

Eötvös Loránd Tudományegyetem  
Földrajz- és Földtudományi Intézet  
Meteorológiai Tanszék

# **A WRF mint regionális klímamodell adaptálása és érzékenységvizsgálata a Kárpát-medence térségére**

DIPLOMAMUNKA



Készítette:

**Varga Ákos János**

Meteorológus mesterszak,

Előrejelző szakirány

Témavezető:

**dr. Breuer Hajnalka**

ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2019

# Tartalomjegyzék

1. Bevezetés .....	3
2. Irodalmi áttekintés .....	5
2.1. Globális és regionális klímamodellezés .....	5
2.2. A WRF regionális éghajlati modell.....	9
3. Modell.....	14
3.1. Leírás és beállítások .....	14
3.2. Futtatások .....	15
4. Adatok.....	20
4.1. Bemeneti adatok .....	20
4.2. Validáció .....	20
5. Módszerek.....	22
6. Eredmények .....	24
6.1. Hőmérséklet.....	24
6.2. Csapadék .....	30
6.3. Tengerszinti légnyomás.....	38
7. Összefoglalás .....	41
Köszönetnyilvánítás .....	43
Irodalomjegyzék.....	44
Függelék.....	50

## 1. Bevezetés

A regionális klímamodellekkel lehetőség nyílik egy adott térség múlt- és jövőbeli éghajlati viszonyainak nagy – néhány tíz km-től akár néhány km-ig terjedő – horizontális felbontással történő szimulációjára. Megfelelően kis rácsávolság alkalmazásával olyan lokális éghajlatmódosító tényezők is figyelembe vehetők, mint a topográfia, a felszínhasználat, a növényborítottság eloszlása és annak változásai, vagy a szárazföld-vízfelület határvonalak, például tengerpartok és tavak esetén (*Giorgi & Mearns, 1991*). Ezek a mezoskálájú kényszerek alapvető szerepet játszhatnak egy terület klimatikus jellemzőinek kialakításában. A regionális modellek megfelelő eszközök a szélsőséges időjárási események előfordulásának statisztikai vizsgálatára is (*Beniston et al., 2007*). Következésképpen széles felhasználói körnek nyújtanak hasznos adatokat, legyen szó politikai döntéshozókról, hidrológiai, mezőgazdasági szakemberekről, energetikai vagy infrastrukturális tervezőkről (*Maraun et al., 2010*).

Magyarországon a nyári csapadéktevékenység jövőben várható eloszlása jelentős különbségeket mutat a rendelkezésre álló regionális klímamodellek projekciói alapján (*Csorvási et al., 2016b*). Mivel a WRF<sup>1</sup> modellt elsősorban konvektív csapadék előrejelzésére fejlesztették ki, használata hazánkban is előnyös lehet a nyárra vonatkozó szimulációk pontosítása érdekében. Ennek megfelelően megkezdtük regionális éghajlati modellként történő adaptálását a Kárpát-medence térségére.

A későbbi alkalmazások szempontjából alapvető fontosságú, hogy elvégezzük a modell érzékenységvizsgálatát. Ennek során minél több konfigurációt tesztelünk, majd kiválasztjuk azt a modellbeállítást, amelyik a lehető legpontosabban reprodukálja a valódi éghajlati viszonyokat. Korábbi eredményeim alapján 50 km-es felbontás esetén, 10 évre vonatkozó futtatások során a WRF a Magyarországra átlagolt nyári csapadékösszegeket megfelelően visszaadja, a többi évszakban azonban rendszeres felülbecslés jellemző (*Varga, 2017*). Megállapítottam továbbá, hogy a hidrosztatikus módban készített szimuláció – a csapadékösszeg hibájának területi eloszlását tekintve – csekély mértékben tér el a nem-hidrosztatikus módtól a téli időszakban, illetve szignifikánsan rosszabb eredményt ad a nyári időszakban, különösen a hegyvidéki területeken.

Jelen munka során célom, hogy elemezzem a fizikai parametrizációs sémák és a dinamikai beállítások megváltoztatásának, a horizontális felbontás finomításának, valamint a tartományméret megválasztásának modelleredményekre gyakorolt hatását. Ehhez

---

<sup>1</sup> Weather Research and Forecasting Model – Időjárás-kutató és Előrejelző Modell

rövidtávú, egy évre vonatkozó klímaszimulációkat készítettem a WRF-fel, 50 km-es és 10 km-es rácsávolság mellett. Az egyes futtatásokban különböző planetáris határréteg, mélykonvekciós, mikrofizikai és sugárzásátviteli parametrizáció-kombinációkat használtam. Két felszín-légkör modellt próbáltam ki. Vizsgáltam a hidrosztatikus és a nem-hidrosztatikus dinamika, valamint vertikálisan kevesebb modellszint alkalmazásának következményeit és az ún. felpörégési idő kérdését. A WRF által szimulált hőmérsékleti- és csapadékeloszlásokat, tengerszinti légnyomás értékeket mérési adatokkal hasonlítottam össze, validáció céljából.

A 2. fejezetben áttekintek néhány, a témához kapcsolódó szakirodalmat, majd a 3. fejezetben bemutatom az általam futtatott modellt és annak beállításait, az alkalmazott parametrizációkat. A 4. fejezetben a felhasznált adatbázisok jellemzése, az 5. fejezetben pedig rövid módszertani leírás olvasható. Az eredmények a 6. fejezetben kerülnek kiértékelésre és ismertetésre. Végül a dolgozatot a 7. fejezetben foglalom össze.

## 2. Irodalmi áttekintés

Az éghajlati rendszer a légkör, az óceánok és egyéb felszíni vagy felszín alatti vizek (hidroszféra), a sarki és kontinentális jég és hó (krioszféra), a kőzetburok és a felszín (litoszféra), valamint az élőlények, a vegetáció és a szénciklus (bioszféra) egymással kölcsönhatásban álló együttese. A rendszerben zajló dinamikai és fizikai folyamatok széles tér- és időskálát fednek le, rendkívül bonyolultak is lehetnek, és számos visszacsatolási mechanizmus lép fel köztük. Fizikai-matematikai leírásuk ennek megfelelően nehézségekkel terhelt (*Laprise, 2008*). A teljes éghajlati rendszer, egy-egy komponens, illetve az abban zajló folyamatok szimulációjára a különböző klímamodellek nyújtanak lehetőséget. Ezek a – rendszerint több tízéves időszakokra integrált – numerikus modellek napjainkban már nagyon összetettek. Felhasználási területük széleskörű, kutatási és operatív célokat egyaránt szolgálnak. A következőkben röviden áttekintjük az éghajlat modellezésének fő koncepcióit, a klímamodellek típusait. Ezt követően rátérünk a WRF ilyen célú alkalmazásaira.

### 2.1. Globális és regionális klímamodellezés

Az éghajlat numerikus módszerekkel történő vizsgálatára legkorábban általános cirkulációs modellekkel került sor (pl. *Phillips, 1956; Manabe et al., 1965; Sellers, 1969*). A GCM<sup>2</sup>-ek a légkör nagytérségű hidro- és termodinamikai tulajdonságait, azok időbeli változásait (pl. a makroskálájú cirkulációkat, a szélrendszereket, a Rossby-hullámokat) írják le. Az ún. csatolt globális modellek a légköri viszonyokon kívül az éghajlati rendszer más komponenseit, például az óceáni vagy a tengerjég folyamatokat is magukban foglalják. A modellek egyik fontos tulajdonsága a horizontális felbontás, az ugyanis megszabja, hogy mely fizikai folyamatokat képesek explicit vagy implicit módon kezelni, illetve, hogy a szimulációs eredmények mekkora területre nézve reprezentatívak. A nagyobb felbontás matematikailag pontosabb közelítést és részletesebb adatokat jelent. A legtöbb GCM esetében a vízszintes ráctávolság 100 km-es nagyságrendű, bár találunk példákat ennél finomabb felbontású globális szimulációkra is (*Mizuta et al., 2006; Jung et al., 2012; Bacmeister et al., 2014*). A gyakorlati alkalmazásokhoz, a klímaváltozáshoz kapcsolódó hatásvizsgálatokhoz leginkább lokális vagy mezoskálájú klímaadatokra van szükség (*Giorgi et al., 2009; Maraun et al., 2010*). A horizontális ráctávolság csökkentése azonban a számításigény, ezáltal a modell futási idejének növekedését vonja maga után

---

<sup>2</sup> General Circulation Model

(*Giorgi & Mearns, 1991*). Emiatt olyan eljárásokat kellett kidolgozni, amelyek segítségével a nagyskálájú, durva felbontáson elérhető meteorológiai-klimatológiai információk átültethetők kisebb, regionális mérettartományokra. Ezek az ún. leskálázási eljárások.

Két alapvető leskálázási módszer különböztethető meg: a statisztikai és a dinamikai leskálázás (*Hewitson & Crane, 1996*). A statisztikai leskálázás mérési, megfigyelési úton nyert empirikus összefüggéseken alapul a nagyskálájú viszonyok és a lokális változók között (*Wilby & Wigley, 1997; Maraun et al., 2010*). Célja, hogy a mérésekből vagy modelleredményekből származó, nagyobb területre átlagolt vagy durva felbontású paraméterekből meg lehessen határozni bizonyos helyi (pl. állomási) meteorológiai jellemzőket. A statisztikai módszer fő előnye a kis számítási költség. Hátránya, hogy a korábban felállított empirikus összefüggések nem biztos, hogy hosszú időtávon, változó éghajlati körülmények között is érvényesek maradnak, ráadásul csak korlátozott számú változóra állnak rendelkezésre. Ennek kiküszöbölésére célszerű lehet fizikai alapú leskálázási módszereket alkalmazni, melynek során numerikus modelleket futtatnak megfelelően kicsi, legfeljebb néhány tíz km-es rácsávolsággal. Erre a már említett – rendkívüli teljesítményű szuperszámítógépeket igénylő – nagyfelbontású általános cirkulációs modelleken kívül az éghajlatmodellezésben két másik módszer terjedt el. Az egyik az ún. változó rácsfelbontású modellek használata, melynek során a GCM felbontását csak a vizsgálandó terület felett növelik meg (*Fox-Rabinovitz et al., 2006; Norman, 2019*). Az ilyen modellek előnye, hogy minden bennük használt rácsávolságon és méretskálán konzisztensek, viszont még mindig viszonylag nagy a számítási költségük, és nem érhető el velük tetszőlegesen finom felbontás. A másik módszer az ún. dinamikai leskálázás, melynek lényege, hogy egy korlátos tartományú modellt futtatnak a vizsgálat tárgyát képező térségre (*Giorgi & Mearns, 1991; McGregor, 1997; Wang et al., 2004*). Az ehhez szükséges kezdeti- és peremfeltételeket, amelyek a nagytérségű meteorológiai információkat hordozzák, egy globális reanalízis vagy egy GCM szolgáltatja. Ennek megfelelően az RCM<sup>3</sup>-ek egy adott régióra vonatkozó, kis rácsávolságú múlt- és jövőbeli éghajlati szimulációk készítésére egyaránt alkalmasak, melyek már a helyi felszíni jellegzetességeket is képesek számításba venni. Ennek az ún. egyirányú beágyazási technikának a következtében a regionális modell tartományának határán felbontásváltozás lép fel a meghajtó mezőhöz képest. Kimutatták azonban, hogy ez számottevő hibákat nem

---

<sup>3</sup> Regional Climate Model – regionális éghajlati modell

okoz, ugyanis a beágyazott RCM által szimulált éghajlati viszonyok alig különböznek attól, mintha azokat egy egységesen nagy rácsfelbontású, később – a finomskálájú folyamatok kiszűrése után – az RCM meghajtójaként szolgáló modell generálná (*Denis et al.*, 2002). A szimulációs terület szélén általában kijelölnek egy néhány rácspontból álló tartományt, ún. relaxációs zónát, melyet az adatmezők egymáshoz simítására használnak fel (*Marbaix et al.*, 2003). Ezt a sávot az eredmények kiértékelése során nem veszik figyelembe. Az első RCM futtatások az Amerikai Egyesült Államok területére történtek (*Dickinson et al.*, 1989; *Giorgi & Bates*, 1989). Azóta világszerte számos regionális klímamodellt fejlesztettek ki, melyek széles körben elterjedtek, és a Föld legtöbb régiójára vonatkozóan készítenek velük szimulációkat. A tevékenységek összehangolására nemzetközi projektek indultak. Röviden megemlítünk ezek közül néhány fontosabb európai vonatkozásút.

A 2001-től 2004-ig tartó PRUDENCE<sup>4</sup> projekt keretében GCM-eket és RCM-eket egyaránt futtattak. A klímaprojekciók (jövőre vonatkozó klímaszimulációk) hiányosságainak és bizonytalanságainak vizsgálata céljából, az éghajlatváltozás szociális-gazdasági hatásaira való felkészülés segítésének érdekében hozták létre (*Christensen & Christensen*, 2007). Ezt követte 2009-ig a hasonló célból indított ENSEMBLES, mely során több globális és regionális modellt alkalmaztak a legvalószínűbb jövőbeli éghajlatváltozási forgatókönyv megtalálására és a bizonytalanságok számszerűsítésére (*van der Linden & Mitchell*, 2009). Napjainkban is működik és direkt a regionális modellezést célozza a CORDEX<sup>5</sup>, melynek fő tevékenységi köre a leskálázási technikák fejlesztése és az éghajlattal kapcsolatos információk végfelhasználókhöz való eljuttatásának könnyítése (*Giorgi et al.*, 2009). Közép- és Kelet-Európára terjedt ki a CLAVIER<sup>6</sup> (*Jacob et al.*, 2008) és a CECILIA<sup>7</sup> projekt (*Belda et al.*, 2015), melyekben az Eötvös Loránd Tudományegyetem és az Országos Meteorológiai Szolgálat is részt vett.

Az EURO-CORDEX modelleredmények kiértékelésekor *Rajczak & Schär* (2017) bemutatták, hogy Közép-Európa térségében a modellek csak kicsivel több, mint fele egyezik meg abban, hogy a csapadék nyáron csökkenni fog a század végére. A változások mértéke mindkét irányban azonos ( $\approx 18\%$ ).

Magyarországon négy modellt adaptáltak regionális éghajlati szimulációk készítésének céljából (*Krüzselyi et al.*, 2011; *Skalák et al.*, 2014): az ELTE Meteorológiai

---

<sup>4</sup> Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects

<sup>5</sup> Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment

<sup>6</sup> Climate Change and Variability: Impact on Central and Eastern Europe

<sup>7</sup> Central and Eastern Europe Climate Change Impact and Vulnerability Assessment

Tanszékén a PRECIS-t és a RegCM-et, az OMSZ-nál pedig az ALADIN-Climate-et és a REMO-t. Jelenleg az ALADIN-Climate és a RegCM modelleket használják (Csorvási *et al.*, 2016a). A tesztelési szakaszban az 1961–1990 időszakra futtatták őket, majd az eredményeket mérési adatbázisokkal hasonlították össze Magyarország területére. A PRECIS szimulációk 25 km-es horizontális felbontással, 19 vertikális szintre készültek (Bartholy *et al.*, 2009). A modell felülbecsülte az évszakos átlaghőmérsékleteket, a nyarat kivéve 1 °C-nál kisebb mértékben. A csapadékot enyhén alábecsülte, kivéve tavasszal, amikor 30%-ot meghaladó pozitív eltérést produkált. A RegCM-et 10 km-es ráctávolsággal, függőlegesen 18 modellszinttel futtatták (Torma *et al.*, 2011). Előzetes tesztek elvégzése után kiderült, hogy a modell néhány fizikai paraméterének kismértékű változtatásával elérhető, hogy a szimuláció szignifikánsan jobban adja vissza a valós csapadékeloszlást, vagyis a szisztematikus felülbecslés csökkenjen. Az eredményeket – többek között – az E-OBS (ld. 4. fejezet) mérési adatbázissal vetették össze. Az évszakos hőmérsékleti differenciák a térségben átlagban 1 °C alatt maradtak, télen felül-, a többi hónapban alulbecsléssel. A csapadék tekintetében egész évben túlbecslést tapasztaltak, legnagyobb mértékben télen. Később az ELTE-n a RegCM egy újabb változatát is adaptálták (Piecza *et al.*, 2017), melyet érzékenységvizsgálat keretében, validáció céljából több fizikai beállítással is futtattak az 1981–1990 időszakra, 50 km-es és 10 km-es horizontális felbontással. A modell hőmérsékleti hibája 1 °C-on belül maradt, kivéve nyáron, amikor 3 °C-os felülbecslés mutatkozott. Ami a csapadékot illeti, a szimulációk nyáron túl száraznak bizonyultak, a többi évszakban pedig hazánk délnyugati részein –20% és 5% közötti, északkeleten 50–100%-ot elérő hibák adódtak. A csapadékösszeg túlbecslésének délnyugatról észak, északkelet felé irányuló növekedése több magyarországi regionális klímamodellnél is megfigyelhető. Az OMSZ-nál adaptált ALADIN-Climate 10 km-es és 25 km-es ráctávolsággal egyaránt futott, 31 vertikális szintre (Csima & Horányi, 2008). A hőmérsékletet túlnyomóan alulbecsülte a modell, kivéve nyáron, a csapadékot pedig – főleg tavasszal és nyáron – felül, éves átlagban 10–50%-kal. A REMO esetében 25 km-es felbontást használtak, 20 modellszinttel (Szépszó & Horányi, 2008). A hőmérsékleti eltérések átlagban nem érték el a 1,5 °C-ot, a csapadékot többnyire túlbecslés jellemezte, éves szinten 10–50%-os. Mindkét éghajlati paraméter esetében a nyár bizonyult a REMO által legsikeresebben modellezett évszakkal. Az itt bemutatott szimulációkról elmondható, hogy a hegyvidékeken kevésbé pontosak a hőmérsékleti- és csapadékeredmények, mint az alacsonyabban fekvő, sík területeken. A validáció után mind a négy modellel projekciókat készítettek a Kárpát-medencére a 21.

század végéig (*Krüzselyi et al.*, 2011).

## 2.2. A WRF regionális éghajlati modell

A dolgozat tárgyát képező regionális éghajlati vizsgálatokat a WRF modellel (rövid leírását ld. a 3.1. fejezetben) végeztem el. Ahogy a bevezetésben említettük, az RCM-ek fő előnye a finom rácsfelbontás, melynek köszönhetően a helyi éghajlat-alakító hatásokat is képesek reprezentálni. Főként olyan területeken hasznosak tehát, ahol a mikro- és mezoskálájú kényszereknek meghatározó klimatológiai szerepük van. A WRF-et számos tanulmányban használták RCM-ként. A munka kezdeti szakaszában validálták a modellt, vagyis több éves, gyakran több tíz éves múltbeli időszakokra futtatták, majd a szimulált éghajlati paramétereket – leggyakrabban a hőmérséklet- és csapadékeloszlásokat – mérésekkel vetették össze. *Gula & Peltier* (2012) például az Amerikai Egyesült Államok és Kanada határán fekvő Nagy-tavak környékén várható klímaváltozást vizsgálták. Egy GCM múlt- és jövőbeli eredményeit skálázták le a WRF-fel, 10 km-es rácsávolság mellett. A viszonylag meleg vízfelszín télen jelentős hómenyiség-többletet képes okozni lokálisan, a tavak térségében, mely a nagyfelbontású regionális modellben realizztikusan megjelenik. *Caldwell et al.* (2009) Kalifornia területére, 40 éves időintervallumra futtatták 12 km-es felbontású regionális éghajlati modellként a WRF-et, az előbbi példához hasonlóan egy GCM-be ágyazva. Az USA észak-déli irányban húzódó államának éghajlatát nagyban meghatározza a Csendes-óceán partvonalának és a Sierra Nevada hegyvonulatának módosító hatása. Azt tapasztalták, hogy a hőmérséklet és a csapadék területi eloszlásának tekintetében, valamint az időjárási szélsőségek és a hegyvidéki hóborítottság reprezentációjában jelentős javulás érhető el az RCM-mel a meghajtó globális modellhez képest. Szintén a hosszú tengerparti szakasz és a változatos topográfia indokolta *Heikkilä et al.* (2011) Norvégia, és *Raghavan et al.* (2016) Vietnám területére vonatkozó, rendre 10 km-es és 25 km-es rácsfelbontású WRF klímaszimulációinak szükségességét. A WRF modellt Európa számos területére is futtatták RCM-ként, 10 km körüli maximális felbontással, több tízéves időszakokra, validációs célból (pl. *Warrach-Sagi et al.*, 2013; *Marta-Almeida et al.*, 2016; *Marteau et al.*, 2015).

Az RCM-eket széles körben használják szinoptikus skálájú időjárási jelenségek klimatológiájának vizsgálatára is. Különösen fontos ez olyan földrajzi területeken, amelyek éghajlatát – például csapadékviszonyait – alapvetően meghatározzák a jelentős évszakos változást okozó időjárási rendszerek. Ebből kifolyólag alkalmazták a WRF-et a nyugat-

afrikai (*Flaounas et al.*, 2011), az indiai (*Raju et al.*, 2015; *Srinivas et al.*, 2015), vagy a közép-amerikai (*Castro et al.*, 2012) monszon hosszabb időtávú modellezésére.

A numerikus modellekben azokat a folyamatokat, amelyek a horizontális rácstávolságnál kisebb skálájúak, vagy túlságosan összetettek, ún. fizikai parametrizációkkal veszik figyelembe (*Stensrud*, 2007). Ez azért szükséges, mivel ezek a helyi (lokális vagy mikroskálájú) jelenségek visszahatnak a nagyobb mérettartományú légköri viszonyokra, módosítják a nagytérségű meteorológiai változókat, azok tendenciáit. Az ilyen módon számításba vett legfőbb folyamatok a következők: felhő- és csapadékképződés, mikrofizika, mélykonvekció, rövid- és hosszúhullámú sugárzásátvitel, a felszín hatásai és interakciói a légkörrel, a planetáris határréteg folyamatai és a turbulencia. A parametrizációknak meghatározó szerepük van például – az éghajlati modellezésben fontos – csapadékképződésben. Természetesen a WRF modellrendszer is igényel parametrizációkat, és azokra számtalan választási lehetőséget nyújt. Feladattól és céltól függően más-más séma használata lehet optimális. Mielőtt a modellt hosszú távra integrálnák, érzékenységvizsgálatot végeznek vele. Ennek során kiválasztják azt a konfigurációt, amely a lehető legpontosabb klímaszimulációhoz vezet. Jelen WRF-es kutatásban is ezt tűztem ki célul. A folyamat része a parametrizációk hangolása is. Az általam kipróbált parametrizáció-kombinációkat a 3.2. alfejezet mutatja be. Most megemlítünk néhány, ezzel a témakörrel foglalkozó korábbi tanulmányt, főként olyanokat, melyek vizsgálataink szempontjából relevánsak lehetnek.

