

# A WRF modell érzékenységi vizsgálata az Ojos del Salado térségére

DIPLOMAMUNKA  
METEOROLÓGUS MESTERSZAK  
ELŐREJELZŐ SZAKIRÁNY



Készítette:

**Berényi Alexandra**

Témavezető:

**dr. Breuer Hajnalka**

ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

Eötvös Loránd Tudományegyetem  
Földrajz- és Földtudományi Intézet  
Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2019

# Tartalomjegyzék

1. Bevezetés.....	3
2. Szakirodalmi áttekintés .....	5
3. Modellkörnyezet és beállítások.....	10
3. 1. A mérés célja és helyszíne .....	10
3. 2. Modellbeállítások és kezdeti feltételek .....	10
3. 3. Parametrizációk.....	12
3. 4. Alkalmazott módszerek .....	14
3. 5. Szimulációk.....	14
3. 6. Felhasznált validációs mérési programok és adatsorok .....	16
4. Eredmények és validáció.....	18
4. 1. Globálsugárzás és felhőborítottság.....	18
4. 2. Szélsébség és szélirány .....	25
4. 3. Hőmérséklet .....	31
5. Összefoglalás.....	39
Irodalomjegyzék.....	43
1. Függelék.....	46
2. Függelék.....	47

## 1. Bevezetés

A Puna de Atacama magasföld a Föld egyik legszélsőségesebb területei közé tartozik, kiterjedése egészen az déli szélesség  $5^{\circ}$ -tól az  $50^{\circ}$ -ig tart. Területén helyezkedik el az ún. száraz átló, amely a Földön szinte egyedülálló hiper-arid régiót foglalja magában, ahol az éves csapadékmennyiség 150 mm alatt van (*Messerli et al*, 1997). Közvetlenül ezen térség mellett található az Ojos del Salado, a Föld legmagasabb vulkánja, aminek térségét 2014-ben több lépcsőben műszerezték be magyar kutatók az Atacama-expedíció keretében. A helyszínválasztás nem véletlen: itt húzódik a legmagasabb területen sivatag (6000 m magasságig), ezen a helyen van legmagasabban a hóhatár (közel 7000 méteren), így a vulkán szinte teljesen mentes a jégsapkától. Ez ad lehetőséget arra, hogy vizsgálni lehessen a klímaváltozás következményeit a periglaciális térségekben a permafroszt változására, és a vízutánpótlás átalakulására (*Nagy et al.*, 2019).

Szaktervezésben és a diplomamunkámban is az Atacama-expedíció mérési eredményeit használtuk fel, ugyanis 2016-ban, a harmadik alkalommal a kutatók felállítottak egy mikrometeorológiai mérőállomást is a vulkán lábánál lévő alaptáborhoz közel. A mérés teljesen egyedülálló a maga nemében: A terület extremitása mellett ez a Föld legmagasabb beműszerezett térsége, így a rendelkezésünkre álló adatok a valaha legmagasabban mért meteorológiai adatsorát képezik. Ez lehetőséget teremt arra, hogy korlátos tartományú modelleket tesztelhesünk egy olyan térségben, ahol alapvetően semmilyen felszíni méréssel nem validálhatóak a modelleredmények. Mi mind a két esetben WRF (Weather Research and Forecast) modellszimulációkkal hasonlítottuk össze a mérési eredményeket.

Számos irodalom taglalja a változékony felszín hatását a modellelőrejelzésekre, és ugyanígy találunk forrást a sivatagi-félsivatagi körülményekre is. Ezen kutatások esetében modellek operatív működése volt a vizsgálat célja, nagyrészt lakott területekre, ezáltal számos szinoptikus állomásról, egyéb mérőállomásokról származik mérési adat, ami segíti a modell validációját. A mi helyzetünket nagyon megnehezíti az, hogy a hegyvidéki környezet, és a lakott terület hiánya miatt az expedíció helyszínén kívül nincsen elérhető mérési adatbázissal rendelkező állomás. Példának okáért a legközelebbi szinoptikus állomás La Serenában található, ami az expedíció helyétől 410 km-re van, 50 m alatti tengerszint feletti magasságban.

Mint az eredmények kiértékeléséből kiderült, a szimulációk korán sem voltak kielégítőek, ezért számos módon változtattunk a bemeneti adatokon és a modellfizikán, azonban az eredmények még így is szignifikáns eltérést mutattak.

A dolgozat célja így, hogy bemutassa, hogyan sikerült a kezdeti referencifuttatásokból különböző módszerekkel közelíteni a mérés eredményeit, és kielemezni a kapott szimulációkat. A modell tesztelése során a validációhoz nem csak a mérés eredményeit, hanem más rendelkezésre álló mérési módszer eredményeit is figyelembe vesszük, így kísérlem meg bemutatni a modell jóságát a vizsgált területre.

## 2. Szakirodalmi áttekintés

A hegyvidéken való modellezés számos problémát vet fel. Sok tanulmány említi, hogy nem csak a modellezés során, de a bemeneti adatokban is lehetnek pontatlanságok. Az olyan környezetben, mint az Andok, ahol a nagy magasságok és extrém éghajlati, és időjárási viszonyok gyakorlatilag lehetetlenné teszik a települések, és mérőállomások kiépülését, kevés felszíni mérési adat áll rendelkezésünkre. Ennek megfelelően egy-egy bemeneti adat – egy globális modell analízismezője- mérési adat híján csupán az előrejelzés és a környező – esetenként túlságosan távoli - szinoptikus állomások mérései alapján lehet csak elvégezni az adatasszimilációt, ami számos olyan állapotot eredményezhet, ami nem felel meg a valóságnak. Különösen kritikus ebből a szempontból az Andok, ahol a mérőállomások rendkívül ritka térbeli előfordulása miatt alig pár tanulmány foglalkozik modellezéssel, ezek pedig azon részekre korlátozódnak, ahol a csapadék meghatározó tényező (*Garreaud et al., 2007; Barret et al., 2009*), vagy szélenergia szempontjából érdekelt területről van szó (*Muñoz et al., 2018*).

A komplex terület felett történő modellezés esetében fellépő problémák széleskörben ismertek. Számos tanulmány foglalkozik különböző modellek alkalmasságával és képességével, ami a hegyvidéki terület feletti előrejelzéseket illeti, így a WRF esetében is találhatunk ilyet. Mivel a hegyvidéki terület, és a komplex topográfia elsősorban az alapáramlást befolyásolja, így sok esetben a szél előrejelzése van a középpontban. *Jiménez és Dudhia* (2012) tanulmánya a szélesebesség számítását vizsgálta egy olyan területen, ahol sík terület, komplex felszín, és különálló hegy is egyaránt előfordul, így vizsgálva a lehetséges hibákat. Kutatásuk szerint a hegyvidéken a szélesebesség módszeresen felül-, míg a völgyekben alulbecsült volt. Kifejlesztettek egy olyan parametrizációs módszert, amely figyelembe veszi a felszín ún. megoldatlanságát, és ennek segítségével tudtak a szélesebesség előrejelzéseken javítani. Ez a módszer a WRF-ben beépítésre került, az opció ki- és bekapcsolható, ezt a beállítást a modellszimulációk esetében végig használatba vettük.

Habár a módszer sikeresen csökkentette a szélesebesség rossz becslését, a kutatási eredményeiből kiderült, hogy a szélesebesség és szélirány rossz napi menetet mutat, ezért egy új kutatás keretei között (*Jiménez és Dudhia, 2013*) vizsgálták a szélirányváltozásokat is. Úgy vették észre, hogy a nagymértékű szélirányváltozás sokkal gyakrabban fordul elő kis szélesebességek esetén, míg a nagy szélesebességek során a szélirány közel állandónak bizonyult. Ennek oka a nagytérségi áramlásokban keresendő, ugyanis a nagyobb szélesebességek esetén valamilyen szinoptikus skálájú időjárási helyzet befolyásolja az

alapáramlást, ami jelentősen meghatározza a szélirányt. Komplex felszín felett a modell nehezebben jelzi előre a lokális áramlásokat, viszont a nagytérségi áramlások esetében jobban közelít, így a modell is sokkal jobban jelezte előre a szélesebességeket és szélirányokat a nagy szélesebességek esetén, mint kis szélesebességek esetén. Szisztematikus eltérések a szélesebességtől függetlenül is találhatóak voltak a modellben, a tanulmány szerint még a 2 kilométeres felbontás sem feltétlenül elegendő a felszín reprezentálásához, azonban mindenképp jobb eredményeket produkál.

Ezekre a tanulmányokra hivatkozik vissza *Gómez-Navarro et al. (2015)* és *Arnold et al. (2012)*, ahol mindkét tanulmány esetében probléma volt a szélesebesség felülbecslése. Ebben az esetben a felhasznált parametrizációk is nagy szerepet játszottak, ugyanis bizonyos esetben a felülbecslés csökkenthető olyan parametrizáció választásával, amely explicit módon figyelembe veszi a felszín megoldatlanságát. Fontos itt megjegyezni, hogy a fentebb említett korrekciós parametrizációs beállítás csak a Yonsei University Scheme (YSU) határréteg-parametrizációval együtt használható, és az első cikk esetében a négy vizsgált határrétegséma közül ezzel a beállítással érték el a legjobb eredményeket. A második tanulmány is nagy szerepet fektet a határréteg parametrizációjának megválasztására, ugyanis komplex felszín felett a határrétegséma kritikus lehet. Mivel a turbulencia számítása alapvetően homogén, ill. sík talaj feltételezésén nyugszik, ezért nehezen alkalmazható hegyvidéki felszín felett, amely minden szemszögből inhomogén.

