

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

A talajnedvesség kapcsolata a konvektív csapadékképződéssel WRF szimulációk alapján

Diplomamunka



Készítette:

Göndöcs Júlia

Meteorológus MSc

Előrejelző szakirány

Témavezető:

dr. Breuer Hajnalka

ELTE TTK Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2015

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	2
2. Irodalmi áttekintés	5
3. Elméleti háttér	10
3.1. Szabad konvekció	10
3.2. Konvektív gátlás, konvektív hasznosítható potenciális energia, statikus energia ..	11
4. Módszerek	13
4.1. A WRF modell	13
4.2. Fizikai parametrizációk.....	14
4.3. Műholdas talajnedvesség detektálás	15
4.4. Talajnedvesség inicializációja felszíni modellekkel	18
5. Adatok	19
5.1. Felszíni adatok	19
5.2. Meteorológiai adatok: modell kezdeti és peremfeltételek	22
5.3. Műholdas talajnedvesség adatok.....	23
5.4. Felhőborítottság és csapadékintenzitás adatok.....	23
6. Modell szimulációk	24
6.1. Talajnedvesség tartalom	24
6.2. WRF szimulációk.....	27
6.3. Talajnedvesség inicializációja a szimulációk során.....	28
7. Eredmények	31
7.1. Hőmérséklet, látens és szenzibilis hőáram	33
7.2. Határréteg folyamatok.....	35
7.3. Felhőborítottság és csapadék	40
7.4. ESA szimulációk.....	46
8. Összefoglalás	52
9. Köszönetnyilvánítás	54
10. Irodalomjegyzék	55

1. Bevezetés

A modern meteorológia fontos tudományága a numerikus modellezés, mely a számítástechnika fejlődésének köszönhetően az elmúlt évtizedekben rohamosan fejlődhetett. Az előrejelző modellek használata mára elengedhetetlen mind a tudományos mind a hétköznapi életben. Az első korlátos tartományú, mezoskálájú numerikus időjárás előrejelző modellek már az 1970-es években megjelentek és folyamatos fejlesztéseknek köszönhetően egyre komplexebbek és pontosabbak lettek. A modellekben megtalálható fizikai törvényeken alapuló matematikai egyenletekkel számszerűsíthetőek a légkör állapotváltozói illetve mérőszámai. Az összetett időjárás előrejelző modellek rendelkeznek felszíni almodellek, amelyek felelnek a felszín és a légkör közötti energia- és anyagáramok leírásáért, illetve a különböző fizikai, biológiai vagy kémiai folyamatokért. Az időjárás előrejelző modellek működéséhez szükséges peremfeltételeket felszíni folyamatokat leíró modellekkel és mérések asszimilációjával állítják elő. Ilyen peremfeltétel többek között a talajnedvesség is, melyet munkámban részletesebben vizsgállok.

A talajnedvesség, mely egyike az alapvető klímaváltozók csoportjának jelentős szerepet tölt be rövid időskálán az időjárás, vagy hosszú távon akár az éghajlat alakulásában. A talaj nedvességének hosszú távú memóriája van (*Senevirate & Koster, 2012*), így éghajlati időskálán ki tudja fejteni hatását a víz- illetve a szén ciklus folyamataira, amely befolyásolja a biogeokémiai körforgást és a növényzet fejlődését. A beérkező sugárzás a talajnedvesség tartalmának függvényében látens és szenzibilis hőáram formájában hasznosul. Részben a látens hőáram felelős a planetáris határretegbe jutó nedvességért, míg a szenzibilis hőáram a felszín közeli hőmérséklet alakulásáért. A két hőáram aránya alakítja ki rövid időtávon egy adott terület energetikai viszonyait, befolyásolják a vertikális sebességet vagy akár a konvektív csapadékképződést is. Az így kialakult felhőzet később visszahat a beérkező sugárzás mennyiségére, míg a csapadék, a talaj nedvességét módosítja. A ma operatíván használatos időjárás előrejelző modellek egyik fontos bemenő adata a talajnedvesség.

A felszín-légkör kölcsönhatások vizsgálatára a mezoskálájú, nem-hidrosztatikus modellek alkalmasak lehetnek, hiszen segítségükkel olyan folyamatok vizsgálhatók, mint pl. a zivatarfelhők képződése, a városi hősziget kibontakozása vagy a különböző felszínek felett kialakuló cirkulációs jelenségek. E folyamatok erősen függenek a felszín tulajdonságaitól és energiamérlegétől (*Avisar & Liu 1996*). A vizsgálatok meteorológiai céljait 2 csoportra oszthatjuk: a talaj illetve növényzet tulajdonságainak és térbeli eloszlásának, illetve a talajnedvesség csapadékképződésre, valamint a határreteg transzport-folyamataira gyakorolt

hatásának vizsgálatára. Munkámban az előbbi WRF szimulációk segítségével vizsgálok részletesebben, habár a kettő szoros kapcsolata miatt a második terület vizsgálata sem hagyható figyelmen kívül.

Napjainkban számos operatíván működő műhold kering a fejünk felett, melyek folyamatosan pásztázzák a Földünk felszínét és készítenek méréseket passzív és aktív távérzékelés segítségével. Mérnek többek között a talaj nedvességtartalmát, a felszín hőmérsékletét vagy akár a felhőborítottságot. Az in-situ mérésekkel ellentétben a műholdas mérések globális lefedettséget biztosítanak folytonosan, míg a földfelszíni talajnedvesség mérések csak ritka földrajzi lefedettséggel állnak rendelkezésre, azonban akár több talaj mélységben egyszerre. Mivel a talajnedvesség egyike az alapvető klíma változóknak így régóta volt igény egy globális, több tíz évet átfogó adatsor előállítására. Erre tett törekvéseket az Európai Űrügynökség a CCI (Climate Change Initiative) projekten belül, mely során több jelenlegi és korábbi műhold mérései alapján egy egységes talajnedvesség adatbázist állítottak elő. Elsődleges céljuk a klímaváltozásra utaló jegyek keresése volt (*Wagner et al., 2012*). Napjainkban a műholdas talajnedvesség mérések közel valós időben állnak rendelkezésre. Felmerül a kérdés, vajon lehetséges és érdemes-e ezen adatokkal időjárás előrejelző modellt meghajtani? Azonban mind a műholdas adatsorok, mind pedig a globális időjárás előrejelző modellek hibával terheltek, melyeket előzetesen meg kell vizsgálni. Munkámban ezért számszerűsítettem az adatbázisok közötti lehetséges hibák irányát és nagyságát, és ezen értékek alapján a mezoskálájú WRF időjárás előrejelző modell segítségével szimulációkat készítettem a módosított kezdeti talajnedvesség értékekkel, választ keresve a kérdésekre.

Célkitűzés

Dolgozatomban a WRF modell segítségével vizsgálok

- a talajnedvesség hatását a felszíni hőáramokra,
- a talajnedvesség hatását a konvekciót jellemző karakterisztikákra és a légkör stabilitási viszonyaira,
- a talajnedvesség kezdeti értékeinek hatását a képződő konvektív csapadéokra,
- továbbá a modellben leírt felhőképződési parametrizációk érzékenységet a talajnedvességre,
- valamint műholdas talajnedvesség mérésekkel inicializált modell szimulációk eredményeit megvizsgáljam, felmérve az esetleges alkalmazási lehetőségeket.

2. Irodalmi áttekintés

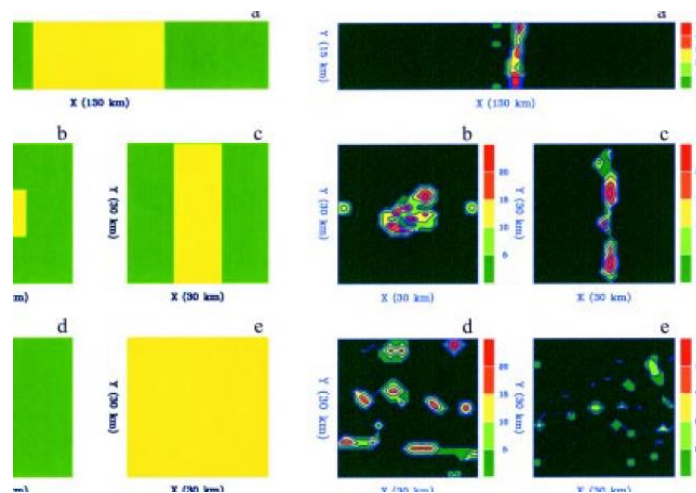
Már a modellezés korai szakaszában egyértelművé vált a felszín és a talaj szerepe a légköri folyamatok modellezésében (*Richardson, 1922; Charney et al., 1975*). A talaj és a felszín állapota alapvetően, de nem kizárólag, meghatározza a potenciális párolgás mértékét, amely hatással van a Bowen arány nagyságára, ami a planetáris határréteg (PHR) magasságát és nedvesség tartalmát befolyásolhatja. Felvetődik a kérdés, a párolgás milyen hatással lesz a csapadék kialakulására? Különböző skálákon szemlélve más és más hatásokat kell figyelembe venni illetve azok erőssége is széles határokon belül mozoghat. Nagy felbontású modellekben szükséges a felszín és a talaj állapotának fontos ismerete, ugyanis a rosszul megadott kezdeti talajnedvesség káros lehet az előrejelzés beválására (*Trier et al., 2004*).

A felszín közeli párolgást a növényzet párologtatása és a felszínről történő párolgás összege adja, oly módon, hogy a növényzet párologtatása jellemzően nagyobb. Ezért felszínborítottságtól függően szükséges a talajnedvesség módosítás során a növényzet szerepét is vizsgálni, hiszen eltérő látens hőáram alakul ki a különböző vízellátottságú növényzettel fedett felszínnek felett. Számos olyan vizsgálat készült melyben a vegetáció és konvektív fejlődés kapcsolatát modellezték (*Weaver & Avissar, 2001; Hong et al., 2009*). *Collow és munkatársai* a talajnedvesség és a növényzet együttes hatását vizsgálták a konvektív felhőképződés során, hogy nedvességet adtak a talajhoz. Megmutatták, hogy a talajnedvesség módosítása elsődlegesen a szenzibilis hőáram alakulására van hatással, míg a vegetáció módosítása a látens hőáramra. A kapott eredmények azt mutatták, hogy a talajnedvesség módosítás minimális változást mutatott a csapadék mennyiségében, azonban a vegetáció módosítása már jelentősen változtatta azt. Továbbá megmutatták, hogy talajnedvesség hozzáadásával nőtt a csapadék mennyisége is explicit felhőképződés mellett. (*Collow et al., 2014*).

A modell fizikáját tekintve is találunk különbségeket a nedves illetve száraz talaj felett kialakult csapadékokban. A konvektív felhőképződés dinamikájának leírására alkalmazhatunk parametrizációt valamint explicit módon is leírhatjuk azt. Utóbbi esetben azt találták, hogy a száraz talaj felett lesz nagyobb csapadék, amennyiben a légköri profil alapján parametrizációval számolunk a nedves felszín felett kapunk nagyobb esőt (*Hohenegger et al., 2009*).

Lokális skálán a talajnedvesség heterogén eloszlásából adódóan mezoskálájú cirkulációk alakulhatnak ki (*Pielke & Avissar, 1990; Pielke et al., 1997; Avissar & Liu, 1996*). A Száhel övben végzett vizsgálatok azt mutatták, hogy száraz talaj felett több csapadék hullott (*Taylor et al., 2012*). Az 1. ábra *Avissar és Liu* 1996-os tanulmányából származik, ahol bal oldalon a

talajnedvesség eloszlása látható a modellterületen, míg jobb oldalon az így kialakult csapadék mennyisége és elhelyezkedése mutatkozik meg. A kapott eredmények azt mutatták, hogy a homogén talajnedvességű területek felett véletlenszerűen alakultak ki csapadék gócok, míg a szabályos struktúrát követő elrendezés esetén a száraz terület felett jelentek meg csapadékos területek. Ez a mezoskálájú cirkuláció kialakulásával magyarázható. Az öntözött és száraz területek látens és szenzibilis hőárama eltérő, míg nedves esetben az intenzívebb párolgás nedvesíti és hűti a talajközeli réteget, így a parti szélhez hasonló cirkulációt gerjeszt. Azt is megfigyelték, hogy a konvekció először a száraz területek felett alakulhat ki, a nagyobb szenzibilis hőáram miatt.



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

A kialakult cirkulációk nem csak a modellekben valósulhatnak meg. Talajnedvesség különbség által indukált mezoskálájú cirkulációt figyelt meg Taylor a Száhel-övben, melyet repülőgépes és műholdas mérések adataival támasztott alá (Taylor & Ellis, 2006).

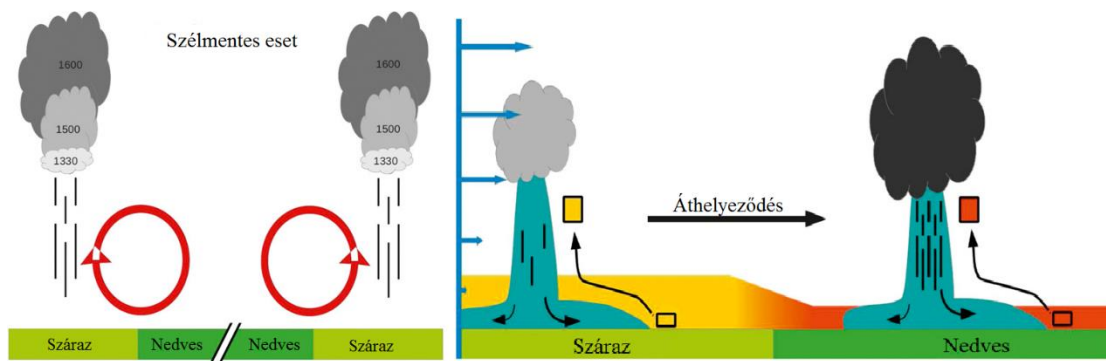
Globális lépték esetén a talajnedvesség perturbációja a regionálisan kialakuló hőmérsékleti és csapadék változások hatására esetlegesen befolyásolhatja az éghajlatot, hőhullámok vagy árvizek formájában. Az egyik ilyen legjellegzetesebben előforduló probléma a kora tavasszal kialakuló talajnedvesség többlet vagy hiány. A perturbáció mértéke és iránya vagy extrém szárazságot és meleget okozott, vagy nyári időszakban regionálisan kialakuló nagy vízhozamú esőzéseket. Fischer 2007-es munkájában a 2003-as nagy európai hőhullámot vizsgálta. Úgy találta, hogy a növényzet korai zöldülése és a csapadék hiány a talajnedvesség deficitet generált, ami tovább tudta fokozni az amúgy is meleg időjárást (Fischer et al., 2007), melyet egy hosszú ideig fennálló anticiklon okozott. Ezzel ellentétben a talajnedvesség többlet nagy vízhozamú esőzéseket is generálhat (Beljaars et al., 1996), oly módon, hogy a szárazabb talaj kedvez a feláramlásnak a szenzibilis hőáramon keresztül, ami a konvekció kialakulását

segítheti, csapadék tevékenységet eredményezve (*Pielke, 2001; Schär et al., 1999*). Továbbá kimutatható, hogy a pre-monszunális talajnedvesség tartalom befolyásolhatja a csapadéktevékenységet a monszun ideje alatt (*Asharaf et al., 2012*).

Számos tanulmány készült a talajnedvesség és csapadék visszacsatolások mechanizmusáról. Ez alapján két visszacsatolási mechanizmust különíthető el: pozitív és negatív. Első esetben pozitív irányban perturbált talajnedvesség következtében látenshő többlet alakul ki, ami nagyobb csapadékot eredményez és így a talajnedvesség egy pozitív visszacsatolást kap (*Findell & Eltahir, 2003*). Míg negatív esetben a fázisátalakulási hő visszafogja a csapadékképződést a hőmérséklet csökkenésén keresztül ezáltal kisebb talajnedvesség értékeket kapunk (*Hohenegger et al., 2009*).

Schär 1999-ben a talajnedvesség csapadék visszacsatolásokat két másik részre osztotta: direkt és indirekt. A direkt hatás esetén nagyobb skáláról történő vízgőz advektálódik, amely megváltoztatja a kihullható vízmennyiséget a légkörben. Indirekt esetén azoknak a légköri hatásoknak (pl.: konvekció) a hatékonyságát vizsgálta, melyek a nedvesség csapadékká történő átalakítását segíti, ez főképpen nyári időszakban dominánsabb. Ilyen például a planetáris határréteg termodinamikai szerkezetének módosulása. Az indirekt hatásokat további két részre oszthatjuk. Első esetben a nedves talaj felett kialakuló csapadék pozitív visszacsatolást okoz. Ez a folyamat a nedves statikus energia alakulásával magyarázható. Második esetben, ha a száraz talaj felett alakul ki csapadék, negatív visszacsatolás jelenik meg (*Hohenegger et al., 2009*).

Froidevaux és munkatársai (2014) a visszacsatolások egy speciális esetét tanulmányozták, melyben az alapáramlás hatását vizsgálták a talajnedvesség és csapadék kapcsolatára. Azt tekintették pozitív visszacsatolásnak, ha a konvekció száraz terület felett alakul ki majd áthelyeződik nedvesebb terület fölé, ahol a csapadék kihullik. A negatív esetben a gyenge az alapáramlás nem képes elszállítani a kialakult cellát nedvesebb talaj fölé, így a száraz terület felett alakul ki csapadéktevékenység. A kialakult helyzet a száraz terület felett kialakuló alacsonyabb konvektív gátlás és a nedvesebb talaj felett kialakult magasabb CAPE értékekkel magyarázható (*Froidevaux et al., 2014*). Az erőteljesebb alapáramlás esetében megfigyelhető, hogy nedves talaj felett több csapadék hullik. Ez azzal magyarázható, hogy a száraz talaj felett vastagabb a PHR és kisebb a nedves statikus energia, míg a nedves talaj felett az alacsonyabb PHR és nagyobb a nedves statikus energia. A rendszer nedves talaj fölé érve felhasználja az ott lévő energiátöbbletet ezzel erősítve a feláramlást és a csapadéktevékenységet (*Froidevaux et al., 2014*).



2. ábra: A felszín és a konvektív felhőképződés közötti visszacsatolás sematikus ábrája. Bal oldalon negatív visszacsatolás, Jobb oldalon: pozitív visszacsatolás. A felhőkben megjelenő számok az időbeli fejlődést mutatják (Froidevaux et al., 2014).

A korábban bemutatott visszacsatolási mechanizmusok adott területtől és időjárási helyzettől függően befolyásolják a talajnedvesség és csapadék viszonyát. A felszín és konvekció közötti kapcsolat számszerűsítésére többnyire stabilitási indexeket alkalmaztak. Pielke & Zeng (1989) úgy találták, hogy a Lifted index öntözött terület felett sokkal kisebb volt, mint száraz talaj felett, ami a zivatar kialakulásának esélyét növelte. Taylor és mtsai. (2010) az előzőleg bemutatott eredménnyel párhuzamosan, a konvektív hasznosítható potenciális energia (CAPE) nagyságát vizsgálta nedves illetve száraz talaj felett. Az eredménye nagyon hasonló volt, miszerint száraz talaj felett a konvekció kialakulása kedvezőbb, hiszen a szenzibilis hőáram a dominánsabb a látenssel szemben. Azonban a rendszer érett fázisában a zivatar felhő nedves talaj felett intenzívebbé válhat, mint száraz terület felett a nagyobb CAPE-nak köszönhetően (Taylor et al., 2010; Gautner & Kalthoff, 2010). A CAPE értékének meghatározásakor fontos a PHR-beli levegő hőmérséklete és nedvesség tartalma. A talajnedvességet növelve növekszik a látens hőáram, így megfigyelhető a felszín közeli réteg hűlése a nagyobb nedvesség fluxusokkal párhuzamosan. DeAngelis és mtsai 2010-es munkájukban bemutatták, hogy nedvesség hozzáadással, e két ellentétes áram hatása kiejti egymást, ezzel egy minimális csapadék módosulást eredményezve. Azonban bizonyos esetekben a CAPE érzékenyebb lehet a légnedvesség változására, mint a hőmérsékletére (Frye & Mote, 2010).

A modellek működéséhez szükséges a kezdeti talajnedvesség előállítása, melyre több módszer is létezik. A legelterjedtebb, melyben megfigyelt meteorológiai mezők segítségével, mint például sugárzás, vagy csapadék, állítják elő a talajnedvességet vagy akár a felszíni hőáramokat. Ilyen például a NOAA/GDAS (National Oceanic and Atmospheric Administration/The Global Data Assimilation System), vagy a NASA/GLDAS (National Aeronautics and Space Administration /Global Land Data Assimilation System) (Rodell et al., 2004), melyek a NOAA (Chen & Dudhia, 2001) felszínsémával dolgoznak, illetve az ECMWF

(The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) modellnek is létezik felszíni adatasszimilációs modellje. A modellintegrálás szükséges kezdeti mezőket továbbá előállíthatják műholdas megfigyelések alapján is.

Az 1970-es évek óta aktívan fejlődő kutatási terület a műholdas talajnedvesség detektálás, melynek ez idáig kevés operatív felhasználási módja van. Az aktív és passzív mikrohullámú műholdak mérései hasznos adatokat jelentenek mind globális mind regionális skálákon (Wagner *et al.*, 2003). Hidrológiai és meteorológiai alkalmazásban is előrelépést jelentene, ha a valós időben detektált műholdas talajnedvességek, adatasszimilációt követően, előrejelzések készítése során is alkalmaznák (Wagner *et al.*, 2007). A műholdas észleléssel nagyobb földrajzi lefedettség érhető el, az in-situ mérésekkel ellentétben, melyek nem rendelkeznek elég sűrű térbeli felbontással és elég hosszú adatsorral. Ugyanakkor a műholdas mérések többlet hibával terheltek, amely származhat a szenzor mérési hibájából, az adatok átskálázásból és a feldolgozó algoritmusok hibájából (Dorigo *et al.*, 2010; Wagner *et al.*, 2012). A különböző műholdas mérések feldolgozására léteznek algoritmusok, melyek a nyers információ térfogati talajnedvességgé alakítását végzik. Az aktív távérzékeléssel készült mérésekhez a TU-Wien (Technologische Universität) (Wagner *et al.*, 1999; Naeimi *et al.*, 2009), illetve a passzívakhoz a VUA-NASA (Vrije Universiteit Amsterdam - National Aeronautics and Space Administration) (Owe *et al.*, 2008) által kifejlesztett technikát alkalmazzák.

