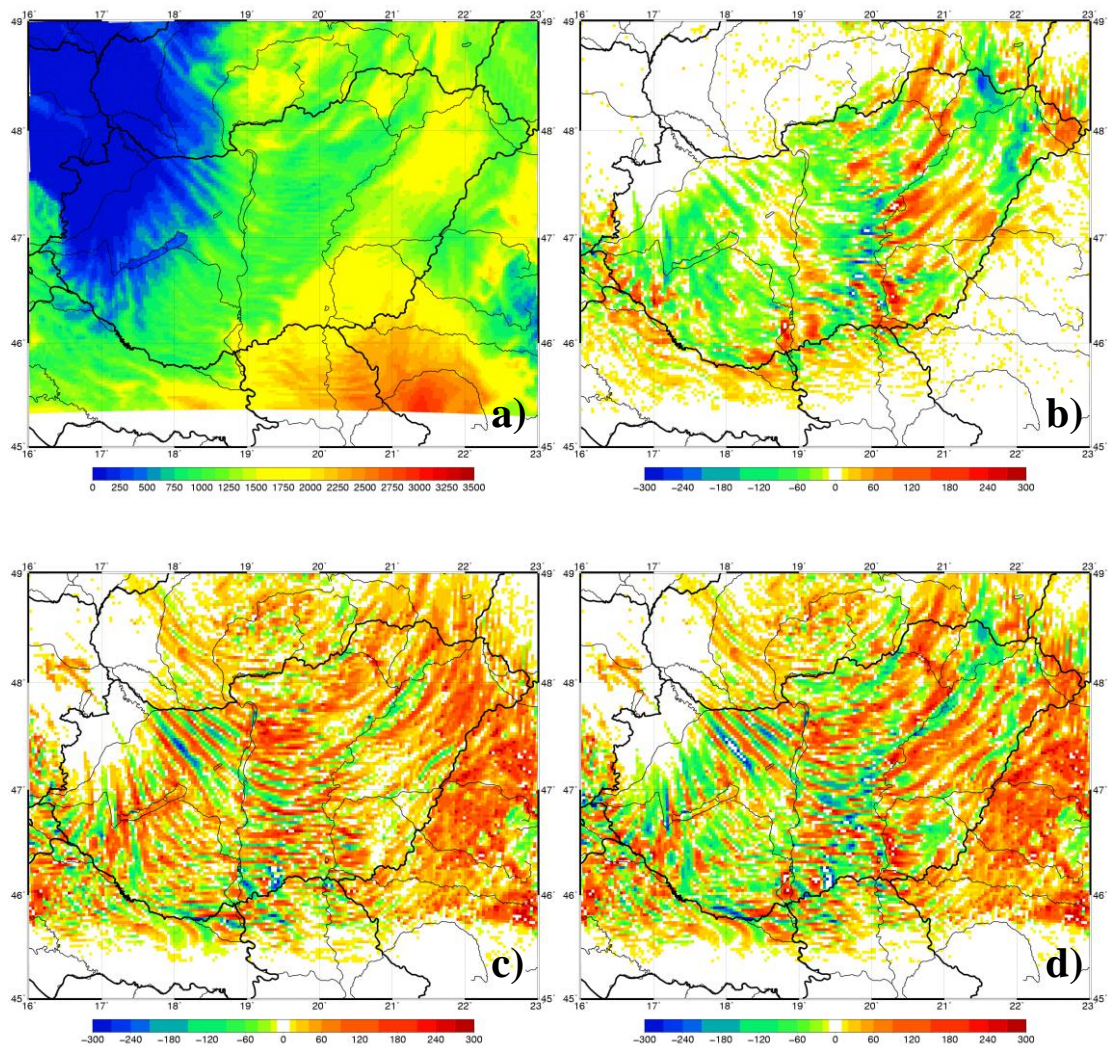


13. ábra: A potenciális hőmérséklet vertikális profilja két kiválasztott rácspontban (Kiskunság területén: déli; Dunántúlon: északi) a referencia és DK SIS futtatások során 12:30 UTC-kor