*Fernández-González et al. (2018)* szintén több parametrizáció változtatásával próbálta finomítani a szimulációs eredményeket ugyanis a szélesebesség előrejelzése nem csak a kezdeti- és peremfeltételekre és a felszín felbontására nagyon érzékeny, hanem a határréteg kondíciókra és a többi parametrizációra is. Érdekes azonban, hogy ebben az esetben a probléma az, hogy a modell az alacsony szinteken alulbecsüli a szélesebességeket, ami visszavezethető arra, hogy a modell az alsó rétegek inhomogenitása és érdessége miatt túlbecsüli a súrlódást. Ezen tanulmány esetében is a YSU séma adta a legjobb közelítést, a többi esetben a modell alábecsült, aminek *Hari-Prasad et al. (2017)* kutatása szerint az lehet az oka, hogy YSU séma nemlokális átkeveredése nagyobb rétegekben kever át, ami a szélesebességek jobb becsléséhez vezethet, mint az olyan sémák, amik lokális átkeverést alkalmaznak. *Ruiz et al. (2010)* ugyancsak a parametrizációk változtatásával bár mind a két séma a felszínen nedvesebb és hidegebb állapotot eredményezett, a hőmérsékletet, nedvességet és a határréteg magasságát a YSU séma adta vissza a legjobban.

Találhatunk még tanulmányokat, amik a PBL séma fontosságáról ejtenek szót, *Siuta et al., 2017; Santos-Alamillos et al., 2013*), és amit még fontos megjegyezni, és az összes

tanulmány esetében fontos tényező volt a horizontális felbontás. Minden esetben a legjobb eredményeket a legnagyobb felbontású rács esetén érték el. Az előrejelzés során természetesen nehezíti a helyzetet, hogy komplex felszín esetén a területi nagymértékű inhomogenitása miatt az időjárási helyzetben, és az előrejelzésben is előfordulnak szélsőségek, amik nem megfelelően reprezentálhatók még nagyfelbontású rács esetén sem. A modellben a felszín egy rácspontban az a sík felület, ami az adott terület közepes szintmagassága, amiből szintén több hiba eredeztethető. Egyrészt a rendelkezésünkre álló legnagyobb rácsfelbontás esetén is a modell egy 2x2 kilométeres területet kisimít, ami egy olyan komplex felszínen, ahol a mérés történt, módosíthatja az előrejelzést, ezzel eltérést okozva az eredményekben. Másrészt a kisimítással az egymással szomszédos rácspontokban nagy különbségek fordulhatnak elő, amik szintén további hibát okozhatnak az előrejelzésben.

*Yañez-Morroni et al.* (2018) a horizontális felbontás mellett a vertikális felbontást is finomította. Arra a következtetésre jutott, hogy finomabb vertikális felbontással, több modellszinttel jobb eredményt ér el a szélsőségek előrejelzésében emellett a mikrofizika és a határreteg parametrizációk számításaiban is.

A komplex felszín nem csak az áramlások előrejelzése miatt jelent kihívást. A továbbiakban látni fogjuk, hogy a talajnedvesség bemeneti adata mennyire eltér a mérési adatoktól, és ezek milyen hatással vannak az előrejelzett változóinkra.

Bár csapadék nem fordult elő a mérés folyamán, ha a rendelkezésre álló mezőink eredményeit szeretnénk vizsgálni, akkor elkerülhetetlenül figyelembe kell vennünk a hegység keleti oldalán naponta fellépő, orografikus akadály keltette csapadékot és felhőképződést, és azt, hogy az egyes szimulációk ezen hogyan módosítottak. Erről a későbbiekben lesz szó, de ahhoz, hogy ismertethessem a modell által előrejelzett folyamatokat, mindenképp szót kell ejteni a talajnedvesség csapadéokra gyakorolt hatásáról.

*Eltahir* (1998) talajnedvesség-csapadék visszacsatolási mechanizmusa szerint kisebb mértékű lesz a konvektív folyamatok kialakulása, ha a talaj szárazabb, ugyanis szárazabb talaj esetén magasabb az albedó, ez pedig a sugárzásra lesz hatással. A beérkező rövidhullámú sugárzás nagyobb részben verődhet vissza, közben a felszín felmelegedése során a terresztriális sugárzás kibocsátása növekszik, ami végeredményben a nettó sugárzást fogja csökkenteni olyan esetekkel összehasonlítva, ahol a talaj nedvesebb. Ennek értelmében alacsonyabb lesz a határretegben a turbulens kinetikus energia, ami csökkenti a konvektív folyamatok kialakulásának esélyét.

*Hauck et al.* (2011) a talajnedvesség hatását vizsgálta a konvektív csapadékok

kialakulásának valószínűségének kapcsán, a délnémet hegyvidéken. A vizsgálat célja nem csak a csapadék mennyisége és a talajnedvesség közötti párhuzam felállítása volt, hanem a modell és a mérések közötti átlagos 10%-os különbség feltárása is. A modell ebben az esetben erősen alulbecsülte a talajnedvességet számos szimulációban. Bár nem sikerült egyértelmű párhuzamot felállítani, mindenképp fontos megjegyezni, hogy a bemeneti talajnedvesség adatok (csökkentve, vagy növelve) hatással voltak a csapadék mennyiségére. A mi szempontunkból lényeges állítása a cikknek, hogy a legtöbb esetben a lecsökkentett talajnedvesség növelte a csapadék kialakulásának esélyét, ugyanis a határreteg-folyamatokon keresztül a magasabb nappali hőmérséklet labilizálhatta a légkört, ami a konvektív felhőzet és csapadék kialakulásához vezetett.

Ugyan ezen mérési programban, *Barthlott és Kalthoff* (2011) szintén a konvektív csapadék és a talajnedvesség kapcsolatát vizsgálták, ugyanakkor világosan rávilágítanak arra, hogy az eddigi kutatások nem hoztak egyértelmű eredményt az összefüggés milyenségére. Ez a cikk is kifejti, hogy bár a talajnedvességnek hatása van a konvektív csapadéokra, a folyamat komplex felszín felett jóval bonyolultabbá válik. Az eddigi tanulmányok eltérő eredményei megmagyarázhatók azzal, hogy a bemeneti talajnedvességen nagyon sok múlik. Amennyiben az alapvetően száraz talaj nedvességét növeljük a modellben, az pozitív visszacsatolást eredményezhet a konvektív csapadék szempontjából, ugyanakkor, ha egy alapvetően nedves talaj nedvességét tovább emeljük, a csapadék mennyisége várhatóan csökkenni fog, a már említett határreteg-folyamatok miatt. Bár a futtatások eredményei nem lettek konzisztensek, azt lehet inkább elmondani, hogy a talajnedvesség megnövelése inkább csökkent a konvektív zivatarok kialakulásának esélyén.

A másik fő szempont számunkra a modellszimulációk esetében a hóborítás. Bár a területen gyakran eshet hó, a magasság miatt fennálló környezeti hatások miatt gyakorlatilag el is szublimál. Ennek ellenére elfordult huzamosabb ideig hótakaró, de a jelenleg 10 éves mérési sorozat alatt a 2016-os év volt a legszárazabb időszak, amikor a hótakaró a minimum kiterjedését érte el (*Nagy et al.*, 2019). Ugyanakkor bemeneti adatokban szerepel hótakaró, ami jelentősen módosíthatja az eltérést a szimulációk és a mérés között, és az alkalmazott módszereinknek megfelelően szimuláció és szimuláció között is.

A hótakaró megléte, vagy épp hiánya fontos szerepet játszik a hegyvidéki környezet időjárásában. A hó nagy albedója miatt a beérkező rövidhullámú sugárzás nagy része visszaverődik, ami a hőmérséklet csökkenéséhez vezethet. Amint a hó elolvad, és az alacsonyabb albedójú talaj kerül a felszínre, a nappali hőmérséklet emelkedhet, tekintve, hogy több az elnyelt sugárzás (*Namias* 1985), ugyanakkor a hóolvadás rendkívül

energianyelő folyamat, tekintve, hogy a halmazállapotváltás miatti látens hőfelszabadulás a szenzibilis hőáram kárára megy.

*Mote* (2008) részletesen vizsgálta a léghőmérséklet összefüggését a hótakaró vastagságával. Szignifikáns különbséget vélt felfedezni a minimum és maximum hőmérsékletek alakulásában, ugyanis a 0,1 cm-nél kisebb hótakarójú (azaz gyakorlatilag hóborítottság nélküli) felszín, és a 0,1–2 cm vastagságú hótakaró közötti hőmérséklet különbség 1,1 °C körül alakult a modellszimulációk alapján, viszont több mint 6 °C volt a mért értékek alapján. A tanulmány azt is leírja, hogy a hóborítottság okozta hőmérsékletcsökkenés legnagyobb mértéke a 4–6 cm vastagságú hótakaró esetén számottevő, emellett számunkra lényeges információ lehet, hogy a hőmérsékletcsökkenés nagyobb mértékű a vegetáció hiányában.

A hótakaró felszíni folyamatokra gyakorolt hatása azonban hosszú távon sok mindentől függhet: az előfordulás idejétől és hosszától, a vastagságától és sűrűségétől is. Az állandó permafroszt területén például – mint amilyenek az Atacama régió magashegyégei is – a hótakaró a felszíni hőmérséklet éves átlagos értékét pár fokkal is megnövelheti. (*Zang*, 2005)

A fentiekben láthattuk, hogy akár a komplex felszín miatt kialakul problémák, a hegyvidékkel kapcsolatos cirkulációs áramlások okozta folyamatok, vagy akár a légkör és a felszín közötti kölcsönhatások hogyan befolyásolhatják a környezet időjárását, és innen tovább haladva a modell előrejelzését. A feladat komplex, pontosan a mérés helyszínének extremitása miatt, ami sok itt felsorolt kutatásról nem feltétlen mondható el. Ennek ellenére az ismertetett tanulmányok segíthetnek nekünk megérteni és értékelni az eredményeinket.