Több vizsgálat készült, melyben a különböző passzív és aktív távérzékelési módszert használó műholdak méréseit különböző intézetekben kidolgozott algoritmusok alapján dolgozták fel és állították elő a talajnedvesség mezőket. Eltérő nagyságú növényborítottság esetén máshogy alakulhatnak a becslések bevételei. Például a VUA-NASA passzív mikrohullámú műholdas mérése jobb eredményt adott gyéren fedett vegetáció esetén, viszont a TU-Wien aktív mikrohullámú szenzora jobbnak bizonyult közepesen vegetált felszín esetében (Liu *et al.*, 2011). Az eltérő módszerrel mérő műholdak bevételei is különbözőképpen alakulnak a vegetáció fedettségétől függően. A radiométerek száraz felszín felett jobb becslést adnak, sűrűn vegetált felszínek esetén azonban a szkatterométer mérései pontosabbak, míg szemiárid régiókban ugyanolyan jó bevételessel rendelkeznek (Albergel *et al.*, 2012; de Jeu *et al.*, 2008; Dorigo *et al.*, 2010; Taylor *et al.*, 2012).

Régóta vitatott kérdés azonban, hogy vajon a mérésekkel meghajtott felszíni modellek asszimilációja során kapunk jobb közelítést a teljes talajnedvesség mezőre, vagy a műholdas mérések és modellek eredményei alapján?

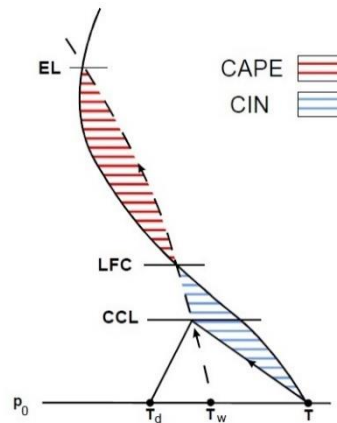
3. Elméleti háttér

3.1. Szabad konvekció

A légkörben lezajló koncentrált, erőteljes, függőleges feláramlásokat együttesen konvektív folyamatoknak nevezzük. Főbb kiváltó hatásai 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 hosszúhullámú 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 stabilitásától. 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.

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 (Level of Free Convection) nevezzük. Eddig a szintig negatív energiáról beszélünk, hiszen a légrétegnek kell munkát végeznie a felhajtóerővel szemben. Innentől kezdve azonban a légkör végez munkát addig, amíg a hőmérséklete újra meg nem egyezik a környezetével, ezt a pontot nevezzük egyensúlyi szintnek, EL-nek (Equilibrium Level). E felett 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 továbbfejlődése hozza létre a zivatarfelhők jellegzetes szétterülő tetejét vagy üllőjét. Az EL szint felett az energia negatív értékeket vesz fel, hiszen itt újra a légréznek kell munkát végeznie. Az LFC és EL szintek közötti terület nagyságával meghatározható a maximális felhőtető magasság is.



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

3.2. Konvektív gátlás, konvektív hasznosítható potenciális energia

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.

A konvektív gátlás egy olyan mennyiség, mely megadja, hogy a felszín közeli záró réteg mennyire akadályozza a légrézst 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 melegedésére illetve valamely szinoptikus léptékű emelő hatásra. A 3. ábrán jelölt kék területtel egyenlő, melyet negatív területnek nevezünk, hiszen a légréznek kell munkát végeznie. Minél magasabb az abszolút értéke, annál jobban gátolja a konvekciót, de ha mégis zivatar alakul ki, akkor az hevesebb lesz (Trier, 2003). Ha értéke nullához közeli, akkor nagy valószínűséggel jön létre szabad konvekció, illetve magas CAPE értékkel helyi párosulva zivatarok kialakulásához vezethet.

A CAPE, azaz konvektív hasznosítható potenciális energia, a konvekció becslésére szolgáló mérőszám. Nagysága egyenlő a 3. ábrán látható piros területtel, melyet pozitív területnek is nevezünk, amit úgy kapunk meg, ha termodinamikai diagramon az LFC és EL között minden szinten összeadjuk a légréz és környezet hőmérsékletének különbségét, így a görbék által körbezárt terület nagysága egyenlő lesz a CAPE értékével. Használatos a hőmérséklet helyett a virtuális hőmérséklet, amely az (1) egyenletben látható.

$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} g \frac{T_v' - T_v}{T_v} dz \quad (1)$$

A konvektív hasznosítható potenciális energia nagysága erősen függ a határretegbeli levegő keverési arányától. A CAPE jelenléte még nem garantálja a zivatarok létrejöttét.

Részecske módszer segítségével vizsgálható a légoszlop statikus energiája is, amely a légréz hőmérsékletétől, nedvesség tartalmától és geopotenciális magasságától függ:

$$H = c_{pd} * T + L_v * r_v + \Phi * z \quad (2)$$

Telített esetben nedves statikus energiáról beszélhetünk, amely a (3) egyenlettel írható fel, míg telítetlen esetben száraz statikus energiáról, amit Montgomery-potenciálnak nevezünk, mely a potenciális és a helyzeti energia összegéből tevődik össze. Ezen mennyiségekre jellemző, hogy adiabatikus, reverzibilis és hidrosztatikus folyamat során a légoszlopban megmaradó mennyiségek. Nedves esetben a légréz emelkedése során a kondenzációból származó fázisátalakulási hőt a rendszerben hagyjuk, továbbá a légréz nedvesség tartalmát a keverési arányon keresztül vesszük figyelembe.

$$M = c_{pd} * T + L_v * r_v \quad (3)$$

Ekkor megkapjuk az (3)-es egyenlettel jelölt nedves statikus energiát (M), melyben a tagok a következők: c_{pd} a száraz levegő hőkapacitása állandó nyomás mellett, T a levegő hőmérséklete, L_v a fázisátalakulási hő és r_v a keverési arány. Az egyenlet könnyen levezethető a specifikus entalpia egyenletéből (Ambaum, 2010). A nedves statikus energia határreteg közeli gradiensének vizsgálata alapján következtetni lehet a légkör labilitására, gyors változás esetén a légkör labilis, mely segíti a konvekció kialakulását.

4. Módszerek

4.1. A WRF modell

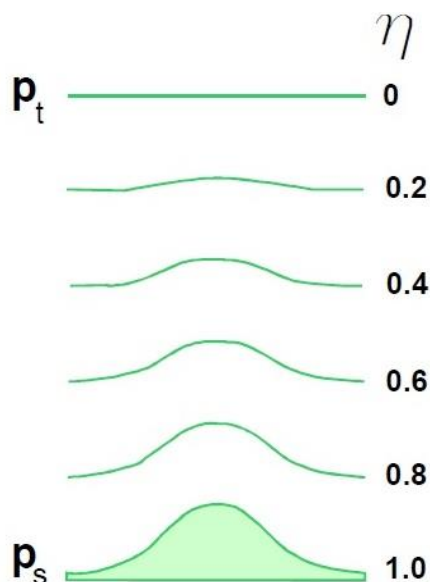
A szimulációkhoz az NCAR (National Center of Atmospheric Research) és NCEP (National Centers for Environmental Prediction) által kifejlesztett WRF (Weather Research and Forecasting Model) modell 3.5-ös verziójával (Skamarock et al., 2008) dolgoztam az ELTE Atlasz clusterén. A WRF a mezoskálájú, korlátos tartományú numerikus előrejelző modellek leggyorsabban fejlődő és legelterjedtebb tagja, hiszen forráskódja szabadon letölthető a világhálóról. Alapvetően két dinamikai alrendszere 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 és az ETA modell továbbfejlesztett változata. Korlátos tartományú, mezoskálájú modell révén az 1000 km-es horizontális rácsfelbontástól akár az egy kilométerig 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 hidrotérodinamikai 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 néhány százszázat.

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

$$\eta = \frac{p - p_t}{p_s - p_t} \quad (4)$$

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 ki mondja, hogy a rácstávolság és az időlépcső hányadosának kisebbnek kell lennie, mint a leggyorsabban terjedő mozgásforma sebessége. Erre a numerikus stabilitás megtartása miatt van szükség.

4.2. Fizikai parametrizációk

A modellrácsnál kisebb folyamatok számszerűsítésére fizikai parametrizációkat használnak a numerikus modellekben, amelyekkel olyan folyamatokat írnak le vele, mint például a hosszú és rövidhullámú sugárzásátvitelt, határreteg folyamatokat, felhőfizikát vagy akár a talajban végbemenő folyamatokat.

Szimulációk készítése során mikrofizikai sémának a Thomson graupel sémát alkalmaztam, amely hat hidrometeort különböztet meg: felhővíz, hó, graupel, eső és a felhőjég két változata. A modellben ezek keverési aránya kerül számításra a különböző nyomási szinteken (Hong & Lim, 2006).

A határréteg átkeveredési folyamatainak számszerűsítésére a BouLac (*Bougeault & Lacarrère, 1989*) sémát használtam, ami a turbulens kinetikus energiát prognosztikus változóként kezeli, minden modellszinten. Több szintes városi illetve beépített terület feletti határréteg átkeveredésének vizsgálatára fejlesztették ki (*Hong et al., 2006*).

A határréteg átkeveredésére használatos fizikai leírásmód meghatározza a felszín közeli rétegek átkeveredésének dinamikáját a modellben. A felszíni réteg a légkör legalsó része, ahol a turbulens áramok értéke közelítőleg konstans. Futtatásaimban a Janjic által továbbfejlesztett Monin-Obukhov hasonlósági sémát alkalmaztam (*Monin & Obukov, 1954*), amiben a sűrűlási sebesség és kicserélődési együtthatók értékének segítségével kiszámíthatóak a felszín és légkör közötti hő- és nedvességfluxusai (*Skamarock et al., 2008*), továbbá egy termikus érdeességi paramétert is magában foglal (*Dudhia, 2006*).

A felszín és talaj fizikájának leírására a NOAH almodelljét használtam (*Chen & Dudhia, 2001*). Ez a talajban négy szintet különít el, amiben a hő- és nedvességáramok zajlanak, 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. Az evaporáció a talajnedvesség függvénye, míg a transzspiráció a sztómák nyitottságától függ a sugárzáson, légnedvességen, hőmérsékleten és talajnedvességen keresztül (*Chen & Dudhia, 2001*).

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*).

Munkám során egyes szimulációkhoz kumulusz parametrizációt használtam. A belső modellterületem 5 km-es horizontális felbontása nem feltétlenül indokolja ezen parametrizáció használatát, ugyanis a „szürke zónának” nevezett 5–10 km közötti horizontális felbontás esetén a felhasználó alkalmazástól függően eldöntheti, hogy használja-e ezen sémát. A New Kain-Fritsch kumulusz séma használatakor a felhőképződés a légkör vertikális állapota alapján történik, melyen mély és sekély konvekció is számításra kerül (*Kain, 2004*). A séma a légoszlopon belüli tömegtranszporton alapul, melyet a CAPE irányít, ez által lehet tömeg fel- és leáramlás. A séma a környezet tulajdonságainak figyelembe vételével kezeli a ki- és bekeveredési paramétert. Az egyenletek lezárása a CAPE értéke szerint történik, ha az 90%-

ban redukálódott, akkor a felhőképződés leáll. Adott határretegbeli kritériumok és az alsó szintekről történő vertikális mozgása a nedvességnek beindítja a felhőképződési sémát (Arakawa, 2004; Dudhia, 2006). Ha a felhőképződési modul nincs bekapcsolva a modellben, akkor a felhőképződés explicit módon történik, azaz a légköri állapotváltozók alapján számol.

4.3. Műholdas talajnedvesség detektálás

A talajnedvesség kulcsparaméter a hidrológiai ciklus megértése során, vizsgálata hosszabb és rövidebb időtávon is indokolt, hiszen szerepe lehet globális skálán a hosszabb folyamatok alakulásában, de rövid időtávon az időjárás lokális alakulására is hatással lehet. Mérése több módszerrel történhet, például: in-situ mérésekkel, illetve műholdas talajnedvesség detektálással, amelyek során passzív illetve aktív szenzorokkal becsülik a talaj nedvességtartalmát. A talaj nedvességtartalma csökkenti a talaj emisszivitását és ezáltal a mikrohullámú tartományú kisugárzást a Föld felszínéről. Interferométeres mérésekkel a sorban elhelyezett érzékelők közti elektromágneses hullámok beérkezésének fázis különbségét lehet meghatározni egy előre kalibrált értékhez képest.

Műholdas passzív távérzékelés során mikrohullám, ultraibolya, illetve infravörös tartományban végeznek méréseket. A mérés során a felszín fényességét és hőmérsékletét mérik, melyet később felszíni paraméterek alapján átszámolnak (Land Parameter Retrieval Model - LPRM) térfogati talajnedvesség-tartalomba (m^3/m^3), oly módon, hogy a kapott eredmény $0,0\text{--}1,0 \text{ m}^3/\text{m}^3$ intervallumba essen, lehetőleg nem meghaladva a $0,6 \text{ m}^3/\text{m}^3$ térfogati talajnedvesség értéket. Ilyen átszámoló algoritmust hoztak létre a NASA-val együttműködve az Amszterdami egyetem kutatói, VUA-NASA LPRM névvel (Owe *et al.*, 2008). A műholdakon működő radiométerek a vegetáció optikai mélységét/felszín érdességét is érzékelik, később a talajnedvesség korrigálásánál alkalmazzák ezeket az adatokat. Többek között passzív talajnedvesség méréssel foglalkozik a 2002 óta működő, Aqua műholdon lévő AMSR-E radiométer, melynek mérései a C- (6,9 GHz), illetve X-frekvenciasávban (10,7 GHz) történnek. Ebben a frekvenciában történő mérésekkel a felszín kisebb, mint 2 cm mélységéig tudnak talajnedvesség értékeket mérni. Hasonló elven működő érzékelők műholdakon: SMMR (Scanning Multi-channel Microwave Radiometer) (Owe *et al.*, 2008), SMM/I (Special Sensor Microwave/ Imager) (Owe *et al.*, 2008), TRMM-TMI (The Tropical Rainfall Measuring Mission Microwave Imager) (Owe *et al.*, 2008). A 2009 óta operatíván működő SMOS (Soil Moisture Ocean Salinity) műholdon már L-frekvenciasávban (1,4 GHz) végeznek passzív talajnedvesség méréseket, melynek segítségével akár az 5 cm-es mélységig is le tudnak mérni,

továbbá a műszer tengerfelszín sótartalmát is képes detektálni. Habár az L-sávban végzett mérések hibája nagyobb, mint a C- vagy X-sávban végzett méréseké, mert kisebb az emisszió, azonban ezzel mélyebb rétegbe is lehet mérni (*Wagner et al., 2012*). Ez a műhold az első eszköz, mely a talajnedvesség mérésének céljából lett kifejlesztve, a korábban működő műholdak szenzorai eredetileg más céllal voltak alkalmazva. A dolgozatban referenciaként az SMOS műhold adatait használtam fel. Az SMOS radiométer esetén 69 érzékelő található a műholdon, melyek a beérkező sugárzás fáziskülönbségét mérik. A műhold egy áthaladás során kb. 1000 km széles területet észlel.

Az aktív távérzékelés során a szenzor valamely kibocsátott jel visszatértét érzékeli, talajnedvesség mérésénél szkatterométer segítségével, amely egy nagy-hatótávolságú radarként működik. Működési elve, hogy mikrohullámú sugárzást bocsát a felszínre merőlegesen majd a visszaérkező sugárzás energiáját méri a föld felszínén lépésről lépésre. Ennél a mérésnél is figyelembe veszik a növényzet szerepét. A nyers mérési adatokat a TU-Wien által kifejlesztett algoritmussal számolják (*Wagner et al., 1999; Naeimi et al., 2009*), oly módon, hogy a megfigyelt értéket a vizsgált időszakban mért legmagasabb (telített) és legalacsonyabb (hervadáspon) talajnedvesség közé skálázzák. Az így kapott százalékos érték a relatív talajnedvesség. Aktív távérzékeléssel a felszíntől számított maximum 2 cm-es talajréteg detektálható. Többek között aktív távérzékeléssel észlel a 2006 óta működő ASCAT (**A**dvanced **S**catte**r**ometer) szkatterométer a MetOp-A műholdon, mely C-frekvenciasávban mér (5,255 GHz) és 1991 óta üzemelő ERS-1 (European Remote Sensing) illetve ERS-2 műholdakon található AMI (**A**ctive **M**icrowave **I**nstrument) szkatterométer.

A talajnedvességnek, mint alapvető klímaváltozónak, szükséges volt egy hosszabb (min. 30 év) időintervallumra vonatkozó adatbázisát előállítani. Az Európai Űrügynökség (ESA) a CCI Soil Moisture (**C**limate **C**hange **I**nitiative **P**roject) projekten belül létrehozott egy klimatológiai célokat szolgáló hosszútávú adatbázist, melyben négy passzív és két aktív szenzor méréseit kombinálták, oly módon, hogy felszíni modell talajnedvességéhez igazították a nyers műholdas méréseket, így biztosítva a térbeli és időbeli folytonosságot és az extrém értékek kiszűrését. Erre a célra a GLDAS/Noah felszín modellt alkalmazták. Passzív szenzorok közül az SMMR, az SSM/I, a TMI és az AMSR-E méréseit, aktívak közül az AMI (ERS-1, ERS-2) és ASCAT szenzorok adatbázisait használták fel. A passzív szenzorok méréseit a korábban említett VUA-NASA feldolgozó algoritmusával készítették el. Az adatbázis előállítása során csak éjszakai talajnedvesség méréseket használtak fel, mert annak becsült hibája alacsonyabb volt (*Owe et al., 2008; de Jeu et al., 2008*). A hóval fedett és megfagyott területeket az ERA-Interim adatbázisa alapján azonosították. Az adatbázisok kombinálásakor a műholdak időbeli méréseit homogenizálni

kellett térben és időben, további probléma volt, hogy a műholdas mérések nem azonos mélységre vonatkoztak (*Dorigo et al.*, 2015).

4.4. Talajnedvesség inicializációja felszíni modellekkel

Időjárás előrejelző és hidrológiai modellek integrálása során elengedhetetlen a kezdeti talajnedvesség és hőmérséklet megadása, azonban pusztán mérések alapján ez lehetetlen, szükség van korábbi modell szimulációk eredményeire is. Ezek kombinálást adatasszimilációnak nevezzük. Ezen állapothatározók értékének megadásához felszíni modelleket használnak, melyeket meteorológiai megfigyelésekkel futtatnak, így létrehozva a többek között a kezdeti talajnedvességet vagy felszíni hőmérsékletet modell számára. Ilyen felszíni modell például a NOAA/GDAS (National Oceanic and Atmospheric Administration/Global Data Assimilation System), mely a globális előrejelző rendszernek (GFS) szolgáltat kezdeti mezőt vagy a NASA/GLDAS, mely a Noah felszínsémát veszi alapul számításaihoz. A felszíni modellekbe érkező meteorológiai mérések tartalmazzák a mért hőmérsékleti állomásszinti mezőt, a műholdas csapadékintenzitást és sugárzási adatokat a felhőborítottságtól függően. A NASA/GLDAS (National Aeronautics and Space Administration/Land Data Assimilation Systems) esetén a műholdas csapadékat a CMAP (Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation) szolgáltatja, míg a sugárzási adatokat az AirForce Weather Agency's Agriculture Meteorology Modeling szintén műholdas mérések alapján. A használt mérési adatok közül a legnagyobb bizonytalanságot a csapadék adatok mutatták, ezért használatuk erősen vitatott (*Reichle et al.*, 2007).

5. Adatok

5.1. Felszíni adatok

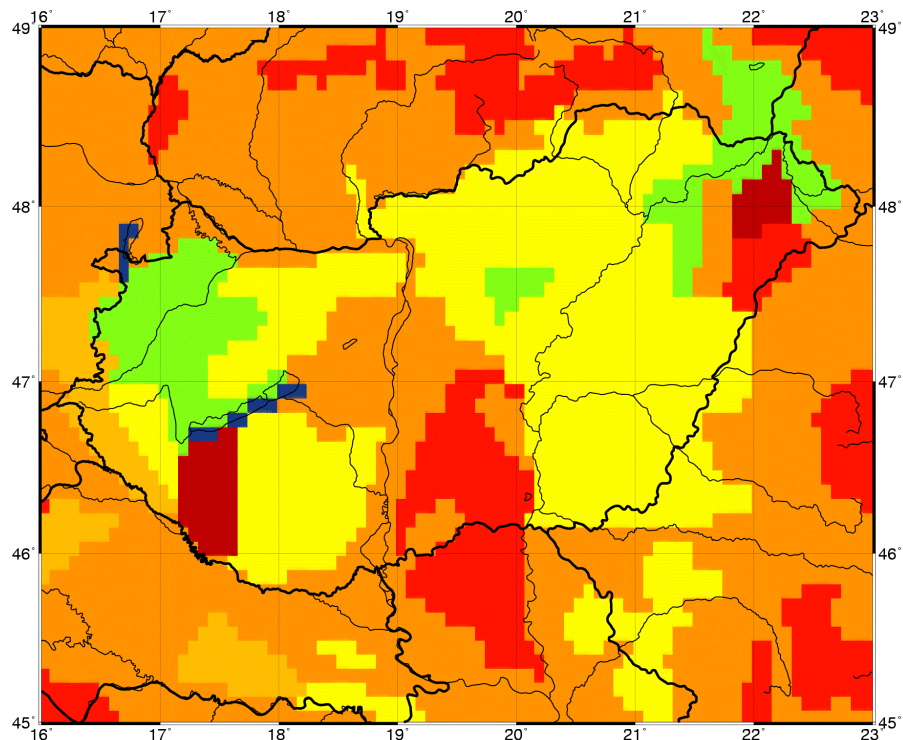
Talajtextúra eloszlás

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, például: agyagos vályog, homokos vályog, vályogos homok. Az ország 50%-át fedő agyagos vályog főként az Alföldön és elszórtan az ország nyugati felén helyezkedik el. A legnagyobb változást ez a textúra fogja szenvedni, a közel 45%-os csökkenésével. Vályoggal jelentősebb mennyiségben az ország középső területein találkozhatunk, ennek aránya a két eloszlásban közel azonos marad, de elhelyezkedése már jóval kiegyenlítettebb. Agyag textúra az ország nyugati-északnyugati részén, jellemzően 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 jelentős mennyiségben a Somogyi-dombságban valamint az ország legkeletibb csücskében találkozhatunk. Ennek mennyisége nem, de elhelyeződése változik, a dunántúli „cella” áthelyeződik a Kiskunság területére.