5.3. A konvektív hasznosítható potenciális energia

A következő ábraszorozaton a konvektív hasznosítható potenciális energia referencia és a hozzá tartozó különböző futtatások különbség térképei láthatóak 12:30 UTC időpillanatban. A referencia futtatás értékei Magyarország területén 0–750/2000 J/kg értékek körül alakultak ebben az időpontban. A Kisalföld területén a délután órákban érkező front előtt haladó szárazabb és hidegebb levegő hatására a felszálló légrézre ható potenciális energia értéke zérus lett. Ez a folyamat mind a négy futtatásban hasonlóan alakul, így a különbség is zérusnak adódik. A 14b. és 14c. ábra alapján elmondható, hogy a DKISIS szimuláció során a CAPE értéke növekedett, míg a CORINE szimuláció során csökkent. A maximum és minimum értékek azonosan alakultak (-240, 240 J/kg) mindkét esetben. Elmondható továbbá, hogy a 14b. ábrán a változás átlagosan -60 – -80 J/kg között alakult, ellentétben a 14c. ábrán, ahol ez 120–160 J/kg volt. A DKISIS referenciához viszonyított különbség mezőjén kivehetőek a talajtextúra eloszlás változásának nyomai, míg a 14c. ábra jóval egységesebb képet mutat, melyen kivehető az áramlási iránya is. A legkiemelkedőbb módosulást a Duna-Tisza közének változása mutatja, ahol a csökkenés Magyarország területén felvett maximum (240 J/kg) illetve akörüli értékeket vesz fel, ez a folyamat a látens hő csökkenésével magyarázható. Ez a tendencia mondható el a balaton-felvidéki területekről is.

A DKISIS&CORINE szimuláció esetében a változás abszolút értékben nem haladta meg az előző futtatások esetén felvehető maximális értékeket, vagyis a 240 J/kg-ot. Elmondható, hogy egy-egy területen a talajtextúra szerepe erősebben érvényesült, továbbá előfordulnak olyan területek, ahol a két szimuláció folyamatai felerősítették egymást, ilyen terület például a Körösök találkozásánál kialakult pozitív tartományú terület. A Dunántúl területein a talajtextúra hatása erősebben befolyásolta a CAPE értékeit, de a felszínváltozás hatására kialakult sávós változások sem tűntek el maradéktalanul.



14. ábra: A konvektív hasznosítható potenciális energia a) a referencia futtatás során, és különbsége a b) DKSIS, c) CORINE d) DKSIS&CORINE futtatásokkal 2006.08.20-án 12:30 UTC-kor.

5.4. Csapadék

A lent ábrázolt 15a. ábrán a csapadékmennyiség 24 órás összegét láthatjuk. A szimuláció a valós mérésekhez képest eltéréseket mutat, mind a négy futtatás esetén. Az ország nyugati felén csak kisebb területi eltérések figyelhetők meg, például a Balaton környéki 1–5 mm-es eltérések. Viszont a Duna vonalát átlépve már vannak áthelyeződött csapadékos területek, például a Tiszántúl területén, és vannak olyan területek, ahol a szimuláció szerint akár 10 mm-rel kevesebb csapadék hullott, ilyen például a Csepel-szigettől keletre lévő terület. Az északkeleti határvonal mentén a mérések alapján hullott csapadék 4–6 mm, azonban a szimuláció szerint ezeken a területeken nem volt csapadéktevékenység. Ezzel párhuzamosan kialakultak ettől délebbre csapadékos területek, 4–8 mm esővel, amiket a mérések nem támasztanak alá. A Dél–Alföld területén is volt eltérés, ott a nap folyamán délután helyi konvektív rendszerek alakultak ki, amelyek a szimulációk során nem jelentek meg.