### **3. Modellkörnyezet és beállítások**

#### **3. 1. A mérés célja és helyszíne**

A 2014-ben indított Atacama-expedíció célja a klímaváltozás okozta változások monitoring vizsgálata Földünk egyik legszélsőségebb környezetében, az Andok legmagasabb hegységei környezetében, az Atacama-sivatagban. A vizsgálat az Ojos del Salado környezetét érintette, a meteorológiai mérőállomás az 5830 méter magasan elhelyezkedő Tejos tábor közelében lett felállítva, vízszintes talajon, a mérés ideje alatt teljesen árnyékmentes övezetben. Ettől függetlenül a mérőállomás alapvetően nem felel meg a WMO szabványnak – a szélsőséget nem 10 méteren mérték -, illetve számos hiba fellépett a műszerek működésében – a két méteres hőmérséklet esetében, csak a szenzor dobozának hőmérséklete áll rendelkezésünkre.

A mérési adataink 5 perces időintervallumban állnak rendelkezésre, mivel azonban a modellfuttatások 1 órás időlépcsőben kerülnek kiíratásra, így a mérési adatokból 1 órás átlagokat számoltunk.

#### **3. 2. Modellbeállítások és kezdeti feltételek**

Az általunk használt WRF (Weather Research and Forecasting) modellt (*Skamarock et al.*, 2008) az amerikai UCAR fejleszti. A modellt szabad forráskódja miatt mind kutatások során, mind az operatív előrejelzésben is széleskörűen használják. A szakdolgozatom során, illetve a továbbiakban is az ARW-t (Advanced Research WRF), a modell kutatási célból kifejlesztett változatát használjuk.

A modell kormányzó egyenletei nemhidrosztatikus folyamatokat, és teljesen összenyomható léggört írnak le. Horizontálisan Arakawa C-grid rácshálózatot, vertikálisan tömegalapú diszkretizációt használ, és felszínkövető koordinátarendszert.

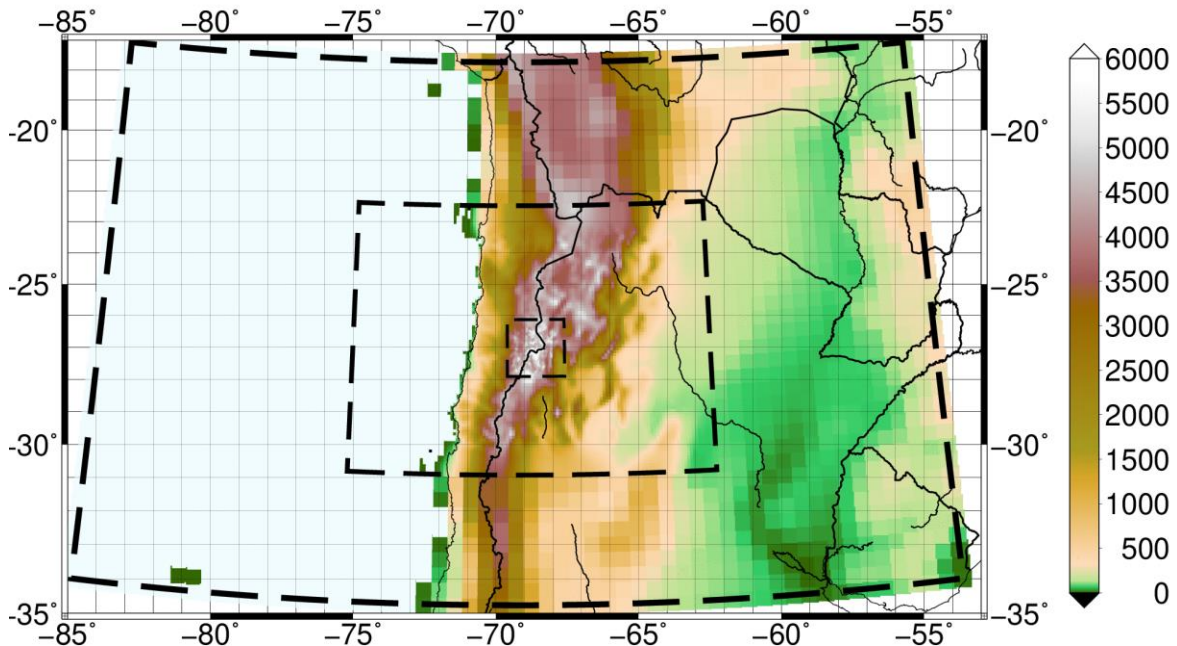
Az előrejelzési feladat realizált, a kezdeti- és peremfeltételeket egy meghajtó modelltől kapja, ami ebben az esetben a NCEP (National Centers for Environmental Information) által futtatott GFS (Global Forecast System) globálisan rendelkezésre álló analízis mezőiből nyerünk. Az analízis adatok 6 óránként, a fő szinoptikus időpontokban állnak rendelkezésünkre 0,5°-os rácsfelbontással.

A szimulációk eredményei három egymásba ágyazott mezőn állnak rendelkezésre, amelyek rendre 50, 10, és 2 km horizontális felbontással rendelkeznek. A szakdolgozatom során az 50 és 10 km-es mezőkkel számoltunk, és abban az esetben az a konklúzió született, hogy jobb felbontás javíthatna az előrejelzés jóságán. Mivel az 50 és 10 km-es felbontás

esetén a felszín struktúrája meglehetősen alulreprezentált, ezért készült egy 2 km-es mező is, ami az Ojos Del Salado kb. 200 x 200 km<sup>2</sup> környezetét fedi le.

Ennek következtében kaptunk egy komplexebb felszint, amin már beazonosítható és különválasztható maga az Ojos del Salado, illetve a Tejos tábor, aminek közelében a mérés zajlott. Így a vizsgálatok szempontjából ki tudunk jelölni egy olyan pontot, ami a Tejos tábor koordinátáihoz legközelebb esett, és 5850 magassággal rendelkezik. Ebből a szempontból fontos, hogy a vizsgálati pont elhelyezkedése a vulkánhoz képest, és a tengerszint feletti magassága változott, ami nyilvánvalóan más szimulációs eredményekhez vezethet.

A külső d01-es mező magában foglalja a dél-amerikai kontinens egy tágabb környezetét, és annak befolyását a belső mezőre és ezzel együtt a vizsgált pontra, így a nyugati óceánpart egy 2500 méter hosszúságú szakaszát, a Pampák nagy részét, és az Andok hegyvonulatainak legmagasabb és legszélesebb kiterjedését (1. ábra). A középső mező, a d02-es, már 10 kilométeres rácsfelbontással rendelkezik, és egy kisebb területet ölel fel, amely nagyrészt a hegyvonulatra koncentrálódik, de tartalmazza a hegység nyugati lábánál elterülő Atacama-sivatagot, és a partszakasz 1000 kilométeres hosszát. A legbelső, d03-as mező a hegyvonulat legmagasabb részeit tartalmazza, illetve kelet-nyugati lejtők egy részét. A mezőben 1627 m és 6518 méter között változik a magasság, de az átlag szintmagasság 4073 m, ugyanis a mező itt az Andok hegyvonulatának egyik legmagasabb részét tartalmazza.



1. ábra. A három egymásba ágyazott szimulációs mező által közrefogott terület tengerszint feletti magasságai. Középen az expedíció helyszíne, az Ojos del Salado.

A szimulációkban a mintavételezési pont kiválasztása minden mező esetében egy keresőprogrammal történt, amely megkeresi azt a rácspontot, amely a legközelebb esik a valódi mérési pont koordinátaíhoz. A d03-as mező kiválasztott pontja a már említett 5830 méteres magasságon van, míg a d02-es mező pontjának magassága csak 5400 m.

### 3. 3. Parametrizációk

A szakdolgozat megírásánál a referenciafuttatástól eltérő parametrizációs beállításokkal is futtattunk szimulációkat annak vizsgálatára, hogy ezek milyen változásokat eredményeznek. Mivel szignifikáns eltérés nem történt, ezért a referenciafuttatás parametrizációit tartottuk meg. Az új referenciafuttatásnál azonban a parametrizációs beállítások nem felelnek meg a régi szimulációkban alkalmazottaknak, ezt az *1. táblázat* taglalja.

Parametrizáció	Új referenciafuttatás	Régi referenciafuttatás
<b>Felhőmikrofizika</b>	Thompson (2014)	WSM5
<b>Hosszúhullámú sugárzás</b>	RRTMG	RRTMG
<b>Rövidhullámú sugárzás</b>	RRTMG	RRTMG
<b>Felszíni folyamatok</b>	Noah MP	Noah LSM
<b>Határréteg</b>	BouLac	Yonsei University séma (YSU)
<b>Mélykonvekció</b>	Egysz. Arakawa-Schubert	Egysz. Arakawa-Schubert

*1. táblázat. A referenciafuttatás során alkalmazott parametrizációs sémák.*

A felhőmikrofizikánál alkalmazott WRF Single-Moment 5-class séma (WSM5) a WSM3 (WRF Single-Moment 3-class séma) egy továbbfejlesztett változata (*Hong et al., 2004*) több kevert fázisú folyamatot is tartalmaz, illetve túlhűlt vizet is. Eredményesen alkalmazható mezoskálájú rácsfelbontással. Az új referenciafuttatásban használt Aerosol-Aware Thompson séma (*Thompson & Eidhammer, 2014*) a Thompson séma egy továbbfejlesztett változata, amely tartalmazza az aeroszok általi felhőcsepp nukleációt és jégképző magvak aktiválódását.