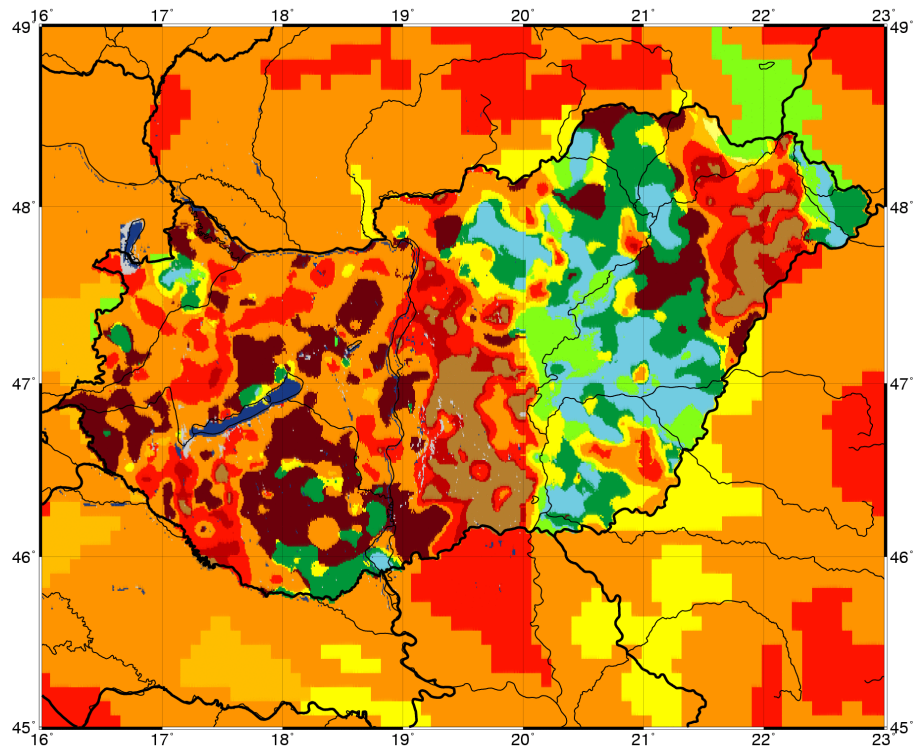
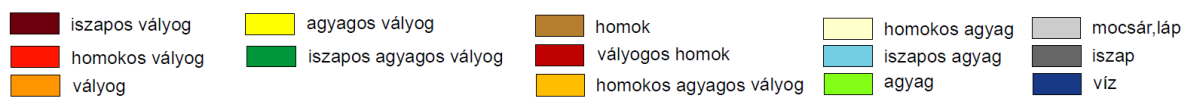
Az új DKSIS eloszlást a 6. ábra szemlélteti. A két adatbázis eloszlása közötti különbség egyértelmű. Míg az eredeti alig tagolt és kevés különböző talajtextúrát sorakoztat fel, addig az új már nagyobb felbontásban, több talajtextúráról ad információt a modellterületen. Az ország nyugati területein túlnyomórészt 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, illetve a vályoggal kevert különböző változatai (vályogos homok, homokos vályog). Az ország legkeletibb csücskében szintén ezek a talajtextúrák a legjellemzőbbek. A homokos területek által körülzárt terület meghatározó textúrája az agyag, az iszapos agyag (9%) de kisebb mennyiségben a vályog is előfordul.

Az egyes talajtextúrákhoz tartozó talajparamétereket a MARTHA (Magyarországi Részletes Talajfizikai és Hidrológiai Adatbázis) (Makó & Tóth, 2008; Makó *et al.*, 2011)

adatbázis alapján tekintettük, melyek Laza (2012) munkájában található meg.



5. ábra: A FAO talajtextúra eloszlás Magyarország területén.

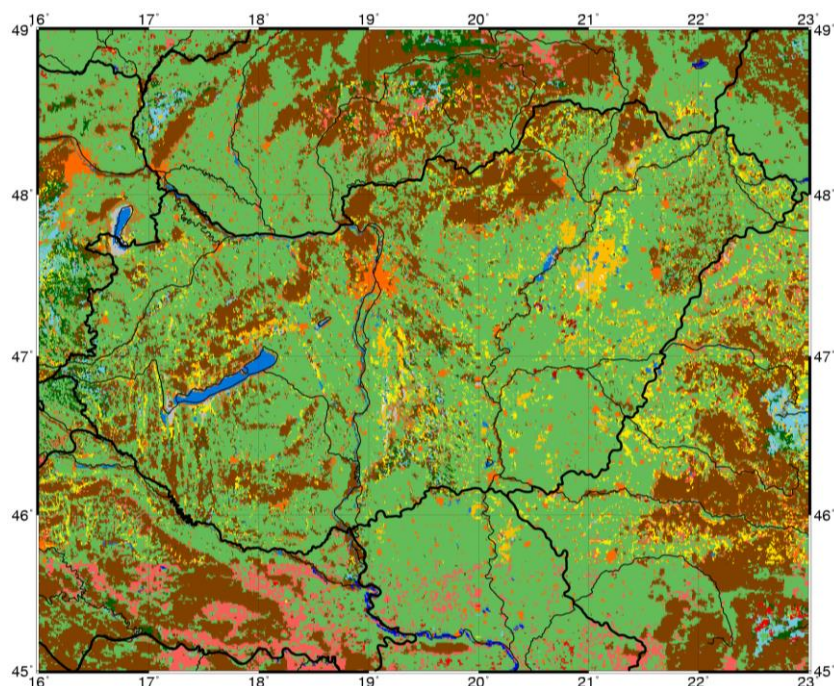


6. ábra: A DKIS talajtextúra eloszlás Magyarország területén.

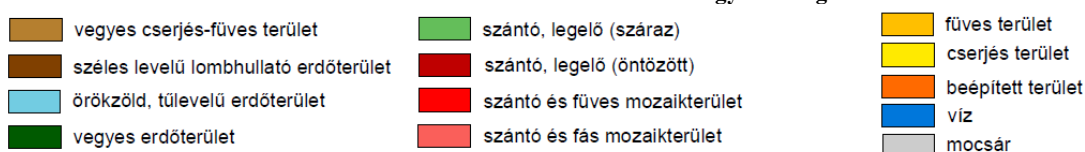
Felszínhasználat eloszlás

A dolgozatban készült szimulációkhoz a felszínhasználat eredeti USGS (United States Geological Survey) eloszlását a 7. ábrán feltüntetett CORINE adatbázissal helyettesítettem. A módosított felszínhasználat, illetve a talajtextúra eloszlás együttes hatásait a szakdolgozatom során már vizsgáltam (Göndöcs, 2013). A talajtextúra eloszlásokkal ellentétben itt a változás nem olyan szembeűnő. Az új térképhez szükséges kategória besorolásokat a CORINE 2000-es felszínborítási adatbázisából töltöttem le. A CORINE műholdképek alapján készült, vektoros felszínborítási térképei 30"-es felbontásban 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, ez elszórtan az ország területének 2/3-át teszi ki. Ez a felszín típus fogja a legnagyobb változást szenvedni a módosítást követően. A javarész hegységek vonulatait borító széles levelű lombhullató erdő a modell terület közel 20%-át fedi. Az eredeti eloszlásban a szántó és a fás mozaikterület az ország egytizedét borítja; jellemzően az Északi-középhegységben, elszórtan az Alföldön és az ország délkeleti határvonalánál. Ez a felszín típus a cserét követően 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 gyarapodott. 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 közt megjelenik a mocsár kategória, mely a tavak határvonala körül figyelhető meg. A két százaléknyi szántó és füves mozaikterület az új adatbázisban már teljesen elenyészik. A cserjés, mint új felszín típus az ország 6%-án jelenik meg, elszórtan a hegyvidékek és a Duna-Tisza közén. Az eloszlás új, részletesebb képéhez az örökzöld tűlevelű, a vegyes erdő, a füves terület és a vegyes cserjés füves terület járul hozzá. Örökzöld tűlevelű erdő az ország keleti felén található meg, valamint számottevő mennyiségben a Kárpátok vonulatain. Füves területtel az új eloszlásban koncentráltabban az Alföld északkeleti régiójában találkozhatunk, míg vegyes cserjés füves terület a Duna-Tisza közének síkságait borítja.



7. ábra: A CORINE felszínhasználat eloszlás Magyarország területén.



5.2. Meteorológiai adatok

Modell kezdeti és peremfeltételek

A WRF modell szimulációk kezdeti- és peremfeltételeket igényelnek, melyeket valamilyen globális időjárás előrejelző modell adatai alapján adunk meg. Vizsgálataimban a GFS (Global Forecast System) modell fél fokos horizontális felbontású adatait használtam fel erre a célra. A letöltött fájlok négy szinten tartalmazták a talajnedvesség és talajhőmérséklet adatokat, továbbá a szimulációkhoz szükséges légköri kezdeti feltételeket, mint például a kétméteres hőmérsékletet, felszíni nyomás, a horizontális szélkomponensek, relatív nedvesség és geopotenciál. Az adatok hat óránként állnak rendelkezésre, az általam készített WRF szimulációkhoz szükséges GFS adatok a 2012-es év nyári félévének 32 csapadékos napjára vonatkoznak. A WRF kezdeti feltételein túl a GFS adatokat felhasználtam műholdas talajnedvesség összehasonlításra is a 2010 és 2012 nyári félévére vonatkozóan.

E-OBS (megfigyelési) adatok

A modell szimulációk validálásához szükségem volt méréseket tartalmazó adatbázisra. Erre a célra az ECA&D adatbázisának E-Obs adatsorát használtam, mely 1950–2013 állt

rendelkezésre, előzetes regisztráció követően. Az adatbázis elkészítése felszíni mérések (megközelítőleg 10000 állomás) rácsra történő interpolálásával történt, mérési hibák kiszűrése után, mivel a felszíni mérőhálózat ritkán és egyenetlenül fedte a területet. Az adatsorok tartalmazzák a napi csapadékösszeget, az átlaghőmérsékletet, melyek mindegyike adott nap 06 UTC-től érvényes, illetve a maximum és minimum hőmérsékleteket és a tengerszinti nyomást. Az adatok naponta, negyed fokos felbontásban az É. sz. 25°–É. sz. 75° és a Ny. h. 40°–K. h. 75° lefedő rácson álltak rendelkezésre (*Haylock et al.*, 2008).

5.3. Műholdas talajnedvesség adatok

A műholdas talajnedvesség adatok egyik forrása a BEC (**B**arcelona **E**xpert **C**enter), mely az SMOS (**S**oil **M**oisture and **O**cean **S**alinity) műhold által készített mérések feldolgozásával foglalkozik. A kapott adatok térbeli felbontása negyed fokos. A fájlokban napi adatok voltak eltárolva 2010-es évtől kezdődően. A mért talajnedvesség értékek csak a talaj felső két centiméteres rétegére vonatkoznak. A feldolgozás közben jellemző probléma volt az adatok nagytérsgű hiánya, ugyanis borultság esetén nem lehetséges a talajnedvesség műholddal való mérése.

Továbbá feldolgoztam az ESA (**E**uropean **S**pace **A**gency), az Európai Űrügynökség műholdjai által mért talajnedvesség adatokat is, amely több műhold méréseit összesítette. Az adatsort passzív illetve aktív távérzékeléssel működő talajnedvesség-mérő szenzorok észleléseiből állították össze. A méréseket az egész földfelszínre elvégezték, majd a felszíni modellek talajnedvesség adataihoz igazított nyers mérések korrekcióját követően napi bontásban tették elérhetővé. Az adatsor horizontális felbontása negyed fokos és vertikálisan egy szintet fed le, mely a talaj felső, két centiméteres rétegének napi talajnedvességét tartalmazza.

5.4. Felhőborítottság és csapadékinzintitás

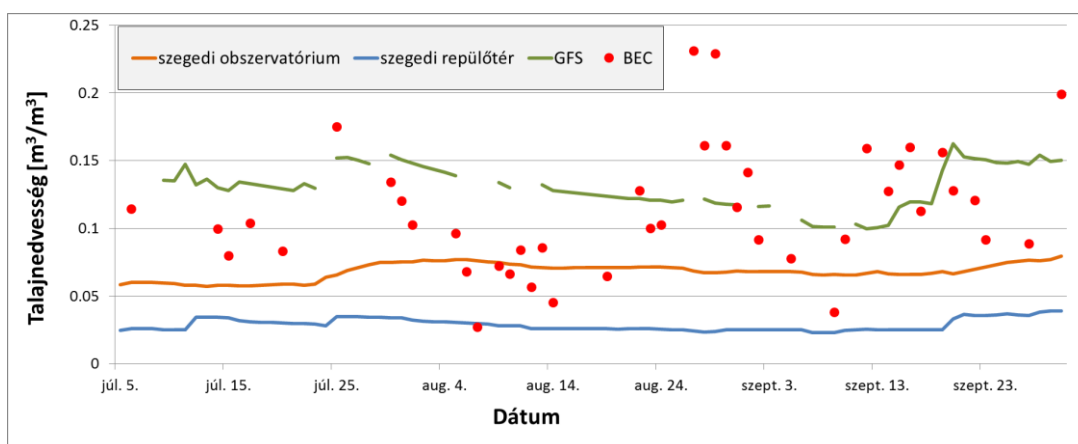
Munkám során céлом volt a készített szimulációk validálása, így szükségem volt olyan mérésekre is, melyek a felhőzet mennyiségét vagy a csapadékinzintitását adják meg. Az MSG (**M**ETEOSAT **S**econd **G**eneration) műhold SEVIRI (**S**pinning **E**nhanced **V**isible and **I**nfrared **I**mager) érzékelő adataiból származtatott csapadékinzintitás és felhőborítottság méréseit használtam fel. Az adatok a műszer jellegéből adódóan csak a nappali időszakban érhetőek el, ugyanakkor negyed órás időbeli és 0,04° horizontális felbontásban állnak rendelkezésre.

6. Modell szimulációk

6.1. Talajnedvesség tartalom

Az előzetes számítások során arra voltam kíváncsi, hogy mekkora eltérések vannak a különböző műholdas mérések, a GFS modell és mérések értékei között. A különbségszámításokra azért volt szükség, hogy a későbbi érzékenységvizsgálat előtt képet kapjak arról, hogy mekkora különbségek adódhatnak a mérések, illetve a modellbe táplált talajnedvesség értékek között. Célom volt a mérések és az adatbázisok különbségének becslése, mely során egy százalékos értéket kaphatok arra nézve, hogy milyen mértékű talajnedvesség módosítást indukál az eltérés.

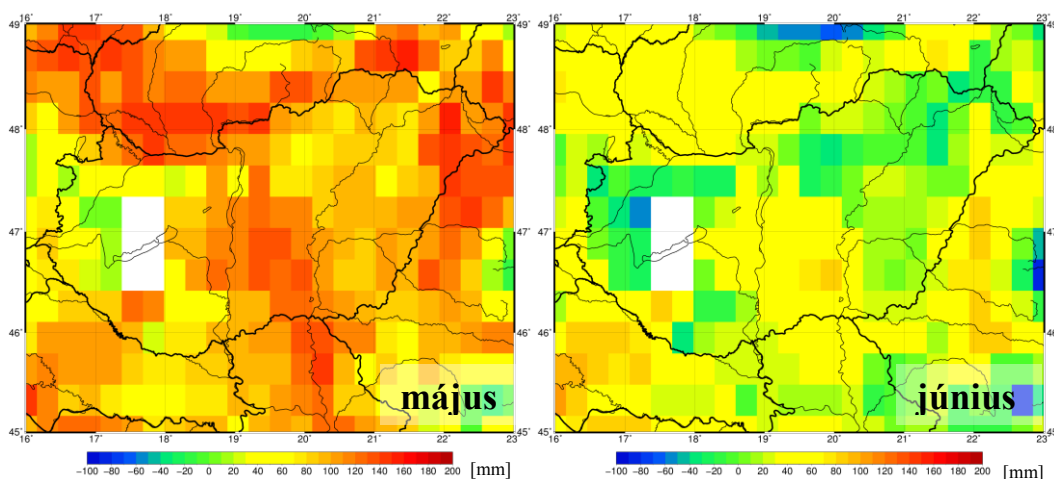
A 8. ábrán 2012 nyári időszakára vonatkozó talajnedvesség értékek láthatók. A mérések azon szegedi környéki pontokról származnak, ahol az uralkodó talajtextúra a vályog, melynek telítési értéke megközelítőleg $0,469 \text{ m}^3/\text{m}^3$. A BEC adatsort ábrázoló piros pontok a barcelonai egyetem által feldolgozott műholdas talajnedvesség értékeket ábrázolja. Látható, hogy a mérés (10–40 cm mélység) és a GFS modell (10–40 cm mélység) által kapott értékek között csaknem $0,1 \text{ m}^3/\text{m}^3$ -es különbség van, ami a telítési értékhez képest 25%-os felülbecslés. A műholdas adatok esetében sem jobb a helyzet, a felülbecslés, habár nagyobb szórással, de majdnem azonos nagysággal rendelkezik. Meg kell jegyeznünk, hogy a műholdas adatok esetén megfigyelt szórás normális, hiszen a talaj legfelső 2 cm-es részére vonatkozik. A GFS felső 10 cm-es rétegének talajnedvessége $0,1$ és $0,2 \text{ m}^3/\text{m}^3$ között változott, kisebb szórást és nagyobb átlagos talajnedvességet mutatva, mint a BEC adatsor (nem ábrázoljuk). A műhold a mérésekhez képesti négyzetes hibája $0,0636$, míg ha a mérés és a GFS modell hibáját tekintjük az $0,0644$. A legkisebb négyzetes hibát $0,0458$ -as értékkel a BEC és a GFS modell közötti összehasonlításkor kaptam.



8. ábra A talajnedvesség alakulása 2012. 07. 08. –2012. 10. 05. között Szeged környékén különböző mérések (in-situ: 10–40 cm mélység, BEC: 0–2 cm mélység) valamint GFS adatsor (10–40 cm mélység) alapján.

Számos műholdas mérésen alapuló talajnedvesség adatbázis állt rendelkezésemre, így felmerült a kérdés, vajon megoldható-e, ha a modell számára szükséges kezdeti talajnedvesség mezőt műholdas mérésekkel helyettesítem. A következőkben szegedi mérések és az ESA adatbázis értékeit hasonlítom össze a 2009-es, 2012-es és 2013-as év nyári időszakában.

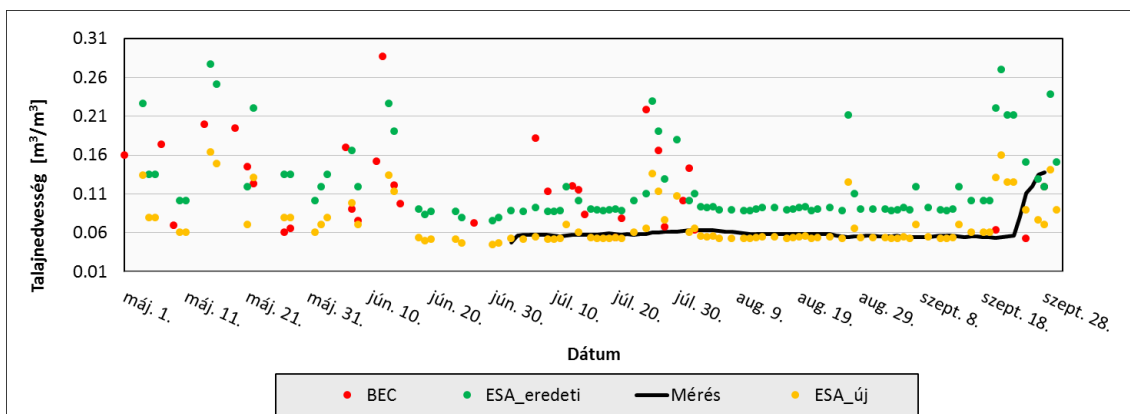
A talajnedvesség különbség területi elrendeződésének vizsgálatához a napi bontásban rendelkezésre álló adatokból havi átlagokat képeztem. Mivel a talajnedvességnek relatív lassú a változása, így a havi átlagok is jó közelítést adhatnak. A 2009-es és 2010-es évek áprilistól októberig tartó időszakait vizsgáltam. A vizsgálatok során úgy találtam, hogy a terület jellemzően szárazabb az ESA adatbázis esetén a GFS-hez képest 40–60 mm-rel. Nem voltak ritkák a 100 mm feletti eltérések sem, amik túlnyomórészt az alacsonyabban fekvő területeken alakultak ki (9. ábra).