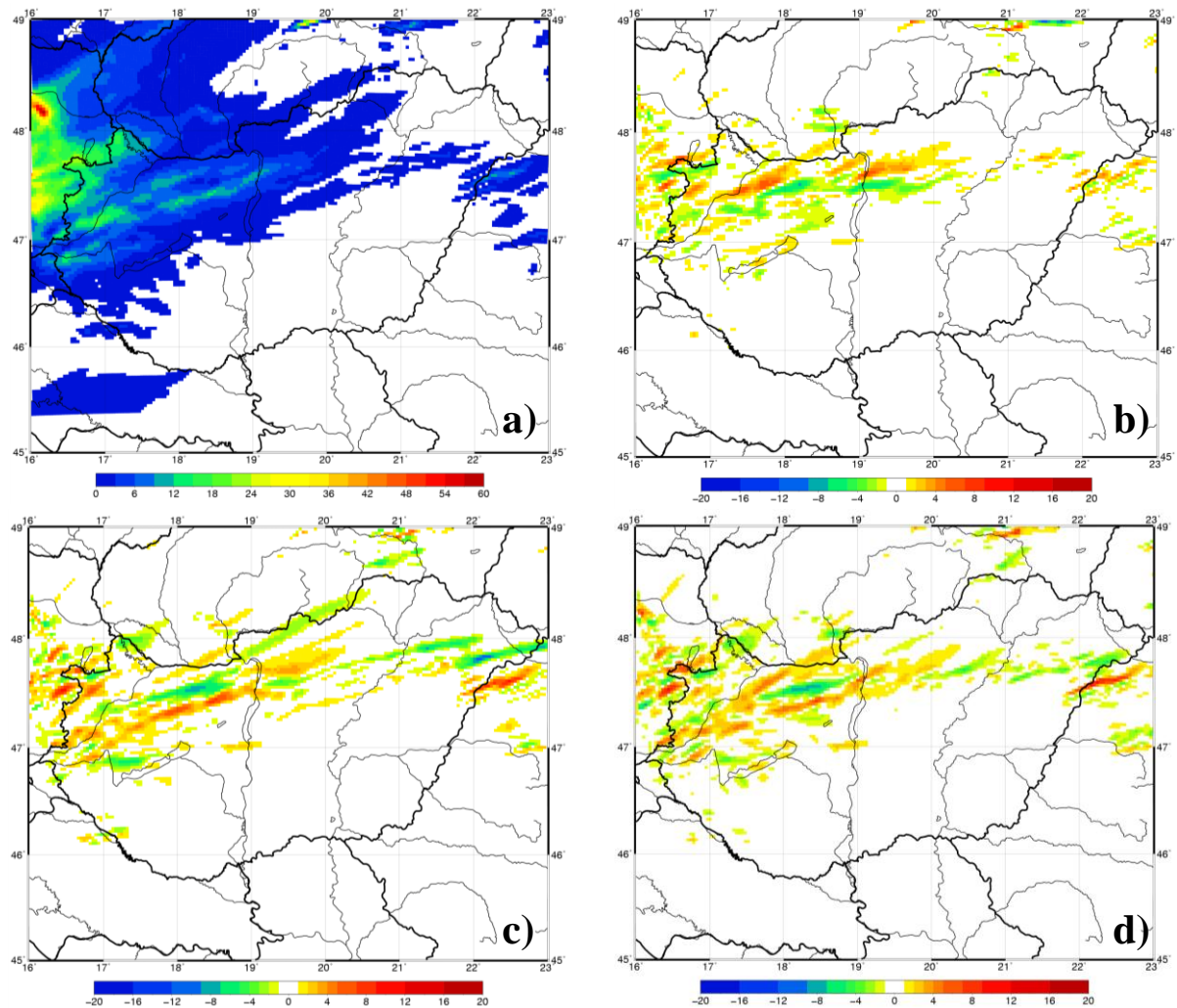
A négy szimuláció esetén különbözőképpen alakultak a Magyarország területére vonatkozó 24 órás csapadékösszegek. A referencia futtatás során összesen 169 623 mm csapadék hullott az ország területén. A DK SIS során 0,3%-kal nőtt ez az érték, míg a DK SIS&CORINE során -1,56%-kal csökkent. A legnagyobb változás a CORINE szimulációban történt, amelyben 10%-kal nőtt a csapadék mennyisége. Ez a változás magyarázható a kialakult hőmérsékletemelkedéssel és az ezáltal vertikális sebesség növekedéssel.

A különböző szimulációk során az eltérő peremfeltételekből adódóan időpillanatonként változott a csapadéktevékenység helye. Az időpontokénti különbségmezők készítése után láthatóvá váltak a pozitív és hozzá tartozó negatív eltérések a futtatások között (nem ábrázoljuk). A DK SIS során a változást jelölő két cella egymástól északabbra illetve délebbre helyeződött, úgy, hogy a több csapadékot adó cella délebbre tolódott, míg a CORINE esetében a nyugat-kelet vonalon történt ez a változás. Utóbbi azzal magyarázható, hogy a két futtatás között időelcsúszás történt, a felszínhasználat változtatása után a csapadéksáv vonulása kissé gyorsabb volt.