A referenciafuttatásban a rövid- és hosszúhullámú sugárzásra alkalmazott RRTMG séma (*Iacono et al., 2008*) hosszúhullámú parametrizációja a vízgőz, szén-dioxid, ózon, NO,

CH<sub>4</sub>, és CFC esetén számítja az elnyelődést és a visszaverődést. A felhőzet hatásának vizsgálatára a felhők különböző rétegekben való átfedéséhez a McICA (Monte Carlo Independent Column Approximation) metódust, azaz maximális-véletlenszerűen átfedő sémát használ.

A régi referenciatartások során a felszín-légkör folyamatok szimulálására az NCEP-NCAR Noah felszínmodellt használtuk (*Tewari et al.*, 2004). A modellnek 4 talajszinten (10, 30, 60 és 100 cm) jelzi előre a talajhőmérsékletet és talajnedvességet, képes a hólepel és a fagyott talaj kezelésére. A legújabb futtatásokban a Noah séma egy továbbfejlesztett változatát, a Noah MP (multi-physics) (*Niu et al.*, 2011, *Yang et al.*, 2011) felszínmodellt használtuk, ami több opciót tartalmaz a felszín-légkör folyamatok számolására, több szinten kezeli a hóborítást akár folyékony víz tárolással is, képes az olvadás-újrafagyás kezelésére.

A modellben a határréteg parametrizálását tekintve az alkalmazott séma számolhat lokális, illetve egységes átkeveredéssel a határrétegben. Az utóbbi során beszélhetünk a régi referenciatartás során alkalmazott YSU (*Hong et al.*, 2006; *Shin és Hong*, 2011) sémáról. Ebben az esetben a modell a PHR magasságát az ún. bulk-Richardson szám segítségével egy kritikus értéknél definiálja. A YSU séma esetében a kritikus érték 0,25 stabil, és 0 instabil rétegződés esetén.

Lokális átkeveredéssel számol a BouLac (*Bougeault és Lacarrère*, 1989). Ebben az esetben a turbulens kinetikus energia (TKE) értéke előrejelzendő mennyiség, ezt a modell a szomszédos rétegekből számolja az adott vertikális szintre. A BouLac séma a határréteg magasságának meghatározására a – bár a TKE itt is prognosztikus változó - a részecske módszert alkalmazza. Ekkor a virtuális potenciális hőmérséklet segítségével ott definiálja a határréteg-magasságot, ahol a potenciális hőmérséklet ugyan annyi lesz, mint a földfelszínen.

A mélykonvekció az Ojos del Salado környékén nem meghatározó jelenség, ezért a modellben kizárólag egy mélykonvekció parametrizációt alkalmaztunk, ez pedig az új Egyszerűsített Arakawa-Schubert tömegfluxus séma mély és sekély konvektív komponensekkel és momentum-transzporttal. Az új futtatások esetében a d03-as mező 2 km-es felbontása miatt a legbelső mezőben a mélykonvektív folyamatok nincsenek parametrizálva, azokat explicit módon számolja a modell.

### **3. 4. Alkalmazott módszerek**

Számos változtatást hajtottunk végre a bemeneti adatokon, mivel azok nem feleltek meg a valóságnak. A referencia szimuláció eredményei nagyon távol álltak a valóságtól, ezért sorban négy módszert különböztetünk meg a bemeneti adatok változtatására. Bár külön módszerként nem szerepel, a talajtextúra is eltér az eredeti beállítástól.

#### **3. 4. 1 Talajnedvesség adatok lecsökkentése**

Tekintve, hogy a bemeneti adatok talajnedvesség értékei jóval magasabbak voltak, mint a valós mérések eredményei, ezért az első módszer esetében az eredeti bemeneti adatok 10%-ára csökkentettük le a talajnedvesség értékeket, úgy, hogy 3000 és 4000 méter magasságig fokozatosan az eredeti talajnedvesség 30%-a maradt, majd 4000 métertől 6500 méterig fokozatosan 10%-ra csökkent az érték. Ezzel elértük, hogy a bemeneti adatunk megfelelően közelítse a mérési adatot, illetve a mérés környezetében is feltételezhetően jobban megfelel a valóságnak a bemeneti adat.

#### **3. 4. 2. Hó kiszedése a bemeneti adatokból**

A mérési adatokból és az expedíció fényképeiből kiderült, hogy nem volt hó a mérés környezetében, holott a bemeneti adatokban szerepelt. A második módszer esetében ennek megfelelően megszüntettük a havat a kezdeti feltételek esetében. Ennek ellenére a szimulációk során a későbbi időlépcsőkben volt havazás.

#### **3. 4. 3. Talajnedvesség csökkentése és a hó kiszedése a bemeneti adatokból.**

Ebben az esetben az első két módszert kombináltuk, ezzel kiküszöbölve, hogy a modell a szimuláció során havat generáljon a környezetbe. A négy módszer közül, kettő egymásba ágyazott mező esetén ebben az esetben volt a legjobb a közelítés a mérési adatokhoz.

### **3. 5. Szimulációk**

A dolgozatban 8 szimuláció eredményeit mutatom be, amelyeket a 2. táblázat tartalmaz. Ezek közül a *WRF\_régi\_ref* és a *WRF\_régi\_ss* a szakdolgozatban használt legelső referenciarunok, illetve a hóréteg kivételével és talajnedvesség lecsökkentésével futtatott szimulációk, amiknek legnagyobb felbontása 10 km (d02-es mező).

A két referenciarunban számos különbség előfordul. Egyrészt a parametizációk ebben az esetben más beállításban futottak, illetve a modelldinamikában is történtek változtatások. Előfordult, hogy a keverési arány negatív értéket vett fel, ami egyrészt nem

lehet valós érték, másrészt rontja a modelleredményeket, ezért a negatív értékek nullával lesznek helyettesítve. Bevezetésre került egy vertikális sebesség csillapítás, ami a sebesség csökkentésével növeli a stabilitást. Mivel ez csak a nagy sebességű vertikális feláramlásokra van hatással, ezért elméletben nem kellene, hogy a szélesebbéget és az áramlást torzítsa. Emellett változtatásra került a hanghullámok időlépcsője, ami megadja, hogy a nagyobb sebességű hullámok mozgását egy időlépcsőn belül a modell hányszor számolja ki. Ezzel a beállítással növekedett a numerikus stabilitás.

Szimuláció kódja	Domain	Leírás
<b>WRF_régi_ref</b>	d02	-
<b>WRF_régi_ss</b>	d02	A talajnedvesség lecsökkentésével és hótakaró kivételével futtatott szimuláció
<b>WRF_ref</b>	d02 d03	Új referencifuttatás módosított dinamikával
<b>WRF_smois</b>	d02 d03	Új futtatás módosított dinamikával, a talajnedvesség lecsökkentésével
<b>WRF_snow</b>	d02 d03	Új futtatás a hótakaró kivételével
<b>WRF_ss</b>	d02 d03	Új futtatás a talajnedvesség lecsökkentésével és a hótakaró kivételével
<b>WRF_ref_wsm</b>	d02 d03	Új futtatás WSM5 mikrofizika parametrizációval
<b>WRF_ss_wsm</b>	d02 d03	Új futtatás WSM5 mikrofizika parametrizációval, a talajnedvesség lecsökkentésével és a hótakaró kivételével

2. táblázat. A felhasznált szimulációk kódjai és azok leírásai, illetve az eredmények szempontjából fontosabb mezők sorszáma.

A *WRF\_ref*, *WRF\_smois*, *WRF\_snow*, *WRF\_ss* a már ismertetett módszerekkel futtatott új szimulációk, az eredmények legfinomabb felbontásban a d03-as mezőn állnak rendelkezésre.

Mint az az eredményeknél látható lesz, a modell rosszul becsülte a felhőzet mennyiségét több szinten, ezért a referencifuttatás parametrizációs beállításain kívül készült még két szimuláció A *WRF\_ref\_wsm* illetve *WRF\_ss\_wsm* a mikrofizika parametrizáció megváltoztatásával futott szimulációkat takarja. Ez a mikrofizika séma volt

használva a régi referenciatartás esetében is.

Az érthetőség kedvéért a *Domain* oszlopban szerepel az egyes szimulációk esetében az eredményeknél bemutatott mezők azonosítója is. A d01-es, 50 km-es nagyságú mezőt az alacsony felbontás miatt nincs értelme bemutatni, így ezt nem is tesszük meg.

### 3. 6. Felhasznált validációs mérési programok és adatsorok

Mint azt már fentebb említésre került, a felszíni mérések hiányainak következtében csupán a mérési pont adatai állnak rendelkezésünkre, ami egy modell validációjához messze nem elegendő. Elégséges feltételt persze nem tudunk biztosítani a validációhoz, de felhasználhatunk további forrásokat is.

#### 3. 6. 1. Műholdas adatok

A NOAA által működtetett Aqua és Terra kvázistacionárius műholdak naponta két alkalommal haladnak át az Ojos Del Salado fölött. Mind a kettő műhold rendszerének része a MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) képalkotó szenzor, amely 36 spektrális síkban mér 0,405  $\mu\text{m}$ -tól 14,385  $\mu\text{m}$ -ig. A képek 250, 500 és 1000 méteres felbontásban állnak rendelkezésünkre, pásztázási szélessége 2330 km.

A műszer fontos adatokat szolgáltat a környezeti változások, a klímaváltozás kutatásához, felszíni, légköri és óceáni megfigyeléseket végez. Ebben az esetben mi a felhőzettel kapcsolatos produktumokat vizsgáltuk – többek között felhőborítottság, felhőtető hőmérséklet (Platnick *et al.*, 2015), illetve légköri hőmérséklet és nedvesség profilokat is felhasználtunk (Borbás *et al.*, 2016).