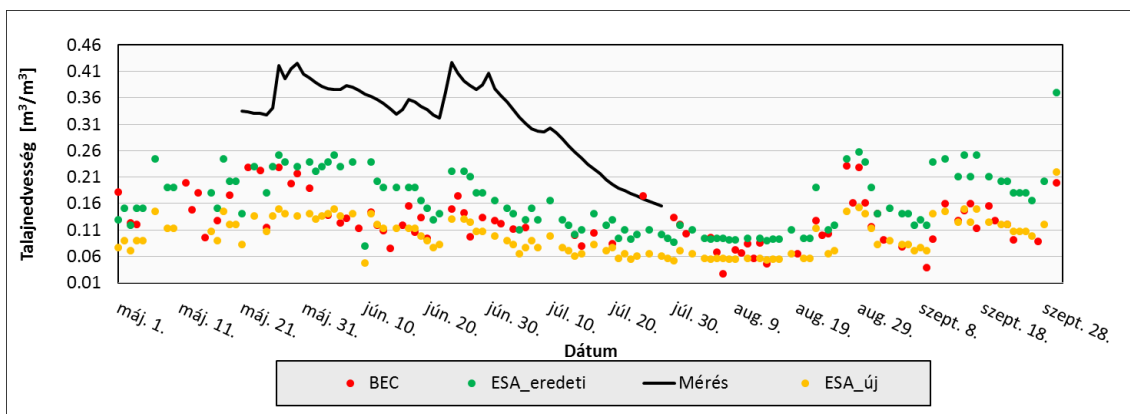
9. ábra: GFS és ESA adatbázis talajnedvesség különbségeinek területi eloszlása 2009. május és június hónapban

Feldolgoztam szeged környéki mérések homokos textúrával rendelkező mérési adatait is, melyeket a 10. és 11. ábrán a folytonos fekete vonal reprezentál. Az ESA adatbázis előállításánál a modell, melyhez a talajnedvességet igazították, homokos agyagos vályog textúrát használ a vizsgált pontokban, így szükséges volt a talajnedvesség átszámítása az új textúrához tartozó hidraulikus tulajdonságok alapján. A számítás elvégzéséhez a telítési talajnedvesség tartalom ($\Theta_{\text{homok}}=0,224$; $\Theta_{\text{h.a.vályog}}=0,404$) és hervadás pont ($\Theta_{\text{homok}}=0,024$; $\Theta_{\text{h.a.vályog}}=0,067$) paramétereket használtam (Cosby et al., 1984; Laza, 2012). Az eredeti ESA adatbázisból származó értékeket a zöld, az átszámított talajnedvességet a sárga, míg a BEC adatsorát piros pontokkal ábrázoltam. Az 10. ábrán a 2012-es év nyári időszaka látható, amely egy igen száraz időszaknak mondható. Az in-situ mérések nem csak a 10–40 cm, hanem a 40–70 cm-es (nem ábrázolom) mélységben is hervadásponthoz alatti talajnedvességet regisztráltak. Egyértelműen

látszik, hogy az átszámítást követően az adatbázis fedésbe kerül a mérési adatsorral. A 2013-as év során szembevetendő, hogy a három műholdas adatbázis alulbecsli a mért talajnedvességet, ellenben a változás jellegének tendenciája megmarad. Az alulbecslés egy része abból következik, hogy a talajmélységének növekedésével a talajnedvesség is nagyobb. Ezzel együtt látható, hogy a BEC adatsorhoz az átszámított ESA talajnedvességek közelebb esnek.



10. ábra: A talajnedvesség változása 2012. 05. 01–2012. 10. 01. között Szeged környékén különböző mérések alapján.



11. ábra: A talajnedvesség változása 2013. 05. 01–2013. 10. 01. között Szeged környékén különböző mérések alapján.

A különböző talajtextúra értékekhez tartozó talajparaméterek, azon belül is a telítési talajnedvesség tartalom alapján elmondható, hogy a Magyarország területén kialakult különbségek nagysága a GFS és az BEC illetve ESA adatbázis között eléri a 25–30%-ot, mind negatív mind pozitív irányban. Az in-situ mérések alapján a GFS modell hibája átlagosan szintén ebben a hiba tartományban mozog. Továbbá a felszínen bekövetkező talajnedvesség változásokról a műholdas adatbázis pontosabb információkkal szolgál. Mindezen megfontolások alapján, létjogosultsága lehet egy műholdas talajnedvességekkel inicializált modell szimuláció készítésének.

6.2. WRF szimulációk

Szakedolgozatomban (Göndöcs, 2012) a szimulációkhoz a WRF statikus adataiban változtatásokat hajtottam végre mind a talaj, mind pedig a felszínhasználat tekintetében, így a felszínhasználat esetén a korábban bemutatott CORINE adatbázissal dolgoztam, míg talajtextúra esetén az eredeti WRF által használt FAO adatbázist a DK SIS adatbázissal helyettesítettem. A módosított talajtextúra és felszínhasználat fájlokkal dolgoztam jelen munkámban, a WRF szimulációk elkészítése során. Arra való tekintettel, hogy a talajtextúrák módosultak, a GFS kezdeti feltételeiben található talajnedvességet az USDA (Cosby *et al.*, 1984) és MARTHA (Laza, 2012) talajparaméter értékek segítségével átszámítottam, melyet külön programként a WRF előfeldolgozó részében végeztem. Az így kapott talajnedvesség mezők alkotják a referencia futtatások kezdeti talajnedvesség értékeit. A fenti talajnedvesség vizsgálatok alapján a kezdeti talajnedvességet 15% illetve 30%-kal változtattam. Az összehasonlítás érdekében a referencia futtatáson (továbbiakban: REF) kívül hét szimulációt készítettem (1. táblázat), melyek a következők: a talajnedvesség 15% (SM+15; SM-15) illetve 30%-os (SM+30; SM-30) csökkentése és növelése kumulusz parametrizáció alkalmazása mellett. További három szimuláció során a felhőképződés explicit módon történik (CUM), ez esetben a referenciához képest csak a 30%-os (CUM+30; CUM-30) talajnedvesség csökkentést és hozzáadást alkalmaztam. Ezen szimulációk hossza 24 óra volt, a modellt 00 UTC-ben indítottam. A vizsgált napok mindegyike 2012 nyári félévéből származik, melyen konvektív csapadéktevékenység volt megfigyelhető hazánk területén. A csapadék szinoptikus kialakulása szempontjából nem tettem különbséget lokális és frontális csapadékok között. Ennek eredményeképpen a napi csapadék összegek a néhány mm-től 40 mm-ig terjedtek.

A WRF modell segítségével 30 órás szimulációkat is készítettem a korábban bemutatott ESA adatbázis adatainak felhasználásával, oly módon, hogy modell felső két szintjén a GFS-ből származó átszámított talajnedvesség értéket műholdas adattal írtam felül (továbbiakban: ESA2). A modellintegrálás folyamán az evapotranszpirációt a felszín párolgása és a növényzet párologtatásának összege adja, akképpen, hogy a növényzet a gyökér szintből veszi a nedvességet, ezáltal a vegetáció transzspirációja erősen függ a talaj nedvességtartalmától. Ahhoz hogy növényzet párologtatása szerepet játszhasson a kialakuló folyamatokban, szükséges volt a felső két szint talajnedvességének módosítása. Az összehasonlíthatóság érdekében egy további 30 órás szimuláció-sorozat készült, melyben az eredeti GFS-ből származó talajtextúrákkal (FAO adatbázis) és adatokkal dolgoztam (továbbiakban: GFS). Folytonos időszakon vizsgáltam, amely 2012.07.10–28-ig tartott, mely nem egyezett meg az

előzőekben bemutatott szimulációk időszakával. Ebben az időszakban nem csupán konvektív csapadékos napok voltak, hanem előfordult anticiklon uralta időjárás is. A szimuláció hosszát azért választottam ebben az időszakban 30 órának, hogy az E-Obs adatbázis napi adataival összehasonlítást tudjak végezni.

Szimuláció	Napok száma (időszak)	Időjárási helyzet	Talajnedvesség inicializáció	Térbeli felbontás	Szimuláció hossza	Cumulus parametrizáció	Validációs adatbázis
REF	32 (2012. 04.-09.)	konvektív csapadék	TAKI + MARTHA + GFS = REF	5 km	24 óra	Kain-Fritsch	MSG műhold (nappali csapadék)
SM+30			REF · 1,3				
SM+15			REF · 1,15				
SM-15			REF · 0,85				
SM-30			REF · 0,7				
CUM			REF				
CUM+30			REF · 1,3			nincs	
CUM-30			REF · 0,7				
GFS			20 (2012. 07. 9-29.)			vegyes	
ESA2	TAKI + MARTHA + ESA						

1. táblázat: Az elkészített szimulációk áttekintő táblázata.

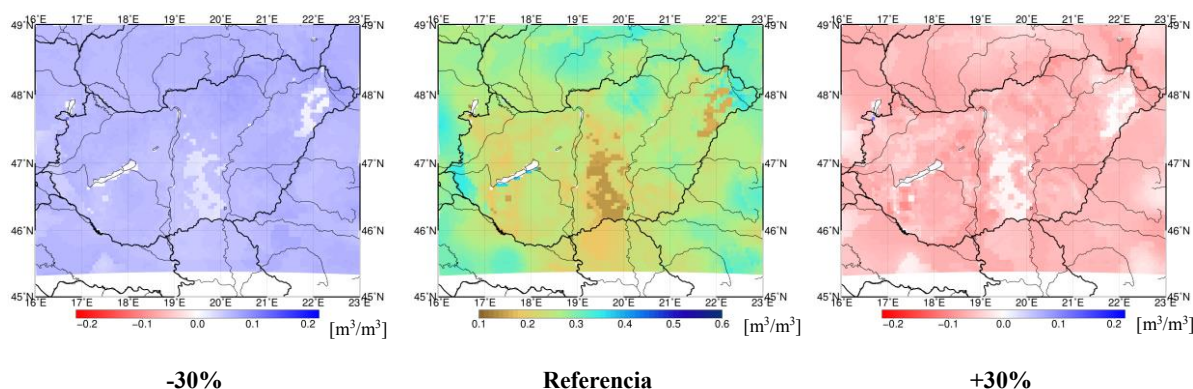
A szimulációkhoz beágyazást használtam. A 15 km-es horizontális felbontású külső modellterület lefedi a Kárpát-medencét, tartománya kb. az É.sz. 43°–51° és K.h. 12°–27° terjed. A Magyarországot lefedő É.sz. 45,3°–49,1° és K.h. 15,1°–24,5° beágyazott modellterület (nest) felbontása 5 km. A külső modellterületre és az ebbe ágyazott területre kapott eredményeket negyedóránként írtam ki. Az így készített nyers, netCDF formátumú WRF output fájlok számos változót 43 η vertikális szinten tartalmaztak. Az integrálási időlépcsők a stabilitási kritérium alapján a szokásos $dt[s]=6 \cdot dx[km]$ időlépcsőnél valamivel kisebbek, a külső modellterületre 60 másodperc, míg a beágyazott területre 20 másodperc voltak. Erre azért volt szükség, mert a hajnali órákban numerikus instabilitás lépett fel, mely az időlépcső csökkentésével könnyen kezelhető.

6.3. Talajnedvesség inicializáció a szimulációk során

A százalékos talajnedvesség módosítással készült szimulációk állapotathatározóinak kiértékelése előtt megvizsgáltam a különböző szimulációk talajnedvességének alakulását, aszerint, hogy hozzáadtam vagy elvettem a kezdeti nedvességből (SM+30, SM-30). A vizsgálat során átlagos modellterületre vonatkozó szimulációnkénti talajnedvességeket készítettem, illetve a kezdeti perturbált talajnedvesség átlagait is képeztem. Az eredmények azt mutatták, hogy a talaj kezdeti nedvességét csökkentve csökken az átlagos talajnedvesség is, a 15%-os

elvonás esetén átlagosan $0,02 \text{ m}^3/\text{m}^3$ -rel és a 30%-os esetben $0,08 \text{ m}^3/\text{m}^3$ -rel. Ezzel ellentétben, amikor többlet nedvességet tápláltam a rendszerbe, annak átlagos nedvesség nem növekedett párhuzamosan a kezdeti értékkel. A telítési szintet elérve, a víztöbblet elfolyt vagy elpárolgott a területről.

A 12. ábra középső tagján a referencia szimuláció átlagos talajnedvessége látszik az egész időszakra átlagolva. A korábban bemutatott textúra térkép alapján kiemelhető a Duna-Tisza közén és az észak-keleti határon uralkodó homok textúra, amelyhez alacsony relatív nedvességtartalom társul a homok hidraulikus tulajdonságai folytán. Továbbá magas talajnedvesség-tartalom miatt kitűnik a nyugati határvonal. A változásokat tekintve a legkisebb módosulást a homok textúra szenvedte, alacsony vízmegtartó képessége nem tudta magában tartani a nedvesség többletet, így ott átlagban nem történt kiemelkedő változás. A két különbség térképről látható, hogy a +30%-os változtatás nagyobb hatást eredményezett, mint az ugyanilyen mértékű elvonás.

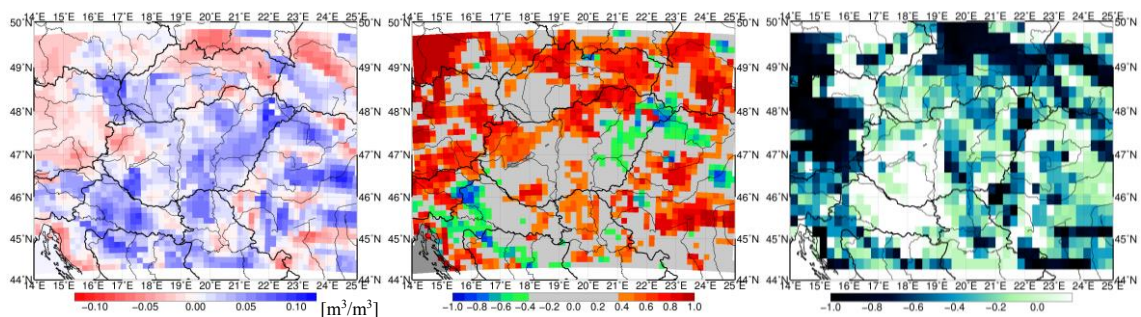


12. ábra: Referencia szimuláció talajnedvessége (középső) illetve a 30%-os talajnedvesség csökkentés (bal), a 30%-os talajnedvesség növekedéssel (jobb) történt átlagos talajnedvesség különbség a referenciához képest.

A különbségeket ábrázoló térképeket vizsgálva (nem ábrázolom), látható volt, hogy a nedvesített szimulációkhoz tartozó átlagos talajnedvesség referenciához viszonyított különbségei nagyobbak a második szint esetében, mint az elsőben. Ez párhuzamba állítható azzal, hogy a betáplált nedvesség lefolyt a felszíni rétegből.

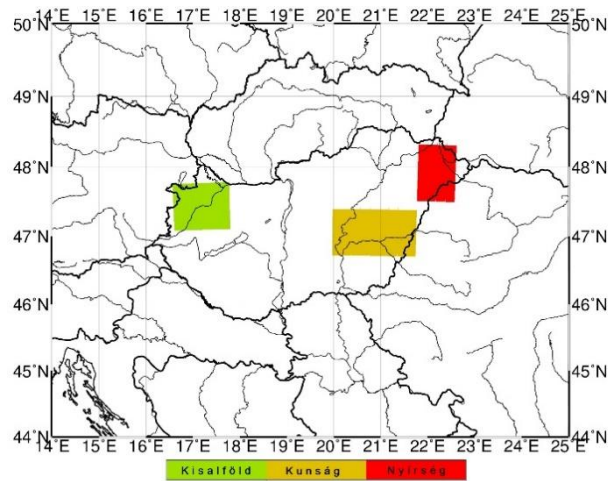
A 30 órás szimulációk készítése során a felső két szint talajnedvességének átírását hajtottam végre. A következőkben a kapott időszakra vonatkozó átlagos talajnedvesség-különbségeket vizsgálom, melyek később hatással lehetnek a kialakuló felszíni áramok nagyságára. A 13. ábrán az időszak folyamán kialakult átlagos talajnedvesség-különbségek jelenítem meg, akképpen, hogy a GFS-ből kivontam az ESA2 szimulációt, ezzel párhuzamosan az adatsorok korrelációját is kiszámítottam a teljes időszakra nézve. A különbség térkép értékeit vizsgálva, látszik, hogy ESA2 szimulációban Magyarország területén belül csupán a

Kisalföldön növekedett a talajnedvesség, más területeken szárazabbá vált a talaj. Legjelentősebb csökkenés a Nyírség és a Somogyi-dombság nyugati oldalán alakult ki, valamint a Kiskunság homokos lankáin is egyértelműen kirajzolódik a változás, amelyeket mind a talajtextúra eloszlásának változtatása indukált. Elsődlegesen lineáris korrelációt határoztam meg, majd szignifikancia számítással kiszűrtem a módosítás jellegzetes területeit, amely a felszín körülbelül 60%-át fedte. A korrelációk alapján látható, hogy erős kapcsolat főként a hegyvonulatokon figyelhető meg. A Kiskunsági homokos területeken már egy mérsékelt korreláció áll fenn. A Nyírség területén kialakult erős negatív korreláció a talajtextúra módosításával magyarázható. Mivel azonban a talajnedvesség adatok rácspontonkénti értéke nem normális eloszlású, így a korreláció nem paraméteres becslésére a Kendall-Tau tesztet is elvégeztem. Nincs korreláció a két adatsor között, ha annak értéke zérus, míg -1-es korreláció esetén az adatsor szöges ellentéte a másiknak. A 0,17-es érték felett szignifikánsan korrelálnak egymással az adatsorok. A bemutatott teszt segítségével számítottam a módosítás jellegzetes területeit, amelyek a felszín körülbelül 60%-át fedték. A Kendall korrelációk alapján látható, hogy fordított kapcsolat főként a hegyvonulatokon figyelhető meg. A kiskunsági homokos területeken már egy mérsékelt korreláció áll fenn. A Nyírség területén kialakult erős negatív korreláció a talajtextúra módosításával magyarázható.



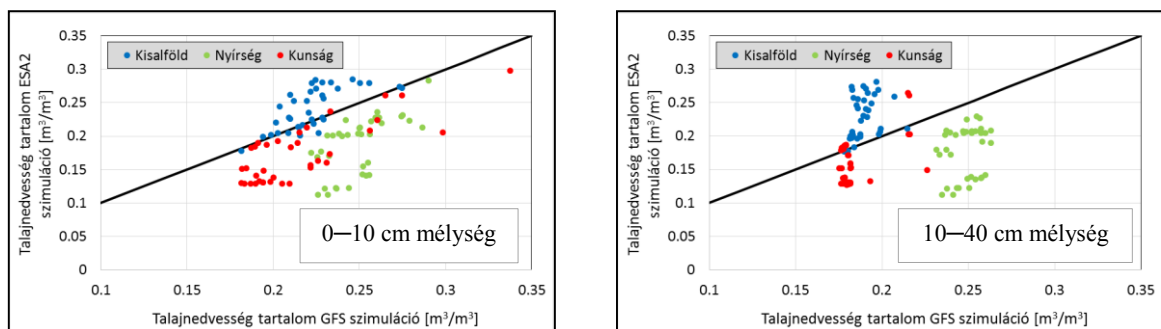
13. ábra: Bal: Időszak során kialakult talajnedvesség különbség a GFS és ESA szimulációk között; GFS és ESA szimulációk talajnedvességének korrelációja, középső: Pearson korreláció, jobb: Kendall korreláció (a korreláció térképeken a szignifikánsan elért értékek vannak jelölve).

A két (GFS, ESA2) szimuláció során kialakult napi talajnedvesség mezők különbségei szerint három területet különítettem el, a két szimulációbeli viselkedésük alapján (14. ábra). Az első ilyen terület a Kisalföld, melyen a talajnedvesség az időszak minden egyes napján magasabb értéket vett fel az ESA2 szimulációban. A második terület a Nagy-kunság térsége, míg a harmadik a Nyírség. Utóbbi két esetben a talajnedvesség nagyobb arányú csökkenése volt megfigyelhető, a Kunság területén kisebb mértékben.



14. ábra: Műholdas talajnedvesség adatokkal inicializált szimulációk során kiválasztott 3 vizsgált terület.

A 15. ábrán a szimulációnkénti talajnedvességek a felső két szinten történő alakulása látható a 3 kiválasztott területen. A Kisalföld esetén az eredeti agyag textúrát vályogos textúrára módosult, melynek víztartó képessége habár mérsékleten, de alacsonyabb. A Nyírség esetén a vályogos textúrák közé ékelődik a homokos textúra, míg a Kunság esetén továbbra is az agyagos textúrák maradnak uralkodóak. A felszínen és az alsóbb szinten a GFS szimulációban a Nyírség a legnedvesebb, míg az ESA2 során a Kisalföld. A felső szinten a Nyírség és a Kunság talajnedvességének csökkenése látható, miközben a Kisalföld területén növekedés figyelhető meg. Az második szinten már kisebb a pontok szórása, de a változások hasonló tendenciájúak. A Nyírségben egy megközelítőleg $0,07 \text{ m}^3/\text{m}^3$ -es fogyás jellemző, míg a Kisalföld területén egy közel $0,05 \text{ m}^3/\text{m}^3$ -es talajnedvesség növekedés.



15. ábra: Talajnedvesség alakulása a szimulációk függvényében (GFS, ESA2); Bal: felső (0–10 cm) szint; Jobb: második (10–40 cm) talajszint.

7. Eredmények

Dolgozatomban elsődlegesen nyolc féle különböző talajnedvesség-tartalommal és felhőképződési dinamikával készült szimuláció eredményét hasonlítom össze többféle, a konvektív csapadékot befolyásoló mennyiségek alapján. Többek között a kétméteres hőmérséklet, a határréteg magasság, a látenshő és a csapadék értékek álltak rendelkezésemre 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.

A modell, integrálás során 12 féle talajtextúra kategóriát és 16 féle felszíni kategóriát használ. A talajtípusok feletti kialakuló mikroklíma vizsgálatának céljából és az eredmények könnyebb összehasonlításának érdekében a közel azonos fizikai tulajdonságokkal rendelkező felszín és talajtextúra típusokat csoportokba rendeztem (2. táblázat).