*Argüeso et al.* (2011) Dél-Spanyolországra, 10 múltbeli évre készített regionális éghajlati modellfuttatások során hasonlítottak össze egymással különböző mikrofizikai, planetáris határréteg és mélykonvekciós sémákat a WRF-ben. Megállapították, hogy a határréteg és a cumulus parametrizációk jelentős hatást gyakorolnak a szimulált csapadéokra, de az egyes sémák hatékonysága régióként és évszakonként változik. Hasonló vizsgálatokat végzett az Amerikai Egyesült Államok területén *Bukovsky & Karoly* (2009), akik a mélykonvekciós beállításon kívül más konfigurációkat – például különböző modellverziókat, felszín-légkör sémákat – is próbára tettek. A csapadék parametrizációs sémákra való érzékenységét hangsúlyozzák továbbá *Pieri et al.* (2015), akik Európára vonatkozó, 20 évre irányuló WRF futtatásaikban a horizontális felbontás, valamint a mikrofizikai és a konvektív séma megválasztásának hatását vizsgálták. Eredményeik szerint a modell minden beállítással szisztematikusan felülbecsülte a csapadékösszegeket, éves szinten 30–50%-kal. *Mooney et al.* (2013) Európa több régiójára elemezték a WRF RCM teljesítményét, 6 éves időtartamot lefedő, 0,44°-os (kb. 50 km-es) rácstávolságú

szimulációk alapján. Tizenkét különböző parametrizáció-kombinációt teszteltek, többek között planetáris határréteg, felszín-légkör, mikrofizikai és hosszuhullámú sugárzásátviteli sémákat. Megállapították, hogy a szimulált hőmérséklet magas korrelációt mutat a mérésekkel (0,8 és 0,95 közötti korrelációs együttható), nagyon érzékeny a felszín-légkör parametrizációra, és télen némileg a hosszuhullámú sugárzási sémára. A téli hónapokban Európa északkeleti részén jelentős, nagy területen akár 5 °C-ot is meghaladó alulbecslést detektáltak a modellezett hőmérsékletben. A legtöbb hónapban a napi átlagos csapadékösszeg szisztematikus, 2–3 mm-t elérő felülbecslése jelentkezett, legkevésbé nyáron, amikor néhány konfiguráció alig mutatott eltérést a mérésektől. Azt találták továbbá, hogy a csapadékra vonatkozó eredmények alig függenek a planetáris határréteg sémától, viszont a mikrofizikai és a hosszuhullámú sugárzási séma, valamint a felszín-légkör modell szerepe lényeges, és az egyes szimulációk közötti különbségek főleg nyáron mutatkoznak. A tengerszinti légnyomást alábecsülte a WRF, nagyobb mértékben télen. Hangsúlyozzák, hogy a felszín-légkör parametrizáció megválasztása nyáron a hőmérsékletre és a csapadékra is jelentős mértékű hatást gyakorol. *Politi et al. (2018)* Európa térségére, Görögországra fókuszálva végezték el a WRF érzékenységvizsgálatát. A modellt 1 évre futtatták 5 km-es felbontással, és hét konfigurációt próbáltak ki. A mikrofizikai, a mélykonvekciós, valamint a planetáris határréteg és a felszíni réteg parametrizációkat változtatták, míg a sugárzásátviteli és a felszín-légkör séma minden kísérletükben ugyanaz volt. A napi csapadékösszeg tekintetében rendszeres felülbecslést tapasztaltak az összes szimulációban, de ki tudtak jelölni egy olyan kombinációt, ami kb. 14%-os túlbecslésével a többinél 20–70%-kal kisebb hibát produkált. A csapadék felülbecslését emelik ki továbbá *Kotlarski et al. (2014)* és *Katragkou et al. (2015)*, több, Európára vonatkozó WRF regionális klímaszimuláció együttes kiértékelése során. Az általuk vizsgált – egymástól kissé eltérő fizikai beállítású – futtatások a már említett CORDEX nemzetközi projektben vettek részt. Egyik fő következtetésük a téli hőmérsékletek Északkelet-Európára jellemző alulbecslése, melyet a hóborítottság nem megfelelő kezeléséhez, és az ahhoz kapcsolódó visszacsatolási mechanizmusokhoz kötöttek. Ugyanezzel magyarázták a WRF hideg torzítását *García-Díez et al. (2015)* is európai érzékenységvizsgálatuk során, akik egyéb paramétereket – például felhőborítottság, sugárzási fluxusok, talajnedvesség – is elemeztek. Az itt kiemelt európai kutatásokon kívül világszerte számos tanulmány készült a WRF regionális klímamoddellel a legmegfelelőbb parametrizáció-kombináció megtalálására (pl. *Ji et al., 2016; Tariku & Gan, 2018; Hu et al., 2018; Kuo & Gan, 2018*). A rendelkezésre álló tanulmányok alapján

össességében elmondható, hogy az egyes parametrizációs sémák hatékonysága régióként változik, nem jelölhető ki univerzálisan optimális konfiguráció. Ez megerősíti az érzékenységvizsgálat szükségességét a modell adaptációs folyamata során.

A csapadéokra vonatkozó rendszeres felülbecslés nem kizárólag a WRF-nél jelentkezik, hanem általánosnak mondható a regionális klímaszimulációk körében. Ezt támasztja alá az **1. táblázat**, mely különböző, Európa térségére futtatott regionális éghajlati modellek csapadékhibáinak fő karakterisztikáit mutatja be.

Zárásképpen fontos megjegyezni, hogy napjainkban a regionális éghajlati szimulációk többsége már 10 km-es, vagy még finomabb horizontális felbontással készül. Ez megkövetelheti a nem-hidrosztatikus modelldinamika használatát, továbbá szükségessé teszi a parametrizációs sémák felülvizsgálatát. Ilyen kis rácstávolságnál az is megfontolandó, hogy bizonyos folyamatok, például a konvekció már explicit módon kerüljön számításra (*Yu & Lee, 2010*). Egyes vizsgálatok alapján a nagyfelbontású futtatásokban a mélykonvekciós parametrizáció mellőzése a csapadékeloszlás realisabb szimulációjához vezet (pl. a WRF esetében *Pieri et al., 2015*). A regionális klímamodellek 5 km alatti rácstávolságú, évtizedes időskálájú integrálásának manapság még gátat szab a hatalmas számításigény, azonban rövidebb időszeltek (pl. nyári hónapok) szimulációjára egyre gyakrabban alkalmazzák őket. Ezzel lehetőség nyílik például a heves konvektív események és a hozzájuk kapcsolódó károkozó jelenségek, jégesők, villámárvizek klimatológiai célú vizsgálatára (*Prein et al., 2015*).

**1. táblázat.** Különböző modellekkel Európa térségére készített regionális klímaszimulációk alapvető tulajdonságai és a csapadéokra vonatkozó eredményeik rövid összefoglalása.

<b>Modell</b>	<b>Tartomány</b>	<b>Felbontás</b>	<b>Időszak</b>	<b>Csapadékra vonatkozó eredmények</b>
<b>WRF</b> ( <i>Politi et al., 2018</i> )	Görögország	5 km	2002	Hét szimuláció <b>15–85%</b> -kal felülbecsüli a napi átlagos csapadékösszeget.
<b>WRF</b> ( <i>Pieri et al., 2015</i> )	Európa (CORDEX)	0,11°	1979–1998	Négy szimuláció <b>33–48%</b> -kal felülbecsüli a napi átlagos csapadékösszeget. A havi csapadékösszegeket is túlbecsüli minden futtatás.
<b>WRF</b> ( <i>Mooney et al., 2013</i> )	Európa (CORDEX)	0,44°	1990–1995	Tizenkét szimuláció a nyarat kivéve az összes hónapban felülbecsüli a napi átlagos csapadékösszeget, 1,5–2 mm/nap mértékben, ami nagyjából <b>50–125%</b> -nak felel meg.
<b>WRF</b> ( <i>Kotlarski et al., 2014</i> )	Európa (CORDEX)	0,11°	1989–2008	Három szimuláció a különböző régiókban kb. <b>10–50%</b> -kal felülbecsüli az éves átlagos csapadékösszeget.
<b>WRF</b> ( <i>Katragkou et al., 2015</i> )	Európa (CORDEX)	0,44°	1990–2008	Hat szimuláció nyáron <b>13–55%</b> -kal, télen <b>15–28%</b> -kal felülbecsüli a napi átlagos csapadékösszeget.
<b>WRF</b> ( <i>Warrach-Sagi et al., 2013</i> )	Európa (CORDEX)	0,11°	1990–2008	A szimuláció nyáron kb. <b>20%</b> -kal, télen kb. <b>40%</b> -kal túlbecsüli a havi csapadékösszegeket.
<b>ARPEGE</b> ( <i>Kotlarski et al., 2014</i> )	Európa (CORDEX)	0,11°	1989–2008	A szimuláció a különböző régiókban inkább alulbecsüli az éves átlagos csapadékösszeget.
<b>CCLM</b> ( <i>Kotlarski et al., 2014</i> )	Európa (CORDEX)	0,11°	1989–2008	A szimuláció a különböző régiókban kb. <b>0–20%</b> -kal felülbecsüli az éves átlagos csapadékösszeget.
<b>HIRHAM</b> ( <i>Kotlarski et al., 2014</i> )	Európa (CORDEX)	0,11°	1989–2008	A szimuláció a különböző régiókban kb. <b>10–30%</b> -kal felülbecsüli az éves átlagos csapadékösszeget.
<b>REMO</b> ( <i>Kotlarski et al., 2014</i> )	Európa (CORDEX)	0,11°	1989–2008	A szimuláció a különböző régiókban kb. <b>0–20%</b> -kal felülbecsüli az éves átlagos csapadékösszeget.
<b>RACMO</b> ( <i>Kotlarski et al., 2014</i> )	Európa (CORDEX)	0,11°	1989–2008	A szimuláció a különböző régiókban kb. <b>10–20%</b> -kal felülbecsüli az éves átlagos csapadékösszeget.
<b>RCA</b> ( <i>Kotlarski et al., 2014</i> )	Európa (CORDEX)	0,11°	1989–2008	A szimuláció a különböző régiókban kb. <b>40–60%</b> -kal felülbecsüli az éves átlagos csapadékösszeget.
<b>ALADIN</b> ( <i>Csorvási et al., 2016a</i> )	Magyarország	10 km	1981–2000	A szimuláció <b>36%</b> -kal felülbecsüli az éves átlagos csapadékösszeget.
<b>RegCM</b> ( <i>Csorvási et al., 2016a</i> )	Magyarország	10 km	1981–2000	A szimuláció <b>18%</b> -kal felülbecsüli az éves átlagos csapadékösszeget.

## 3. Modell

### 3.1. Leírás és beállítások

A WRF numerikus modellt az Amerikai Egyesült Államokban fejlesztették ki számos kutatóintézet (pl. NCAR<sup>8</sup>, NOAA<sup>9</sup>) és egyetem együttműködésével (*Skamarock et al.*, 2008). Forráskódja nyílt, bárki által szabadon hozzáférhető és letölthető, így felhasználói és fejlesztői köre igen széles. Operatív és kutatási célokra egyaránt alkalmas. Az időjárás előrejelzése mellett többek között felszíni hidrológiai, légszennyezettség-terjedési számításokra is használják. Regionális éghajlati vizsgálataim során az ARW<sup>10</sup> dinamikai alegységgel dolgoztam. A WRF-ARW egy korlátos tartományú, mezoskálájú, főleg kutatási célokat szolgáló modellrendszer. Fizikai magját tekintve a teljesen összenyomható légkörben érvényes, nem-hidrosztatikus Euler-egyenleteken alapul. Az általam futtatott 3.8-as verziója felszínkövető vertikális  $\eta$  koordináta-rendszert használ, mely felfelé haladva egyre inkább egybeesik az izobár rétegekkel. A horizontális diszkretizáció véges differenciális módszerrel, Arakawa-C típusú rácson zajlik. A modellben sokféle beépített parametrizációs séma található a különböző fizikai folyamatok leírására. Lehetőség van – ún. nesting technikával – tartományok egymásba ágyazására is. Futtatható továbbá hidrosztatikus és nem-hidrosztatikus módban, valamint számos egyéb beállítható paraméterrel, fizikai és dinamikai opcióval rendelkezik.

A modellezett terület két egymásba ágyazott tartományból – ún. domainből – áll (**1. ábra**), Lambert szögterítetű vetületen. A külső domain 50 km-es horizontális felbontású és lefedi a Med-CORDEX régiót, így az eredmények a későbbiekben más modellcsaládok eredményeivel is összehasonlíthatók lesznek. A belső, 10 km-es rács távolságú domain a Kárpát-medence mellett az Alpok, a Kárpátok és a Dinári-hegység vonulatait is magában foglalja, ennek megfelelően topográfiája rendkívül változatos. Kezdetben a külső és a belső domain rendre  $97 \times 62$  és  $210 \times 120$  rácspontból állt. Majd néhány későbbi szimuláció során a külső tartomány méretét megnöveltem  $143 \times 81$  rácsponttra. Az így hozzáadott rácspontok további relaxációs zónaként funkcionálnak. A modellszintek száma vertikális irányban – egy futtatás kivételével, ld. 3.2. alfejezet – 43 volt, minden esetben 50 hPa-os legfelső szinttel. Adaptív időlépcsőt alkalmaztam, ami azt jelenti, hogy a modell – bizonyos határok között – lépésről lépésre változó hosszúságú időbeli ugrást hajt végre

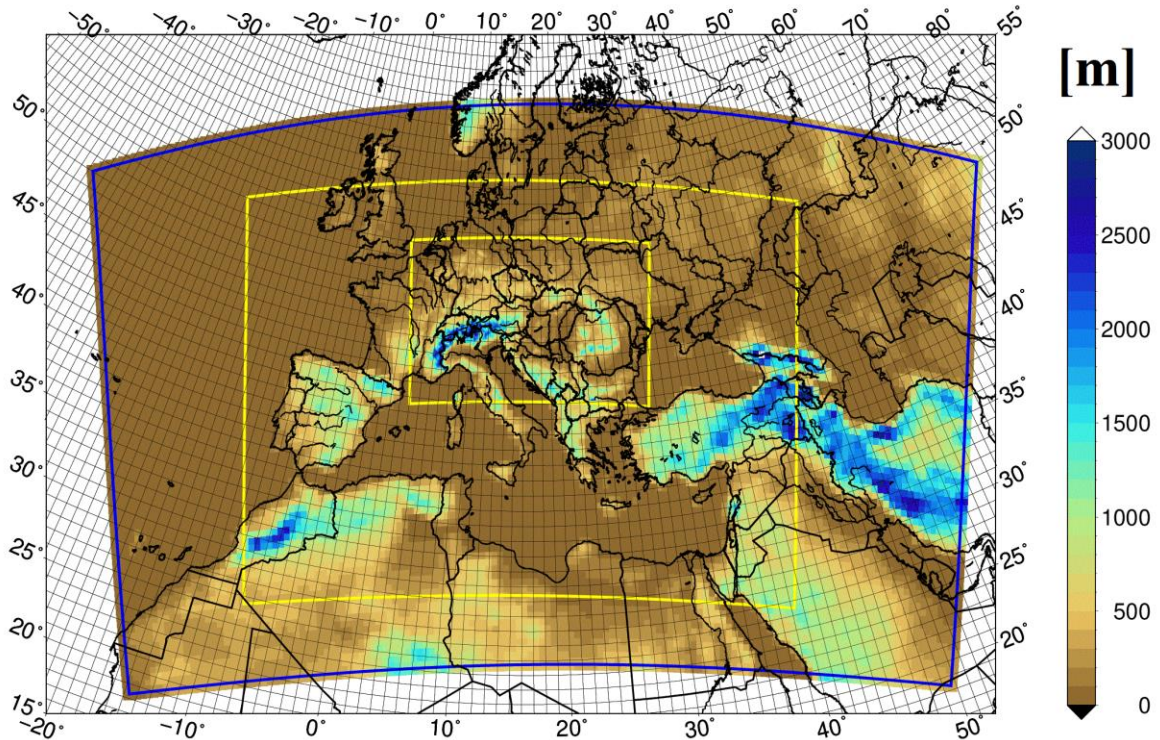
---

<sup>8</sup> National Center for Atmospheric Research – Nemzeti Légekörkutató Központ

<sup>9</sup> National Oceanic and Atmospheric Administration – Nemzeti Óceán- és Légekörkutató Intézet

<sup>10</sup> Advanced Research WRF – a WRF kutatási célokra kifejlesztett dinamikai alegysége

annak megfelelően, hogy mekkora sebességű horizontális és vertikális mozgások lépnek fel a szimulációban. Ez a folyamatosan optimalizált időlépcső egyszerre teszi lehetővé a stabilitás fennmaradását és a számítási költség minimalizálását.



**1. ábra.** A két egymásba ágyazott modelltartomány (sárga vonal) és a megnövelt külső domain (kék vonal), valamint azok topográfiája a tengerszint feletti magasság értékeivel.

A modellintegrálást 2013. január 1. 00 UTC időponttól indítottam, egy évig tartó időszakra. Az ún. felpörgési idő hatását vizsgáló szimuláció 2012. december 1. 00 UTC-vel kezdődött, és egy hónappal hosszabb időtartamra futott (ld. 3.2. alfejezet).

### 3.2. Futtatások

Vizsgálataim során kezdetben nyolc különböző konfigurációval futtattam a WRF modellt a 2013-as évre (**2. táblázat**), majd a külső domain méretének megnövelése után további hét szimulációt készítettem (**3. táblázat**). Az egyes szimulációk a fizikai és dinamikai beállítások tekintetében tértek el egymástól. A mélykonvekció, a planetáris határréteg (PHR) és a felszínközeli réteg, a sugárzásátvitel, a mikrofizikai és a felszín-légkör folyamatok reprezentálására különböző parametrizációkat próbáltam ki. Vizsgáltam a felpörgési idő, a hidrosztatikus közelítés, valamint vertikálisan kevesebb modellszint alkalmazásának hatását az eredményekre. A következőkben röviden bemutatom a használt

parametrizációs sémákat, módosításokat és dinamikai beállításokat.

**2. táblázat.** A különböző modellfuttatások során használt fizikai parametrizációs sémák és beállítások összefoglaló táblázata kisebb (97×62 rácspont) külső tartomány mellett.

Futtatás/ elnevezés	Mély- konvekció	PHR, felszíni réteg	Sugárzásátvitel	Mikrofizika	Felszín- léggör
YSU/KF	KF	YSU, MM5 hasonlósági	Dudhia RH, RRTM HH	Thompson Aeroszol	Noah–MP
YSU/BMJ	BMJ	YSU, MM5 hasonlósági	Dudhia RH, RRTM HH	Thompson Aeroszol	Noah–MP
YSU/G3DE	G3DE	YSU, MM5 hasonlósági	Dudhia RH, RRTM HH	Thompson Aeroszol	Noah–MP
MYJ/KF	KF	MYJ, Eta hasonlósági	Dudhia RH, RRTM HH	Thompson Aeroszol	Noah–MP
MYJ/BMJ	BMJ	MYJ, Eta hasonlósági	Dudhia RH, RRTM HH	Thompson Aeroszol	Noah–MP
MYJ/G3DE	G3DE	MYJ, Eta hasonlósági	Dudhia RH, RRTM HH	Thompson Aeroszol	Noah–MP
RRTMG	BMJ	MYJ, Eta hasonlósági	RRTMG RH, RRTMG HH	Thompson Aeroszol	Noah–MP
MTHOMP	BMJ	MYJ, Eta hasonlósági	Dudhia RH, RRTM HH	Módosított Thompson Aeroszol	Noah–MP

A kisebb külső tartományon kizárólag fizikai parametrizációs sémákkal kísérleteztem (2. táblázat). Ezek a futtatások 2013.01.01. 00 UTC-s indítással, nem-hidrosztatikus módban, 43 vertikális szint alkalmazásával készültek. A felszín-léggör és a mikrofizikai folyamatok reprezentálása minden esetben ugyanazokkal a sémákkal történt. Elsőként ezeket ismertetem, majd áttérek a szimulációk közötti különbségekre.

A felszín és a léggör közötti kölcsönhatások leírására, a hő- és nedvességfluxusok meghatározására a négy talajréteggel rendelkező Noah közösségi modell ún. multiparametrizációs (MP) változatát használtam (Niu *et al.*, 2011). A Noah–MP a korábbi Noah sémához képest számos fejlesztésen és bővítésen esett át: a hóborítást háromrétegűként kezeli, egy rácscellán belül külön végzi a számításokat a növényzettel és külön a csupasz talajjal borított területekre, továbbá – magához a WRF-hez hasonlóan – több opciót kínál bizonyos fizikai folyamatok, például a lefolyás, a sztómaellenállás és a

növényállományon belüli sugárzásátvitel reprezentálására. A növényállomány egy külön réteget alkot és lehetőség nyílik a vegetáció dinamikus változásainak figyelembevételére is.

A felhő- és csapadékképződéshez kapcsolódó mikrofizikai folyamatokat a *Thompson & Eidhammer* (2014) által részletezett parametrizáció alapján vettem figyelembe, amely a korábbi Thompson bulk mikrofizikai séma aeroszolok explicit hatásával kiegészített változata. A sémában szükséges megadni a felhőcseppek számának kezdeti koncentrációját, melynek alapbeállítása  $100 \text{ cm}^{-3}$ . *Thompson et al.* (2008) alapján ez az érték inkább az óceáni légtömegekre jellemző, kontinentális területek felett érdemes minimum  $250 \text{ cm}^{-3}$ -rel számolni. Ennek megfelelően a későbbi szimulációkban már ezzel a módosított konstanssal dolgoztam.

A futtatásokban három mélykonvekciós (cumulus) parametrizációval kísérleteztem: a tömegfluxus elvű KF<sup>11</sup> (*Kain, 2004*) és G3DE<sup>12</sup> (*Grell & Dévényi, 2002*), illetve a konvektív stabilizációs BMJ<sup>13</sup> (*Janjić, 1994*) sémával. A tömegfluxus módszer alapja, hogy a felhajtóerő hatására emelkedő termik által alulról beszívott levegő révén függőleges tömegtranszport zajlik a felszíntől egészen a troposzféra tetejéig, és ez a fő meghatározandó tényező, a konvekció és a csapadékképződés irányítója (*Yano, 2014*). Figyelembe kell venni a magasabb szinteken oldalirányból bekeveredő, valamint a kiáramló levegőt, továbbá a kompenzációs leáramlásokat és a párolgást is. Ezzel szemben a másik, ún. konvektív stabilizációs megközelítés lényege, hogy az aktuális hőmérsékleti és nedvességi profilt egy előre definiált, karakterisztikus referencia-profilhoz igazítják (*Emanuel, 1991*). Így a modellben előálló és a referenciaként szolgáló légköri profilok eltéréseiből következtetnek például a csapadék keletkezésére.