A két átvonulásból napi négy műholdkép áll rendelkezésünkre, ugyanakkor nem feltétlenül felhasználható az összes adat, amit a műhold szolgáltat. A rossz, illetve számunkra nem használható műholdképeket kiszórvva összesen 12 db adatsorunk maradt a mérési időintervallumra. Az adott szkennelésétől függően a rácspontok különböző távolságban lehetnek egymástól.

Műhold	UTC	Helyi idő
<i>Aqua</i>	05–06	01–02
	17–18	13–14
<i>Terra</i>	02–03	-1 nap 22–23
	14–15	10–11

3. táblázat. Az Aqua és Terra műholdak áthaladási ideje a vizsgált terület felett

Az úgynevezett „bowtie-effect”-nek köszönhetően a pásztázási tartomány széle felé a Föld görbülete miatt a tartomány kiszélesedhet, illetve egy-egy pásztázási sík ennek köszönhetően össze is csúszhat.

A Terra reggel északról délre haladva lépi át az Egyenlítőt, míg az Aqua délután halad délről északra. A műholdak átvonulási idejét a 3. táblázat taglalja.

### **3. 6. 2. ERA5 reanalízis**

Az ECMWF által készített és folyamatosan bővített reanalízis jelenleg 1979-től érhető el, egészen valós időtől visszaszámított 3 hónapig. Az ERA5 [1 - ERA5] adatai lefedik az egész bolygót, horizontálisan  $0,28^\circ$ -os rácsfelbontással, ami 30 km-nek felel meg. Vertikálisan 137 szintet tartalmaz (ebből 37 nyomási szintre tölthető le adat), a legmagasabb szint 80 km magasan található. Az adatbázis 4D-Var adatasszimilációs módszerrel készül.

Nagyszámú légköri, felszíni és óceáni változó található meg az órás időlépcsőben rendelkezésre álló adatsorban, amiből a validációhoz 2 méteres hőmérsékletet és szélesebbéget használtunk fel.

## 4. Eredmények és validáció

Az előző fejezetekben taglaltak szerint összesen tehát 8 szimuláció két mezőjét vesszük figyelembe, a különböző módszerek felhasználásával. Célom, hogy bemutassam, hogy a módszerek alkalmazásával, modelldinamika megváltoztatásával, illetve a felbontás finomításával, hogy változtak az eredmények, ezért a már egyszer bemutatott eredmények (Berényi, 2017) is szerepelnek új megvilágításban.

A validációhoz azonban a mérés eredményein kívül figyelembe vesszünk műholdas méréseket, és az ERA5 reanalízisét is, így pontosabb képet kaphatunk a modell jóságáról.

Bár a szimulációk február 10.-étől egészen február 14.-éig tartanak, a továbbiakban csak a mérés időtartamán belül eső szimulációs eredmények kerülnek bemutatásra. Az időpontok UTC-ben vannak megadva, ami helyi idő szerint -4 órát jelent.

Az eredmények jobb prezentálhatósága érdekében a számszerű különbségek mellett az egyes szimulációk méréssel való lineáris korrelációját, átlagos eltérését (1),

$$MBE = \frac{1}{N} \sum (\theta_{SZIM} - \theta_{OBS}), \quad (1)$$

illetve az átlagos négyzetes eltérést,

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum (\theta_{SZIM} - \theta_{OBS})^2} \quad (2)$$

is bemutatom, ahol  $N$  az időpontokban rendelkezésre álló mérési adatok száma,  $\theta_{SZIM}$  a szimulált eredmények,  $\theta_{OBS}$  pedig a mért eredmények egy pontban.

A kiszámolt értékek a felszíni hőmérsékletre és a szélesebességekre összesítve megtalálhatóak az 1. Függelékben.

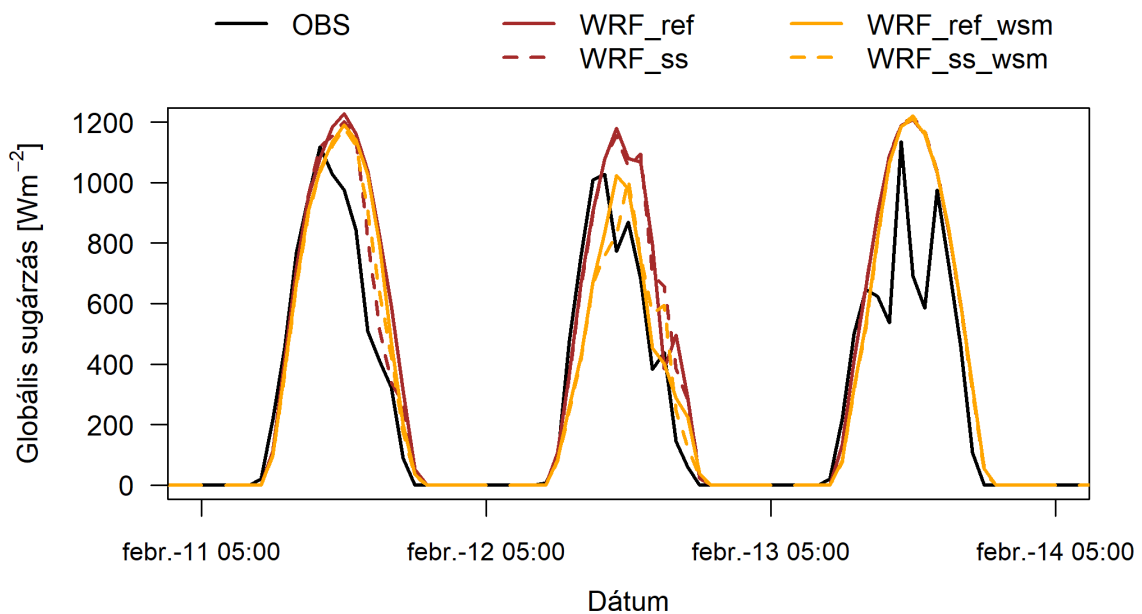
Összesen négy változót validálunk, ezek pedig a felszínközeli hőmérséklet, a globálsugárzás és felhőborítottság, szélesebesség és szélirány. Az eredmények összehasonlíthatósága és az összefüggések feltárása érdekében az egyes alfejezetek az egyes változók vizsgálatát taglalják.

### 4. 1. Globálsugárzás és felhőborítottság

A globálsugárzás bemutatása azért lényeges lépés, mert ennek segítségével be tudjuk mutatni az esetleges felhőzet jelenlétét a mérési pontban. A 2. ábra a mérési intervallumra ábrázolja a földre érkező sugárzást. A globálsugárzás már a szakdolgozatban is kiértékelt változó volt, a szimulációk hasonlósága miatt azonban a Referenciafuttatás és a *WRF\_ss* szimuláción kívül még egy új szimuláció eredményeit mutatom be.

A *WRF\_wsm* szimulációk az eredeti Thompson mikrofizika séma megváltoztatásával készültek, ugyanis – mint ahogy a későbbi ábrák is jól mutatják – a modell túl nagy területen, túl sok ideig fennálló magasszintű felhőzetet generált. Ennek eredményei sárgával vannak jelölve az ábrán. Látható, hogy az első nap közel megegyeznek az eredmények, eltérések csupán a nap második felében láthatók. A harmadik nap esetén a két szimuláció tökéletesen megegyezik, míg a sugárzás számottevően visszaesik, a csúcosság cumulus felhőátvonulásra enged következtetni.

A cumulus felhőzet mérete miatt általában parametrizálandó mennyiség, azonban 2 km-es felbontásnál már elhagyható a parametrizáció, ugyanis mérete miatt a felhőzet felülről több rácspontnyi területet. A cumulus felhőzet előrejelzése a modellben továbbra is nehezen megoldható feladat, és figyelembe kell vennünk, hogy egy-egy felhő átvonulása az 5 perces mérési időintervallumokban nagy változást okozhat, amit a 30 perces, vagy órás átlagolás is el tud simítani.



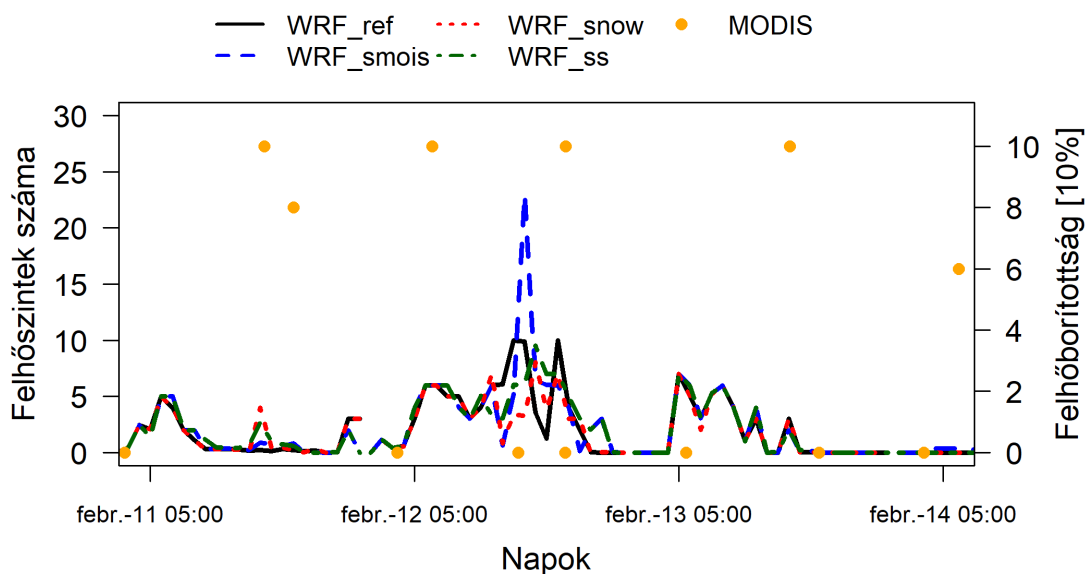
2. ábra. Globálisugárzás a mérés időintervallumára a Thompson és WSM5 mikrofizikai parametrizációkkal, a *WRF\_ref* és *WRF\_ss* szimulációkra.