Homok	Vályog	Agyag
- Homok	- Iszapos vályog	- Agyag
- Homokos agyagos vályog	- Vályog	- Agyagos vályog
	- Vályogos homok	- Iszapos agyagos vályog
	- Homokos vályog	

2. Táblázat: Képzett talajtextúra csoportok.

A 3. táblázatban szimulációnként átlagértékeket szemléltetnek, amelyek mind térben ($x=118$, $y=72$), mind időben (időlépcsők=49, napok=32) átlagolva vannak a szimulált időszakban. A kumulusz parametrizációval készült szimulációk esetében elmondható, hogy a talajnedvesség növekedésével a látens hőáram is nőtt, mely a hőmérséklet és a szenzibilis hőáram csökkenését vonta maga után. Ezzel ellentétben az explicit felhőképződéskor a látens hőáram egységesen kisebb a referencia szimulációhoz képest. A csapadék kumulált összege alapján két szimuláció értéke nem érte el a referencia futtatás során kapott mennyiséget (SM-15, SM-30), mindkettő a talaj szárítása mellett kumulusz parametrizációt alkalmazva. A konvektív gátlás mértéke a referenciához képest, az SM+30 futtatáson kívül minden esetben csökkent, habár ez a különbség sem számottevő. A kialakult konvekció fontos karakterisztikája a feláramlások sebessége, így elengedhetetlen a vizsgálata. A táblázat alapján látható, hogy a talajnedvesség csökkenése növeli a vertikális szélesség nagyságát.

	CUM-30	CUM	CUM+30	SM-30	SM-15	REF	SM+15	SM+30
T2 [K]	291,64	291,34	291,06	292,17	291,95	291,81	291,64	291,53
Látens [W/m ²]	78,57	94,26	105,01	90,17	100,91	107,6	114,66	118,98
Szenzibilis [W/m ²]	41,75	30,01	21,96	44,88	36,92	32,25	27,02	23,97
Csapadék [mm]	18,65	19,49	20,08	17,78	17,64	18,08	18,85	19,27
Feláramlás [m/s]	0,00405	0,0030	0,0019	0,0069	0,00505	0,00425	0,0033	0,0034
CIN [J/kg]	-32,9	-29,9	-28,8	-32,17	-28,43	-26,83	-27,0	-26,7
APE [J/kg]	217,3	228,7	281,3	312,6	308,7	299,7	315,8	344,6

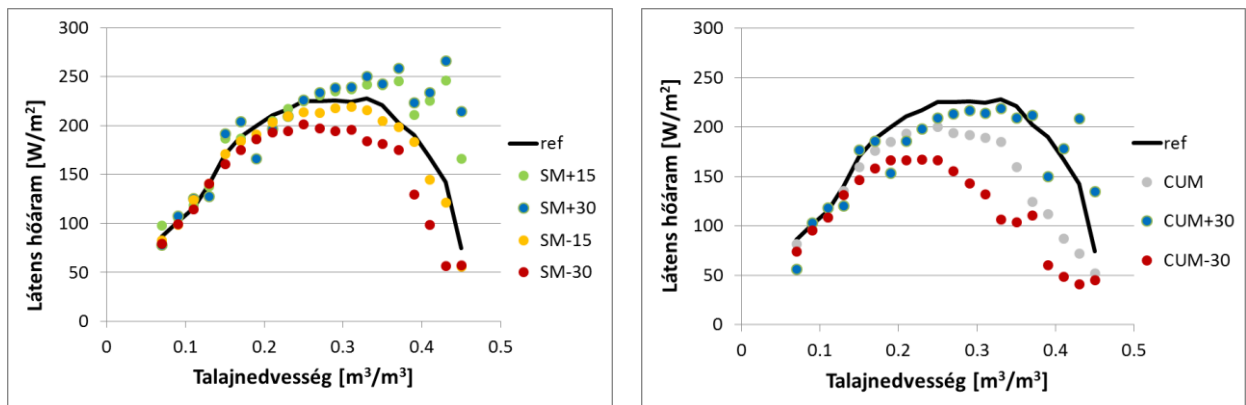
3. Táblázat: Állapothatározók átlagos értéke szimulációnként. Kék háttér: referenciához, illetve a CUM szimulációhoz képesti negatív változás; Piros háttér: referenciához, illetve a CUM szimulációhoz képesti pozitív változás.

7.1. Hőmérséklet, látens és szenzibilis hőáram

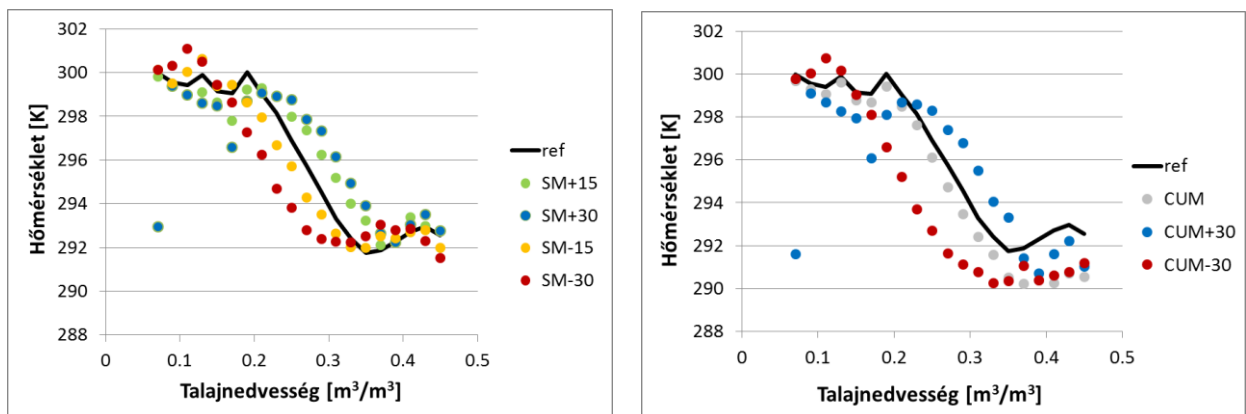
A látens hőáram a talaj nedvesítésével magasabb értékeket vehet fel, ugyanis a sugárzás hatására intenzívebb a párolgás és nagyobb a rendelkezésre álló nedvesség a talajban. A 16. ábrán a látens hőáram alakulását láthatjuk a szimuláció-csoportokra. A fekete vonallal jelölt referencia futtatás 0,25–0,35 m³/m³ talajnedvesség esetén éri el 225 W/m²-es maximumát, ekkor egy intenzív hűlés figyelhető meg a hőmérséklet alakulásában (17. ábra). A látens hőáram görbéjének meredek felfutásához egy közel konstans hőmérséklet feleltethető meg (300 K), azonban egy ponton túllendülve 8°C-os csökkenés jelentkezik. A látens hőáram a maximumát elérve egy meredek lefutásba kezd, itt az alacsony talajnedvességekhez hasonlóan egy egyensúlyi állapot beáll a hőmérsékletben és akörül az érték körül oszcillál (293 és 291 K). A teljes átlagokkal konzekvensen a látens hőáram csökkent az explicit leírásos szimulációk során (16. ábra). A legkisebb eltérés a talajnedvesítéskor történt, azonban a talaj 30%-os szárítása a látens hőáram radikális csökkenését eredményezte. A parametrizált szimulációkat kiértékelve is hasonló eredményekhez jutunk: talajnedvesség hozzáadásával a referenciánál magasabb látens hőáram értékeket kapunk, csökkentésével alacsonyabbat. Fontos megjegyezni, hogy a kétméteres hőmérséklet nem áll lineáris kapcsolatban a látens hőáram alakulásával adott talajnedvesség értékek mellett. A 17. ábrán a hőmérséklet alakulása alapján látható, hogy mindegyik szimuláció esetén, habár a talaj nedves volt és nagyobb látens hőáramok alakulhattak ki, a hőmérséklet mégis magasabb volt, mint a referencia futtatás során.

A 3. táblázatban a teljes időszak területi átlagai láthatóak, emellett elkészítettem a vizsgált terület átlagainak naponkénti bontását is. Az így kapott értékekből, egy t-próba segítségével, az egyes szimulációk és a referencia futtatások (ref, CUM) közti különbségekre szignifikáns eltérés mutatkozott, habár a négyzetes hibák a 0,2–0,5°C-os értékek között mozogtak. A legkiugróbb eltérés a CUM+30 esetén volt, amikor az átlagos négyzetes hiba 0,8 °C lett. Az alacsonyabb négyzetes hibák a parametrizált csoportnál jelentkeztek.

A látens hőáram csak az SM+15 és SM+30 szimulációknál növekedett a referenciához képest, a legkisebb átlagos négyzetes hibákkal (8–11 W/m²). Az explicit leírásos csoportban a négyzetes hibák ehhez képest csaknem kétszeresek: 16–30 W/m². A napi területi átlagokra elvégzett t-próba itt is alátámasztotta, hogy az adatsorok szignifikánsan eltérnek, kivéve a CUM+30 esetében, mert ott habár a talajt nedvesítettük, mégis a referenciánál alacsonyabb látens hőáram átlagokat kaptunk.

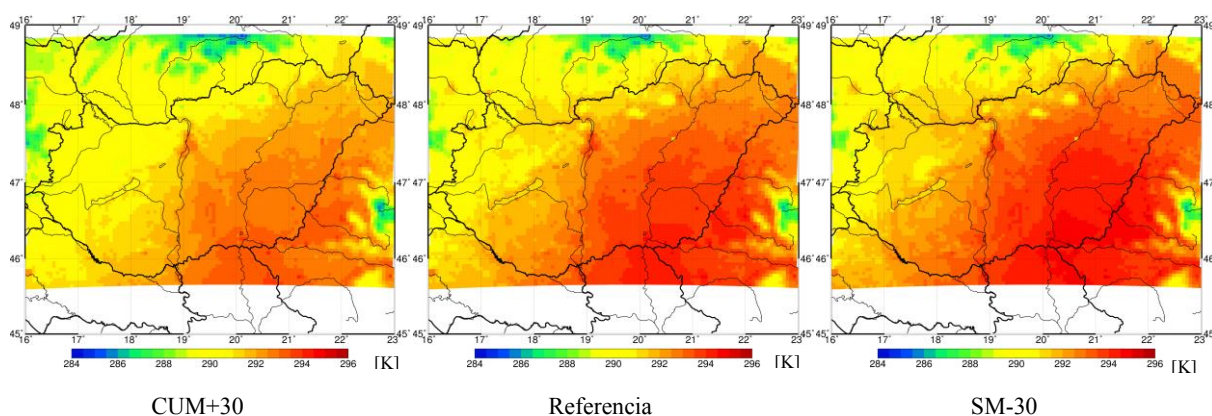


16. ábra: Átlagos látens hőáram alakulása a talajnedvesség függvényében különböző szimuláció csoportokra, bal oldalon parametrizált, jobb oldalon explicit felhőképződés mellett.



17. ábra: Átlagos kétméteres hőmérséklet alakulása a talajnedvesség függvényében különböző szimuláció csoportokra, bal oldalon parametrizált, jobb oldalon explicit felhőképződés mellett.

Magyarország éghajlati adottságait követve az Alföldi területek hőmérséklete a legintenzívebb. A 18. ábrán az átlagos leghidegebb (CUM+30) és legmelegebb (SM-30) futtatások területi átlagai valamint a referencia szimuláció átlaghőmérséklete látható. A legmelegebb és leghidegebb szimuláció között 1°C-os különbség mutatható ki. A változás területi eloszlása nem egyenletes. A szimulációkban egységesen a Dél-Alföld vidéke a legmelegebb. Az SM-30 esetén a Bécsei-medencét határoló vidékek és a magasabban fekvő területek intenzívebb melegedési is megfigyelhető, míg a CUM+30 szimulációnál a leggyengébb a melegedés mértéke. Az ábrákon jól kirajzolódik a főváros, a Mátra, a Bükk és a Kárpátok előtere.



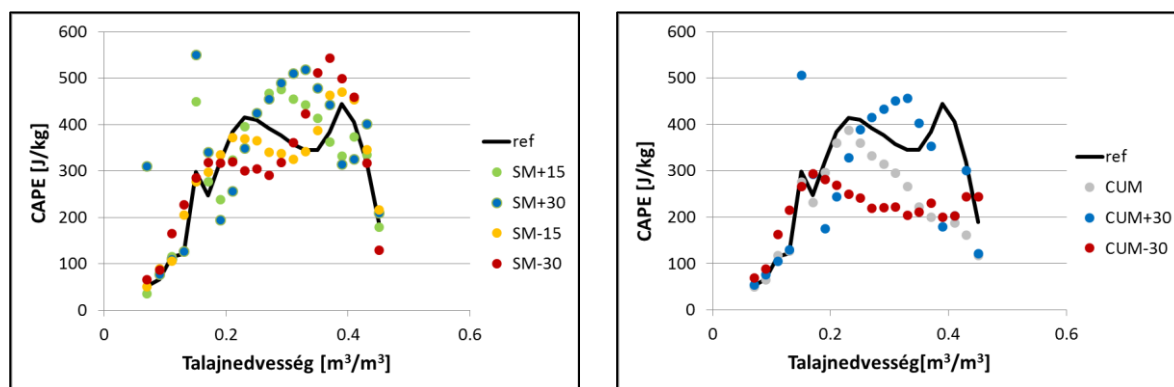
18. ábra: Kétméteres hőmérsékleti mezők a teljes időszak átlagára kiválasztott szimulációk esetén.

7.2. Planetáris határréteg folyamatok

A konvektív hasznosítható potenciális energia erős összefüggésben áll a légréteg nedvesség tartalmával és feláramlási sebességével. A 19. ábrán a CAPE látható a talajnedvesség függvényében. A látenshő görbéjéhez hasonlóan itt is egy meredek felfutás jelenik meg a talajnedvesség növekedésével, amely mindegyik adatsor esetén megfigyelhető, azonban a maximumokban és az inflexiós pontokban különbség jelentkezik. A jobb oldali ábrán, ahol az explicit felhőképződéssel leírt eredmények találhatók, a maximumokban egy a kisebb talajnedvességek irányába eltolódó lépcsőzetes csökkenés látható. A maximumok között csaknem 200 J/kg-os különbség adódik a száraz és nedves szimuláció esetén. Ez a folyamat a talajnedvesség változtatásához köthető. Az átlagos talajnedvesség értékek felett alakul ki a CAPE maximuma.

A bal oldali parametrizált esetben már a nedvesség és a feláramlási sebesség együttes hatása mutatkozik meg. A nedvesített esetben habár van nedvességi támogatottság a feláramlások csekélyebbek. A talaj kiszáradása nagyobb feláramlásokat generál, de nincs elég

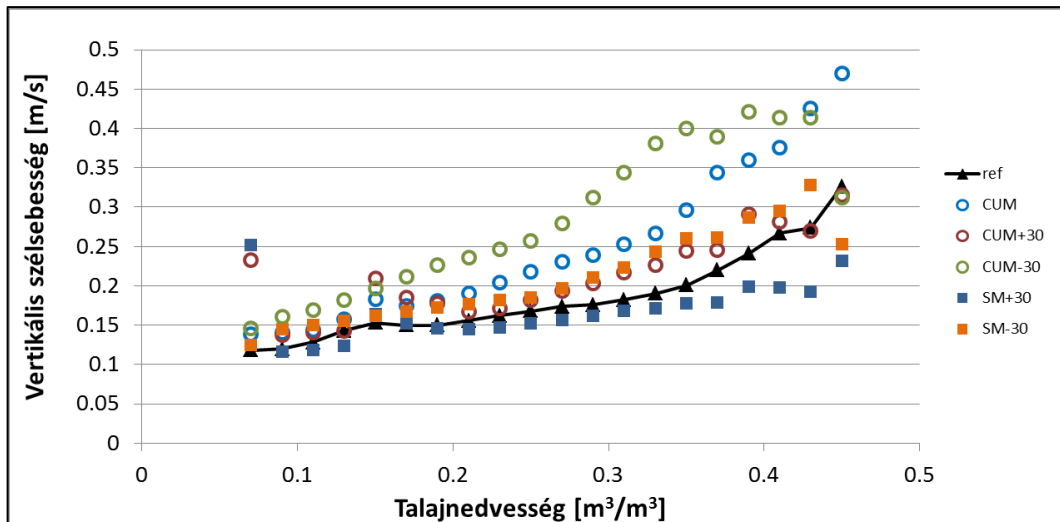
nedvesség bepárolgás, ezért a négy adatsor aránylag közel fut egymáshoz és a referenciához, azonban egy lépcsőzetes elhatárolódás itt is megmutatkozik. Az adatsorok esetén két lokális maximum hely figyelhető meg, például az SM-30 szimulációnál 0,17 és 0,38 környékén alakultak a maximumok. A szétválás azzal magyarázható, hogy a csökkentés után a nedves talajok felett a felhajtó erő és a légnedvesség nagysága egymással optimális arányba kerül, ami miatt a CAPE nagyobb értékeket vesz fel.



19. ábra: Konvektív hasznosítható potenciális energia (CAPE) a talajnedvesség függvényében a két szimuláció csoport esetén; bal oldalon parametrizált, jobb oldalon explicit felhőképződés.

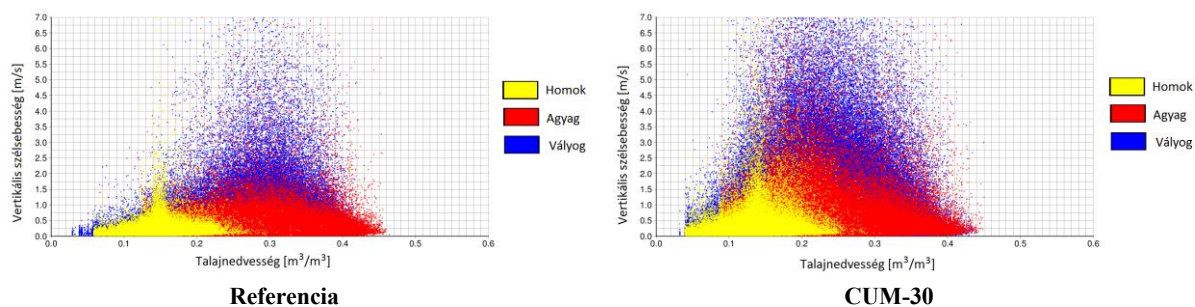
A konvektív hasznosítható potenciális energia változása a talajnedvesség függvényében erős párhuzamot mutat a látens hőáram változásával, ezen két állapothatározó között a talajnedvesség függvényében lineárishoz közeli összefüggés állapítható meg (nem ábrázolom). A nagyobb látens hőáramokhoz magasabb energiák tartoznak, míg a kisebb értékekhez alacsonyabbak. Tehát kimutatható a CAPE erős függése a nedvességtől, feláramlás támogatottsága mellett. Elmondható, hogy a maximális feláramlási sebesség is lineáris kapcsolatba hozható a látens hőárammal.

Adott talajnedvesség esetén fellépő, a határrétegben előforduló legnagyobb szélesebségek nagyságát is összevettem az egész időszakra vonatkozó vizsgálat során. A 20. ábrán adott rácspont felett kialakult maximális vertikális szélesebségek (alsó 3 km-en) átlaga látható a talajnedvesség függvényében. A nem parametrizált szimulációk esetén a szélesebség maximumok átlagai nagyobbak (0,4 m/s), mint a parametrizált esetekben (0,3 m/s). Ez összecseng az átlagos vertikális sebesség időbeli és térbeli átlagolásával kapott eredményekkel (3. táblázat), ahol a referenciához képest kisebb feláramlás alakult ki, mint a CUM futtatás során (ezeknél a talajnedvesség megegyezett). A vertikális szélesebség magasabb értékeket vesz fel a kiszáritott talajok felett. A legnagyobb átlagolt maximális vertikális szélesebségek a CUM-30 esetén lépnek fel 0,4 m/s-os maximummal, míg a legalacsonyabbak a nedves parametrizált esetben, ahol a maximum csupán 0,25 m/s körül alakul.



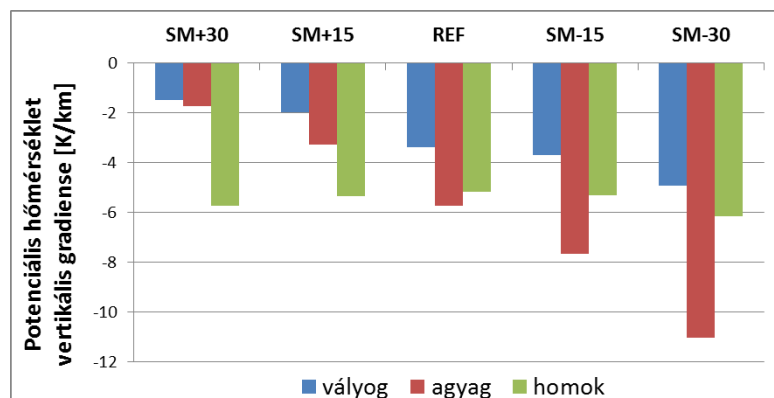
20. ábra: Adott talajnedvesség esetén fellépő maximális szélességéből képzett átlagok a talajnedvesség függvényében.

Annak érdekében, hogy a talajnedvesség eloszlását és hatását a feláramlásra vizsgáljam, az egyes előforduló vertikális szélességeket talajtextúráként, a talajnedvesség függvényében is ábrázoltam (21. ábra). Az ábrákon késsel a vályog, pirossal az agyag és sárgával a homok textúra jelenik meg, az 2. táblázat csoportosítása alapján. A textúrák telítési értéke befolyásolja a maximálisan felvehető nedvesség mértékét, eszerint a homok a kisebb talajnedvességek esetén fordul elő, míg a vályog és az agyag szélesebb intervallumban. A modellterület túlnyomó részét vályog borítja, melyek felett maximalizálódik a feláramlások értéke megközelítőleg 7 m/s-mal, agyag esetén 3 m/s, míg homok esetén csupán 2 m/s körüli maximumokat kapunk. A különböző szimulációk esetén a talaj nedvességének módosítása a maximumok oldalirányú eltolódását eredményezi, és némelyik esetben a nagysága is változik. Mindegyik talajtextúra esetén a kumulusz parametrizáció nélküli szimulációknál nagyobb szélességek alakultak ki a referenciához és a parametrizált szimulációkhoz képest (20. ábra). Az explicit leírás során (CUM, CUM+30, CUM-30) a különböző talajokhoz tartozó maximumok közel ugyanakkorák maradtak. A modellterület nedvesítésével az agyag és a vályog „hullámhegye” a nedvesebb talajok felé tolódik, míg a homok minden esetben a 0,15 m³/m³-es talajnedvesség értéknél maximalizálódik (nem ábrázoljuk).