Az érzékenységvizsgálat során a planetáris határréteg (PHR) és a hozzá tartozó felszíni réteg parametrizációk közül kettőt teszteltem: a Yonsei Egyetemen kifejlesztett, K-elméleten alapuló, nemlokális YSU sémát (*Hong et al., 2006*) az MM5 modell sémájával (*Jiménez et al., 2012*) kombinálva, valamint a Mellor–Yamada–Janjić (MYJ) – prognosztizált turbulens kinetikus energiát használó, lokális – határréteg parametrizációt az Eta modellben alkalmazott felszínközeli sémával párosítva (*Janjić, 1994*). Az MM5 és az Eta modell felszíni réteg sémája egyaránt a Monin–Obukhov hasonlósági elméleten alapszik (*Monin & Obukhov, 1954*).

---

<sup>11</sup> Kain–Fritsch mélykonvekciós séma

<sup>12</sup> Grell 3D Ensemble mélykonvekciós séma

<sup>13</sup> Betts–Miller–Janjić mélykonvekciós séma

A rövidhullámú (RH) sugárzásátvitel a legtöbb esetben *Dudhia* (1989) parametrizációja szerint került reprezentálásra, míg a hosszuhullámú (HH) sugárzási viszonyok képviselőjére az ún. RRTM<sup>14</sup> gyors sugárzásátviteli modellt alkalmaztam (*Mlawer et al.*, 1997). Az egyik futtatásban a rövid- és hosszuhullámú sugárzási sémát lecseréltem az ún. RRTMG<sup>15</sup> modellre (*Iacono et al.*, 2008), ebben az esetben jelentős (+20%) szimulációs idő növekedéssel is számolni kell.

A megnövelt méretű külső tartományon készített szimulációkban dinamikai és fizikai beállításokat egyaránt próbára tettem (**3. táblázat**). Ezekben a futtatásokban a rövid- és a hosszuhullámú sugárzásátvitel parametrizálása egységesen rendre *Dudhia* (1989) sémájával és az RRTM modellel történt.

**3. táblázat.** A különböző modellfuttatások során használt fizikai parametrizációs sémák és beállítások összefoglaló táblázata nagyobb (143×81 rácspont) külső tartomány mellett.

Futtatás/ elnevezés	Kezdeti időpont	Hidro- sztatikus?	Vertikális szintek száma	Mikrofizika	Mély- konvekció	PHR, felszíni réteg	Felszín- légkör
NDOM	2013.01.01. 00 UTC	nem	43	Módosított Thompson Aeroszol	BMJ	MYJ, Eta hasonlósági	Noah- MP
WSM6	2013.01.01. 00 UTC	nem	43	WSM6	BMJ	MYJ, Eta hasonlósági	Noah- MP
WSM3	2013.01.01. 00 UTC	nem	43	WSM3	BMJ	MYJ, Eta hasonlósági	Noah- MP
VERT31	2013.01.01. 00 UTC	nem	31	Módosított Thompson Aeroszol	BMJ	MYJ, Eta hasonlósági	Noah- MP
HIDROSZTAT	2013.01.01. 00 UTC	igen	43	Módosított Thompson Aeroszol	BMJ	MYJ, Eta hasonlósági	Noah- MP
FP	2012.12.01. 00 UTC	nem	43	Módosított Thompson Aeroszol	BMJ	MYJ, Eta hasonlósági	Noah- MP
RUC/MSKF	2013.01.01. 00 UTC	nem	43	Módosított Thompson Aeroszol	MSKF	YSU, MM5 hasonlósági	RUC

<sup>14</sup> Rapid Radiative Transfer Model

<sup>15</sup> Rapid Radiative Transfer Model for GCMs – gyors sugárzásátviteli modell általános cirkulációs modellek számára

Két esetben a Thompson mikrofizikai parametrizációt helyettesítettem: a WRF egymomentumos, hatosztályú (WSM6<sup>16</sup>) sémával (Hong & Lim, 2006), majd a szintén egymomentumos, háromosztályú (WSM3<sup>17</sup>) sémával (Hong et al., 2004). Míg előbbi hat hidrometeor (vízgőz, eső, hó, felhőjég, felhővíz, graupel) keverési arányát jelzi előre, utóbbi csak a vízgőzét, valamint a hőmérséklet függvényében a felhővizét vagy a felhőjégét és az esőt vagy a hóét.

Az egyik kísérletben a modellszintek számát 43-ról 31-re csökkentettem (VERT31 futtatás). Vizsgáltam a hidrosztatikus közelítés hatását az eredményekre (HIDROSZTAT futtatás), melynek értelmében a vertikális irányban fellépő gyorsulások elhanyagolhatók a horizontálisakhoz képest. Ekkor a harmadik mozgásegyenlet leegyszerűsödik, a feláramlási sebességet pedig diagnosztikus úton számítja a modell. Ahhoz, hogy a modell számára megadott, légkörre és talajra vonatkozó bemeneti adatok egyensúlyba kerüljenek, ajánlott a szimuláció elején ún. felpörgési időt használni (pl. Denis et al., 2002; Laprise, 2008), melyet a kiértékelés során nem veszünk figyelembe. A felpörgési idő szükségességének elemzésére az egyik futtatást (FP) egy hónappal korábban indítottam.

Az utolsó szimulációban a Noah–MP felszín–léggör modell helyett az ún. RUC<sup>18</sup> sémát alkalmaztam (Benjamin et al., 2004; Smirnova et al., 2016). A RUC eredetileg hat, újabban akár kilenc talajrétegben számítja a hőmérsékletet és a nedvességtartalmat, a hőborítást pedig szintén több rétegre osztva kezeli.

A már említett Kain–Fritsch mélykonvekciós parametrizáció egy módosított, továbbfejlesztett változatával is kísérleteztem. Az ún. multiskálájú Kain–Fritsch (MSKF) séma a gomolyfelhők és a sugárzás kölcsönhatásait, valamint a feláramlási tömegfluxus vertikális sebességre gyakorolt hatását is számításba veszi, továbbá modelfelbontás-függővé teszi a léggör stabilizációjára fordítható időt és a légbeszívást (Zheng et al., 2016). Ezen séma használatakor, gyenge konvekció esetén az automatikusan változó stabilizációs idő túl nagyra adódhat, ami numerikus instabilitáshoz vezethet. Emiatt az adaptív időlépcső lehetséges intervallumait szigorúbb numerikus feltételekkel kell kezelni, ami megnöveli a számítási időt.

---

<sup>16</sup> WRF Single-Moment 6-class Scheme

<sup>17</sup> WRF Single-Moment 3-class Scheme

<sup>18</sup> Rapid Update Cycle – gyors frissítési ciklus

## 4. Adatok

### 4.1. Bemeneti adatok

A WRF számára a kezdeti- és peremfeltételeket az ECMWF<sup>19</sup> által fejlesztett ERA5 globális reanalízis adatbázisból származtattam (*Hersbach & Dee, 2016*). A 2012 decemberére és a 2013-as évre vonatkozó adatokat GRIB<sup>20</sup> formátumban töltöttem le, horizontális felbontásuk 0,3°-os (azaz nagyjából 31 km-es). A magaslégköri adatok 37 nyomási szinten állnak rendelkezésre. A modell a kezdeti feltételeket csak a legelső integrálási időpontban használja, a peremfeltételek – beleértve a tengerfelszín hőmérsékletét is – pedig 6 óránként frissülnek. Az ERA5 adatbázis előállítását és publikálását folyamatosan zajlik. Jelenleg 1979-től kezdődően érhetők el az adatok, és közel valós időben napjainkig bővülnek. A jövőben nyilvánosságra kerül az 1950-nel kezdődő szakasz is. Elődjéhez, az ERA-Interimhez képest több tekintetben fejlesztés történt: a horizontális felbontás kb. 79 km-ről 31 km-re javult, a vertikális modellszintek száma 60-ról 137-re nőtt, és az adatok akár óránkénti bontásban is lekérhetők. Bevezettek továbbá egy ún. ensemble adatasszimilációs rendszert, melynek köszönhetően a mérési, megfigyelési adatokban rejlő bizonytalanságokról is információ nyerhető.

### 4.2. Validáció

A modell által szimulált hőmérsékleti- és csapadékeloszlásokat, tengerszinti légnyomás értékeket az E-OBS mérési adatbázissal hasonlítottam össze, amely a Holland Királyi Meteorológiai Szolgálat (KNMI<sup>21</sup>) által létrehozott ECA&D<sup>22</sup> időjárási megfigyeléseket tartalmazó gyűjteményén alapul. Az E-OBS rácsra interpolált napi minimum-, maximum-, és átlaghőmérsékleteket, csapadékösszegeket valamint átlagos tengerszinti légnyomás értékeket foglal magában 1950-től napjainkig (*Haylock et al., 2008; van den Besselaar et al., 2011*). Elérhető 0,25°-os és 0,5°-os, az újabb verziók akár 0,1°-os horizontális felbontásban (ez közép-európai szélességi körön nagyjából 25 km-es, 50 km-es és 10 km-es ráctávolságnak felel meg). A modelleredmények validálásához az E-OBS (v19.0) 25 km-es változatát használtam, mely netCDF<sup>23</sup> formátumban állt

---

<sup>19</sup> European Centre for Medium-Range Weather Forecasts - Európai Középtávú Előrejelző Központ

<sup>20</sup> General Regularly-distributed Information in Binary Form - Általános Szabványos Felosztású Bináris Információ (rácsra rendezett adatok)

<sup>21</sup> Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut

<sup>22</sup> European Climate Assessment and Data – Európai Éghajlati Értékelés és Adatok

<sup>23</sup> Network Common Data Form – Általános Hálózati Adattípus

rendelkezésemre. Néhány kiválasztott városra külön készítettem validációt, melyek Budapest, Bukarest, Frankfurt és Innsbruck (a dolgozatban Budapest mellett a hőmérséklet esetében Bukarest, a csapadéknál Frankfurt városokat mutatom be). A városokra vonatkozó összehasonlításhoz szükséges állomási SYNOP adatsorokat az internetről töltöttem le [1 – Meteomanz.com]. A modellteljesítményt kiértékeltem külön-külön az olyan időszakokra, amikor egy bizonyos makrocirkulációs időjárási helyzet uralkodott. Ehhez szükség volt a 2013-as év napjainak nagytérségű időjárási helyzet szerinti kategorizálása. A napok besorolását a Hess-Brezowsky módszer (*James, 2007*) alapján a Német Meteorológiai Szolgálatnál rendszeresen elvégzik és publikálják [2 – DWD Großwetterlage]. Az osztályozásban ciklonális és zonalitás alapján a következő hat fő típust különböztetik meg: ciklonális-zonális, ciklonális-kevert, ciklonális-meridionális, anticiklonális-zonális, anticiklonális-kevert és anticiklonális-meridionális.

## 5. Módszerek

A futtatásokat az ELTE Atlasz clusterén végeztem. A modellezési folyamat a következőképpen zajlik. Elsőként az ún. WPS<sup>24</sup> előfeldolgozó egység horizontálisan az általunk definiált rácsra interpolálja a bemeneti (ERA5) adatokat, a teljes időszak (2013-as év) végéig, hatóránként a főterminusokra (00 UTC, 06 UTC, 12 UTC, 18 UTC). Ezután a modell futtatása heti bontásban történik, melynek technikai oka, hogy az Atlaszon véges ideig tarthat számítás, a leállást követően pedig így egyszerűbb újraindítani a szimulációkat és az ún. restart fájlok sem foglalnak túlzottan nagy tárhelyet. A restart fájlok az előző heti WRF output utolsó időpontjának adatait tartalmazzák, és – a második héttől kezdődően – ezek szolgáltatják a következő heti szimuláció kezdeti feltételeit (az első hét kezdeti feltételei az ERA5-ből származnak). Az egyhetes ciklus során a real.exe program – a WPS által létrehozott fájlok alapján – vertikálisan a modellszintekre előállítja a kezdeti- és peremfeltételeket az aktuális hétre, majd a wrf.exe végrehajtja az időbeli integrálást. A kimeneti fájlok így heti bontásban készülnek, és háromóránként tartalmazzák az adatokat. A modellfuttatást és az utófeldolgozást egyaránt Linux környezetben végeztem. A feldolgozás első lépéseként az eredményfájlokból netCDF operátorokkal kivágtam a szükséges meteorológiai paramétereket, helytakarékosági célból. Ezt követően az egy hétre vonatkozó, netCDF formátumú szimulációs adatsorokat futtatásonként összefűztem egyetlen, a teljes integrálási időszakot – tehát egy évet – lefedő fájlba, így a bennük tárolt információkat már könnyen tömbökbe tudtam olvasni Fortran nyelvű program segítségével. Az E-OBS mérések térbeli, valamint időbeli felbontásának megfelelően a validációhoz a WRF eredmények horizontális interpolációja és napi átlagok, összegek számítása szükséges. Hőmérséklet esetén inverz disztáns, csapadék esetén az ún. optimális területi-kriging interpolációs módszert (*Kottek & Rubel, 2007*) alkalmaztam. A napi, havi és éves hőmérsékleti átlagokat, csapadékösszegeket és átlagos tengerszinti légnyomás adatokat, valamint a hibamezőket Fortran programokkal származtattam. Az éves és havi csapadékösszeg-eltérések területi eloszlását mm/nap egységben adjuk meg, a hőmérséklet és a légnyomás hibamezőit pedig rendre °C/év és °C/hónap, valamint hPa/év és hPa/hónap egységben.

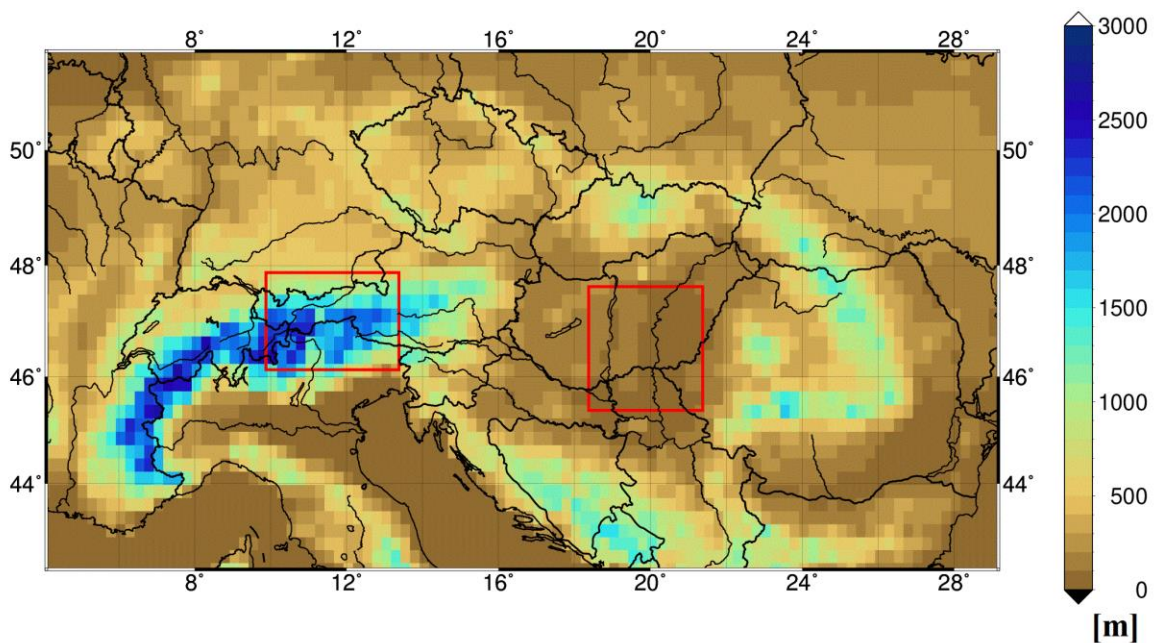
A statisztikai számítások R programmal készültek, melynek segítségével Taylor-diagramon (*Taylor, 2001*) is ábrázoltam az eredményeket. A Taylor-diagram direkt klimatológiai modellek validációjának céljából kifejlesztett ábrázolási forma. Három

---

<sup>24</sup> WRF Preprocessing System

alapstatisztikát jelenít meg: a korrelációt, a centralizált átlagos négyzetes hibát és a szórást. Az éves és a havi átlagokat és összegeket bemutató grafikonokat és a Box-Whisker diagramokat szintén R-ben konstruáltam. A modellezett éghajlati paraméterek hibáinak területi eloszlását a GMT<sup>25</sup> programmal rajzoltam térképre (Wessel *et al.*, 2013).

Az eredmények feldolgozását és kiértékelését az é. sz. 42° és é. sz. 52°, valamint a k. h. 4° és k. h. 30° közé eső területre végeztem el, amely a 10 km-es felbontású tartományon belül található (2. ábra). Az éghajlati paraméterek mezőre átlagolt értékeit két, eltérő domborzati jellegű térségre számítottam ki: egy síkvidéki régióra (a továbbiakban Alföld), illetve egy hegyvidéki területre (Alpok).



**2. ábra.** A vizsgálati terület és az azon belül kijelölt két kisebb régió (bal oldali téglalap: Alpok, jobb oldali téglalap: Alföld) a tengerszint feletti magasság értékeivel.

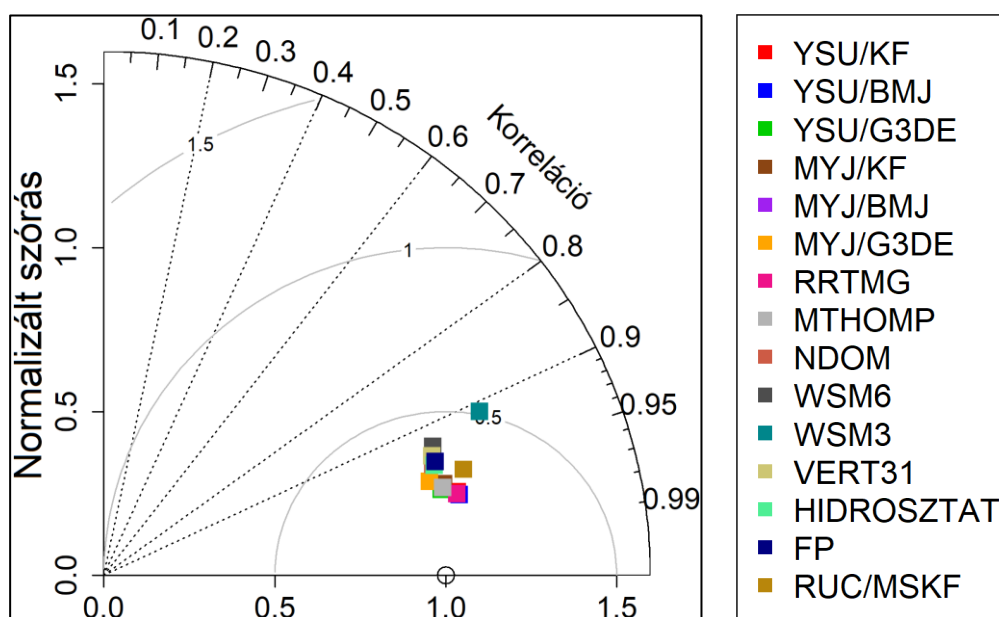
<sup>25</sup> Generic Mapping Tools

## 6. Eredmények

A 2013-as évet lefedő WRF szimulációk validációját a területi átlagokra vonatkozóan az E-OBS adatbázissal végeztem el. Napi, havi és éves átlaghőmérsékleteket, csapadékösszegeket és átlagos tengerszinti légnyomás értékeket számítottam a mérésekből és a modelleredményekből, majd összehasonlításnak vettem alá őket. A régiós átlagokon kívül hibamezőket is származtattam. A rácsponti modelladatokat városok állomási adatsoraival hasonlítottam össze. Külön megvizsgáltam a szimulált konvektív és nagyterésű csapadékeloszlásokat. A modell teljesítményét különböző makrocirkulációs időjárási helyzetekben is elemeztem. Elsőként a hőmérsékletre vonatkozó eredményeket ismertetem, majd áttérek a csapadék részletezésére, amely vizsgálataim középpontjában áll. A fejezet a tengerszinti légnyomásértékek bemutatásával zárul.

### 6.1. Hőmérséklet

A **3. ábrán** látható normált Taylor diagram a modell által szimulált és az E-OBS mérési adatbázisban található napi átlaghőmérséklet adatsorok között számolt alapvető statisztikai mutatókat (ld. 5. fejezet) jeleníti meg. A diagram vízszintes tengelyén, az 1 értéknél lévő, üres karikával jelölt pont reprezentálja a mérést. Minél közelebb esik ehhez egy adott szimulációhoz tartozó jelölő, annak teljesítménye annál jobb.



**3. ábra.** Taylor diagram a különböző konfigurációjú WRF szimulációk és az E-OBS mérési adatbázis napi átlaghőmérséklet adatsoraira (2013), 10 km-es rácsfelbontás esetén, rácspontonként a teljes feldolgozási területre (é. sz. 42°–52°, k. h. 4°–30°).

Az origóból sugárirányban kifelé húzott segédvonalak alapján leolvasható, hogy a különböző beállítású WRF szimulációkból származó napi átlaghőmérsékletek és a referencia-adatsor között számított Pearson-féle korrelációs együttható 0,9 feletti, és általában a 0,95 értéket is meghaladja. A mérést reprezentáló ponttól vett távolság mutatja meg az adott szimuláció E-OBS mérésekhez képest számított négyzetes középérték hibáját. Ennek néhány kitüntetett értékét félkörívek jelölik. Mivel az adatok normáltak, ezért az ábráról leolvasható négyzetes hiba számok a megfigyeléstől vett relatív eltérést jelentik. A napi átlaghőmérsékletek négyzetes hibája nagyjából 2 °C/nap és 3 °C/nap közé eső értéknek feleltethető meg. Kivételt jelent ez alól az egymomentumos, háromosztályú mikrofizikai sémát használó WSM3 szimuláció, melynek négyzetes hibája a 4,5 °C/napot is eléri. A WSM3 futtatás rossz teljesítménye emelhető ki a normalizált szórásokat tekintve is, melyeket az origótól vett sugaras távolság ad meg. Mivel a durvább felbontású tartományon nagyon hasonló eredményeket kapunk, ezért az nem került bele külön a dolgozatba.