Első ránézésre tehát nem tudhatjuk meg, hogy a harmadik napon lévő csökkenés pillanatnyi felhőátvonulásoknak köszönhető, vagy előfordulhatott a mérés környezetében, az Andok keltette zivatarlánc, ami huzamosabb ideig befolyásolta a méréseket. Ugyanúgy felmerül a kérdés a második nap esetében, ahol az új mikrofizika sémával futtatott szimulációk alacsonyabb globálisugárzás értékei arra engednek következtetni, hogy számottevő felhőzet előfordult a területen.

A vizsgálat szempontjából segíthet a felhőborítottság vizsgálata is. A modellben

rendelkezésre álló felhőfrakció megadja az adott rácspont felhővel borítottságának arányát, amit a 3. ábrán látunk. A felhőfrakció alapvetően háromdimenziós mennyiség, minden vertikális szinten rendelkezésre áll. Ahhoz, hogy el tudjuk dönteni, hogy az adott időpontban a mérés helyszínére eső rácspontban volt e felhőzet, kétdimenziós adatokat generáltunk belőle, a szintek számának összeadásával.

A továbbiakban műholdas adatokat is felhasználtunk a modell előrejelzéseinek vizsgálatára. A MODIS által szolgáltatott képek két dimenzióban állnak rendelkezésre, és számos felhőproduktum mellett felhőborítottságot is használhatunk, amik az adott leképezési cellában ugyancsak a felhővel borítottság arányát adják meg.



3. ábra. A modellszimulációk által adott felhős szintek száma (vonal), illetve a műholdak által mért felhőborítottság (pötty) összehasonlítása a mérési intervallumra.

Így lehet az, hogy míg a WRF adatok értékének maximuma a modellszintek száma, azaz 43, addig a műholdképek más skálán mozognak. Eredetileg 0–100 közötti értékeket kapunk, azonban ezt a jobb összehasonlíthatóság kedvéért az ábrán csak 0–10 skálán szerepelnek az adatok.

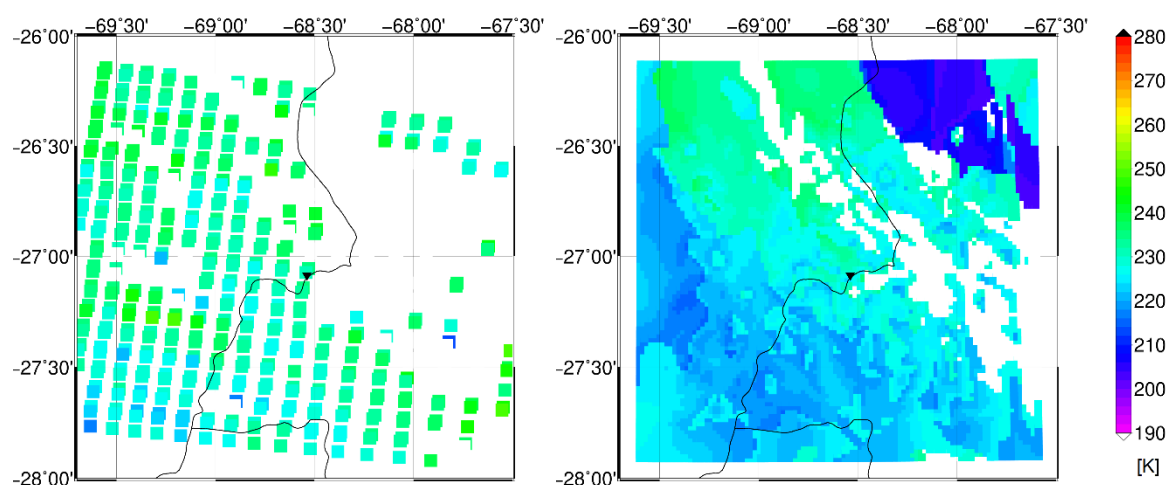
Látható, hogy az eredmények között igen nagy a szórás. A 14 műholdas mérésünkben összesen 4 alkalommal találta el a modell a felhőmentes időt, illetve 4 alkalommal jelezte előre a ténylegesen előforduló felhőzetet. Mivel a felhőborítottság egy kétdimenziós rácson áll rendelkezésünkre, illetve csak azt adja meg, hogy az adott rácspontban volt e felhőzet, vagy nem, így nem ad információt a felhőzet magasságáról, illetve struktúrájáról.

Mint ahogy arról már szó volt, egy modell validációjához egyetlen pont mérési eredményei

nem elegendők, főleg akkor, hogyha a mérőállomás önmagában is egy környezeti szempontból speciális, egyedülálló helyre települt. Ennek megfelelően a korábbi pontszerű vizsgálatok helyett a d03 mező területére összehasonlítottuk a mérési adatokat a szimuláltakkal.

Az említett okok miatt a felhőborítottság nem túl informatív, ezért inkább felhőtető hőmérsékletet használtunk fel, ami abból a szempontból előrelépés, hogy ez a produktum közvetetten információt szolgáltat a felhő magasságáról, illetve a struktúrájáról is. Ezeket az adatokat a WRF különböző szintjeiről kiválasztott hőmérsékletekkel hasonlítottuk össze. A módszer lényege, hogy az adott pontban megkeressük a legfelső pontot, amiben még felhő található, és annak a rétegnek a hőmérsékletét használva a háromdimenziós mezőnkől kapunk egy kétdimenziós képet. Ez önmagában nem megfeleltethető tényleges felhőtető hőmérsékletnek, de egy jó közelítést adja a vizsgálatokhoz.

A 4. és 5. ábra felhőtető hőmérsékleteket tartalmaz, jobb oldalon a modellszimuláció eredményeit két kiválasztott időpontra, bal oldalon pedig a műholdak által mért adatokat. A fehér szín a felhőmentes területeket jelöli.

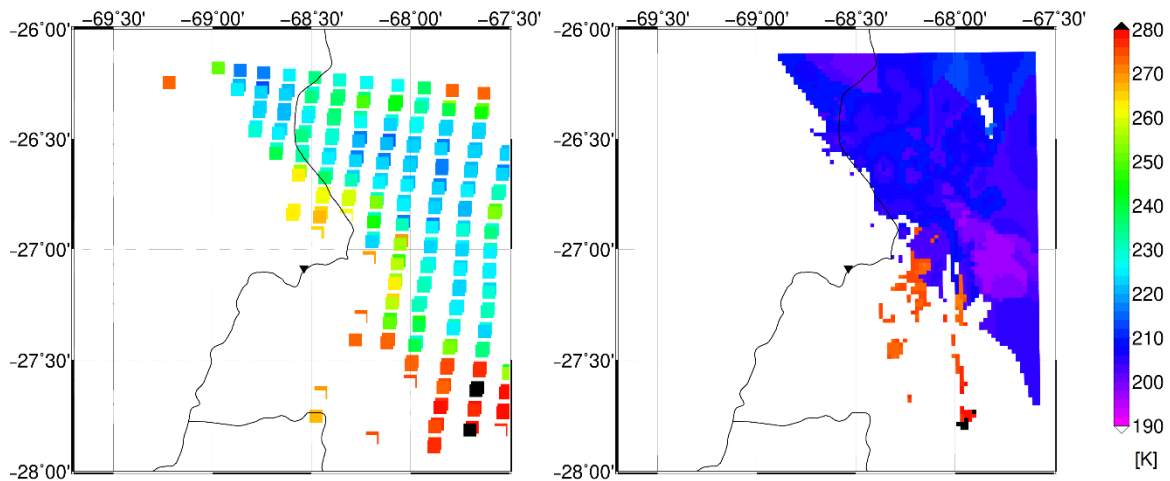


4. ábra. A Terra műhold által 02.11-én 15 UTC-kor készített kép a bal oldalon, WRF eredmények a felhőtető hőmérsékletre a jobb oldalon.

A modell számos esetben eltalálja a felhőtető hőmérsékletét, azonban számos esetben problémát jelent a felhő helyének előrejelzése. Sok szimuláció esetében megjelenik magasszintű felhőzet, aminek a műholdképek tanúsága szerint nem kellene generálnia a modellben.