A 15. ábra nem az időpillanatonkénti különbségeket, hanem a 24 órás csapadékösszegekben történt változásokat illusztrálja. Itt is jól látszik, hogy a pozitív tartományú területekhez, nem minden esetben ugyan, de negatív párosul. Továbbá megfigyelhetők olyan területek, amelyeken az egyik futtatáskor kialakult csapadék, a másik esetben nem. A változások közelítőleg azonos intervallumon történnek, -10 és +10

mm között, a DKISIS esetében volt kisebb ez az intervallum. Látható a 15b. ábra esetében is, hogy a több csapadékot adó negatív értékű cellák találhatóak délebbre, a többivel ellentétben, amelyeken ezek pont felcserélődnek.

A CORINE szimuláció esetében kialakult 10%-os akkumulált csapadék többlet a 15c. ábrán jól kivehető, mivel a keleti országrészen a referenciarúttatáshoz képest kialakultak csapadékos zónák, amik a többi futtatás esetében nem figyelhetőek meg.



15. ábra: A 24 órás csapadékösszeg a) a referencia futtatás során, és különbsége a b) DKISIS, c) CORINE d) DKISIS&CORINE futtatásokkal 2006.08.20-án.

6. Összefoglalás

Dolgozatomban a felszínhasználat és a talajtextúra eloszlásának hatását vizsgáltam a konvektív csapadéokra, illetve az erre hatással lévő különböző állapotjelzőkben történő változásokat. Az általam készített négy szimuláció során a modellterület alsó peremfeltételében hajtottam végre változtatásokat. A kiértékelt adatok Magyarország területére vonatkoznak, 24 órás időintervallumra.

A DKISIS során történt változások nagysága a CORINE-hoz képest nagyobbak adódtak. A látens hőáramban ez a különbség abszolút értékben csaknem kétszeres, első esetében átlagban $15\text{--}25\text{ W/m}^2$, második esetben $20\text{--}50\text{ W/m}^2$ lett abszolút értékben. A DKISIS szimuláció látens hő többletével párhuzamosan csökkent a hőmérséklet, a nagyobb látens hő különbségnek megfelelően nagyobb mértékben, amely különbség $0,5^\circ\text{C}$ körül alakult a két futtatás között. A CAPE értékek számolásánál is egyezik a tendencia, miszerint a DKISIS látens hő többletével a CAPE átlag értékei is többnek adódtak $50\text{--}60\text{ J/kg}$ -mal. Megjegyzendő továbbá, hogy míg a talajmódosítás során nagyobb területek közelítőleg egységes változása történt, addig a felszín esetén jóval kiegyenlítettebb, tagoltabb volt a változás.

A négy szimuláció alapján a csapadéktevékenységben történt változásról elmondható, hogy az akkumulált csapadékban nem történtek szignifikáns eltérések a modellterületen. A különbségek csupán területi változásokat mutatnak, és ezek a módosulások is főként Magyarország területére korlátozódnak, ahol a felszíni tulajdonságok megváltoztatásra kerültek.

7. Köszönetnyilvánítás

E dolgozat nem készülhetett volna el konzulensem, Breuer Hajnalka szakmai útmutatása nélkül, aki időt és energiát nem sajnálva válaszolt véget nem érő kérdéseimre és irányította munkámat. Megmutatta az órákon elsajátított elméleti tudás gyakorlati alkalmazását, ezzel is segítve a szakmai fejlődésem.

Köszönöm családomnak, akik folyamatos biztatásukkal segítették munkámat.