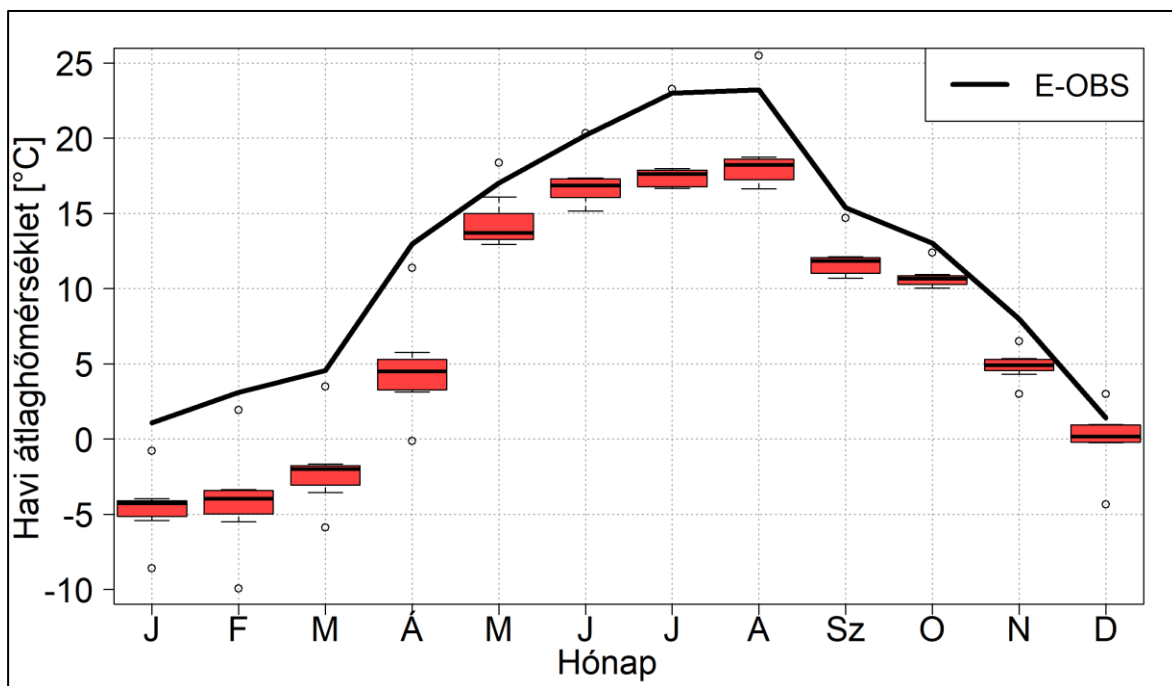
**4. táblázat.** A különböző konfigurációjú WRF szimulációk és az E-OBS mérési adatbázis területre átlagolt éves átlaghőmérséklet értékei és a futtatások hibái (2013), 10 km-es rácsfelbontás esetén, a két kijelölt régióban.

Éves átlaghőmérséklet [°C] (Éves átlaghőmérsékleti hiba [°C])								
Régió	E-OBS	NDOM	WSM6	WSM3	VERT31	HIDRO-SZTAT	FP	RUC/MSKF
Alföld	12,01	7,63 (-4,38)	6,78 (-5,23)	4,84 (-7,17)	6,73 (-5,28)	8,07 (-3,94)	7,58 (-4,43)	11,78 (-0,23)
Alpok	5,08	2,32 (-2,76)	1,71 (-3,37)	0,98 (-4,1)	2,02 (-3,06)	2 (-3,08)	2,38 (-2,7)	4,27 (-0,81)

A 2013-ra vonatkozó éves átlaghőmérsékletet az összes WRF szimuláció alulbecsüli az E-OBS mérési adatbázishoz képest, mindkét kijelölt vizsgálati régióban (**4. táblázat**). A negatív hibák nagyobb mértékűek az Alföldön, mint az Alpokban. A kipróbált mikrofizikai sémák közül a hőmérséklet tekintetében a Thompson parametrizáció (NDOM) teljesít legjobban, míg a WSM3 séma a legrosszabbul. Utóbbi produkálja az összes futtatás közül a legnagyobb éves eltérést, ami az Alföldön a 7 °C-ot is meghaladja. A következőkben az NDOM futtatás szolgál referenciaként, amelytől a másik hat csak egy-egy beállításban tér el. A modellszintek számának csökkentése hidegebb évet eredményez, a hidrosztatikus mód használata pedig síkvidéken pontosabb, hegyvidéken kevésbé pontos

értékhez vezet, de a dinamikai beállítások által okozott különbségek nem érik el az 1 °C-ot. A felpörgési idő alkalmazása egytized °C-os változást sem okoz a referenciához (NDOM) képest. A hőmérsékletre a legnagyobb hatást a felszín-légkör modell gyakorolja. A **4. táblázat** utolsó oszlopában feltüntetett szimuláció a Noah–MP helyett a RUC sémával készült. Ekkor az éves átlaghőmérsékleti hiba 1 °C alatt marad.

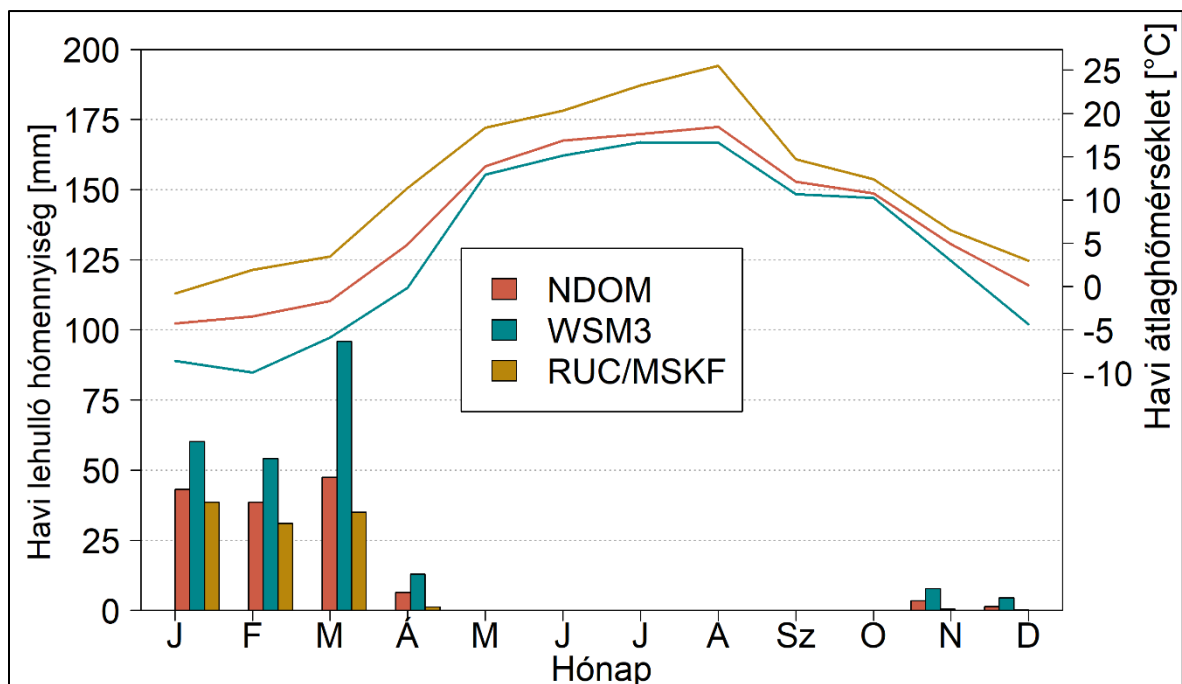
Az alföldi területre számított havi átlaghőmérsékletek tekintetében (**4. ábra**) az éves átlagnál látottakhoz hasonló következtetések vonhatók le. A Noah–MP felszín-légkör parametrizációt használó futtatások rendszeresen alábecsülik a 2013-as év hónapjainak átlaghőmérsékleteit az E-OBS mérésekhez képest, különösen az év első négy hónapjában. Áprilisban a negatív eltérés az összes szimuláció átlagában majdnem 10 °C-os. A leghidegebb időszakot a WSM3 mikrofizikai sémával készült futtatás generálja (alsó kiugró értékek). Ha a felszín-légkör modellt a RUC-ra cseréljük, jóval pontosabb éven belüli menetet, sőt, néhány hónapban enyhe felülbecslést kapunk (felső kiugró értékek).



**4. ábra.** A különböző konfigurációjú WRF szimulációk területre átlagolt havi átlaghőmérséklet értékeinek Box-Whisker diagramja és az E-OBS mérési adatbázis értékei (2013), 10 km-es rácsfelbontás esetén, az Alföld régióban. A nagyobb külső tartományon készített hét futtatás alapján.

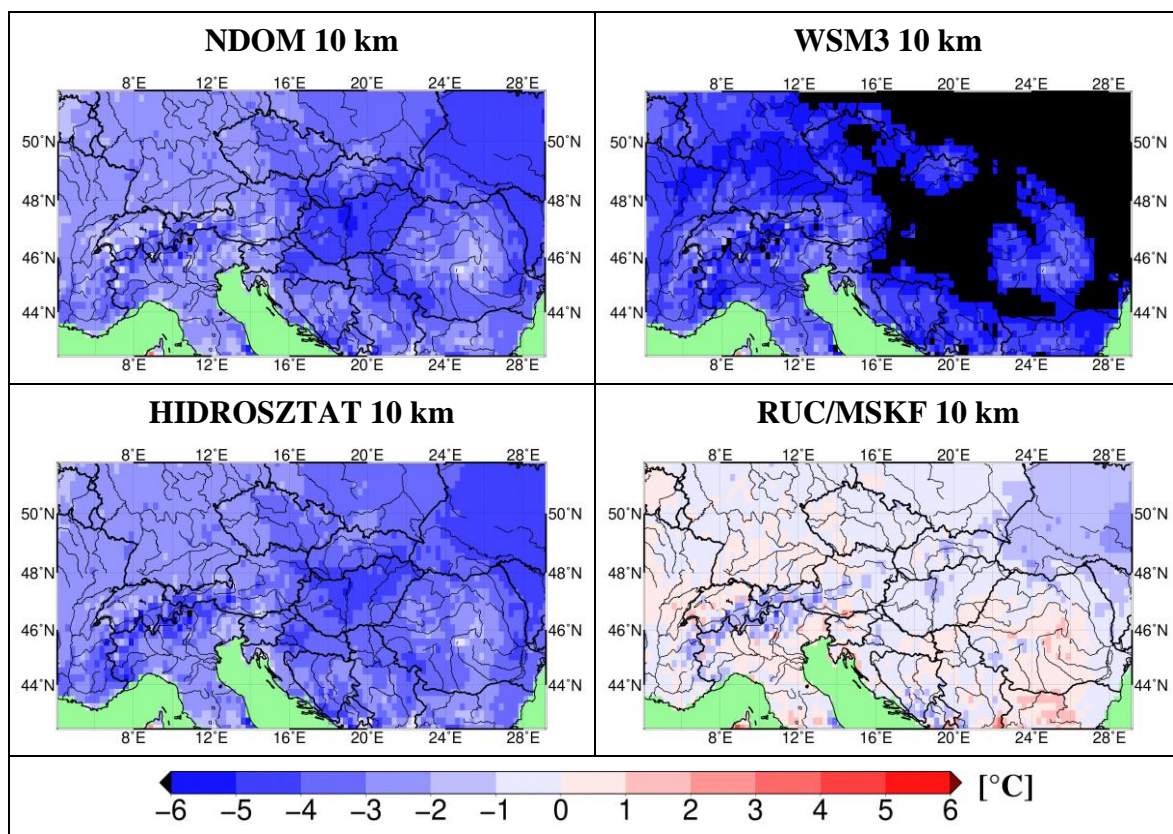
Az év eleji jelentős negatív hőmérsékleti hibák a hóborítottsághoz és az ahhoz kapcsolódó visszacsatolási mechanizmusokhoz köthetők. A modellek felszín-légkör alegysége kezeli a felszínre érkező csapadék halmazállapotának meghatározását, a

csapadéknak a felszínen való felhalmozódását, illetve az ennek következtében fellépő sugárzásmódosító hatásokat (pl. albedó növelése). A RUC séma használatával az év első négy hónapjában átlagosan 20%-kal kevesebb hó hullik a teljes külső, 50 km-es felbontású modelltartományon, mint a Noah–MP parametrizáció esetében (5. ábra). Területi eloszlásban a legnagyobb negatív hőmérsékleti eltérések a domain északkeleti részein jelentkeznek, ahol télen a hó meghatározó tényező (6. ábra). Továbbá Északkelet-Európa térségére átlagolva áprilisban több, mint 70%-kal kisebb a lehulló hó mennyisége a RUC séma alkalmazásával a Noah–MP-hez viszonyítva, ami arra utal, hogy előbbi parametrizáció esetében hamarabb „kitavasodik”. Ez magyarázza a Noah–MP jelentős áprilisi hideg torzítását is. Az Alföld régióban szintén látszanak a mikrofizikai és a felszín-légkör parametrizáció okozta különbségek a lehulló hó mennyiségét és a havi átlaghőmérsékletet illetően (5. ábra). Az oszlopdiagramokról leolvasható, hogy a legtöbb szilárd csapadék a WSM3 mikrofizikai sémával készült futtatásban hullik, és ez eredményezi a legalacsonyabb hőmérsékleteket is. A RUC felszín-légkör modellt alkalmazó szimulációban esik a legkevesebb hó év elején, áprilisban pedig szinte semennyi. Ezzel párhuzamosan ez a futtatás adja a legmagasabb, és mint láttuk, egyben a legpontosabb átlaghőmérsékleteket (az 5. ábra csak a három szélsőséges futtatást mutatja be, de előbbi megállapítások az összesre igazak).



5. ábra. A különböző konfigurációjú WRF szimulációk területre átlagolt havi lehulló hó mennyiség (oszlopok) és havi átlaghőmérséklet (vonalak) értékei (2013), 10 km-es rácsfelbontás esetén, az Alföld régióban.

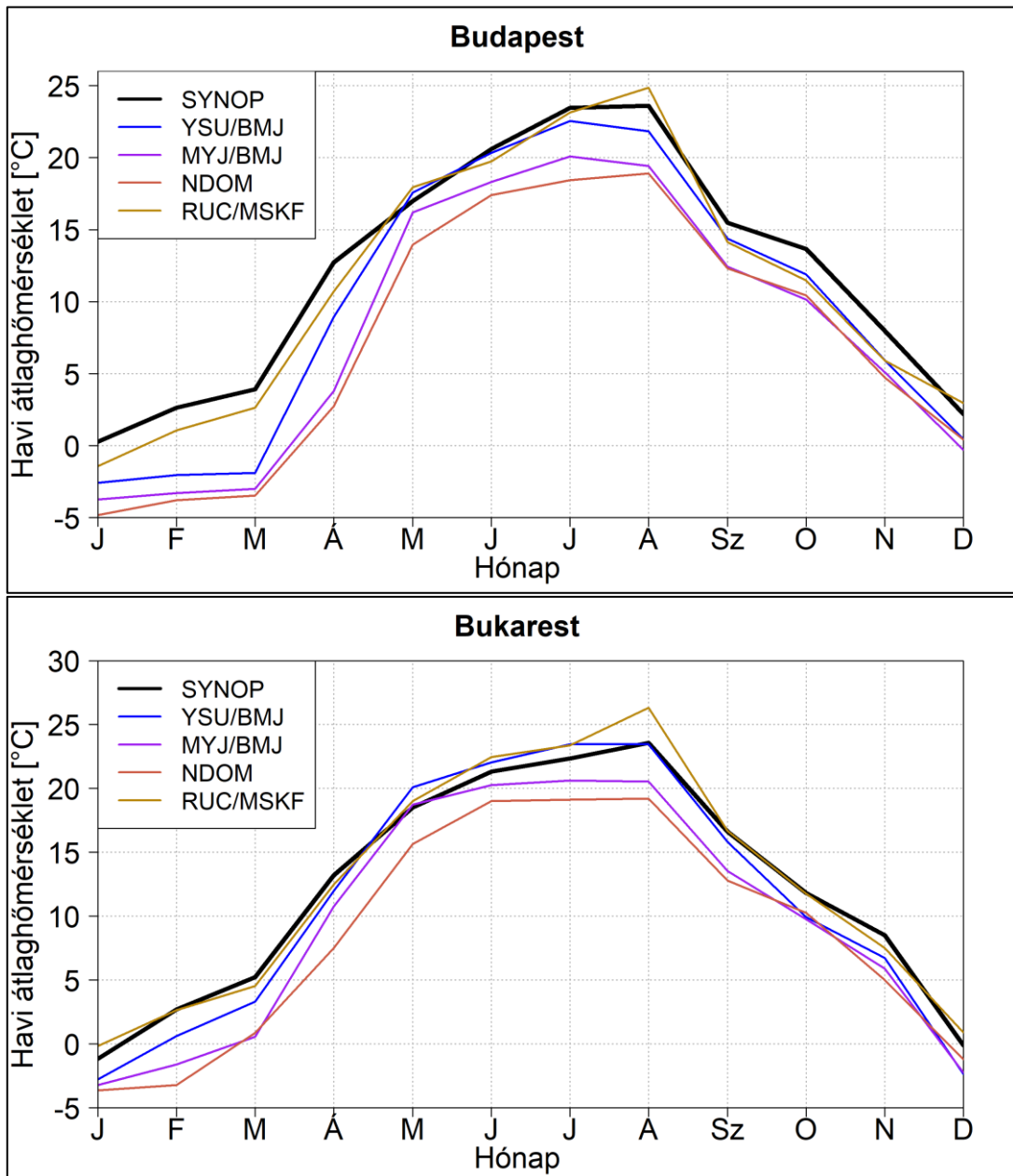
A **6. ábra** négy kiválasztott futtatás 2013-ra vonatkozó éves átlaghőmérsékletének rácspontonkénti eltérését mutatja az E-OBS adatbázistól. Általános hideg torzítás jellemző. Kivételt képez ez alól a RUC felszín-légkör modellel készült szimuláció, ahol vegyesen figyelhető meg pozitív és negatív eltérés, melyek mértéke többnyire 1 °C alatt marad. Az éves hibamezőn is jól tükröződnek a WSM3 mikrofizikai parametrizációt alkalmazó futtatás szélsőségesen alacsony hőmérsékleti értékei, az alábecslés nagy területen, például Magyarországon is meghaladja a 6 °C-ot. Mind a négy esetben megállapítható, hogy a legnagyobb negatív differenciák a vizsgálati terület északkeleti részein jelentkeznek. Ahogy már említettük, ez valószínűleg a hóborítottsághoz kapcsolódik. A hidrosztatikus módban való futtatás nem okoz érdemi különbségeket az éves átlaghőmérsékleti hiba területi eloszlásának tekintetében a nem-hidrosztatikus módhoz képest.



**6. ábra.** A különböző konfigurációjú WRF szimulációkból számított éves átlaghőmérséklet E-OBS mérési adatbázistól vett eltérésének területi eloszlása (2013), 10 km-es rácsfelbontás esetén.

A nagyfelbontású regionális klímamodellektől elvárható, hogy kisebb területek, akár egy-egy város éghajlati jellemzőit is elfogadhatóan adják vissza. Ennek megfelelően bizonyos városok állomási adatait összevettem a hozzájuk legközelebb eső rácspontra vonatkozó modelleredményekkel (**7. ábra**). A hőmérséklet éven belüli menete Budapesten

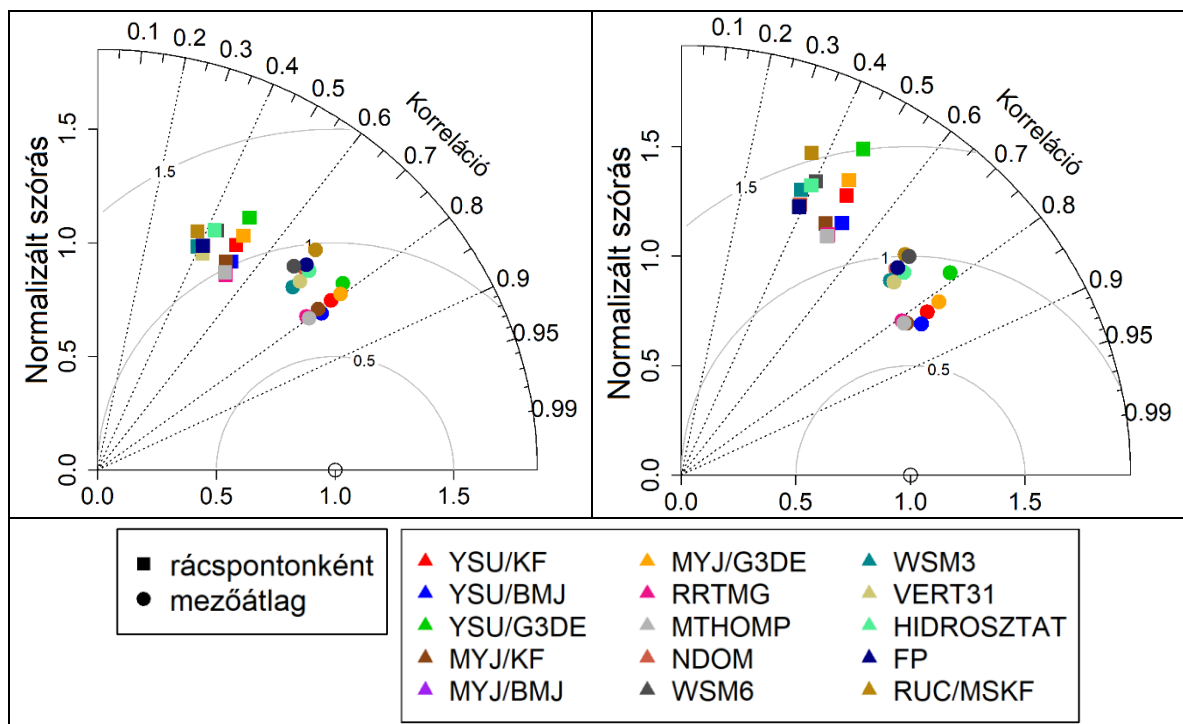
és Bukarestben reális képet mutat. A WRF a 2013-as év tavasz végi, nyár eleji hónapjainak átlaghőmérsékleteit – főleg Bukarest esetében – jól modellezi, és januártól ápriliséig produkálja a legnagyobb eltéréseket, különösen Budapesten. A jelentősebb budapesti hibák az északabbi fekvés miatti nagyobb hőmennyiségekből eredhetnek. A felszín-légkör modell hatása, a RUC jobb teljesítménye a városoknál is megfigyelhető. Bukarestnél a RUC séma szinte teljesen megszünteti az év eleji havi átlaghőmérsékleti hibákat. Az MYJ határréteg parametrizációval alacsonyabb értékeket kapunk, mint az YSU-val.



**7. ábra.** A különböző konfigurációjú WRF szimulációk havi átlaghőmérséklet értékei (2013), Budapest (fent) és Bukarest (lent) városokban, 10 km-es rácsfelbontás esetén. A mérések állomási adatokból származnak [1 – Meteomanz.com], a modelleredmények az állomáshoz legközelebbi rácspontra vonatkoznak.