21. ábra: Különböző talajtextúrák felett kialakuló maximális feláramlások a talajnedvesség függvényében.

A potenciális hőmérséklet vertikális profilja alapján információt kaphatunk a légkör stabilitásáról; ha a magassággal növekvő tendenciát mutat, akkor a légkör stabilis, ha csökken a akkor pedig labilis, míg változatlan esetben indifferens a légkör. A vizsgálat során három kiválasztott pontra készült (talajtextúrák alapján, sík területen) számítás a potenciális hőmérséklet magassággal történő változásáról. Az első ilyen pont a Mezőföldön található vályog, második ilyen pont a kiskunsági homok textúra felett, míg az utolsó pont az részben Nagykovácsány részben Jászság területén lévő agyag textúra feletti állapotot mutatja. A kiválasztott pontok mindegyikére az volt jellemző, hogy az értékek nulla alatt mozogtak, jelezve a légkör labilitását, azonban a változékonyságukban eltérések mutatkoztak. Homok esetében volt a legkisebb az az intervallum, amelyben az értékek mozogtak. A vályog és az agyag esetében nagyobb volt a változékonyság, mind a szimulációk, mind a labilitás intervalluma között. Ez annak köszönhető, hogy az agyag textúra felett nagyobb szenzibilis hőáramok alakultak ki, ami magyarázza a nagyobb szórásokat (*Breuer et al., 2012*). A szimulációnkénti átlagokat összehasonlítva látható, hogy a szárazabb szimulációknál nagyobb a labilitás értéke vályog és agyag textúra felett. Mivel a homok alacsony víztartó képességgel rendelkezik, ott nem történt változás sem szárítás sem nedvesítés során (22. ábra). A kevésbé stabil rétegződésű légkör esetén nagyobb feláramlások léphetnek fel, ami egyezik a korábban kapott eredményekkel, miszerint szárazabb felszínek felett nagyobb lesz a feláramlás nagysága (22. ábra).



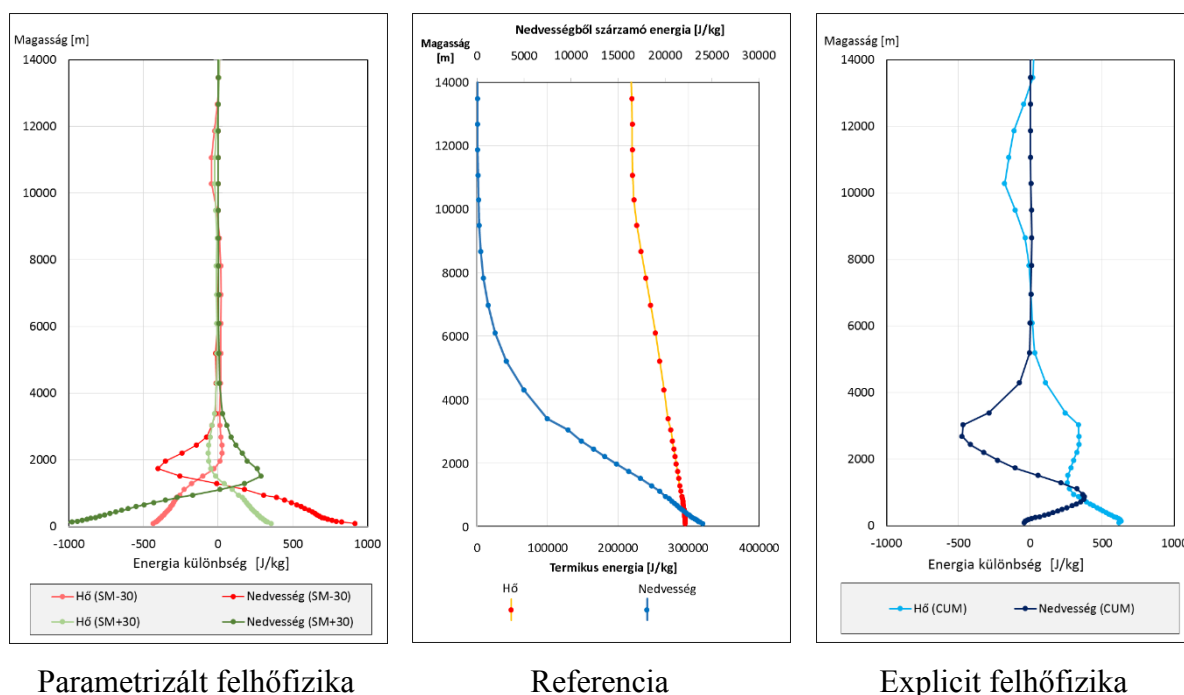
22. ábra: A potenciális hőmérséklet átlagos vertikális gradiense a modell légkör 4 legelső szintje alapján, különböző textúrájú rácspontok felett.

A határretegben zajló folyamatok vizsgálata közben a különböző szimulációkban kialakult termikus és nedvességből származó energia vertikális profilját képeztem a modell légkörében, ezzel megbecsülve, hogy ez egyes összetevők mekkora hányaddal vesznek részt a mozgások alakításában. A 23. ábra középső elemén a referencia szimuláció során kialakult energiák vertikális profilja látható, a késsel jelzett nedvességből származó energia nagyobb koncentrációban a légkör alsó négy km-es rétegében figyelhető meg, felé haladva konvergál a nullához. A pirossal jelölt termikus energia a hőmérséklettel áll összefüggésben, így érhető, hogy a felszínen az értéke mérsékleten nagyobb, mint a magasabb szinteken. Bal oldalon a parametrizált felhőképződéssel leírt szimulációk referenciától vett különbségei láthatóak. A szimulációk szárításával (piros görbék) a felszínen a lecsökkent párolgás miatt melegedés történt, ezzel párhuzamosan ott termikus energiátöbblet alakult ki. A magasban létrejött pozitív tartományú terület a keverési arány csökkenésével magyarázható, ami a felhőzet redukálódását vonta maga után. Nedvesítés során (zöld görbék) egy ugyanekkora nagyságú, de ellentétes folyamat képződött. A közel két kilométeren található határreteg magasságában történt eltérés. Szárítás során némileg magasabbra került, ami azzal magyarázható, hogy szárazabb felszín felett a nagyobb szenzibilis hőáram miatt erőteljesebb feláramlások képződtek. Magasabb rétegekben (körülbelül 3 km-től) a felszín már kisebb jelentőséggel bír a kialakuló mozgásokra, így az eltérés nulla körüli.

Az explicit módon történő számításnál, az változó dinamikai folyamatok miatt eltérő módon alakul a határreteg magassága. Itt a határreteg már eléri a 3 km-es kiterjedést is, ami a korábban bemutatott erősebb feláramlással magyarázható. Nedvesítés esetén előzőekhez hasonlóan ugyanaz a folyamat figyelhető meg: a nedvességből származó energia nőtt az alsóbb szinteken, eközben a terület hűlt. Szárítás során csökkent a nedves energia, viszont ezzel párhuzamosan nem nőtt a termikus energia a referencia szimulációhoz képest. Ez párhuzamban

áll a 3. táblázat eredményével, miszerint a CUM-30 átlagban hidegebb a referencia szimulációnál. Magasabb szinteken szárítás és nedvesítés folytán is a nőtt a nedvességből származó energia, ami adott szinten többlet felhőzetet jelent. Kialakult felhőzet a sugárzás és a légoszlop termikus energiájának csökkenését vonta maga után az alacsonyabb szinteken.

Abban az esetben, ha a CUM+30 és CUM-30 szimulációkat a CUM-hoz referenciaként hasonlítom, közel hasonló ábrát kapok a vertikális menetbeli különbségek alakulására (nem ábrázolom).



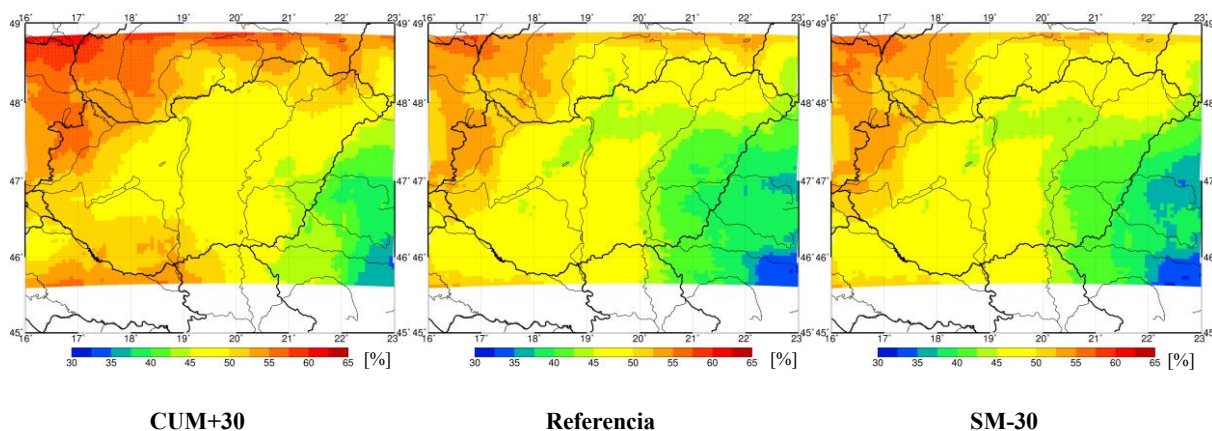
23. ábra: Energiák vertikális profilja a Maros-Körös köze területén, a referencia szimulációk során (középen), oldalt a referenciához képesti különbségek a vertikális energiaprofilban.

7.3 Felhőzet, Csapadék

Felhőborítottság

A felhőborítottságról elmondható, hogy a referencia futtatáshoz viszonyítva, felhőképződés explicit módon való leírásakor a felhőborítottság százalékos értéke nőtt a modellterületen, míg a parametrizált esetében csökkent. Ez a folyamat összecseng a 18. ábrán látható átlaghőmérsékletek alakulásával. A kevesebb felhővel borított területen (SM-30) a beérkező rövidhullámú sugárzás a felszín nagyobb felmelegedését eredményezte. A talaj nedvességének változtatásakor a szárított szimulációkban a felhőborítottság minimális növekedése mutatkozik. A kiválasztott napokra képzett átlagos felhőborítottság különbségeinek átlagai a referenciához viszonyítva -0,2 és -0,4 százalék között változtak a kumulusz

parametrizációs futtatások alkalmával, míg a másik esetben a referenciához képesti felhőborítottság csaknem 3%-kal nőtt (24. ábra).



24. ábra: A teljes időszakra időben átlagolt felhőborítottság eloszlása kiválasztott szimulációk esetén.

A kapott eredményeket összevettem az MSG műholdas felhőborítottság adataival, melyben három kategória került elkülönítésre: felhőmentes terület, felhővel gyengén, illetve teljesen borított terület. Ez alapján kiszámoltam a borult és derült területek arányát, és megállapítottam, hogy a kumulusz parametrizáció mellett a borult területek 2,5-szörös felülbecslése történt a modellben. A felhőképződés explicit módon leírt értéke ennél valamivel alacsonyabb, 1,7-szeres volt. A kapott átlagok azt mutatták, hogy inkább a felülbecslés volt jellemző. Ezzel szemben gyenge felhőborítottság mellett a modellben többször nem alakult ki felhőzet, ilyenkor alulbecslés történt. Utóbbi nagyobb volt, mint a borult időjárásakor a felülbecslés.

Csapadék

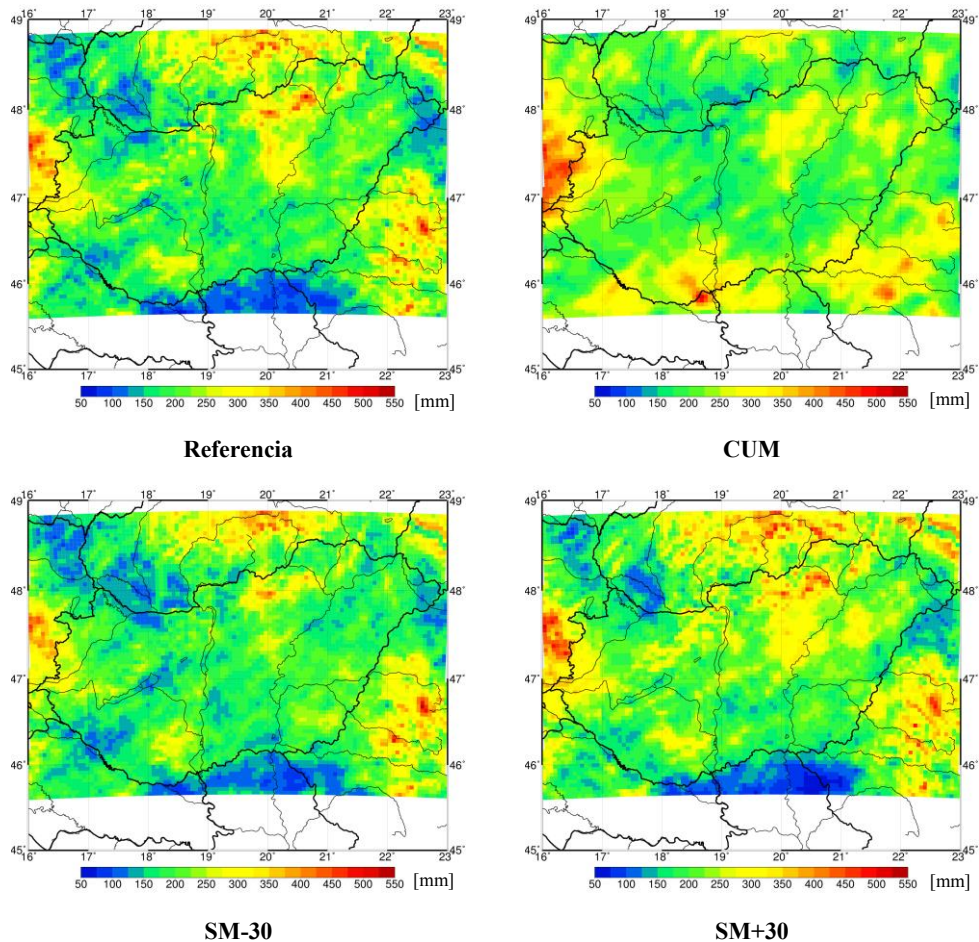
A 3. táblázatban kumulált csapadékösszegek is megtalálhatók a teljes időszakra vonatkozóan. A legtöbb csapadék a CUM+30-as szimuláció során hullott, amikor a CAPE értéke a legmagasabb volt, annak ellenére, hogy ez tekinthető a leghidegebb szimulációnak. A referenciával egyenlő kezdeti talajnedvesség értékekkel, de eltérő fizikával indított szimuláció is több csapadékot produkált a referenciához képest, ami csak a harmadik legnagyobb lett. Ennek oka a megnövekedett vertikális sebességek. A legkevesebb csapadékot generálta a parametrizált fizikával leírt 30%-os talajnedvesség csökkentésű szimuláció (SM-30). A csapadékos rácspontokat vizsgálva az is elmondható, hogy ahol a legtöbb csapadék hullott (1988753 mm) ott volt a legkevesebb a csapadékos rácspontok száma (9506555 db), és fordítva, ahol sok pontban hullott csapadék (9890164 db), ott lett a legkevesebb a kumulált csapadék

(1729382 mm).

A teljes időszakban kumulált csapadékösszeg és a csapadékos rácspontok száma alapján meghatároztam a csapadékos rácspontokban hullott átlagos csapadékmennyiséget. A legtöbb a CUM+30-as, míg a legkevesebb az SM-30-as szimuláció során hullott, átlagosan 18,6 mm egy csapadékos rácspontban. A két legszélsőségesebb szimuláció csapadékösszegei 16,7–20,0 mm között változtak, ami a referenciához képest 10%-os csökkenés, valamint 2%-os növekedés.

A 25. ábrán a 32 napra összegzett csapadék területi eloszlása látható. A referencia és az alsó sorban levők (SM+30, SM-30) parametrizációval készültek, míg a CUM nem. Szembetűnő a különbség a parametrizált és az explicit gomolyfelhő-képződéses szimulációk között, kiváltképp a déli területeken az Északi-középhegységben és a Kárpátok előterében. A parametrizált esetben a hegységeken nagyobb mennyiségű csapadék keletkezett, ellenben a hazánktól délre fekvő területeken lényegesen kevesebb csapadék hullott. Szintén kevesebb csapadék mutatkozik a parametrizált esetben ott, ahol a Duna és a Tisza belép az ország területére. A parametrizációval készült szimulációk élesebb, míg a CUM számítás egy elmosódottabb képet mutat. Ennek oka, hogy a parametrizáció során a modell minden rácspontban elvégez egy feltételvizsgálatot a konvekcióra, és rácspontonként definiálja felhőzetet és a kihullható csapadékot. Explicit esetben csak akkor keletkezik csapadék, ha a kihullható vízmennyiséget a felhajtó erő már nem képes visszatartani. A kumulált csapadékösszegeken látható továbbá, hogy a talajnedvesség csökkentése esetén (SM-30) kevesebb, növelésekor (SM+30) több csapadék hullott a modellterületre. Vannak azonban egyes területek, ahol fordított tendencia figyelhető meg, pl. Körösök vidéke vagy a déli országhatár menti területek.

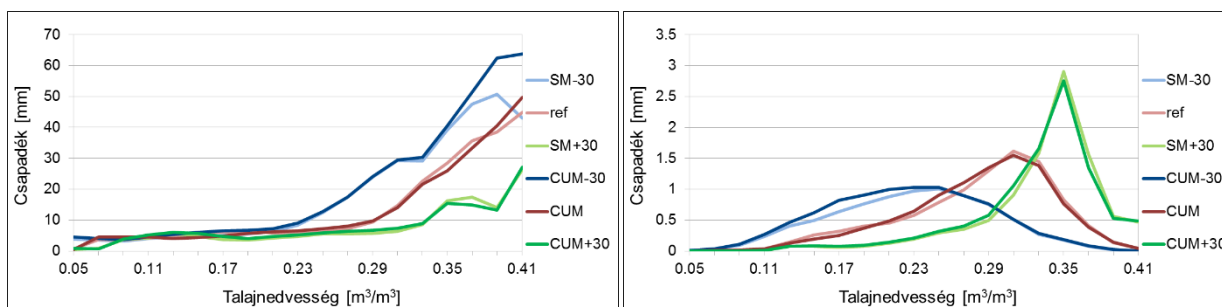
Az explicit felhőképződést alkalmazó szimulációk során az átlagos és kezdeti mennyiségek között is hasonlóan alakul a talajnedvesség-különbség, mint a kumulusz parametrizációt használó szimulációk esetén. Ebben az esetben (a később bemutatásra kerülő) a többlet csapadék nem a talaj többletnedvességéből származik, hanem a megváltozott dinamika hatására kialakuló erősebb feláramlások miatt képződő felhőzetből.



25. ábra: Kumulált csapadékösszegek a vizsgált 32 npra a modellterületen kiválasztott szimulációk esetén.

Továbbá ábrázoltam az átlag csapadékösszegeket és a csapadékos rácsponok számát a talajnedvesség függvényében (26. ábra). A bal oldali diagramon a legmagasabban futó görbéket a szárított szimulációk esetén kaptam. Minden szimulációra jellemző hogy, a magasabb talajnedvesség értékek felett kapjuk a nagyobb csapadékot. Míg ha pozitív talajnedvesség perturbációt hajtunk végre, akkor kevesebb csapadékot kapunk a nagyobb talajnedvességű rácsponok felett. Azonban felmerül a kérdés, hogyan lehetséges, hogy mégis a legnagyobb kumulált csapadékösszegű futtatás pozitív talajnedvesség perturbációval készült? A választ a 26. ábra jobb oldali diagramja alapján kapunk, mely az adott nedvességű talaj felett kialakult talajnedvesség gyakorisággal normált csapadék mennyiségét adja meg. Ebből leolvasható, hogy a szárazodás hatására habár a nedves talajok ($>0,35\text{m}^3/\text{m}^3$) felett nagyobb maximumú csapadék alakulhat ki, azonban az ebbe a talajnedvesség intervallumba eső darabszám alacsony, így végső soron kisebb csapadékösszeg adódik. A pozitív nedvesség perturbációval készített számítás esetén a gyakoriság a nagyobb talajnedvességek felé tolódik el, ami azt jelenti, hogy ott nagyobb csapadékösszegek fordulhatnak elő. Továbbá az eredmények azt is mutatták, hogy

talajnedvesség csökkentés hatására több rácspontban keletkezett csapadék, mint ellenkező esetben, valamint a talajnedvességtől való függés lényegesen kisebb. Tehát habár a szárítás hatására több helyen fordulhatott elő szabad konvekció, nedvesség hiányában kisebb intenzitású csapadék keletkezett. Ezen eredmények a pozitív visszacsatolás elméletét támogatják függetlenül a mélykonvekció számítási módjától.



26. ábra: Átlagos csapadékösszegek és csapadékos rácspontok a talajnedvesség függvényében.