Az 5. ábra 13-án 6 UTC-kor készült, azon a – már említett – napon, amikor a

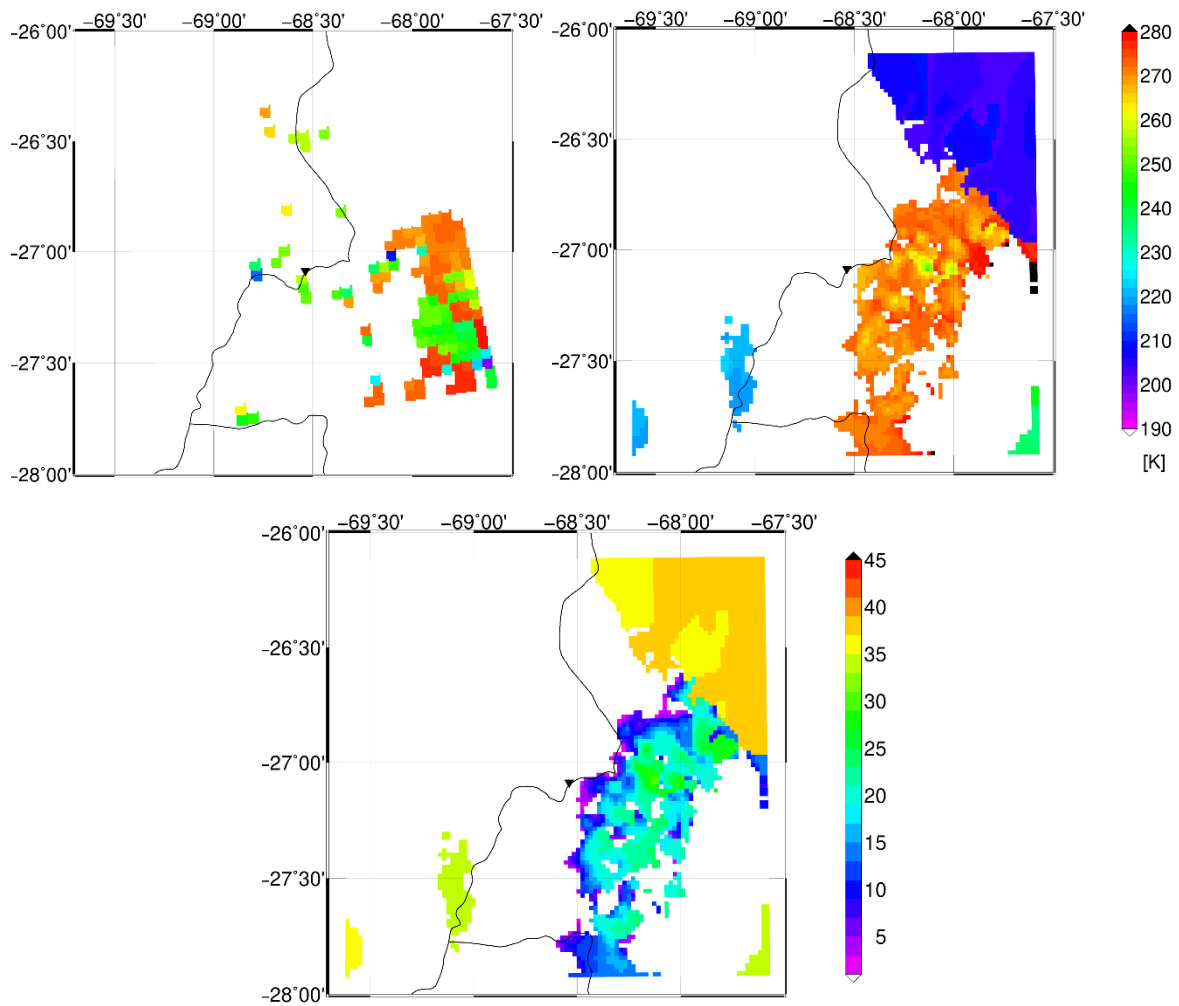
szimulációk előrejelzése a legstabilabbnak tűnik a felhőborítottság szempontjából. Jól kivehető és összehasonlítható a magasszintű felhőzet megjelenése a mérési ponttól északkeletre, illetve az alacsonyszintű orografikus felhőzet párhuzamosan a hegyvonulattal. Meglepő lehet az alacsonyszintű felhőzet felhőtető hőmérséklete, amely közel a környezet hőmérséklete, ugyanakkor figyelembe kell vennünk, hogy az ábrázolt terület minden pontja 3000 méter felett van.



5. ábra. Az Aqua műhold által 02.14-én 06 UTC-kor készített kép a bal oldalon, WRF eredmények a felhőtető hőmérsékletre a jobb oldalon.

A hőmérsékletek mellé kiszedtük azt a szintmagasságot is, amelyik rétegben legmagasabban található felhőzet, ami további információt szolgáltathat nekünk a felhőstruktúráról. Ennek taglalása a 6. ábrán, pontosan 2 órával az 5. ábra felvétele előtt, 14.-e 3 UTC-kor készült képen történik. Jól látható az alacsonyszintű, valószínűleg gomolyos felhőzet, amit a hegyvonulat készített orografikus emelkedésre. Az alacsonyabb felhőtető magasságok (az ábrán zöld színnel) jelölhetik a beágyazott zivatarfelhők jelenlétét. A hegylánc nagy tengerszint feletti magasságai miatt azonban a felhő nem tud átbukni a hegyen, viszont közel kerül a mérési ponthoz.

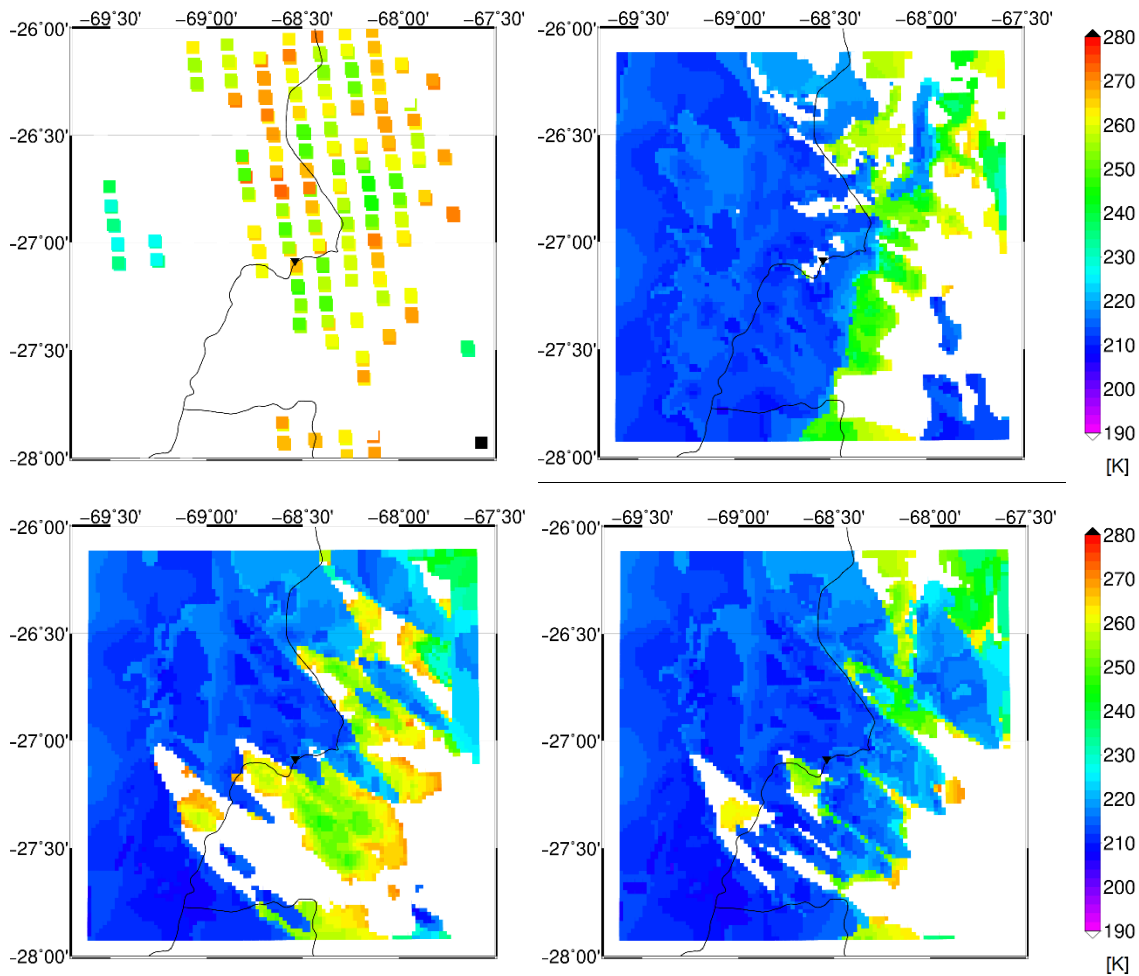
Bár a műholdképen a felhőtető hőmérséklete akár 240 K alá is csökken, a műholdképen pedig jóval homogénebb 260 K környékén alakul az érték, mégis mind a két esetben vannak olyan rácspontok, ahol fagypont felett van a felhőtető hőmérséklet akár hét fokkal. Összehasonlításképpen, ebben az időpillanatban a mérés pontjában 2 °C körül alakult a két méteres hőmérséklet, közel 6000 m-es magasságban.



6. ábra. A Terra műhold által 02.14-én 03 UTC-kor készített kép a bal oldalon, WRF eredmények a felhőtető hőmérsékletre a jobb oldalon fent, illetve felhőtető szintmagasságok lent.

A szintmagasság térképen jól látszódik, hogy a magas hőmérsékletű felhők mind az alsó pár rétegből kerülnek ki, míg az alacsonyabb hőmérsékletű, homogénebb felhőzet a legfelső szintek közül kerül ki. Alapvetően a magasszintű felhőzet előrejelzése itt is pontatlan, annak ellenére, hogy azon területek, ahova a modell magasszintű felhőzetet generált, nagyrészt kiesnek a műholdkép által lefedett tartományból. Érdekes viszont megfigyelni, hogy egy időponttal később, az 5. ábrán a felhőzet helye pontos, viszont a hőmérsékletekben vannak eltérések.

A 2. Függelékben lévő eredeti parametrizációkkal futtatott szimulációk eredményein végignézve észrevehető, hogy sok esetben fordul elő magasszintű felhőzet, ami a műholdképek tanúsága szerint nem volt ott. Éppen emiatt futtattuk a WSM5 mikrofizika sémával készült szimulációkat, hogy lássuk, ez a séma milyen hatással van a felhőzet jelenlétére a modellben. Erre a 7. ábrán látunk példát 02.13.-án 18 UTC-kor.