## 6.2. Csapadék

A napi csapadékösszegekre vonatkozó normált Taylor diagramok a **8. ábrán** láthatók. A számításokat elvégeztem minden egyes rácsponti napi adatsort külön figyelembe véve (négyzet jelölök), illetve a vizsgáldási területre képzett napi mezőátlagokra (kör jelölök). A Pearson-féle korrelációs együttható 0,7–0,8 körüli a mezőre átlagolt idősorokra, és 0,3–0,5 közötti a rácspontokat külön vizsgálva, mind az 50 km-es (**8. ábra**, bal oldal), mind a 10 km-es (**8. ábra**, jobb oldal) horizontális rácsávolságú futtatások esetében. A napi csapadékösszeg négyzetes hibája rendre 1–2 mm/nap, valamint 5–8 mm/nap közé esik a területi átlagokra, valamint a rácsponti értékekre nézve. Ez alapján megállapítható, hogy jelentős eltéréseket mutat a statisztika. A külső tartomány méretének megnövelése kb. 0,1-del kisebb korrelációs együtthatót és nagyobb négyzetes hibákat eredményez. Finomabb horizontális felbontás mellett nagyobb különbségek adódnak az egyes szimulációk között a statisztikai mérőszámokban.



**8. ábra.** Taylor diagram a különböző konfigurációjú WRF szimulációk és az E-OBS mérési adatbázis napi csapadékösszeg adatsoraira (2013), 50 km-es (bal) és 10 km-es (jobb) rácsfelbontás esetén, a teljes feldolgozási területre (é. sz. 42°–52°, k. h. 4°–30°).

Az összes WRF futtatás túlbecsüli a két kiválasztott régió területére átlagolt éves csapadékösszeget az E-OBS adatbázishoz képest (**5. táblázat**). A relatív eltérések nagyobbak az Alföld régióban, mint az Alpokban. A kipróbált mikrofizikai sémák közül a WSM6 növeli, a WSM3 pedig csökkenti a felülbecslés mértékét a Thompson sémához

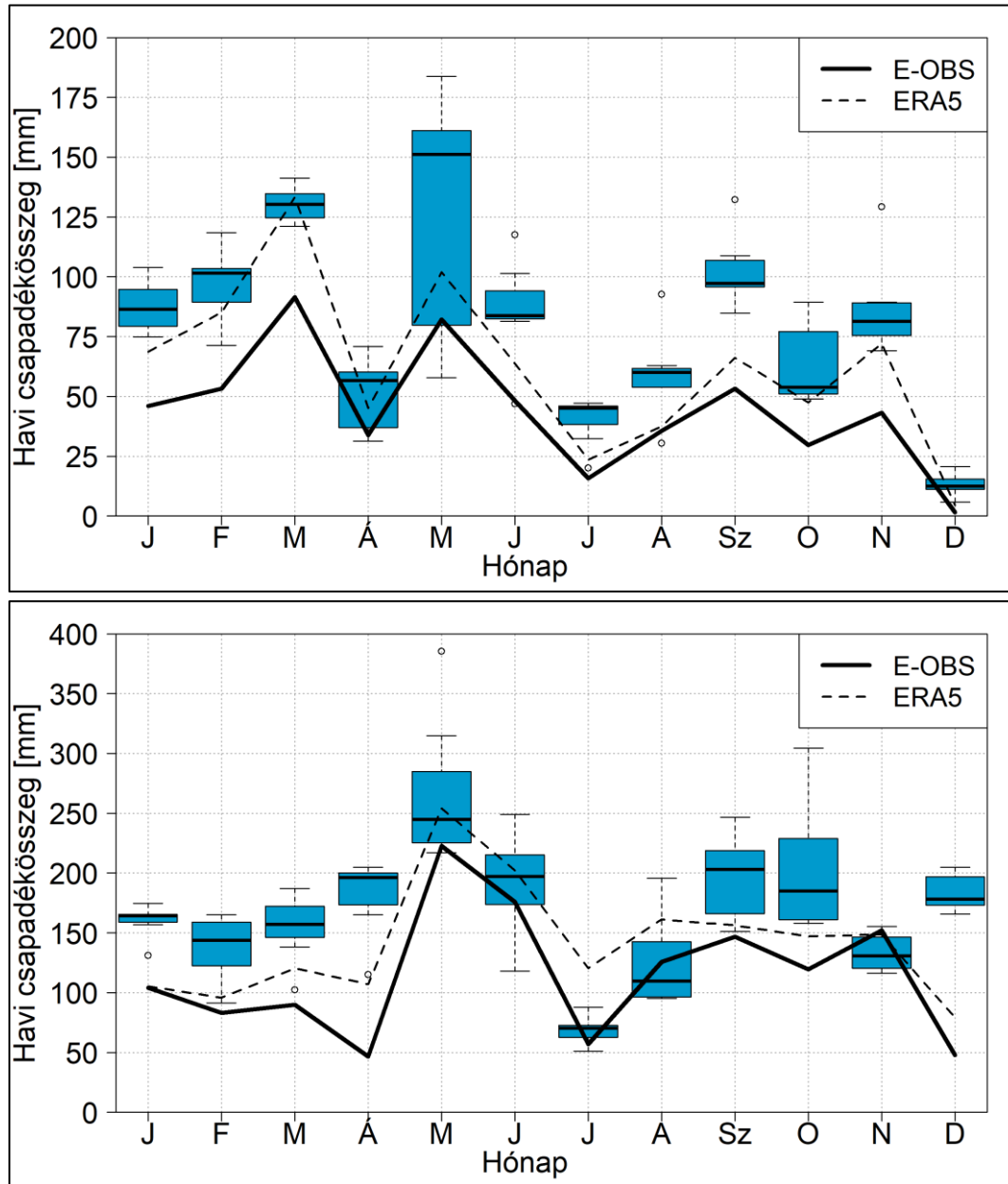
képest. Bár a mezőre átlagolt csapadékösszegek tekintetében a WSM3 séma szerepel a legjobban, ahogy láttuk, a többi szimulációnál jóval nagyobb arányban generál szilárd halmazállapotú csapadékot, ami irreális hőmérsékleti értékeket okoz. A Noah–MP helyett a RUC felszín-légkör modellt, valamint a multiskálájú KF sémát használó futtatás a többinél nedvesebb évhez vezet. A modellszintek számának 43-ról 31-re történő csökkentésével kb. 10%-kal kevesebb csapadékot produkál a WRF a referenciához (NDOM futtatás) képest, míg a felpörgési idő alkalmazása nem gyakorol számottevő hatást az eredményekre. Utóbbi magyarázata, hogy a szimulációkat nem konstans klimatológiai adatokból, hanem az ERA5 reanalízisből indítottuk, amely már konzisztens értékeket tartalmaz a talajra és a légkörre vonatkozóan egyaránt, így szükségtelen a paraméterek egyensúlyba kerülésére többletidőt hagyni. Sík területen (Alföld régió) a hidrosztatikus közelítéssel készült szimuláció az összes többi kísérletnél jobban szerepel az éves csapadékösszeget illetően. Ezzel szemben a változatos domborzatú vidékeken, ahol a vertikális irányú mozgások szerepe megnő, a hidrosztatikus mód okozza a legnagyobb pozitív eltéréseket. Megjegyezzük, hogy 50 km-es rácsávolság esetén a túlbecslések némileg kisebbek az Alföldön, de nagyobbak az Alpokban.

**5. táblázat.** A különböző konfigurációjú WRF szimulációk és az E-OBS mérési, valamint az ERA5 reanalízis adatbázis területre átlagolt éves csapadékösszeg értékei és a relatív hibák az E-OBS-hoz képest (2013), 10 km-es rácsfelbontás esetén, a két kijelölt régióban.

Éves csapadékösszeg [mm] (Relatív hiba [%])									
Régió	E-OBS	ERA5	NDOM	WSM6	WSM3	VERT31	HIDRO-SZTAT	FP	RUC/MSKF
Alföld	534	749 (40%)	995 (86%)	1057 (98%)	803 (50%)	921 (72%)	770 (44%)	998 (87%)	1046 (96%)
Alpok	1368	1699 (24%)	1877 (37%)	2094 (53%)	1747 (28%)	1743 (27%)	2351 (72%)	1819 (33%)	2292 (68%)

A két kijelölt régió területére átlagolt havi csapadékösszegeket is általánosan felülbecsüli a WRF modell (**9. ábra**). A szimulációk közötti különbségek leginkább a konvektív időszak kezdetén jelentkeznek, májusban a legnagyobbak, az év első három hónapjában pedig a legkisebbek. Januártól márciusig mindkét térségben, továbbá az Alföldön szeptembertől decemberig is kivétel nélkül túlbecslést mutatnak a futtatások, kis szórással. Nyáron bizonyos konfigurációk megfelelően visszaadják az E-OBS méréseket. Ebből arra következtethetünk, hogy a WRF a konvektív időszak csapadékösszegeit kielégítően képes reprezentálni, a többi hónapban azonban szisztematikus túlbecslés

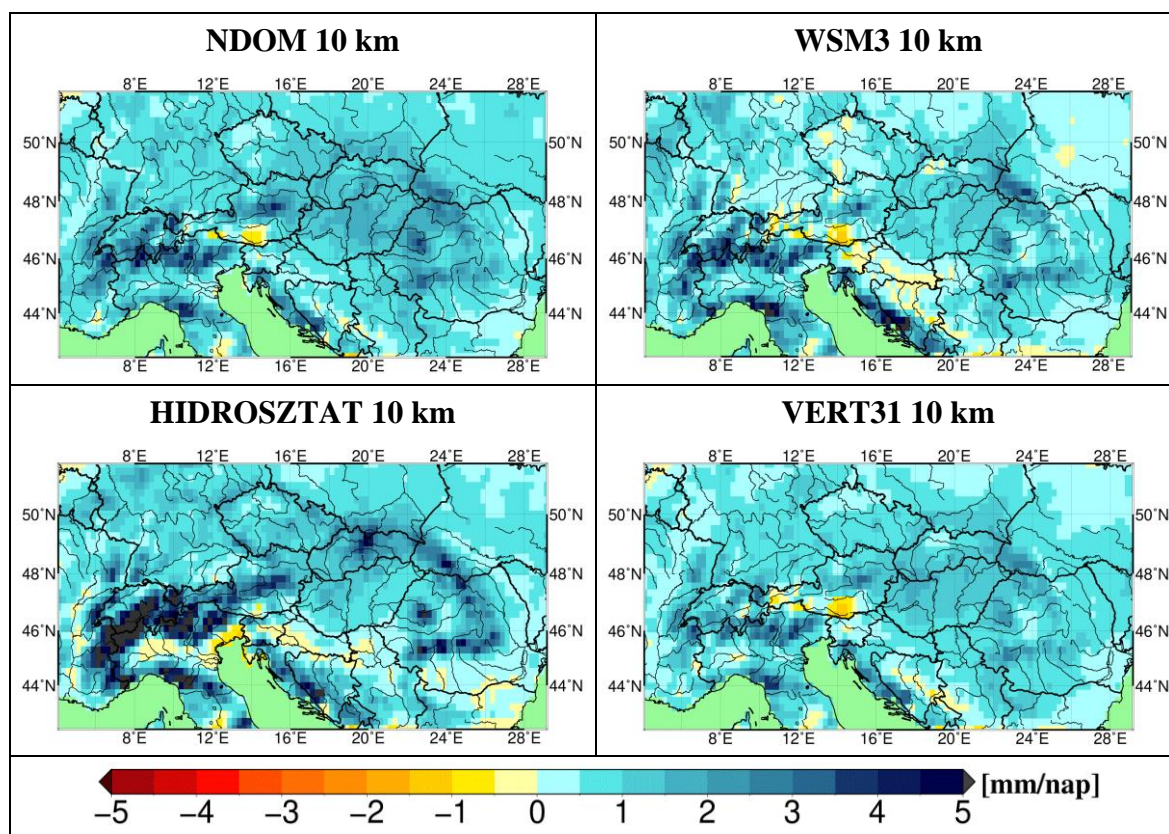
jellemzi a modellt, ráadásul ekkor a beállítások megváltoztatásának hatása is kicsi. A meghajtóként szolgáló ERA5 reanalízis szintén felülbecsüli a csapadékot az E-OBS-hoz képest, így a hibák a peremfeltételekből is eredhetnek.



**9. ábra.** A különböző konfigurációjú WRF szimulációk területre átlagolt havi csapadékösszeg értékeinek Box-Whisker diagramja és az E-OBS mérési, valamint az ERA5 reanalízis adatbázis értékei (2013), 10 km-es rácsfelbontás esetén, az Alföld (fent) és az Alpok (lent) régióban. A nagyobb külső tartományon készített hét futtatás alapján.

A **10. ábra** a mikrofizikai séma, illetve a dinamikai beállítások megválasztásának hatását mutatja be a szimulált éves csapadékösszeg hibamezőjére. Ezekben az esetekben is az NDOM szimuláció szolgál összehasonlítási alapként, a másik három futtatás ettől csak egy-egy beállításban tér el. Általános túlbecslés figyelhető meg. A Thompson mikrofizikai

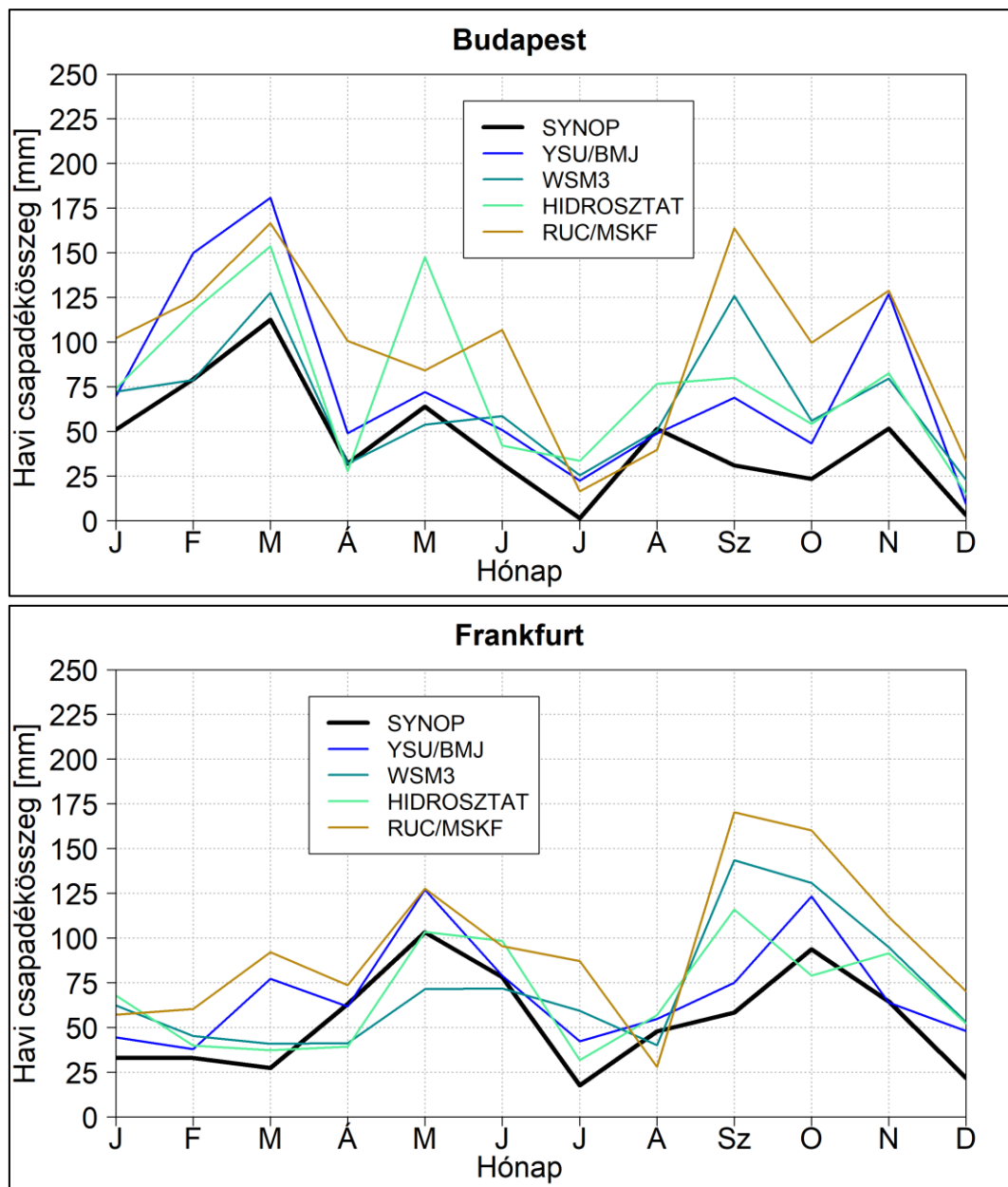
séma WSM3-ra való lecserélése 0,5–1 mm/nappal csökkenti a hibákat, például Északkelet-Európában vagy Horvátország és Szlovénia környékén. A hidrosztatikus dinamikával készített szimuláció a hegyvidékeken, különösen az Alpok térségében jelentősen nagyobb mértékben becsül felül, mint a nem-hidrosztatikus beállítású (NDOM). Ahogy az Alföld régió területére átlagolt csapadékösszegekből is látszik, síkvidéken valamivel szárazabb a hidrosztatikus futtatás, de a teljes feldolgozási területre (é. sz. 42°–52°, k. h. 4°–30°) képzett éves és havi mezőátlagok alapján összességében megnövekedett túlbecslést produkál. A havi csapadékhibák területi eloszlását elemezve elmondható, hogy a hidrosztatikus közelítés alkalmazása különösen a konvektív időszakban okoz jelentős többletet az orografikus vidékek csapadékmennyiségében a nem-hidrosztatikus konfigurációhoz képest, míg a nyártól különböző hónapokban csekély különbségek adódnak (nem kerül bemutatásra). A kevesebb vertikális modellszint alkalmazása főként hegyvidékeken csökkenti a pozitív hibákat.



**10. ábra.** A különböző konfigurációjú WRF szimulációkból számított éves csapadékösszeg E-OBS mérési adatbázistól vett eltéréseinek területi eloszlása (2013), 10 km-es rácsfelbontás esetén.

A városok állomási adataira vonatkozó vizsgálatot a havi csapadékösszegek tekintetében is elvégeztem (**11. ábra**). Az itt bemutatott WRF szimulációk alapvetően jól

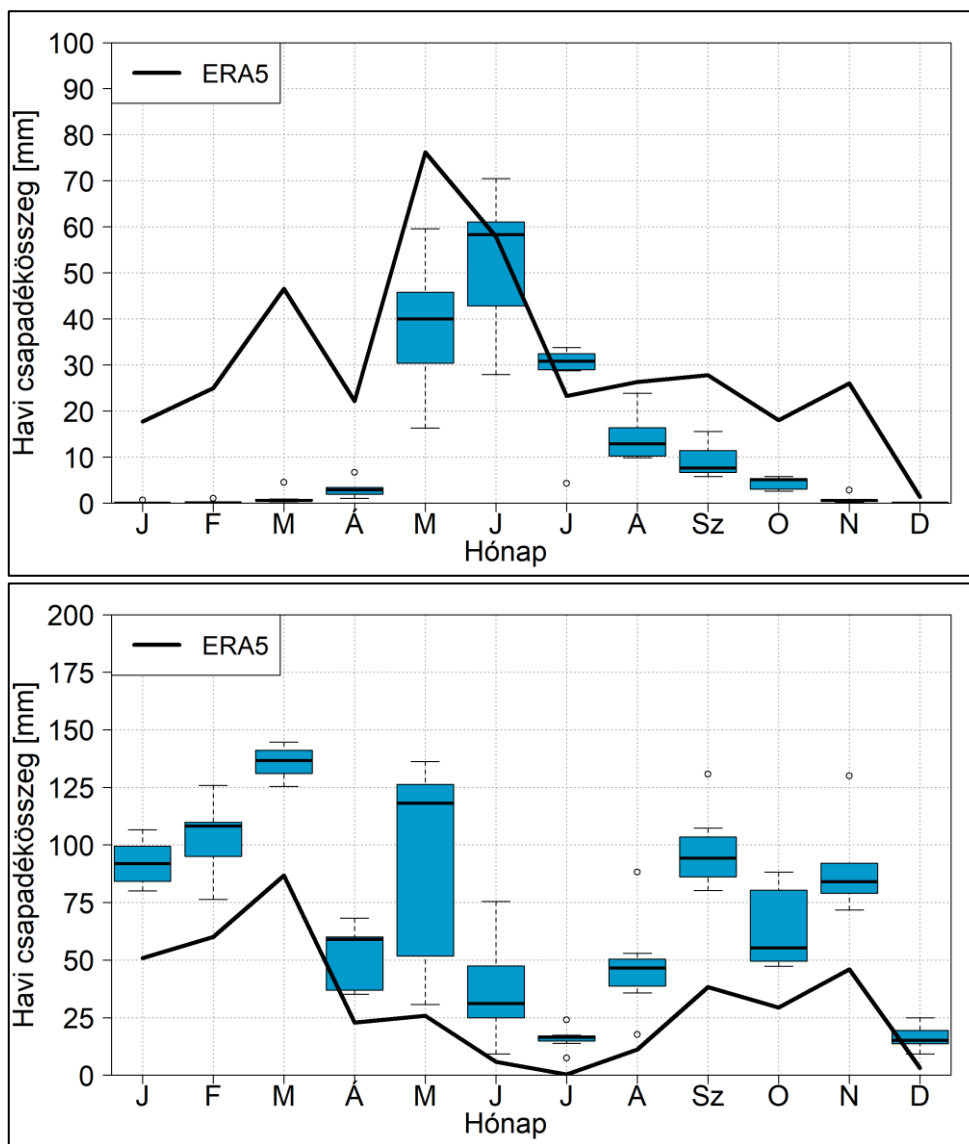
visszaadják az éven belüli menetet Budapest és Frankfurt állomási méréseihez viszonyítva, azonban az általános felülbecslés ezekben az esetekben is megfigyelhető. Kivétel ez alól a WSM3 futtatás néhány hónapban, főleg Frankfurt esetében. A pozitív eltérések a konvektív időszakban kevésbé határozottak. Mivel alacsony tengerszint feletti magasságú városokról van szó, a hidrosztatikus szimuláció itt is jól szerepel, a májusi budapesti kiugró túlbecslést leszámítva.



**11. ábra.** A különböző konfigurációjú WRF szimulációk havi csapadékösszeg értékei (2013), Budapest (fent) és Frankfurt (lent) városokban, 10 km-es rácsfelbontás esetén. A mérések állomási adatokból származnak [1 – Meteomanz.com], a modelleredmények az állomáshoz legközelebbi rácspontra vonatkoznak.