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

8. Irodalomjegyzék

- Arnfield, A.J.*, 2003. Two decades of urban climate research: A review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *Intl. J. Climate*, 23: 1–26.
- Avissar, R., Chen, F.*, 1993. Development and analysis of prognostic equations for mesoscale kinetic energy and mesoscale (subgrid-scale) fluxes for large-scale atmospheric models. *J. Atmos. Sci.*, 50:3751–3774.
- Avissar, R., Liu, Y.*, 1996. A three-dimensional numerical study of shallow convective clouds and precipitation induced by land-surface forcing. *J. Geophys. Res.*, 101: 7499–7518.
- Blanchard, D.O.*, 1998. Assessing the Vertical Distribution of Convective Available Potential Energy, *Weather and Forecasting American Meteorological Society*, 13-(3): 870–877.
- Charney, J.G., Stone, P.H., Quirk, J.W.*, 1975. Drought in the Sahara: A Biophysical Feedback Mechanism. *Science*, 187: 434–435.
- Chase, T.N., Pielke, R.A., Kittel, T.G.F., Nemani, R., Running, S.W.*, 1996. Sensitivity of a general circulation model to global changes in leaf area index. *J. Geophys. Res.*, 101: 7393–7408.
- Chase, T.N., Pielke, R.A., Kittel, T.G.F., Nemani, R., Running, S.W.*, 2000. Simulated impacts of historical land cover changes on global climate, *Climate Dynamics*, 16: 93–105
- Chen F., Dudhia J.*, 2001. Coupling and Advanced Land Surface-Hydrology Model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. Part 1: Model Implementation and Sensitivity, *Monthly Weather Review*, 129: 569–585.
- Drüsler, Á.*, 2011. A 20. századi felszínborítás-változás meteorológiai hatásai Magyarországon, PhD disszertáció, Sopron, 137 p.
- Dudhia, J.*, 2006. The Weather Research and Forecast Model Version 2.0: Physics update. 5th WRF / 14th MM5 Users' Workshop Paper.
- Götz, G., Rákóczi, F.*, 1981. A dinamikus meteorológia alapjai. Tankönyvkiadó, Budapest, 484 p.
- Hong, S., Lim, J. J.*, 2006. The WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WSM6), *Journal of the Korean Meteorological Society*, 42-(2): 129–151.
- Hong S., Noh Y, Dudhia J.*, 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon Weather Rev.*, 134: 2318–2341.
- Horváth Á.*, 2006. A 2006. augusztus 20-i budapesti vihar időjárási háttere, *Légekör*, 51 (4), 24–27.
- Horváth Á.*, 2007. A légköri konvekció. Országos Meteorológiai Szolgálat, 64.p
- Huff, T.E.*, 1986. Urban hydrometeorology review. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 67: 703–711.
- Kleidon, A., Heimann, M.*, 2000. Assessing the role of deep rooted vegetation in the climate system with model simulations: mechanism, comparison to observations and implications for Amazonian deforestation, *Clim. Dyn.*, 14: 183–199.
- Lemonsu, A., Masson, V.*, 2002. Simulation of a summer urban breeze over Paris. *Boundary-Layer Meteor.*, 104: 463–490.
- Masson, V.*, 2000. A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Boundary-Layer Meteor.*, 94: 357–397.

- Mlawer, E.J., Taubman, S.J., Brown, P.D., Iacono, M.J., Clough S.A., 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 106: 16663–16682.*
- Oke, T.R., 1988. Boundary Layer Climates, 2nd ed., Halsted Press, New York, 435 p.*
- Pielke, R.A. 2001. Influence of spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. Reviews of Geophysics, 39:151–177.*
- Pielke, R.A., Avissar, R., 1990. Influence of landscape structure on local and regional climate. Landsc. Ecol., 4: 133–155.*
- Pielke, R.A., Lee, T.J., Copeland, J.H., Eastman, J.L., Ziegler, C.L., Finley, C.A., 1997. Use of USGS-provided data to improve weather and climate simulations, Ecol. Appl., 7: 3–21.*
- Pielke, R.A., 2007. An overview of regional land-use and land-cover impacts on rainfall. Tellus 59B: 587–601.*
- Richardson, L.F., 1922. Weather Prediction by Numerical Process. Cambridge University Press, 236 p.*
- Shepherd, J. M., 2005. A review of current investigations of urban-induced rainfall and recommendations for the future. Earth Interactions, 9: 1–27.*
- Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D.M., Wang, W., Powers, J.G., 2008. A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR technical note, NCAR/TN- 468+STR, 125 p.*
- Szász G., 1988. Agrometeorológia Általános és Speciális. Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, pp: 87–94.*
- Trier, S.B., 2003. Convective Initiation, Convective Storms, pp: 560–570.*