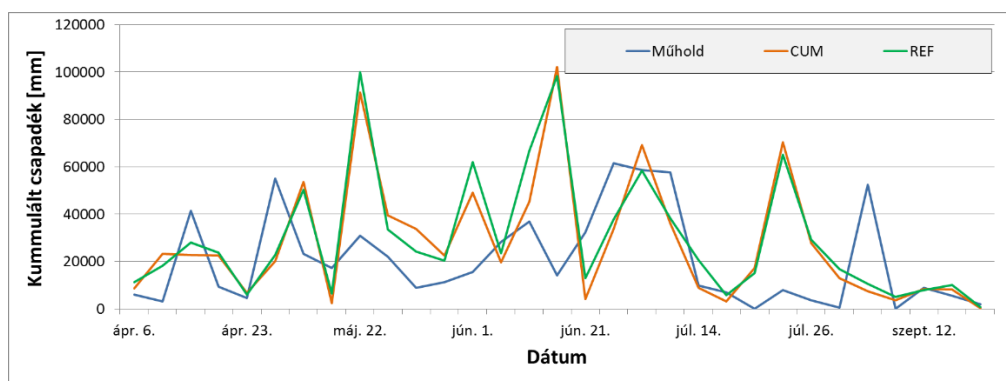
A számítások validálásához szükséges volt a csapadék adatok valósággal való összevetése is, így a rendelkezésemre álló műholdas csapadékintenzitás adatbázissal végeztem összehasonlításokat. Azonban a műholdas mérések nem minden időpontban és nem azonos területre álltak rendelkezésemre mint a modell szimulációk, így szükségszerű volt azok átalakítása, interpolálása. Képeztem napi csapadékösszeget mind a műholdas, mind a WRF szimulációkból, melyekből a következő megállapításokat vontam le: a napi átlagok értékeiből képzett négyzetes hibák alapján kiderült, a csapadék tekintetében hogy a talajnedvesség elvonása során kapott szimulációk hozták a legkisebb eltérést a mérések és a modell között (4. táblázat). A korábban bemutatott 8. ábrán látható, hogy a modell és a műholdas talajnedvesség-mérés egyaránt felülbecsli a talaj mért nedvességtartalmát, ez alapján biztató eredmény, hogy a száraz szimulációk során kaptam a legkisebb négyzetes hibákat a műholdhoz viszonyítva, annak ellenére, hogy a hibák nagyobbak, mint az egyes szimulációk közti eltérések.

Szimulációk	REF	SM+15	SM+30	SM-15	SM-30	CUM	CUM+30	CUM-30
Hiba [mm]	3,38	3,49	3,55	3,31	3,21	3,41	3,49	3,23

4. táblázat: Rácspontenkénti átlagos négyzetes csapadék eltérése a műholdas adatbázis és a szimulációk között

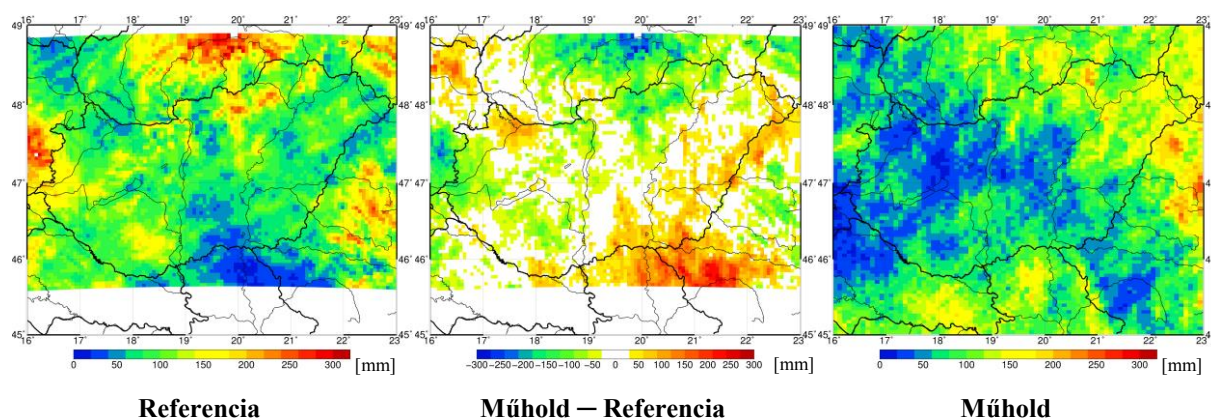
Az adatsorok t-próbával végzett statisztikai vizsgálata azt mutatta, hogy a szimulációk szignifikánsan különböznek a műholdas adatsortól, amit alátámaszt a 27. ábrán kapott eredmény, melyen a vizsgált időszak napi csapadékösszegei láthatók. A számítás során a modell

által generált csapadék csak abban az esetben került összeadásra, ha műholdas mérés is rendelkezésemre állt. Bizonyos időjárási esetekben a görbék közel futnak egymáshoz, azonban a műholdas mérések hiányosságai miatt nehéz a konzekvens összehasonlítás. Az esetek többségében jelentkező felülbecslés betudható a modell által, a hegységekben adott nagyobb csapadékmennyiségeknek valamint annak, hogy a műholdas adatsor általában csupán helyi idő szerint 7-18 óráig állt rendelkezésre.



27. ábra: Kiválasztott napok csapadékösszegei műholdas mérések és modell szimulációk alapján.

A modell eredmények és a műholdas adatbázis területi elrendeződése sem mutat egységes képet (28. ábra). Az ábráról leolvasható, hogy a modell által generált csapadék abban az esetben adódott össze, amennyiben műholdas csapadék is rendelkezésre állt. Az így kapott Magyarországra vonatkozó értékek 100 mm körül alakultak, míg a műholddal mért mennyiség 20–100 mm között változott. Látható, hogy míg az ország északnyugati területein negatív a különbség, ami a műhold csapadékhiányát jelöli, addig a déli területeken kb. 50 mm-es csapadéktöbbletet mutat. Utóbbi alapján az explicit mélykonvekció alkalmazása helyénvalóbbnak tűnik.

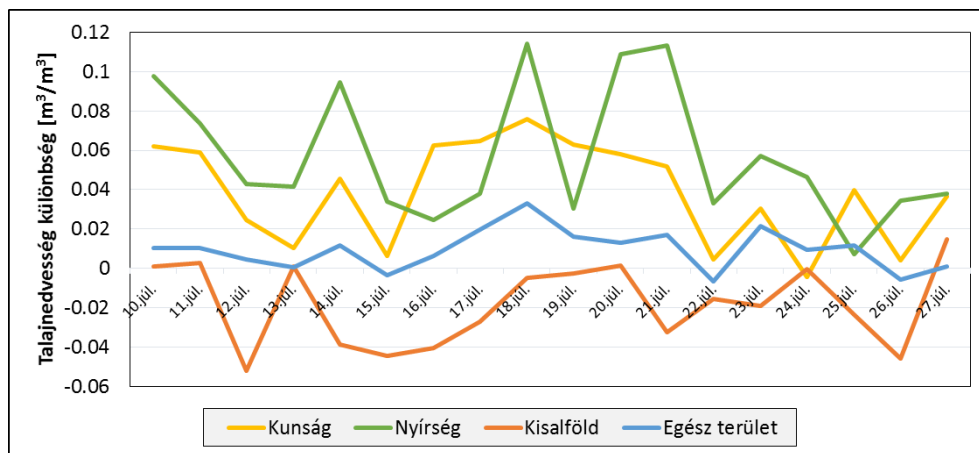


28. ábra: A vizsgált 32 napra átlagolt kumulált csapadékösszeg a referencia futtatás és a műholdas adatok alapján, valamint ezek különbsége.

7.4. ESA szimulációk

Ebben az alfejezetben a műholdas talajnedvesség adatokkal készített szimulációk állapothatározóiban történt változásokat tekintem át, amelyek a felszíni folyamatokra, vagy akár a kialakuló csapadéokra lehetnek hatással. Az összehasonlítást követően megvizsgálom a szimulációk beválását az E-Obs adatbázishoz képest, és elemzem a szimulációk között kialakult változókbeli különbséget. Összehasonlításokat végzek a kiválasztott három területre (Kisalföld, Kunság, Nyírség), illetve értékelem az egész területre vonatkozó átlagokat.

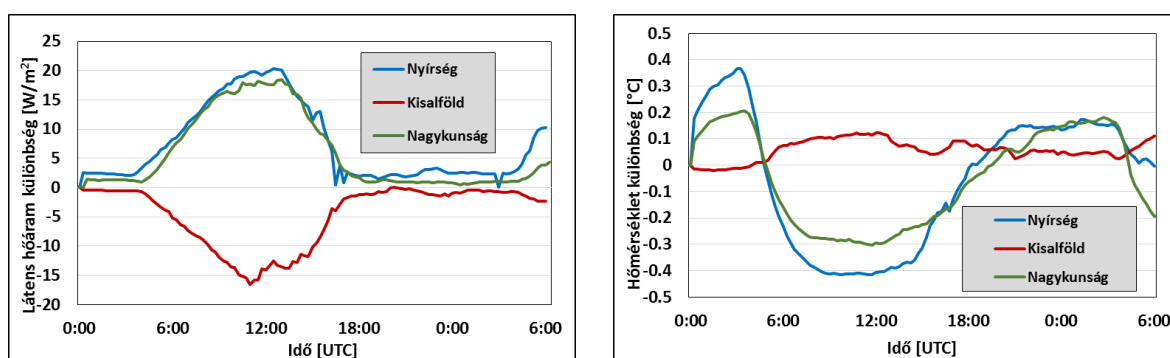
A korábban bemutatott talajnedvesség változások alapján kiemelhető a kisalföldi terület, ahol az ESA adatok használatával talaj nedvesebb lett, míg a másik két terület esetén szárazabb. Azonban ezek az eltérések sem azonos nagyságúak; míg az átlagos eltérés a Kisalföld területén $+0,02 \text{ m}^3/\text{m}^3$, addig a Nyírség területén $-0,07 \text{ m}^3/\text{m}^3$ talajnedvesség csökkenést is eléri (29. ábra). A kék vonallal a teljes területre vonatkozó átlagos talajnedvesség-különbség értékeket jelöltem a GFS szimulációhoz képest, ami alapján látszik, hogy a terület nagy részén a műholdas adatbázis felülírása után nedvességelvonás történt. A vizsgált napi meneteket szemrevételezve, az is elmondható, hogy többletnedvesség betáplálásával vagy elvonásával a felszíni rétegben kialakult szimulációk közti különbségek abszolút értékben kisebbek lettek az idő előrehaladtával, majd egy egyensúlyi szintre álltak be (nem ábrázolom).



29. ábra: Átlagos talajnedvesség különbségek a 2012. 07. 10. – 07. 28. időszak folyamán (GFS – ESA2).

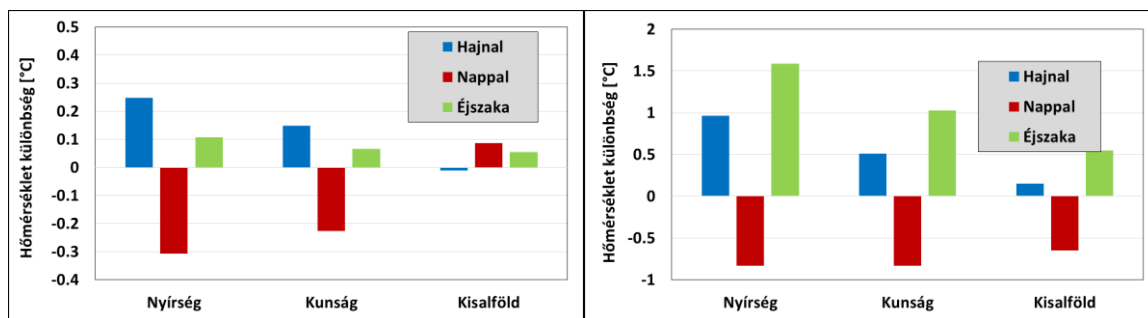
A Kisalföld területén a hozzáadott nedvességgel párhuzamosan a látens hőáram nagyobb lett az ESA2 szimulációban, ami főként a nappali órákban figyelhető meg, az éjszakai, illetve besugárzás mentes időszakokban ez a különbség minimalizálódik. A hőmérséklet különbségek napi menetében nem mutatkozik kiugró változás, a vizsgált 30 órában átlagosan $0,01^\circ\text{C}$ -os hűlés figyelhető meg (30. ábra).

A Kunság és a Nyírség esetében a látens hőáram csökkenése történt, ami eléri a nappali órákban a 20 W/m^2 -t is, amihez egy $0,3\text{--}0,4^\circ\text{C}$ -os melegedés tartozik. Megfigyelhető ezeken a területek a hajnali és éjszakai órákban egy közel $0,2^\circ\text{C}$ -os hűlés, ami a talajhőáram változásával magyarázható. Szárazabb terület esetén a talajhőáram csökkenése következik be, a talaj nagyobb arányú levegőtartalma miatt kialakult különbség a két szimulációban néhol elérte a 35 W/m^2 értéket is. A vizsgált időszak napi átlaghőmérséklet mezők különbségein olyan területek alakultak ki, ahol a hőmérséklet-különbség elérte a közel $0,8^\circ\text{C}$ -os értéket is, ily módon, a talajnedvesség mint peremfeltétel hatással van a kialakuló folyamatokra és befolyásolja az előrejelzés minőségét.



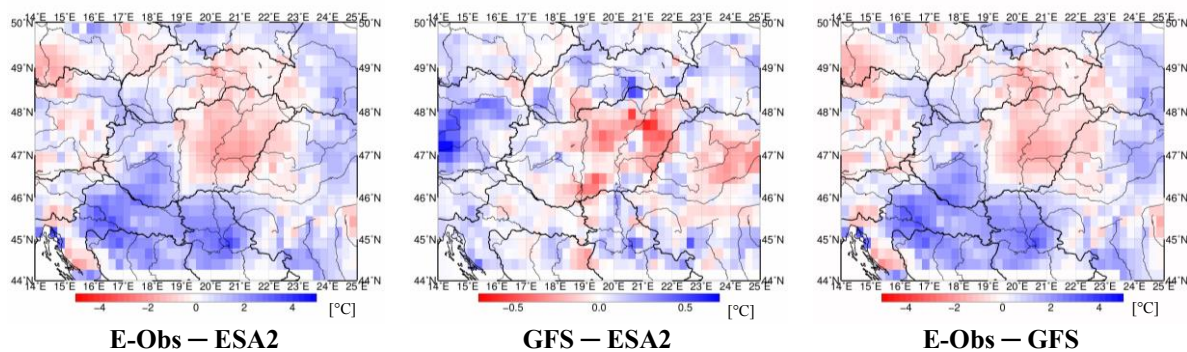
30. ábra: Hőmérséklet (bal) és látens hőáram (jobb) átlagos különbségének 30 órás menete a kiválasztott területek esetén.

Az előző megállapítások következtében indokolt a szimulációk között kialakult hőmérsékletbeli különbségek napszak szerint vizsgálata. Ehhez elkülönítettem az adatsorban a hajnali, a nappali és az éjszakai órákat, és vizsgáltam a szimulációk átlagos, illetve abszolút maximális eltérését a kijelölt területeken. A besugárzás mentes időszakokban (hajnal, éjszaka) minden esetben az ESA2 szimuláció hűlése látható, a Kisalföldön a legkisebb, míg a Nyírségben a legnagyobb mértékben. Általánosságban elmondható, hogy a GFS szimulációhoz képest a terület melegedésnek indult a nappali órákban, kivételt képez ez alól a Kisalföld átlagos eltéréseben tapasztalt hűlés. A talajnedvesség módosulásának mértékével párhuzamosan az eltérések nagyságában egy tendencia figyelhető meg. A legnagyobb talajnedvesség módosulást elszenvedő nyírségi területen átlagosan $0,2\text{--}0,3^\circ\text{C}$ -os különbség tapasztalható, ennek maximuma megközelíti az 1°C -ot. A kisalföldi területen az átlagos eltérés nem éri el a $0,5^\circ\text{C}$ -ot, míg a maximális eltérések minimálisan átlélik azt.



31. ábra: A GFS és ESA szimulációk közötti hőmérsékletbeli eltérések a kiválasztott területeken; bal: átlagos; jobb abszolút maximális.

A rendelkezésemre álló E-Obs adatbázissal összehasonlítottam az készült szimulációkat, amelyek tartalmazták az adott nap átlag, maximum és minimum hőmérsékleteit, illetve a csapadékmennyiséget. Az összehasonlítás előtt szükséges volt a nyers szimulációk E-Obs adatbázis rácshálózatára történő interpolálására. A kiértékelésnél képeztem a szimulált napok átlag hőmérsékletbeli eltérését, illetve kiszámoltam az átlagos eltéréseket a különböző hőmérsékletek esetén. A folytonos időszakon vizsgált szimulációk során próbáltam elkülöníteni olyan területeket, ahol hasonló folyamatok játszódnak le. Megfigyeltem, hogy az esetek nagy százalékában, időjárási helyzettől függően, az ország nyugati felén pozitív értékű terület alakult ki, ami a megfigyelésekhez képest a szimulációk alulbecslését mutatta, míg a keleti ország részen felülbecslés volt. A 32. ábrán egy általam kiválasztott nap átlag hőmérsékletében tapasztalható területi eltéréseket ábrázoltam, amely a többi szimulált napra is reprezentatív eredmény mutat. Látható, hogy az E-Obs adatbázishoz viszonyítva mindkét szimuláció esetén a hőmérsékletkülönbségek eléri akár az abszolút 1–1,5°C-os különbséget is, továbbá a talajtextúra módosításának területei is jól kivehetőek. A 32. ábra középső elemén ugyanazon nap GFS és ESA2 szimulációk közt kialakult különbségek találhatóak. Domináns differencia az ország legkeletibb részén (0,5°C-os) jelenik meg, illetve említésre méltó a nedvesség-többlettel rendelkező Kisalföldi, ahol az ESA2 szimuláció során hűvösebb terület alakult ki.



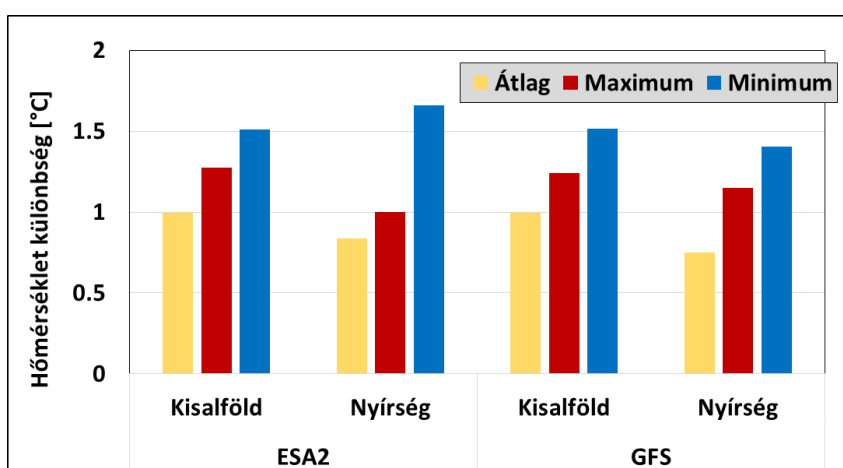
32. ábra: Számított, illetve mért hőmérsékleti értékek különbsége 2012.07.10.-én.

Az E-Obs adatbázissal való összehasonlíthatóság érdekében képeztem az átlagos eltéréseket az átlag, maximum, illetve minimum hőmérséklet tekintetében. A teljes időszakra vonatkozó modellterületet lefedő vizsgálatokból kiderült, hogy a legkisebb eltérés az átlaghőmérsékletben tapasztalható, ami mindkét szimulációban $1,3^{\circ}\text{C}$ volt. A legrosszabb beválást a minimum hőmérséklet vizsgálatokor kaptam, ekkor a különbség a 2°C -ot is elérte, és a maximum hőmérsékletre kapott átlagos eltérés is közel ilyen magas volt.

A kisalföldi területen az E-Obs adatbázishoz viszonyított eltérés nem okozott jelentős különbségeket a két szimuláció között, ugyanakkor elmondható, hogy a legkisebb talajnedvesség módosítás is itt történt. Az ekkor kialakult átlaghőmérsékletbeli hibák mindkét szimulációkor közel 1°C -ra tehetők, a minimum hőmérsékleti hiba meghaladta az $1,5^{\circ}\text{C}$ -ot, míg a maximumnál $1,3^{\circ}\text{C}$ volt. Az eltérések, habár minimálisan, de kisebbnek bizonyultak a GFS esetében ($\sim -0,07^{\circ}\text{C}$). A szimulált időszakban voltak olyan napok, ahol a hibák nagysága meghaladta a 3°C -ot, ez nagy eltérésnek számít.

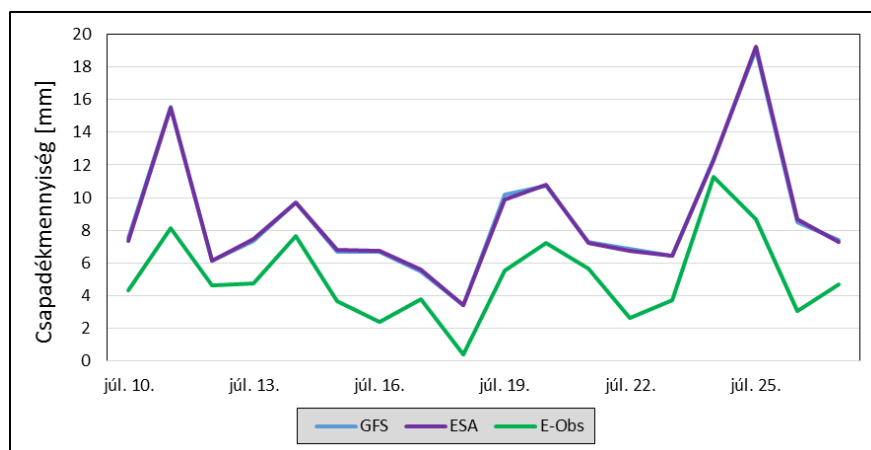
A legnagyobb nedvesség módosítással rendelkező nyírségi terület esetén is hasonlóan alakultak a beválások, azonban itt már nagyobb különbségek figyelhetők meg a szimulációk között. Az átlaghőmérsékletben alakult ki a legkisebb $0,7^{\circ}\text{C}$ -os hiba, oly módon, hogy a GFS során $0,1^{\circ}\text{C}$ -kal csökkent a négyzetes eltérés. Az előzőekkel ellentétben a maximum hőmérséklet beválása javult az ESA2 során. A minimumok esetén az eltérés a kisalföldi területen kialakultnak csupán a fele volt, ami kiemelkedően jónak tekinthető ($0,7^{\circ}\text{C}$).

A kunsági pont esetén a maximum hőmérséklet beválása megfelelőnek mondható, $0,7^{\circ}\text{C}$ -os értékkel, mely csupán a fele az átlag, illetve minimum esetén tapasztalható hibáknak.