Összehasonlítottam az egyes WRF szimulációkból és az ERA5 reanalízis

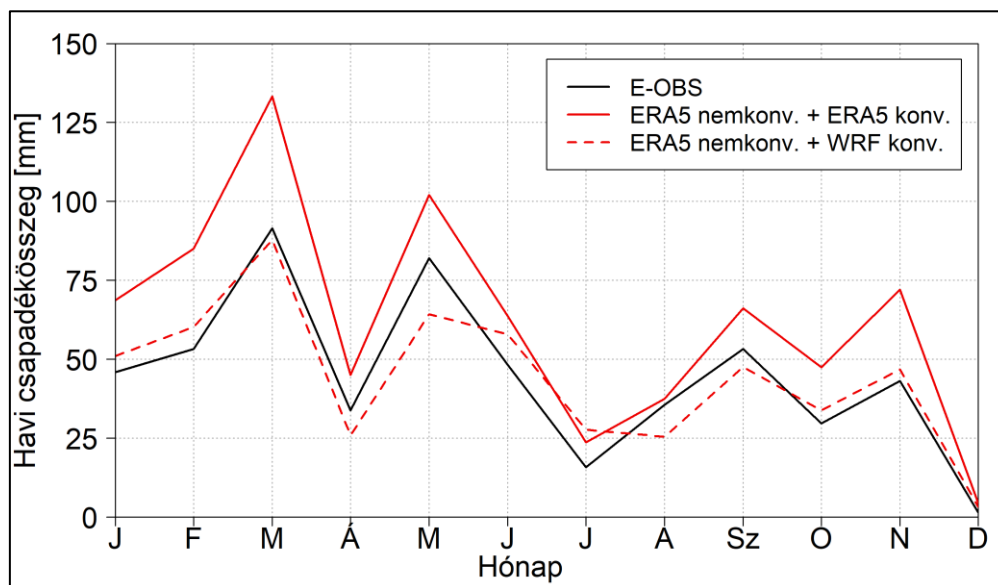
adatbázisból származó konvektív (12. ábra, fent) és nagytérségű (nemkonvektív) (12. ábra, lent) csapadékösszegeket. Ahogy az elvárható, előbbi inkább tavasz végén és nyáron, utóbbi pedig a többi hónapban határozza meg a csapadékviszonyokat. Tehát a két típus éven belül jellemző eloszlását megfelelően visszaadja a modell. A konfigurációk közötti különbségek leginkább a konvektív időszakban éreztetik hatásukat.



**12. ábra.** A különböző konfigurációjú WRF szimulációk területre átlagolt havi konvektív (fent) és nemkonvektív (lent) csapadékösszeg értékeinek Box-Whisker diagramja és az ERA5 reanalízis adatbázis értékei (2013), 10 km-es rácsfelbontás esetén, az Alföld régióban. A nagyobb külső tartományon készített hét futtatás alapján.

A WRF konvektív csapadékból többnyire kevesebbet, nagytérségűből pedig többet generál az ERA5-höz képest. Megjegyezzük, hogy a reanalízis adatbázis felbontása 0,3°-os, és előállításában a numerikus modellnek is nagy szerepe van, ezért maga is hibákkal terhelt. Az eredmények összevetése az E-OBS mérési adatokból származó havi

összegekkel azt sugallja, hogy a WRF a konvektív csapadék tekintetében javulást ér el az ERA5-höz képest. A **13. ábra** bemutatja, hogy az ERA5 havi csapadékösszeg értékei mennyivel közelebb esnének az E-OBS mérésekhez, ha a reanalízisben megtalálható nagytérségű csapadékhoz a hét WRF szimuláció konvektív csapadékösszegeinek átlagát adnánk hozzá. Így tehát az ERA5 túl nagy konvektív csapadékösszegeit „korrigálhatjuk” a WRF-ből származókkal, és ebben rejlik a finomabb felbontású regionális modell egyik hozzáadott értéke. A konvektív csapadék mennyiségének WRF általi csökkentése még határozottabban érvényesül az Alpok régióban, de a „korrekció” ott több hónapban is túl alacsony értékhez vezet (**Függelék F1–2. ábra**). Ebből az is következik, hogy a WRF hibái a nagytérségű csapadék túlbecsléséből erednek.

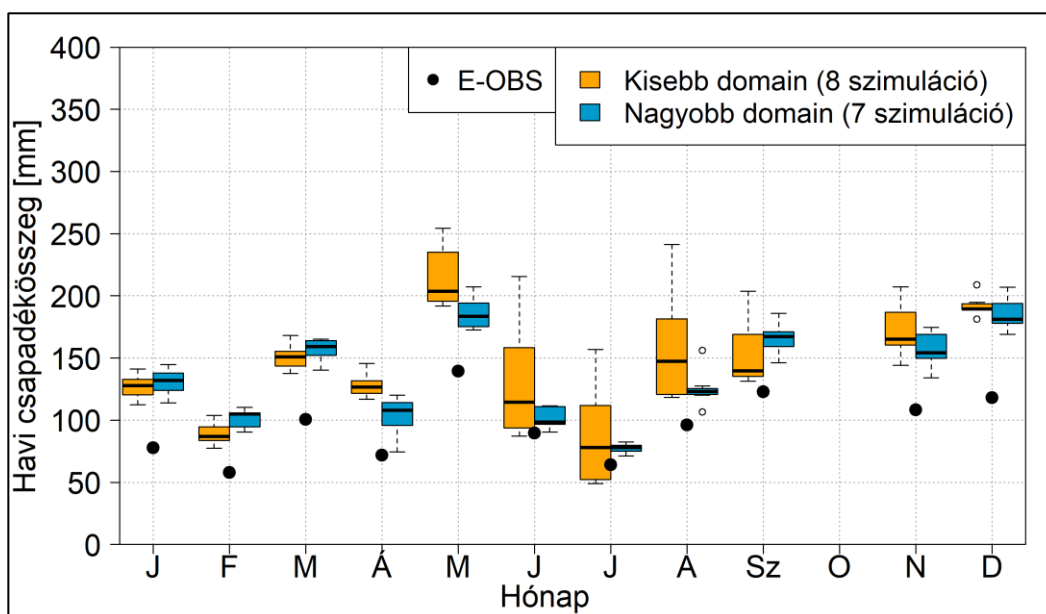


**13. ábra.** Területre átlagolt havi csapadékösszeg értékek az E-OBS mérési és az ERA5 reanalízis adatbázis (folytonos piros vonal) alapján (2013), az Alföld régióban. Az ERA5 adatbázist „korrigálhatjuk” úgy, hogy az abban megtalálható havi konvektív csapadékösszegek helyett a 10 km-es felbontású WRF szimulációk átlagából származókat használjuk (szaggatott piros vonal).

Az éves összegeknél (**5. táblázat**) láttuk, hogy az Alföld régióban a RUC/MSKF futtatás felülbecslése az egyik legnagyobb az E-OBS adatbázishoz képest. Logikusnak tűnhet, hogy ennek oka a megnövekedett mennyiségű konvektív csapadék, amit a RUC sémának köszönhető magasabb hőmérsékletek váltanak ki. Azonban a RUC/MSKF szimulációban hullik az év során a legkevesebb konvektív csapadék, annak jelentős éves hibája tehát a nyártól különböző évszakokban előforduló nagytérségű csapadék túlbecslésének következménye.

Végezetül megvizsgáltam, hogy az egyes konfigurációk közötti különbségek mely

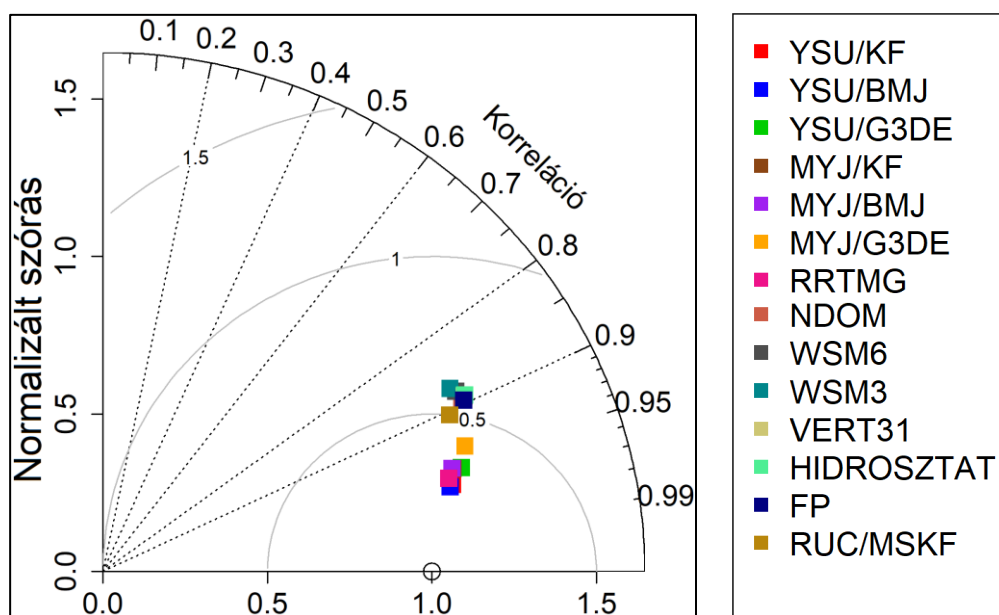
hónapokban és milyen mértékben mutatkoznak meg eltérő nagytérségű időjárási viszonyok esetén. A – Hess-Brezowsky makrocirkulációs osztályozás alapján – ciklonális-meridionális időjárási helyzet által uralt napok figyelembevételével kiszámított havi csapadékösszegek azt mutatják, hogy ilyen nagytérségű áramlási kép esetén, a korábbi kisebb külső modellterületből leskálázott szimulációk között főleg a konvektív időszakban adódnak különbségek (**14. ábra**). A nagyobb domain esetében a július és augusztus hónapokban a legkisebb a modelleredmények közti szórás, míg novemberben és áprilisban a legnagyobb. Hasonló a következtetésre juthatunk a másik öt nagyskálájú időjárástípusra vonatkozóan (**Függelék F3–7. ábra**). Meg kell jegyezni, hogy mivel a szimulációk csak egy évet fednek le, ezért nem minden cirkulációs típusra adódik példa az összes hónapban.



**14. ábra.** A különböző konfigurációjú WRF szimulációk területre átlagolt havi csapadékösszeg értékeinek Box-Whisker diagramja és az E-OBS mérési adatbázis értékei (2013), 10 km-es rácsfelbontás esetén, a teljes feldolgozási területre (é. sz. 42°–52°, k. h. 4°–30°). Azokból a napokból számítva, amelyeken ciklonális-meridionális nagytérségű időjárási helyzet uralkodott.

### 6.3. Tengerszinti légnyomás

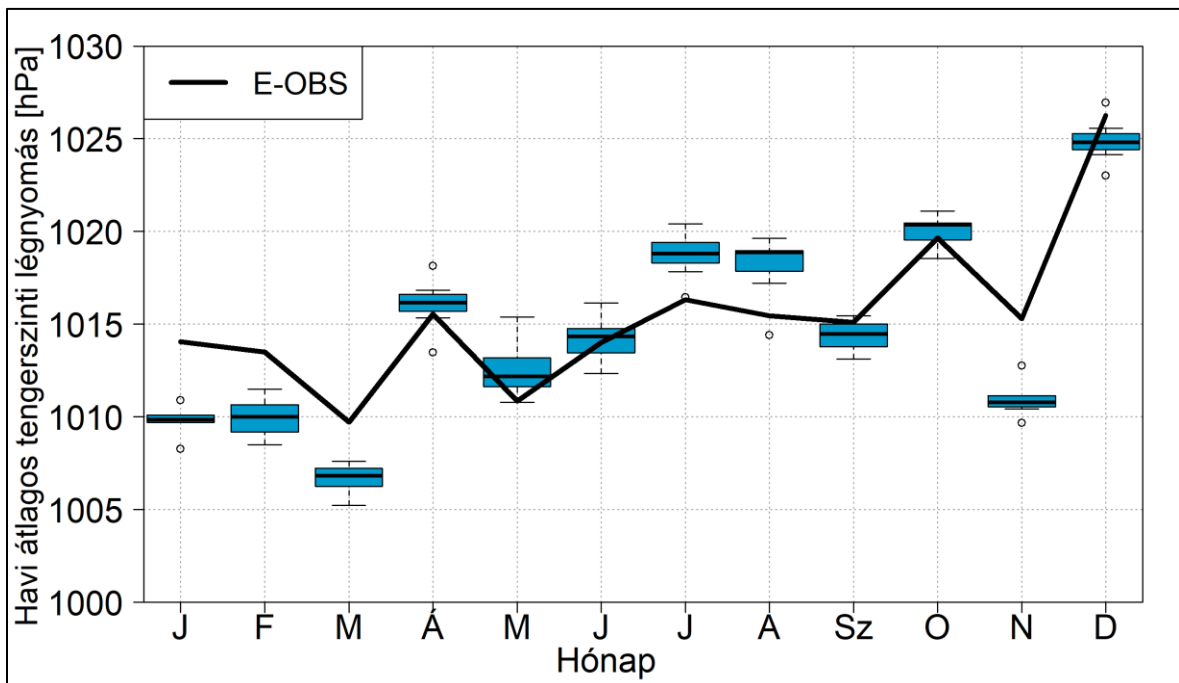
A különböző WRF szimulációk és az E-OBS mérések rácspontonként vett napi átlagos tengerszinti légnyomás adatsorainak normált Taylor diagramját a **15. ábra** mutatja. A légnyomás is érzékenységet mutat a tartomány méretére: a korrelációs együttható 0,95 feletti a kisebb méretű és 0,9 körüli a megnövelt külső domain mellett. Az egyes futtatások között elsősorban a négyzetes hiba tekintetében adódnak eltérések, a mutató minden esetben 2 hPa/nap és 5 hPa/nap között alakul. A horizontális felbontás légnyomásra gyakorolt hatása elhanyagolható, ezért itt csak a 10 km-es ráctávolságú szimulációk kerülnek bemutatásra.



**15. ábra.** Taylor diagram a különböző konfigurációjú WRF szimulációk és az E-OBS mérési adatbázis napi átlagos tengerszinti légnyomás adatsoraira (2013), 10 km-es rácsfelbontás esetén, rácspontonként a teljes feldolgozási területre (é. sz. 42°–52°, k. h. 4°–30°).

A WRF modell – a háromosztályú mikrofizikai sémát használó WSM3 szimulációt leszámítva – alábecsüli a teljes 2013-as évre átlagolt tengerszint feletti légnyomást az E-OBS adatbázishoz képest az Alföld régióban. Éves átlagban a légnyomási hibák 1 hPa alatt maradnak. Kivétel ez alól a vertikálisan 31 modellszintre készült, valamint a RUC felszín-légkör modellt alkalmazó futtatás, azok negatív eltérése 2 hPa körüli. A horizontális felbontás megváltoztatása a légnyomás esetében mindössze néhány tized hPa-ban mérhető különbségeket eredményez, továbbá a hidrosztatikus közelítés, valamint felpörgési idő alkalmazása egytized hPa-os eltérést sem okoz.

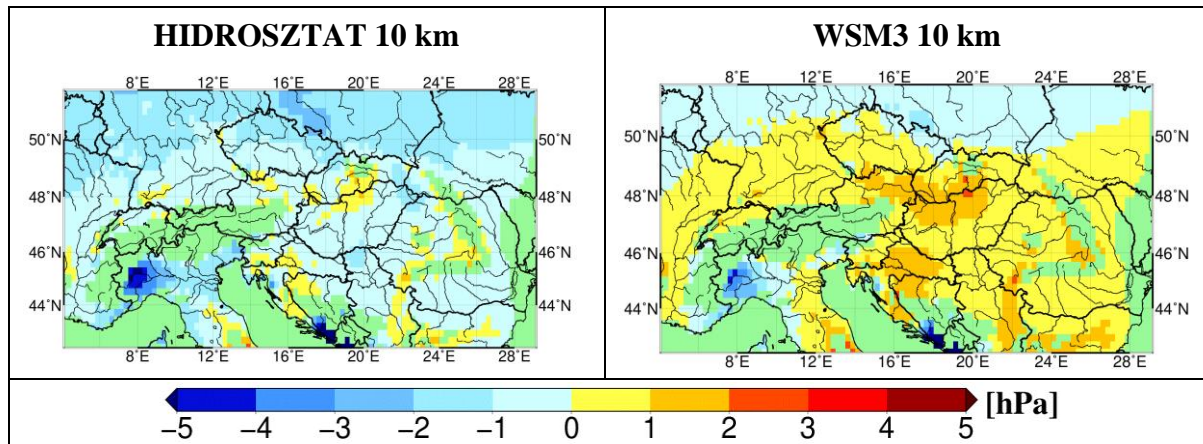
A szimulációk az év első három hónapjában egységesen 3–5 hPa-lal alábecsülik a havi átlagos tengerszinti légnyomás értékeket az E-OBS mérésekhez képest (**16. ábra**). Ez valószínűleg összefüggésben áll a csapadékösszegek felülbecslésével, például a túlságosan intenzív ciklontevékenységen keresztül. Áprilistól októberig általában kisebb hibák és inkább túlbecslés jellemzi a futtatásokat. A csapadékösszegekhez hasonlóan a légnyomás esetében is a konvektív időszak modellezése tűnik sikeresebbnek a WRF-ben. Nyáron a VERT31 és a RUC/MSKF szimulációk értékei esnek legközelebb a megfigyelésekhez, míg a többi hónapban azok alábecslése a legnagyobb.



**16. ábra.** A különböző konfigurációjú WRF szimulációk területre átlagolt havi átlagos tengerszinti légnyomás értékeinek Box-Whisker diagramja és az E-OBS mérési adatbázis értékei (2013), 10 km-es rácsfelbontás esetén, az Alföld régióban. A nagyobb külső tartományon készített hét futtatás alapján.

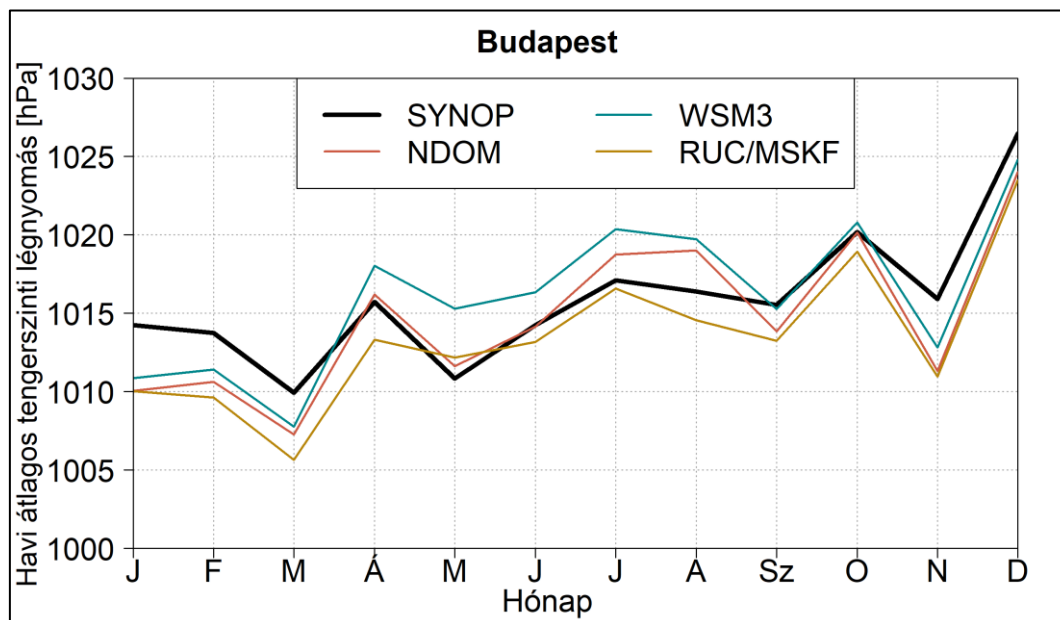
Az éves átlagos tengerszinti légnyomás E-OBS mérési adatbázistól vett eltéréseinek mezője a hidrosztatikus futtatás esetében nem mutat 1–2 hPa-nál nagyobb hibákat a feldolgozási területen (**17. ábra**). A negatív eltérések Magyarországon is 1 hPa alatt maradnak. A WSM3 szimulációnál inkább felülbecslések adódnak. A tengerszinti légnyomás származtatási módja miatt a magasabban fekvő rácspontokban pontatlan a számítás, ezért azokat nem vettük figyelembe az állapotathatózó kiértékelése során. A térképeken megfigyelhető inhomogenitásoknak szintén ez az oka, továbbá az Északnyugat-Olaszországban és az adriai partoknál a szélsőséges negatív hibák az E-OBS adatbázis

hiányosságainak köszönhetők.



**17. ábra.** A különböző konfigurációjú WRF szimulációkból számított éves átlagos tengerszinti légnyomás E-OBS mérési adatbázistól vett eltéréseinek területi eloszlása (2013), 10 km-es rácsfelbontás esetén.

A budapesti állomási mérésekből számított havi átlagos tengerszinti légnyomás értékek éven belüli változásait jól visszaadják a WRF szimulációk (**18. ábra**). Az év első és utolsó hónapjaiban minden futtatásnál alábecslés figyelhető meg. A konvektív időszakban a háromosztályú mikrofizikai parametrizáció esetében felülbecslés jelentkezik, míg a másik kettő futtatás jobb egyezést mutat a megfigyelésekkel.



**18. ábra.** A különböző konfigurációjú WRF szimulációk havi átlagos tengerszinti légnyomás értékei (2013), Budapest városban, 10 km-es rácsfelbontás esetén. A mérések állomási adatokból származnak [1 – Meteomanz.com], a modelleredmények az állomáshoz legközelebbi rácspontra vonatkoznak.

## 7. Összefoglalás

Jelen dolgozatban részletezett munkám során a mezoskálájú WRF-ARW modellel készítettem rövidtávú regionális éghajlati szimulációkat. A 2013-as évre vonatkozó futtatásokat 50 km-es és 10 km-es horizontális felbontással állítottam elő Európa és a Kárpát-medence térségére. A modell számára a bemeneti adatokat az ERA5 reanalízis adatbázis szolgáltatta. A WRF beállításokra való érzékenységeket vizsgálatát tűztem ki célul. Ennek érdekében összesen tizenöt modellkonfigurációt próbáltam ki, melyekben a mélykonvekció, a mikrofizika, a planetáris határreteg és a felszíni réteg, a sugárzásátvitel, valamint a felszín-légkör kölcsönhatások parametrizációs sémáit változtattam meg. A későbbi kísérleteket továbbá egy kibővített, mindkét irányban több rácspontból álló külső tartományon végeztem el. A dinamikai beállításokra való érzékenységet a hidrosztatikus közelítést, felpörgési időt, valamint kevesebb modellszintet alkalmazó futtatásokon keresztül elemeztem. A szimulált hőmérsékleti- és csapadékeloszlásokat, tengerszinti légnyomás értékeket az E-OBS adatbázissal, valamint állomási mérésekkel vettem össze. A főbb eredmények az alábbi pontokban foglalhatók össze.

- A WRF regionális klímamodell nagy érzékenységet mutat a dinamikai beállításokra és az alkalmazott fizikai parametrizációs sémákra, ahogy azt például *Bukovsky & Karoly* (2009), *Argüeso et al.* (2011) és *Pieri et al.* (2015) is megállapították. Ez különösen a konvektív időszak csapadékeloszlásaiban mutatkozik meg, nagytérségű időjárási helyzettől függetlenül.
- A szimulált hőmérsékletekre a legnagyobb hatást a felszín-légkör modell gyakorolja. A Noah–MP parametrizációt használó futtatások rendszeresen, jelentősen alábecsülik az éves és havi átlagértékeket. Ezzel szemben a RUC sémával reális eredményeket kapunk. A különbség oka a szilárd halmazállapotú csapadék eltérő kezeléséhez kapcsolódik. A WRF szignifikáns negatív hőmérsékleti hibáit észlelték *Mooney et al.* (2013) is regionális éghajlati vizsgálataik során, főleg Északkelet-Európa térségében. *Katragkou et al.* (2015) pedig a hóborítás lehetséges szerepére is rámutattak. Az egymomentumos, háromosztályú WSM3 mikrofizikai parametrizáció alkalmazása szintén irreálisan hideg időjáráshoz vezet. Az RRTMG sugárzásátviteli sémával, valamint az YSU határreteg séma MYJ helyetti használatával magasabb hőmérsékleti értékek érhetők el. A mélykonvekciós parametrizáció alig befolyásolja ezt a paramétert.
- A csapadékösszegek tekintetében szisztematikus felülbecslés mutatkozik, amit például

*Kotlarski et al.* (2014), *Katragkou et al.* (2015), *Warrach-Sagi et al.* (2013) és *Pieri et al.* (2015) is tapasztaltak WRF-es kísérleteikben. Kivételt képeznek ez alól a nyári hónapok, amikor bizonyos futtatások jól visszaadják az E-OBS mérésekből származó értékeket (pl. *Mooney et al.*, 2013). A pozitív eltérések fő oka a nagy térségű csapadék túlbecslése, mely részben eredhet a peremfeltételekből, a meghajtó ERA5 adatbázisban ugyanis szintén túl sok a csapadék a vizsgált régiókban. A két csapadéktípus éven belüli eloszlása és a konvektív csapadék reprezentációja megfelelő a WRF modellben, utóbbit tekintve javulás tapasztalható a meghajtó mezőhöz képest. A WSM6 mikrofizikai séma nedvesebb, a WSM3 pedig szárazabb klimatikus viszonyokat generál, mint a Thompson parametrizáció. A csapadék – általunk is tapasztalt – rendszeres túlbecslése általánosnak mondható a regionális klímaszimulációk körében (ld. **1. táblázat**).

- A tengerszinti légnyomás értékeit a fizikai és dinamikai beállítások a másik két éghajlati paraméterhez képest kevésbé befolyásolják. Éves átlagban az alábecslés 2 hPa-on belül marad minden futtatásban. A modellszintek számának csökkentése és a RUC felszín-légkör modell használata a konvektív időszakban kisebb, a többi hónapban nagyobb eltéréseket eredményez többi szimulációhoz képest.
- A dinamikai beállításokat elemezve a síkvidéki területeken a hidrosztatikus közelítés pontosabb, hegyvidékeken jelentősen pontatlanabb hőmérsékleti és csapadékviszonyokhoz vezet a nem-hidrosztatikus módhoz képest. A modellszintek számának csökkentése hidegebb és szárazabb szimulált évet eredményez, a felpörgési idő alkalmazása pedig egyik vizsgált paraméterre sem gyakorol számottevő hatást.
- A WRF rácsponti eredményeit városok állomási adataival összevetve megállapítható, hogy az átlaghőmérséklet, az átlagos tengerszinti légnyomás és a csapadékösszeg éven belüli menetét megfelelően követi a modell és a legjobb egyezések nyáron tapasztalhatók.

A továbbiakban – éghajlati szimulációkról lévén szó – szükséges a WRF regionális klímamodell hosszabb múltbeli időszakra történő integrálása, és lehetőség szerint – az itt bemutatott eredményeket figyelembe véve – még több konfiguráció kipróbálása a különböző beállítások összehangolásának céljából, különös tekintettel a nagy térségű csapadék túlbecslésének csökkentésére. A mérési adatok pontosságában rejlő bizonytalanság kiküszöbölése céljából terveink között szerepel további (pl. műholdas) megfigyelési adatbázisok használata, hiszen a 25 km-es felbontású E-OBS adatbázis megbízhatósága hegyvidékeken megkérdőjelezhető.

## **Köszönetnyilvánítás**

Rengeteg köszönettel tartozom témavezetőmnek, dr. Breuer Hajnalkának, aki felkeltette érdeklődésemet a meteorológia informatikai vonatkozásai iránt, bevezetett a programozás és a modellezés világába, valamint a munka során – a rendszeres konzultációkon kívül is – akármikor, bármilyen felmerülő problémára azonnal segített megoldást találni. Hozzásegített, hogy munkámat konferenciákon is bemutathassam. Lehetővé tette számomra az ELTE nagyteljesítményű számítógépeinek elérését, melyek nélkül ez a munka nem jöhetett volna létre.

## Irodalomjegyzék

- Argüeso, D., Hidalgo-Muñoz, J. M., Gámiz-Fortis, S. R., Esteban-Parra, M. J., Dudhia, J., Castro-Diez, Y., 2011: Evaluation of WRF parameterizations for climate studies over Southern Spain using a multistep regionalization. *Journal of Climate*, 24, 5633-5651. (<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00073.1>)
- Bacmeister, J. T., Wehner, M. F., Neale, R. B., Gettelman, A., Hannay, C., Lauritzen, P. H., Caron, J. M., Truesdale, J. E., 2014: Exploratory high-resolution climate simulations using the Community Atmosphere Model (CAM). *Journal of Climate*, 27(9), 3073-3099. (<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00387.1>)
- Bartholy, J., Pongrácz, R., Torma, Cs., Pieczka, I., Kardos, P., Hunyady, A., 2009: Analysis of regional climate change modelling experiments for the Carpathian basin. *International Journal of Global Warming*, 1(1-3), 238-252. (<https://doi.org/10.1504/IJGW.2009.027092>)
- Belda, M., Skalák, P., Farda, A., Halenka, T., Déqué, M., Csimá, G., Bartholy, J., Torma, Cs., Boroneant, C., Caian, M., Spiridonov, V., 2015: CECILIA Regional Climate Simulations for Future Climate: Analysis of Climate Change Signal, *Advances in Meteorology*. Volume 2015, Article ID 354727, 13 p. (<https://doi.org/10.1155/2015/354727>)
- Beniston, M., Stephenson, D. B., Christensen, O. B. et al., 2007: Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change*, 81, 71-95. (<https://doi.org/10.1007/s10584-006-9226-z>)
- Benjamin, S. G., Grell, G. A., Brown, J. M., Smirnova, T. G., Bleck, R., 2004: Mesoscale weather prediction with the RUC hybrid isentropic-terrain-following coordinate model. *Monthly Weather Review*, 132(2), 473-494. ([https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132<0473:MWPWTR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<0473:MWPWTR>2.0.CO;2))
- Bukovsky, M. S., Karoly, D. J., 2009: Precipitation simulations using WRF as a nested regional climate model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48, 2152-2159. (<https://doi.org/10.1175/2009JAMC2186.1>)
- Caldwell, P., Chin, H. N. S., Bader, D. C., Bala, G., 2009: Evaluation of a WRF dynamical downscaling simulation over California. *Climatic Change*, 95, 499-521. (<https://doi.org/10.1007/s10584-009-9583-5>)
- Castro, C. L., Chang, H. I., Dominguez, F., Carrillo, C., Schemm, J. K., Henry Juang, H. M., 2012: Can a regional climate model improve the ability to forecast the North American monsoon? *Journal of Climate*, 25(23), 8212-8237. (<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00441.1>)
- Csimá, G., Horányi, A., 2008: Validation of the ALADIN-Climate regional climate model at the Hungarian Meteorological Service. *Időjárás*, 112(3-4), 155-177.
- Csorvási A., Illy T., Sábitz J., Szabó P., Szépszó G., Zsebeházi G., 2016a: Múltbeli időszakra vonatkozó modelleredmények validációja, RCMTÉR EEA-C13-10 projekt beszámoló, 2016. február, 41 p.
- Csorvási, A., Illy, T., Sábitz, J., Szabó, P., Szépszó, G., Zsebeházi, G., 2016b: A jövőre vonatkozó projekciók eredményeinek együttes kiértékelése, bizonytalanságok számszerűsítése, RCMTÉR EEA-C13-10 projekt beszámoló, 2016. május, 51 p.
- Christensen, J. H., Christensen, O. B., 2007: A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. *Climatic Change*, 81, 7-30. (<https://doi.org/10.1007/s10584-006-9210-7>)
- Denis, B., Laprise, R., Caya, D., Côté, J., 2002: Downscaling ability of one-way nested regional climate models: the Big-Brother Experiment. *Climate Dynamics*, 18(8), 627-646. (<https://doi.org/10.1007/s00382-001-0201-0>)
- Dickinson, R. E., Errico, R. M., Giorgi, F., Bates, G. T., 1989: A regional climate model for the western United States. *Climatic change*, 15(3), 383-422. (<https://doi.org/10.1007/BF00240465>)
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46, 3077-3107. ([https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1989\)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2))

- Emanuel, K. A., 1991: A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48, 2313-2329. ([https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1991\)048<2313%3AASFRCC>2.0.CO%3B2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1991)048<2313%3AASFRCC>2.0.CO%3B2))
- Flaounas, E., Bastin, S., Janicot, S., 2011: Regional climate modelling of the 2006 West African monsoon: sensitivity to convection and planetary boundary layer parameterisation using WRF. *Climate Dynamics*, 36, 1083-1105. (<https://doi.org/10.1007/s00382-010-0785-3>)
- Fox-Rabinovitz, M., Côté, J., Dugas, B., Déqué, M., McGregor, J. L., 2006: Variable resolution general circulation models: Stretched-grid model intercomparison project (SGMIP). *Journal of Geophysical Research*, 111(D16), (<https://doi.org/10.1029/2005JD006520>)
- García-Díez, M., Fernández, J., Vautard, R., 2015: An RCM multi-physics ensemble over Europe: multi-variable evaluation to avoid error compensation. *Climate dynamics*, 45(11-12), pp.3141-3156. (<https://doi.org/10.1007/s00382-015-2529-x>)
- Giorgi, F., Bates, G. T., 1989: The climatological skill of a regional model over complex terrain. *Monthly Weather Review*, 117(11), 2325-2347. ([https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<2325:TCSOAR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<2325:TCSOAR>2.0.CO;2))
- Giorgi, F., Jones, C., Asrar, G. R., 2009: Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *World Meteorological Organization (WMO) Bulletin*, 58(3), 175-183.
- Giorgi, F., Mearns, L. O., 1991: Approaches to the simulation of regional climate change: a review. *Reviews of Geophysics*, 29(2), 191-216. (<https://doi.org/10.1029/90RG02636>)
- Grell, G. A., Dévényi, D., 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophysical Research Letters*, 29(14), 38-1-38-4. (<https://doi.org/10.1029/2002GL015311>)
- Gula, J., Peltier, W. R., 2012: Dynamical Downscaling over the Great Lakes Basin of North America Using the WRF Regional Climate Model: The Impact of the Great Lakes System on Regional Greenhouse Warming. *Journal of Climate*, 25, 7723-7742. (<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00388.1>)
- 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. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D20). (<https://doi.org/10.1029/2008JD010201>)
- Heikkilä, U., Sandvik, A., Sorteberg, A., 2011: Dynamical downscaling of ERA-40 in complex terrain using the WRF regional climate model. *Climate Dynamics*, 37, 1551-1564. (<https://doi.org/10.1007/s00382-010-0928-6>)
- Hersbach, H., Dee, D., 2016: ERA5 reanalysis is in production, ECMWF Newsletter, No. 147, ECMWF, Reading, United Kingdom, 7.
- Hewitson, B. C., Crane, R. G., 1996: Climate downscaling: techniques and application. *Climate Research*, 7(2), 85-95. (<https://doi.org/10.3354/cr007085>)
- Hong, S. Y., Dudhia, J., Chen, S. H., 2004: A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Monthly Weather Review*, 132(1), 103-120. (<https://doi.org/10.1175/1520-0493%282004%29132<0103%3AARATIM>2.0.CO%3B2>)
- Hong, S. Y., Lim, J. O. J., 2006: The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *Journal of the Korean Meteorological Society*, 42(2), 129-151.
- Hong, S. Y., Noh, Y., Dudhia, J., 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly Weather Review*, 134, 2318-2341. (<https://doi.org/10.1175/MWR3199.1>)
- Hu, X. M., Xue, M., McPherson, R. A., Martin, E., Rosendahl, D. H., Qiao, L., 2018: Precipitation dynamical downscaling over the Great Plains. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10(2), 421-447. (<https://doi.org/10.1002/2017MS001154>)
- Iacono, M. J., Delamere, J. S., Mlawer, E. J., Shephard, M. W., Clough, S. A., Collins, W. D., 2008: Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D13). (<https://doi.org/10.1029/2008JD009944>)

- Jacob, D., Horányi, A., Li, L., Gobiet, A., Pfeifer, S., Bálint, G., Pálvölgyi, T., Pretenthaler, F., 2008: Climate change and variability: impact on Central and Eastern Europe. THE EGGS (EGS Newsletter) ISSUE, 25, 22-26.
- James, P. M., 2007: An objective classification method for Hess and Brezowsky Grosswetterlagen over Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, 88(1-2), 17-42. (<https://doi.org/10.1007/s00704-006-0239-3>)
- Janjić, Z. I., 1994: The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscosus sublayer, and turbulence closure schemes. *Monthly Weather Review*, 122, 927-945. ([https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)122<0927:TSMECM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122<0927:TSMECM>2.0.CO;2))
- Ji, F., Evans, J. P., Teng, J., Scorgie, Y., Argüeso, D., Di Luca, A., 2016: Evaluation of long-term precipitation and temperature weather research and forecasting simulations for southeast Australia. *Climate Research*, 67(2), 99-115. (<https://doi.org/10.3354/cr01366>)
- Jiménez, P. A., Dudhia, J., González-Rouco, J. F., Navarro, J., Montávez, J. P., García-Bustamante, E., 2012: A revised scheme for the WRF surface layer formulation. *Monthly Weather Review*, 140(3), 898-918. (<https://doi.org/10.1175/MWR-D-11-00056.1>)
- Jung, T., Miller, M. J., Palmer, T. N., Towers, P., Wedi, N., Achuthavarier, D., Adams, J. M., Altshuler, E. L., Cash, B. A., Kinter, J. L., III, Marx, L., Stan, C., Hodges, K. I., 2012: High-resolution global climate simulations with the ECMWF model in Project Athena: Experimental design, model climate, and seasonal forecast skill. *Journal of Climate*, 25(9), 3155-3172. (<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00265.1>)
- Kain, J. S., 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: an update. *Journal of Applied Meteorology*, 43, 170-181. ([https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2004\)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2))
- Katragkou, E., García Díez, M., Vautard, R., Sobolowski, S. P., Zanis, P. et al., 2015: Regional climate hindcast simulations within EURO-CORDEX: evaluation of a WRF multi-physics ensemble. *Geoscientific Model Development*, 8, 603-618. (<https://doi.org/10.5194/gmd-8-603-2015>)
- Kotlarski, S., Keuler, K., Christensen, O. B. et al., 2014: Regional climate modeling on European scales: a joint standard evaluation of the EURO-CORDEX RCM ensemble. *Geoscientific Model Development*, 7(4), 1297-1333. (<https://doi.org/10.5194/gmd-7-1297-2014>)
- Kottek, M., & Rubel, F., 2007: Global daily precipitation fields from bias-corrected rain gauge and satellite observations. Part I: Design and Development. *Meteorologische Zeitschrift*, 16(5), 525-539. (<https://doi.org/10.1127/0941-2948/2007/0214>)
- Krüzselyi, I., Bartholy, J., Horányi, A., Pieczka, I., Pongrácz, R., Szabó, P., Szépszó, G., Torma, Cs., 2011: The future climate characteristics of the Carpathian Basin based on a regional climate model miniensemble. *Advances in Science & Research*, 6, 69-73. (<https://doi.org/10.5194/asr-6-69-2011>)
- Kuo, C. C., Gan, T. Y., 2018: Estimation of precipitation and air temperature over western Canada using a regional climate model. *International Journal of Climatology*, 38(14), 5125-5135. (<https://doi.org/10.1002/joc.5716>)
- Laprise, R., 2008: Regional climate modeling. *Journal of Computational Physics*, 227, 3641-3666. (<https://doi.org/10.1016/j.jcp.2006.10.024>)
- Manabe, S., Smagorinsky, J., Strickler, R. F., 1965: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. *Monthly Weather Review*, 93, 769-798. ([https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1965\)093<0769:SCOAGC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1965)093<0769:SCOAGC>2.3.CO;2))
- Maraun, D., Wetterhall, F., Ireson, A. M., Chandler, R. E., Kendon, E. J., Widmann, M., Brienen, S., Rust, H. W., Sauter, T., Themeßl, M., Venema, V. K. C., 2010: Precipitation downscaling under climate change: Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. *Reviews of Geophysics*, 48(3). (<https://doi.org/10.1029/2009RG000314>)
- Marbaix, P., Gallée, H., Brasseur, O., van Ypersele, J. P., 2003: Lateral Boundary Conditions in Regional Climate Models: A Detailed Study of the Relaxation Procedure. *Monthly weather review*, 131(3), 461- 479. ([https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<0461:LBCIRC>2.0.CO%3B2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<0461:LBCIRC>2.0.CO%3B2))
- Marta-Almeida, M., Teixeira, J. C., Carvalho, M. J., Melo-Gonçalves, P., Rocha, A. M., 2016: High resolution WRF climatic simulations for the Iberian Peninsula: Model Validation. *Physics and Chemistry of the Earth*, 94, 94-105. (<https://doi.org/10.1016/j.pce.2016.03.010>)

- Marteau, R., Richard, Y., Pohl, B., Smith, C. C., Castel, T., 2015: High-resolution rainfall variability simulated by the WRF RCM: application to eastern France. *Climate Dynamics*, 44, 1093-1107. (<https://doi.org/10.1007/s00382-014-2125-5>)
- McGregor, J. L., 1997: Regional climate modelling. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 63(1-2), 105-117. (<https://doi.org/10.1007/BF01025367>)
- Mizuta, R., Oouchi, K., Yoshimura, H., Noda, A., Katayama, K., Yukimoto, S., Hosaka, M., Kusunoki, S., Kawai, H., Nakagawa, M., 2006: 20-km-Mesh Global Climate Simulations Using JMA-GSM Model: Mean Climate States. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 84(1), 165-185. (<https://doi.org/10.2151/jmsj.84.165>)
- 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*, 102(D14), 16663-16682. (<https://doi.org/10.1029/97JD00237>)
- Monin, A. S., Obukhov, A. M. F., 1954: Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR*, 151(163), e187.
- Mooney, P. A., Mulligan, F. J., Fealy, R., 2013: Evaluation of the sensitivity of the weather research and forecasting model to parameterization schemes for regional climates of Europe over the period 1990–95. *Journal of Climate*, 26(3), 1002-1017. (<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00676.1>)
- Niu, G. Y., Yang, Z. L., Mitchell, K. E., Chen, F., Ek, M. B., Barlage, M., Kumar, A., Manning, K., Niyogi, D., Rosero, E., Tewari, M., 2011: The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D12). (<https://doi.org/10.1029/2010JD015139>)
- Norman, H., 2019: Global high-resolution forecasts. *Meteorological Technology International*, Issue April 2019, 17-22.
- Phillips, N. A., 1956: The general circulation of the atmosphere: A numerical experiment. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 82, 535-539. (<https://doi.org/10.1002/qj.49708235202>)
- Pieczka, I., Pongrácz, R., André, K.S., Kelemen, F.D., Bartholy, J., 2017: Sensitivity analysis of different parameterization schemes using RegCM4.3 for the Carpathian region. *Theoretical and applied climatology*, 130(3-4), 1175-1188. (<https://doi.org/10.1007/s00704-016-1941-4>)
- Pieri, A. B., von Hardenberg, J., Parodi, A., Provenzale, A., 2015: Sensitivity of precipitation statistics to resolution, microphysics, and convective parameterization: A case study with the high-resolution WRF climate model over Europe. *Journal of Hydrometeorology*, 16, 1857-1872. (<https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0221.1>)
- Politi, N., Nastos, P. T., Sfetsos, A., Vlachogiannis, D., Dalezios, N. R., 2018: Evaluation of the AWR-WRF model configuration at high resolution over the domain of Greece. *Atmospheric Research*, 208, 229-245. (<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.10.019>)
- Prein, A. F., Langhans, W., Fosser, G., Ferrone, A., Ban, N., Goergen, K., Keller, M., Tölle, M., Gutjahr, O., Feser, F., Brisson, E., 2015: A review on regional convection-permitting climate modeling: Demonstrations, prospects, and challenges. *Reviews of Geophysics*, 53(2), 323-361. (<https://doi.org/10.1002/2014RG000475>)
- Raghavan, S. V., Vu, M. T., Liong, S. Y., 2016: Regional climate simulations over Vietnam using the WRF model. *Theoretical and Applied Climatology*, 126, 161-182. (<https://doi.org/10.1007/s00704-015-1557-0>)
- Rajczak, J., Schär, C., 2017: Projections of future precipitation extremes over Europe: A multimodel assessment of climate simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122, 10773–10800. (<https://doi.org/10.1002/2017JD027176>)
- Raju, A., Parekh, A., Chowdary, J. S., Gnanaseelan, C., 2015: Assessment of the Indian summer monsoon in the WRF regional climate model. *Climate Dynamics*, 44(11-12), 3077-3100. (<https://doi.org/10.1007/s00382-014-2295-1>)
- Sellers, W. D., 1969: A global climatic model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. *Journal of Applied Meteorology*, 8(3), 392-400. ([https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1969\)008<0392:AGCMBO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1969)008<0392:AGCMBO>2.0.CO;2))