33. ábra: A GFS és ESA2 szimulációk átlagos eltérése az E-Obs adatbázishoz képest az átlag-, a minimum- és a maximum-hőmérsékletekre vonatkozóan a vizsgált két területen (Kisalföld, Nyírség).

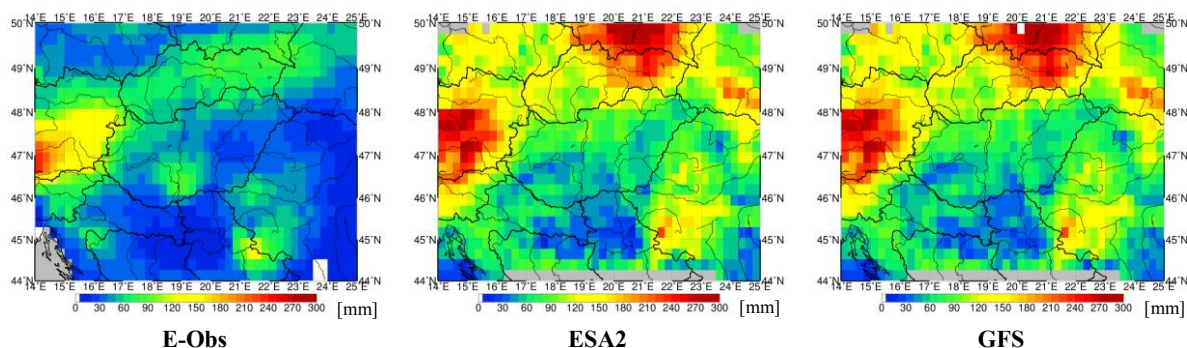
Végül a csapadék összehasonlítására kerül sor. A két szimulációt tekintve nem történt számottevő változás a csapadék mennyiségében, az átlagos napi csapadékösszegek eltérése megközelítőleg a rácspontok összegére 110 mm volt. Az ESA2 során kevesebb csapadék hullott, ami egyezik a korábban bemutatásra kerülő esettel, miszerint a szárazabb talajok előfordulása esetén kisebb lesz a kialakuló csapadék mennyisége. Az összehasonlítás előtt elvégeztem a nyers szimulációk E-Obs adatbázis rácshálózatára történő interpolálását, majd az adott napokra vonatkozó területi csapadékmennyiségeket, illetve a csapadékos rácspontok számát képeztem. Később ez alapján vontam le következtetéseimet. Megállapítottam, hogy a csapadékos rácspontokban hullott átlagos csapadékmennyiségnél a legkisebb értéket (5,80 mm) E-Obs adatbázis kaptam. Ennél jóval nagyobb mennyiség mutatkozott a GFS (9,10 mm) és ESA2 (9,00 mm) esetén. A területen kialakult csapadékmennyiségeket vizsgálva úgy találtam, hogy a szimulációk rendszerint felülbecsülték az E-Obs adatbázissal megadott értékeket. Az eltérés átlagosan 3500 mm-re tehető, azonban, ha a területet lefedő rácspontok számával leosztjuk (~1100), akkor a rácspontonként eltérés naponta megközelítőleg 3 mm. Az adatsorok közel párhuzamosan futnak egymással, a változások iránya és nagysága közel megegyező, mely lényegesen jobb összefüggést mutat a szimulációk és a mérések között, mint a műholdas csapadékkal való összehasonlítás esetén (27. ábra). Az E-Obs adatbázis, illetve a szimulációk között 0,8-as korreláció állapítható meg. Az E-Obs adatbázisban kialakult csapadékos rácspontok esetén egy alulbecslés figyelhető meg, jellemzően az időszak elején, azonban az időszak végén a szimulációk csapadékos rácspontjainak száma jól illeszkedik az adatbázis pontjaihoz.



34. ábra: Csapadékos rácspontok átlagos csapadékmennyisége a 2012. 07. 10. – 07. 28. időszak folyamán.

Elemeztem a szimulációk csapadékmennyiségének területi különbségeit az adatbázishoz képest. A vizsgált napok kapott különbségei jellemzően a hegységek vonulatain maximalizálódtak (20–30 mm-). A szimulációk során alakult ki a többletcsapadék túlnyomórészt magasabban elhelyezkedő térszíneken, mint például a Kárpátok vonulatai vagy az Alpok térsége. Magyarországon mérsékelt különbségek jelentkeztek (5-10 mm), a szimulációk során éppúgy megfigyelhető volt a csapadék többlet, mint a kevesebb csapadék az adatbázishoz képest.

A 35. ábrán a vizsgált időszak kumulált csapadékmennyisége látható, balról jobbra haladva az E-OBS adatbázis, az ESA2 és a GFS szimulációk. A korábban bemutatott csapadékos rácsponatok átlagos csapadékmennyisége alapján azt kaptam, hogy a szimulációk során csaknem kétszer annyi csapadék hullott, mint az E-Obs adatbázis alapján, így érthető, hogy az kumulált csapadékösszeg is jelentősen kevesebbnek adódik. Az E-Obs esetében a terület nagy részén a 40–60 mm a jellemző, de a hegységek vonulatain a 100 mm feletti értékek is megjelennek. A szimulációk esetében a területen átlagosan 90 mm csapadék hullott, azonban itt a hegységekben már nem ritka a 200 mm feletti csapadékösszeg sem. A talajnedvesség változtatásának hatása 10–20 mm közé tehető.



35. ábra: 2012.07.10 – 28-ig tartó időszakra vonatkozó kumulált csapadékösszegek.

8. Összefoglalás

Munkámban a talajnedvesség konvekcióra gyakorolt hatását vizsgáltam, a kezdeti talajnedvességek módosításával. Az így elkészült szimulációkat, a konvekciót befolyásoló állapothatározók, mint például a feláramlás sebessége, talajból a légkör irányába induló hő- és nedvességáramok és a konvektív hasznosítható potenciális energia alapján hasonlítottam össze. Először a dolgozat első felére vonatkozó szisztematikus talajnedvesség módosítással végrehajtott szimulációinak eredményeit összegzem.

A kapott eredmények azt mutatták, hogy a talaj nedvesítése a látens hőáram növekedését eredményezte, és ennek nagysága erősen függött a felhőborítottságtól, mely az átlagos kétméteres hőmérsékletre is hatással volt. Az intenzívebb párolgás a modellterület hűlését eredményezte. A légkör labilitásának becslésére a CAPE mérőszámot hasonlítottam össze, mely erős összefüggést mutatott a feláramlás nagyságával és a légkör nedvesség tartalmával. A mély konvekciót parametrizáló szimulációknál a CAPE értékeinek alakulása száraz talajok esetén az erős feláramlásokkal, míg nedves esetben a nedvességáramokkal állt kapcsolatban. Így az egyes szimulációk között kis különbségek adódtak. Azonban ha az explicit felhőképződést nézzük, ott egyértelműen a talajnedvesség növekedésével nőtt az energia nagysága is.

A feláramlás nagysága növekszik a talajnedvességgel együtt minden esetben, azonban a száraz talajok kedveznek inkább a hevesebb feláramlásoknak, ezeken a területeken figyelhető meg a potenciális hőmérséklet vertikális gradiense alapján a nagyobb légköri labilitás is. A kettősség abban is áll, hogy a már kialakult mélykonvekciós felhőzet nedvesebb talajok fölé érkezve többlet energiát kapnak, mely megnöveli a kialakult vertikális sebességet. Az explicit fizikával leírt szimulációk során volt nagyobb a vertikális irányú szél, valamint a felhővel borított területek nagysága is nagyobb volt. Megvizsgáltam a továbbá a légkör statikus energiáját is a szimulációk során. Ebben az esetben is hasonló eredményekre jutottam, miszerint a nem parametrizált esetben egy vastagabb felhőréteg alakult ki magasabb szinteken.

Végül a konvektív csapadék mennyisége nedvesített szimulációk esetén nagyobb lett, míg szárazak esetén kevesebb csapadék hullott a modellterületen mindkét modell fizika esetén, mely pozitív visszacsatolásra utal a talajnedvesség és csapadék között. A hevesebb feláramlásokkal jellemzett parametrizáció nélküli futtatások generáltak nagyobb csapadékot és a kevesebb csapadékos rácspontra is, ami intenzívebb konvektív eseményekre utal.

Műholdas csapadékintenzitás mérésekkel való összehasonlítás során azt kaptam, hogy a szárazabb szimulációk esetén volt a legkisebb a csapadékbeli eltérés az adatbázishoz képest,

ami talajnedvesség mérések és műholdas talajnedvesség adatbázis különbsége alapján biztató eredmény.

A dolgozatom második felében olyan szimulációk készítését végeztem el, melyekben rendelkezésre álló műholdas adatbázis alapján állítottam elő a modellintegráláshoz szükséges kezdeti mezőt. Megvizsgáltam a talajnedvességének változásait a készített két szimulációban (GFS, ESA2), később ezek alapján, a felszínen lejátszódó folyamatokat is. A műholdas adatbázissal készült szimuláció során a terület nagy részén szárazabb lett a talaj, illetve kijelölhető olyan terület, ahol nagyobb lett a talajnedvesség. Később e változások alapján elkülönítettem olyan területeket, ahol a változás iránya hasonló volt. Ebből kiemeltem a Kisalföldi területet, ahol minimálisan nedvesebb talaj alakult ki, ezen a területen a vizsgált hibákban nem történt jelentős változás. A legnagyobb változást elszenvedő nyírségi területen, ahol felszín nagyobb hőmérsékletűvé vált, javult egyedül az átlaghőmérséklet eltérése az E-Obs adatbázistól.

Végül a csapadékmennyiségét és csapadékos rácspontokat is összehasonlítottam. Az ESA2 során kapott szárazabb talajok esetén kisebb csapadékmennyiséget kaptam, ami összecseng a korábban bemutatott eredményekkel. Azonban elmondható, hogy a modellek mintegy kétszeres felülbecslését adták a mérési adatbázis értékeinek.

A talajnedvesség, mint alapvető klíma változó erős hatással van rövid időtávon az időjárás alakulására, vagy hosszú távon akár az éghajlatra is a felszínről induló nedvesség és hőáramokon keresztül. Ezért szükséges, hogy jobban megismerhessük a hozzá kapcsolódó légkörben lejátszódó folyamatokat, kialakuló mozgásokat. Napjainkban már lehetőség nyílik arra, hogy a valós időben előállított műholdas talajnedvességet akár operatíván, az időjárás előrejelzésben is használjuk. Dolgozatomban erre irányuló törekvéseket tettem.

9. 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 TAKI adatokat (in-situ talajnedvesség mérések és a DK SIS adatbázis) az OTKA K-81432 pályázata biztosította.

9. Irodalomjegyzék

- Albergel, C., de Rosnay, P., Gruhier, C., Muñoz-Sabater, J., Hasenauer, S., Isaksen, L.,* 2012: Evaluation of remotely sensed and modelled soil moisture products using global ground-based in situ observations, *Remote Sensing of Environment*, **118**: 215–226.
- Ambaum, M. H. P.,* 2010: *Thermal physics of the atmosphere*. Advancing Weather and Climate Science. Wiley-Blackwell, Chichester, pp: 104–106.
- Arakawa, A.,* 2004: The Cumulus Parameterization Problem: Past, Present, and Future. *Journal of Climate*, **17**: 2593–2525.
- Asharaf, S., Dobler, A., Ahrens, B.,* 2012: Soil moisture initialization effects in the Indian monsoon system. *Advan. Sci. Res.*, **6**: 161–165. doi:10.5194/asr-6-161-2011.
- 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.
- Beljaars, A. C. M., Viterbo, P., Miller, M. J., Betts, A. K.,* 1996: The anomalous rainfall over the United States during July 1993: Sensitivity to land surface parametrization and soil-moisture anomalies, *Mon. Wea. Rev.*, **124**: 362–383.
- Blanchard, D. O.,* 1998: Assessing the Vertical Distribution of Convective Available Potential Energy. *Weather and Forecasting*, American Meteorological Society, **13(3)**: 870–877.
- Bougeault P., Lacarrere, P.,* 1989: Parameterization of Orography-Induced Turbulence in a Mesobeta-Scale Model. *Mon. Wea. Rev.*, **117**: 1872–1890.
- Breuer H., Ács., F., Laza, B., Horváth, Á., Matyasovszky, I., Rajkai, K.,* 2012: Sensitivity of MM5 simulated planetary boundary layer height to soil dataset: comparison of soil and atmospheric effects. *Theoretical and Applied Climatology*, 109(3-4), 577-590.
- Charney, J. G., Stone, P. H., Quirk, J. W.,* 1975: Drought in the Sahara: A Biophysical Feedback Mechanism. *Science*, **187**: 434–435.
- Chen, F., Dudhia, J.,* 2001: Coupling an 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.
- Collow, T. W., Robock, A., and Wu, W.,* 2014: Influences of soil moisture and vegetation on convective precipitation forecasts over the United States Great Plains, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**: 9338–9358, doi:10.1002/2014JD021454.

- Cosby, B. J., Hornberger, G. M., Clapp, R. B., Ginn, T. R.*, 1984: A Statistical Exploration of the Relationships of Soil Moisture Characteristics to the Physical Properties of Soils. *Water Resour. Res.*, **20**: 682–690.
- DeAngelis, A., Dominguez, F., Fan, Y., Robock, A., Kustu, M. D., and Robinson D.*, 2010: Observational evidence of enhanced precipitation due to irrigation over the Great Plains of the United States, *J. Geophys. Res.*, **115**: D15115, doi:10.1029/2010JD013892.
- Dorigo, W. A., Liu, Y., Parinussa, R., Wagner, W., De Jeu, R., Hasenauer, S., and Su, Z.*, 2010: Merging active and passive microwave soil moisture data to construct long-term time series in support of climate studies, ESA Living Planet Symposium, Bergen, Norway,
- Dorigo, W. A., Gruber, A., De Jeu, R. A. M., Wagner, W., Stacke, T., Loew, A., Albergel, C., Brocca, L., Chung, D., Parinussa, R., M., Kidd, R.*, 2015: Evaluation of the ESA CCI soil moisture product using ground-based observations, Elsevier, RSE-09116; 16 p.
- Dudhia, J.*, 2006. The Weather Research and Forecast Model Version 2.0: Physics update. 5th WRF / 14th MM5 Users' Workshop Paper.
- Findell, K. L., Eltahir, E. A. B.*, 2003: Atmospheric controls on soil moisture–boundary layer interactions. Part I: Framework development. *J. Hydrometeor.*, **4**: 552–569.
- Fischer, E. M., Seneviratne, S. I., Lüthi, D., Schär, C.*, 2007: Contribution of land-atmosphere interactions during the 2003 European summer heat wave, *J. Climate*, **20**: 5081–5099.
- Froidevaux, P., Schlemmer, L., Schmidli, J., Langhans, W., Schär, C.*, 2014: Influence of the Background Wind on the Local Soil Moisture–Precipitation Feedback, *American Meteorological Society*, **71**: 782–799.
- Frye, J. D., and Mote, T. L.*, 2010: The synergistic relationship between soil moisture and the low-level jet and its role on the prestorm environment over the Southern Great Plains, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, **49**: 775–791, doi:10.1175/2009JAMC2146.1.
- Gantner, L., and Kalthoff, N.*, 2010: Sensitivity of a modelled life cycle of a mesoscale convective system to soil conditions over West Africa. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**: 471–482.
- Göndöcs, J.*, 2013: A talajtextúra és felszínhasználat területi eloszlásának hatása a konvektív csapadéokra, Szakdolgozat, ELTE Meteorológiai Tanszék, 37 pp.
- Hohenegger C., Brockhaus, P., Bretherton, C. S., Schär, C.*, 2009: The Soil Moisture–Precipitation Feedback in Simulations with Explicit and Parameterized Convection. *J. Climate*, **22**: 5003–5020.

- Haylock, M. R., Hofstra, N., Klein Tank, A. M. G., Klok, E. J., Jones, P. D., New, M.*, 2008: A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006, *J. of Geophysical Research*, **113**: D20119, doi:10.1029/2008JD010201.
- 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., Lakshimi, V., Small, E. E., Chen, F., Tewari, M., and Manning, K. W.*, 2009: Effects of vegetation and soil moisture on the simulated land surface processes from the coupled WRF/Noah model, *J. Geophys. Res.*, **114**: D18118, doi:10.1029/2008JD011249.
- Hong, S.-Y., Noh, Y., Dudhia, J.*, 2006: A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**: 2318–2341.
- Horváth, Á.*, 2007: Légköri konvekció. Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 64 pp.
- de Jeu, R. A. M., Wagner, W., Holmes, T. R. H., Dolman, A. J., Giesen, N. C., Friesen, J.*. 2008: Global soilmoisture patterns observed by spaceborne microwave radiometers and scatterometers. *Surveys in Geophysics*, **29**: 399–420.
- Kain, J. S.*, 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: an update. *J. Appl. Meteorol.* **43**: 170–181.
- Laza, B.*, 2012: A szimulált planetáris határreteg magasság érzékenysége a HUNSODA és MARTHA talajadatbázisok használatára, Diplomamunka, ELTE, Meteorológiai Tanszék, 54 pp.
- Liu, Y. Y., Parinussa, R. M., Dorigo, W. A., de Jeu, R. A. M., Wagner, W., Dijk, A. I. J. M., Cabe, M. F.*, 2011: Developing an improved soil moisture dataset by blending passive and active microwave satellite-based retrievals, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **15**: 425–436.
- Makó, A., Tóth, B.*, 2008: MARTHA: az első részletes talajfizikai adatbázis Magyarországon. *Agronapló*, **2008/3**: 46-47.
- Makó, A., Tóth, B., Hernádi, H., Farkas, Cs., Marth, P.*, 2011: A MARTHA adatbázis alkalmazása a hazai talajok víztartó képesség becslésének pontosítására. *Talajvédelem. Különszám*: 51-58.
- 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.
- Monin, A. S., Obukhov, A. M.*, 1954: Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contributions of the Geophysical Institute of the Slovak Academy of Sciences, USSR*, **151**: 163–187.

- Naeimi, V., Scipal, K., Bartalis, Z., Hasenauer, S., Wagner, W., 2009: An Improved Soil Moisture Retrieval Algorithm for ERS and METOP Scatterometer Observations, IEEE T. Geosci. Remote., 47: 1999–2013, doi:10.1109/Tgrs.2009.2011617.*
- Owe, M., de Jeu, R. A. M., Holmes, T., 2008: Multisensor historical climatology of satellite-derived global land surface moisture, J. Geophys. Res.-Earth, 113: F01002, doi:10.1029/2007jf000769.*
- Pásztor, L., Szabó, J., Bakacsi, Zs., 2010: Digital processing and upgrading of legacy data collected during the 1:25.000 scale Kreybig soil survey. Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica, 45: 127–136.*
- Pielke, R. A., Zeng, X., 1989: Influence on severe storm development of irrigated land, Nat. Weather Dig., 14(2): 16–17.*
- 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.*
- Reichle, R. H., Koster, R. D., Liu, P., Mahanama, S. P. P., 2007: Comparison and assimilation of global soil moisture retrievals from the Advanced Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSRE-R) and Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR), Journal of Geophysical Research: 112: D09108, 14 p.*
- Richardson, L. F., 1922: Weather Prediction by Numerical Process. Cambridge University Press, 236 p.*
- Rodell, M., Houser, P. R., Jambor, U., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C. J., 2004: The global land data assimilation system, Bulletin of the American Meteorological Society, 85: 381–394.*
- Schär, C., Lüthi, D., Beyerle, U., 1999: The Soil–Precipitation Feedback: A Process Study with a Regional Climate Model, American Meteorological Soc., 12: 722–741.*
- Seneviratne, S. I., Koster, R. D., 2012: A Revised Framework for Analyzing Soil Moisture Memory in Climate Data: Derivation and Interpretation. J. Hydrometeor, 13, 404–412.*
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X.-Y., Wang, W., Powers, J. G., 2008: A Description of the Advanced Research WRF*

Version 3 NCAR/TN-475+STR, June 2008. – NCAR Technical Note.

- Taylor, C. M., Ellis, R. J.*, 2006: Satellite detection of soil moisture impacts on convection at the mesoscale, *Geophys. Res. Lett.*, **33**: L03404, doi:10.1029/2005GL025252.
- Taylor, C. M., Harris, P., Parker, D.*, 2010: Impact of soil moisture on the development of a Sahelian mesoscale convective system: A case-study from the AMMA Special Observing Period. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**: 456–470.
- Taylor, C. M., de Jeu, R. A. M., Guichard, F., Harris, P. P., Dorigo, W. A.*, 2012: Afternoon rain more likely over drier soils. *Nature*, **489**: 423–426, doi:10.1038/nature11377.
- Trier, S. B.*, 2003: Convective Initiation, Convective Storms. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, Academic Press, pp: 560–570.
- Trier S. B., Chen, F., Manning, K. W.*, 2004: A study of convection initiation in a mesoscale high-resolution land surface initial conditions. *Monthly Weather Review*, **132**: 2954–2976
- Wagner, W., Lemoine, G., Rott, H.*, 1999: A method for estimating soil moisture from ERS scatterometer and soil data, *Remote Sens. Environ.*, **70**: 191–207.
- Wagner, W., Scipal, K., Pathe, C., Gerten, D., Lucht, W., Rudolf, B.*, 2003: Evaluation of the agreement between the first global remotely sensed soil moisture data with model and precipitation data, *J. Geophys. Res. Atmos.* **108**: 4611. doi:10.1029/2003JD003663, D19.
- Wagner, W., Naeimi, V., Scipal, K., de Jeu, R., and Martinez-Fernandez, J.*, 2007: Soil moisture from operational meteorological satellites, *Hydrogeol. J.*, **15**: 121–131, doi:10.1007/s10040-006-0104-6.
- Wagner, W., Dorigo, W., de Jeu, R. A. M., Parinussa, R., Scarrott, R., Lahoz, K. M., Doubkova, M., Dwyer, N., Barrett, B.*, 2012: Comprehensive Error Characterisation Report, Version 0.7: 99 p.
- Weaver, C. P., Avissar, R.*, 2001: Atmospheric disturbances caused by human modification of the landscape, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **82**: 269–281.