- Skalák, P., Déqué, M., Belda, M., Farda, A., Halenka, T., Csima, G., Bartholy, J., Caian, M., Spiridonov, V., 2014: CECILIA regional climate simulations for the present climate: validation and inter-comparison. *Climate Research*, 60, 1-12. (<https://doi.org/10.3354/cr01207>)
- 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, NCAR Technical Note, 125 p. (<https://doi.org/10.5065/D68S4MVH>)
- Smirnova, T. G., Brown, J. M., Benjamin, S. G., Kenyon, J. S., 2016: Modifications to the rapid update cycle land surface model (RUC LSM) available in the weather research and forecasting (WRF) model. *Monthly Weather Review*, 144(5), 1851-1865. (<https://doi.org/10.1175/MWR-D-15-0198.1>)
- Srinivas, C. V., Hari Prasad, D., Bhaskar Rao, D. V., Baskaran, R., Venkatraman, B., 2015: Simulation of the Indian summer monsoon onset-phase rainfall using a regional model. *Annales Geophysicae*, 33, 1097- 1115. (<https://doi.org/10.5194/angeo-33-1097-2015>)
- Stensrud, D. J., 2007: Parameterization schemes: keys to understanding numerical weather prediction models. Cambridge University Press, New York, 480 p.
- Szépszó, G., Horányi, A., 2008: Transient simulation of the REMO regional climate model and its evaluation over Hungary. *Időjárás*, 112(3-4), 203-231.
- Tariku, T. B., Gan, T. Y., 2018: Sensitivity of the weather research and forecasting model to parameterization schemes for regional climate of Nile River Basin. *Climate dynamics*, 50(11-12), 4231-4247. (<https://doi.org/10.1007/s00382-017-3870-z>)
- Taylor, K. E., 2001: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research*, 106, 7183-7192. (<https://doi.org/10.1029/2000JD900719>)
- Thompson, G., Eidhammer, T., 2014: A study of aerosol impacts on clouds and precipitation development in a large winter cyclone. *Journal of the atmospheric sciences*, 71(10), 3636-3658. (<https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0305.1>)
- Thompson, G., Field, P. R., Rasmussen, R. M., Hall, W. D., 2008: Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization. *Monthly Weather Review*, 136(12), 5095-5115. (<https://doi.org/10.1175/2008MWR2387.1>)
- Torma, Cs., Coppola, E., Giorgi, F., Bartholy, J., Pongrácz, R., 2011: Validation of a high-resolution version of the regional climate model RegCM3 over the Carpathian Basin. *Journal of Hydrometeorology*, 12, 84-100. (<https://doi.org/10.1175/2010JHM1234.1>)
- van den Besselaar, E. J. M., Haylock, M. R., van der Schrier, G., Klein Tank, A. M. G., 2011: A European daily high-resolution observational gridded data set of sea level pressure. *Journal of Geophysical Research*, 116(D11). (<https://doi.org/10.1029/2010JD015468>)
- van der Linden, P., Mitchell, J. E., 2009: ENSEMBLES: Climate change and its impacts – Summary of research and results from the ENSEMBLES project, Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter EX1 3PB, UK. 160 p.
- Varga, Á. J., 2017: A WRF modell előkészítése regionális klimatológiai vizsgálatokhoz. Szakdolgozat, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest (témavezető: dr. Breuer Hajnalka). 38 p.
- Wang, Y., Leung, L. R., McGregor, J. L., Lee, D. K., Wang, W. C., Ding, Y., Kimura, F., 2004: Regional climate modeling: progress, challenges, and prospects, *Journal of the Meteorological Society of Japan*. Ser. II, 82(6), 1599-1628. (<https://doi.org/10.2151/jmsj.82.1599>)
- Warrach-Sagi, K., Schwitalla, T., Wulfmeyer, W., Bauer, H. S., 2013: Evaluation of a climate simulation in Europe based on the WRF-NOAH model system: precipitation in Germany. *Climate Dynamics*, 41, 755-774. (<https://doi.org/10.1007/s00382-013-1727-7>)
- Wessel, P., Smith, W. H., Scharroo, R., Luis, J., Wobbe, F., 2013: Generic mapping tools: improved version released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 94(45), 409-410. (<https://doi.org/10.1002/2013EO450001>)
- Wilby, R. L., Wigley, T. M. L., 1997: Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations. *Progress in physical geography*, 21(4), 530-548. (<https://doi.org/10.1177/030913339702100403>)

- Yano, J. I., 2014: Formulation structure of the mass-flux convection parameterization. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 67, 1-28. (<https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2014.04.002>)
- Yu, X., Lee, T. Y., 2010: Role of convective parameterization in simulations of a convection band at grey-zone resolutions. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 62(5), 617-632. (<https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2010.00470.x>)
- Zheng, Y., Alapaty, K., Herwehe, J. A., Del Genio, A. D., Niyogi, D., 2016: Improving high-resolution weather forecasts using the Weather Research and Forecasting (WRF) Model with an updated Kain–Fritsch scheme. *Monthly Weather Review*, 144(3), 833-860. (<https://doi.org/10.1175/MWR-D-15-0005.1>)

## **Internetes hivatkozások**

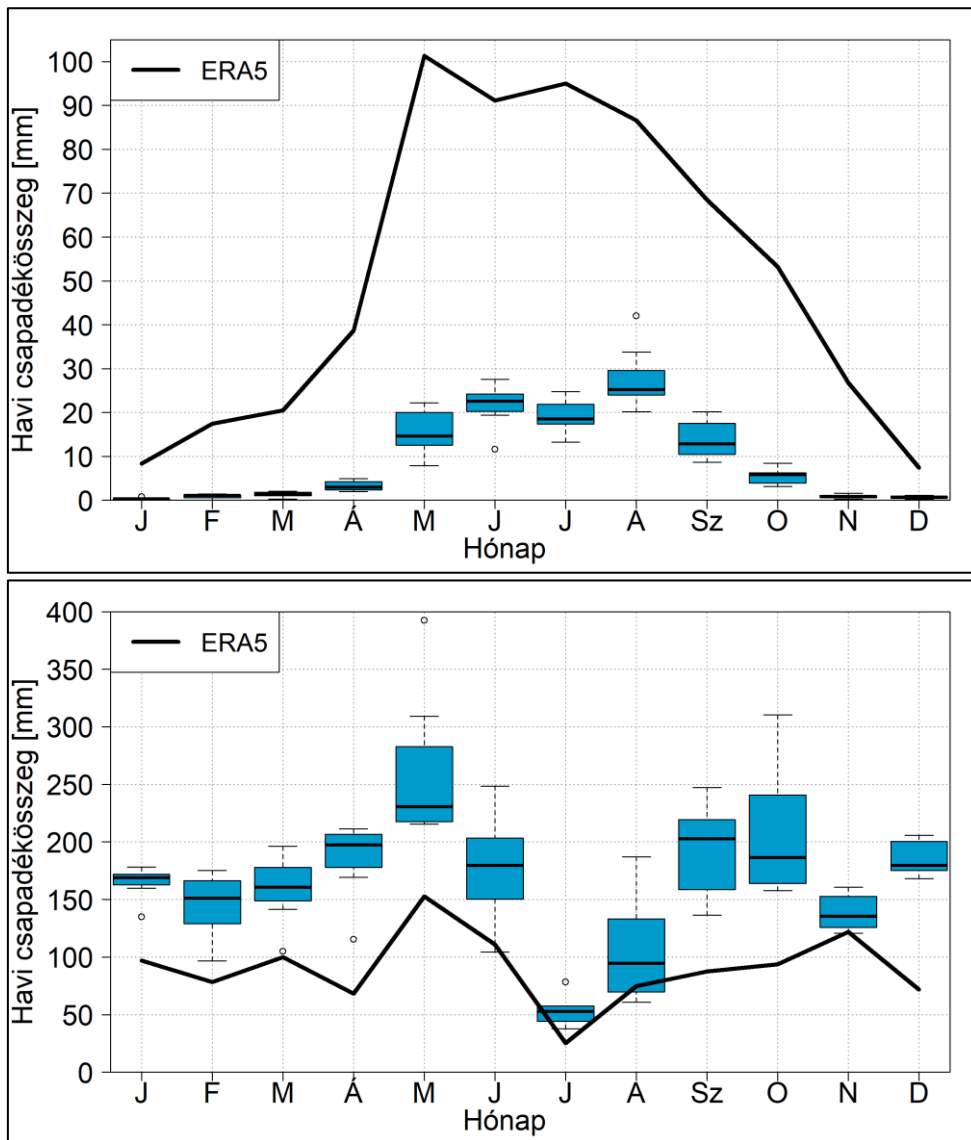
[1 – Meteomanz.com]

<http://www.meteomanz.com/index?l=1>

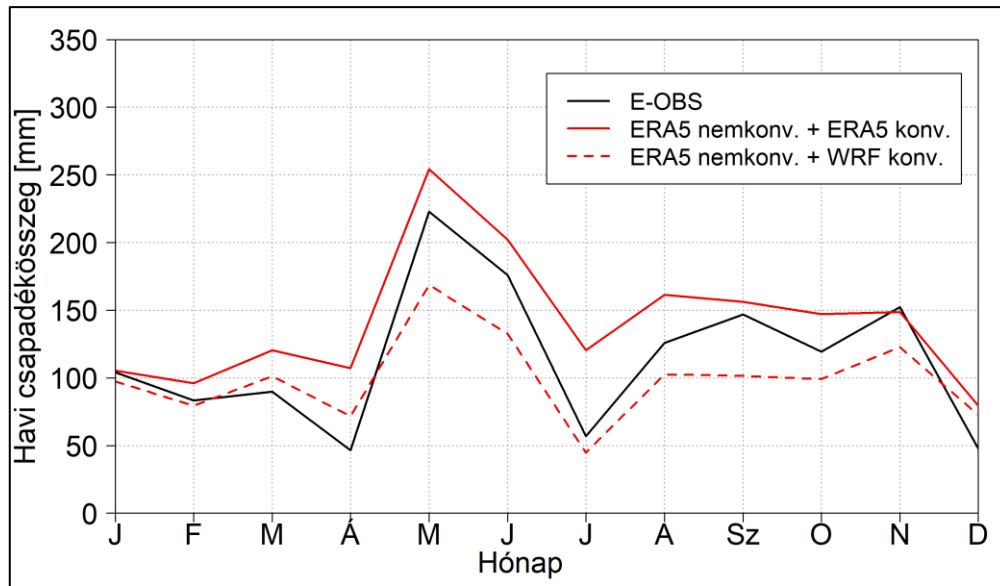
[2 – DWD Großwetterlage]

<https://www.dwd.de/DE/leistungen/grosswetterlage/grosswetterlage.html>

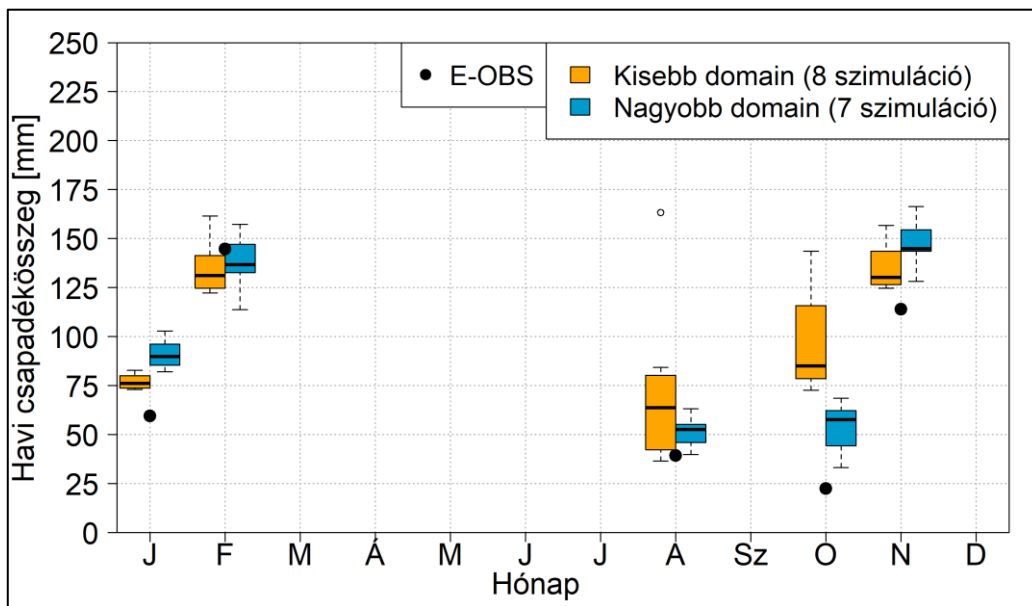
## Függelék



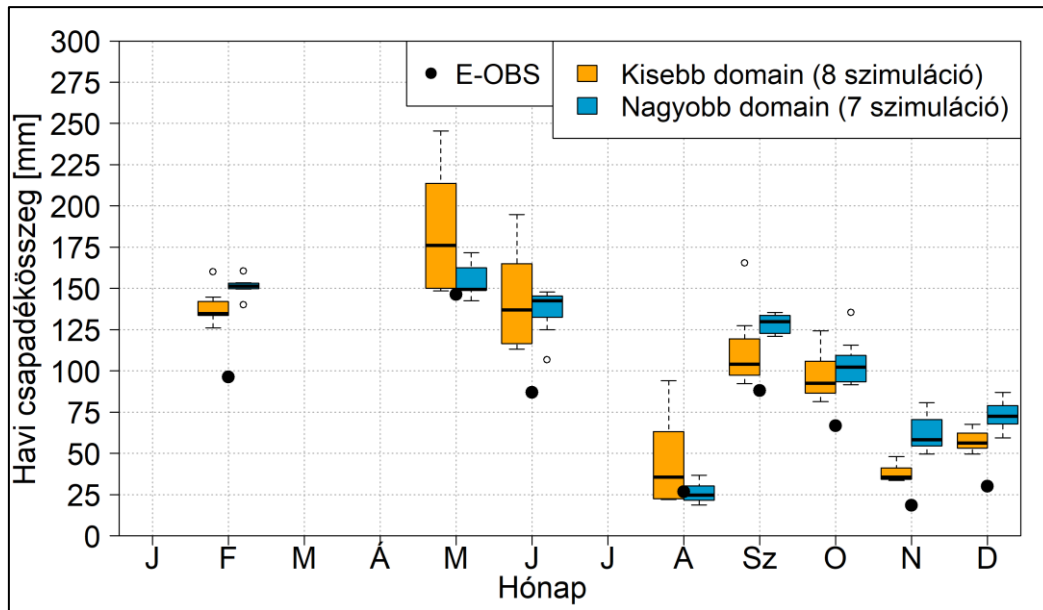
**F1. ábra.** A különböző konfigurációjú WRF szimulációk területre átlagolt havi konvektív (fent) és nemkonvektív (lent) csapadékösszeg értékeinek Box-Whisker diagramja és az ERA5 reanalízis adatbázis értékei (2013), 10 km-es rácsfelbontás esetén, az Alpok régióban. A nagyobb külső tartományon készített hét futtatás alapján.



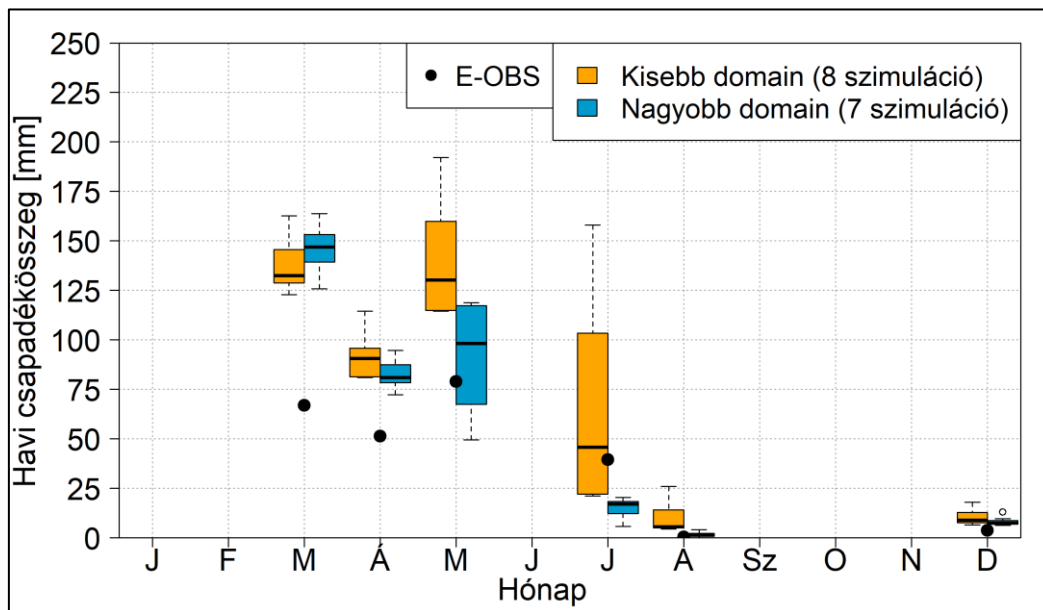
**F2. ábra.** Területre átlagolt havi csapadékösszeg értékek az E-OBS mérési és az ERA5 reanalízis adatbázis (folytonos piros vonal) alapján (2013), az Alpok régióban. Az ERA5 adatbázist „korigálhatjuk” úgy, hogy az abban megtalálható konvektív csapadékösszegek helyett a 10 km-es felbontású WRF szimulációk átlagából származókat használjuk (szaggatott piros vonal).



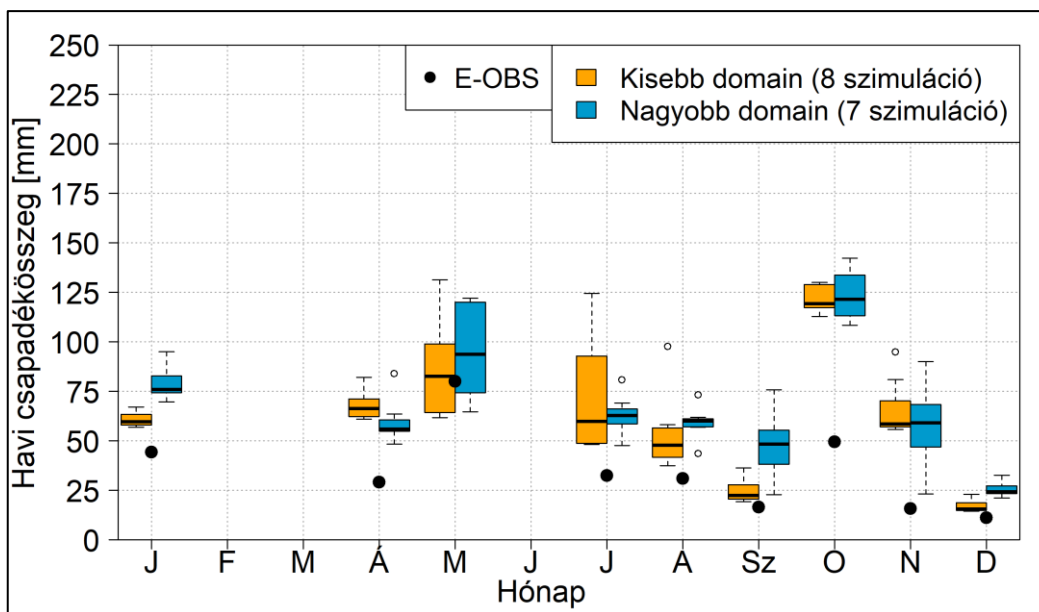
**F3. ábra.** A különböző konfigurációjú WRF szimulációk területre átlagolt havi csapadékösszeg értékeinek Box-Whisker diagramja és az E-OBS mérési adatbázis értékei (2013), 10 km-es rácsfelbontás esetén, a teljes feldolgozási területre (é. sz. 42°–52°, k. h. 4°–30°). Azokból a napokból számítva, amelyeken ciklonális-zonális nagytérségű időjárási helyzet uralkodott.



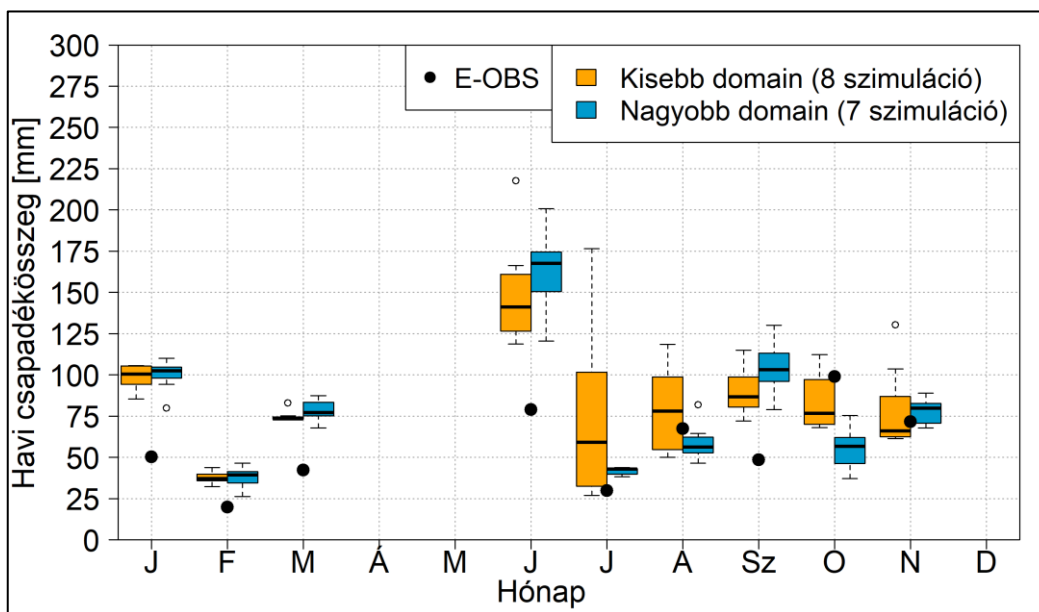
**F4. ábra.** A különböző konfigurációjú WRF szimulációk területre átlagolt havi csapadékösszeg értékeinek Box-Whisker diagramja és az E-OBS mérési adatbázis értékei (2013), 10 km-es rácsfelbontás esetén, a teljes feldolgozási területre (é. sz. 42°–52°, k. h. 4°–30°). Azokból a napokból számítva, amelyeken ciklonális-kevert nagytérségű időjárási helyzet uralkodott.



**F5. ábra.** A különböző konfigurációjú WRF szimulációk területre átlagolt havi csapadékösszeg értékeinek Box-Whisker diagramja és az E-OBS mérési adatbázis értékei (2013), 10 km-es rácsfelbontás esetén, a teljes feldolgozási területre (é. sz. 42°–52°, k. h. 4°–30°). Azokból a napokból számítva, amelyeken anticiklonális-zonális nagytérségű időjárási helyzet uralkodott.



**F6. ábra.** A különböző konfigurációjú WRF szimulációk területre átlagolt havi csapadékösszeg értékeinek Box-Whisker diagramja és az E-OBS mérési adatbázis értékei (2013), 10 km-es rácsfelbontás esetén, a teljes feldolgozási területre (é. sz. 42°–52°, k. h. 4°–30°). Azokból a napokból számítva, amelyeken anticiklonális-kevert nagytérségű időjárási helyzet uralkodott.



**F7. ábra.** A különböző konfigurációjú WRF szimulációk területre átlagolt havi csapadékösszeg értékeinek Box-Whisker diagramja és az E-OBS mérési adatbázis értékei (2013), 10 km-es rácsfelbontás esetén, a teljes feldolgozási területre (é. sz. 42°–52°, k. h. 4°–30°). Azokból a napokból számítva, amelyeken anticiklonális-meridionális nagytérségű időjárási helyzet uralkodott.