7. ábra. Felhőtető hőmérsékletek 02.13-án 18 UTC-kor. Balra fent látható a műholdkép, jobbra fent a *WRF\_ss* szimuláció, lent pedig rendre a *WRF\_ref\_wsm* és *WRF\_ss\_wsm* szimulációk eredményei.

A bal felső sarokban lévő műholdképen is látszódik felhőzet jelenléte, mint ahogy a szimulációk is előrejelezték. A jobb felső sarokban látszódik az eredeti parametrizációval futtatott felhőtető hőmérséklet a *WRF\_ss*, az eltérő hőmérsékletekről arra lehet következtetni, hogy különböző szinteken fordul elő felhőzet. Az alsó sorban bal oldalon a *WRF\_ref\_wsm*, jobb oldalon pedig a *WRF\_ss\_wsm* látható.

Érdekes, hogy a referenciatartás esetében kevesebb magasszintű felhőzet fordul elő. Ennek lehet oka az, hogy a referenciatartás esetében a hőmérséklet napi menete jóval alacsonyabb, mint a *WRF\_ss* futtatások esetében, több a rendelkezésre álló nedvesség a légkörben, ami a magasabb nappali hőmérséklet miatt nem fog az alacsonyabb szinteken kikondenzálódni, hanem csak a felsőbb szinteken. Ez azonban nem konzisztens a mérési eredményekkel, ahol a felhőtető hőmérsékletéről arra következtethetünk, hogy alacsonyabb szinten volt a felhőzet.

Érdemes azonban megfigyelni, hogy a *WRF\_ref\_wsm* futtatás kevesebb magasszintű felhőzete miatt jobban látszik az alsóbb szinteken lévő felhőzet, ami viszont már nagyobb egyezést mutat a műholdképpel. Ennek értelmében előfordulhat, hogy a magasszintű felhőzettől eltekintve, a modell az alacsonyabb szinteken lévő felhőzetet helyesen adja vissza.

Ha végignézzük a függelékben található térképeket, akkor láthatjuk, hogy a modellünk csak nagyon kevés esetben találta el a felhőzet helyét és tetejének hőmérsékletét. Némi pontatlanság abból is eredhet, hogy a műholdképek természetesen nem egész UTC órákban vannak, így a modellszimulációk között kerestük meg a legközelebbi időpontot. A legnagyobb időbeli eltérés így fél óra is lehet, ami egy cumulus felhőzet teljes élettartamát is jelentheti.

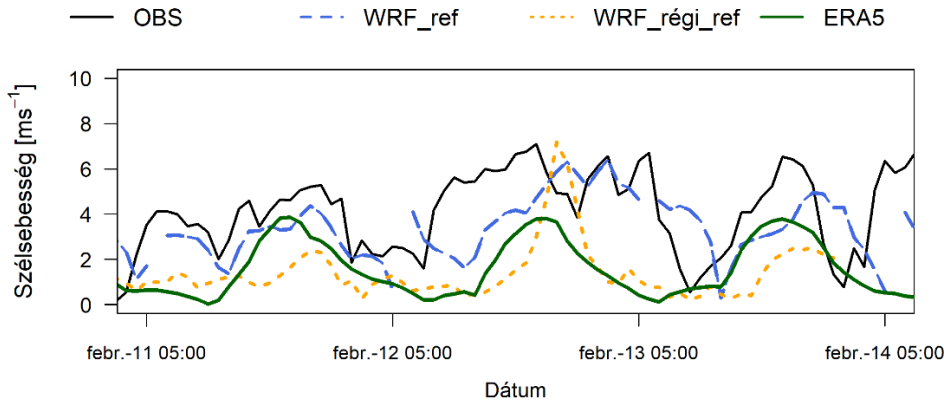
Mégis azt lehet mondani, hogy a pontatlanságok nagy része modellhiba, a műholdas adatok értékelése jórészt csak kvalitatív, mintsem kvantitatív formában történik.

#### **4. 2. Szélsébség és szélirány**

A mérés során szélsébség és szélirány adatok és rendelkezésünkre álltak, azonban a mérés 10 méteres magasság helyett csak 1,8 méteren történtek, ezért a szimulált eredményeinket minden esetben átszámoltuk 10 méterről a mérési magasságra.

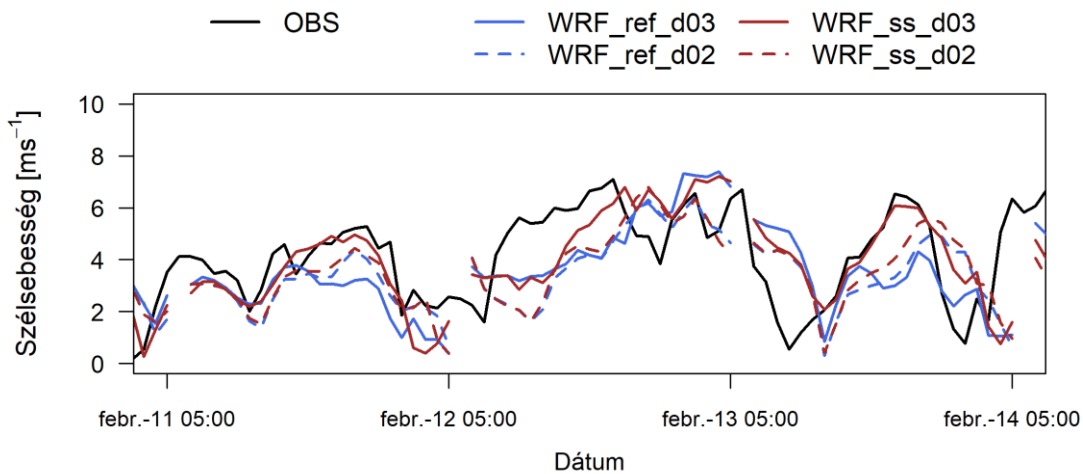
A d03-as mező bevezetésével a felszín jobb felbontása miatt a szél előrejelzéseink is változtak. Egyrészt jobbak az eredmények az új referenciatartás módosított dinamikai beállításai miatt, amit a 8. ábrán láthatunk a d02-es mezőre. Összehasonlításként szerepel az ábrán a régi referenciatartás eredménye, illetve az ERA5 reanalízise. Míg a régi referenciatartás esetében a szélsébség menete nem közelíti a mérését, és annak viszonylagos napi menetét, addig a reanalízisnek látható napi menete van. Bár a reanalízis – nem meglepően – lényegesen eltér a mérési adatsortól, rávilágít arra a lehetőségre, hogy a napi ciklikusságú szélsébségváltozást egy lokális légköri körzés okozza, ami jelen esetben a hegy-völgyi szél.

Ugyanakkor az 9. ábrán láthatjuk, hogy önmagában a referenciatartás nem hoz kielégítő eredményeket a szélsébségekre. Míg a d02-es mező átlagos négyzetes hibája 2,03 m/s a referenciatartás esetén, addig a *WRF\_ss* esetében ez az érték 1,98 m/s.



8. ábra. A két referencifuttatás szélsebessége összehasonlítva az ERA5 reanalízisével a mérési ponthoz legközelebb eső rácspontban.

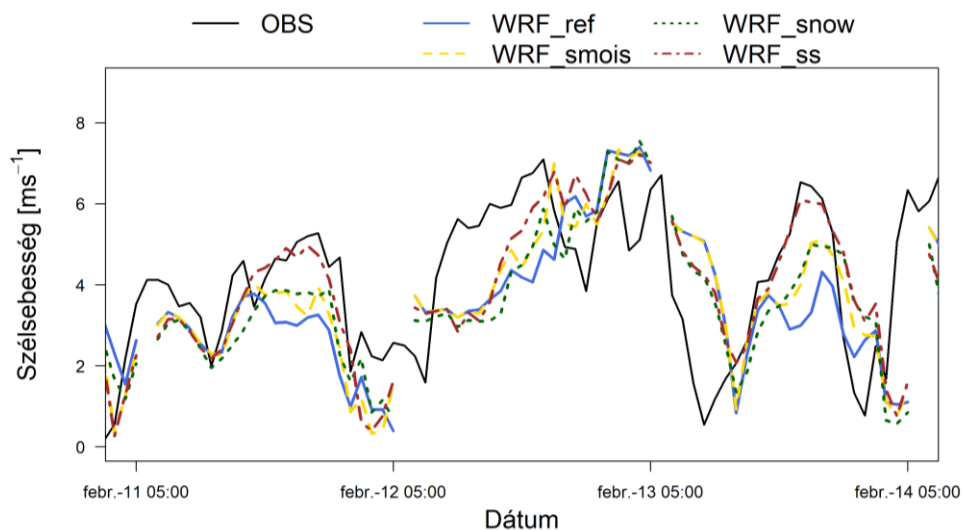
A d03-as mező eredményei közelebb állnak a mérési eredményekhez, de a legjobb előrejelzést a *WRF\_ss* szimuláció nyújtja ez esetben is. Jól látható azonban, hogy a d02-es mező a felszín pontatlanságából fakadóan alábecsüli a szélsebességet, ugyanis míg a referencifuttatás és a mérés átlagos eltérése  $-0,76$  m/s a d02-es mezőre, a d03-as mezőre már csak  $-0,502$ , a *WRF\_ss* szimulációra pedig rendre  $-0,59$  és  $-0,12$  m/s.



9. ábra. A *WRF\_ref* és *WRF\_ss* szimulációk összehasonlítása a középső és legbelső mező szélsebesség eredményeinek alapján a méréshez legközelebb eső rácspontban.

Ha jobban megnézzük az egyes szimulációk eredményeit a d03-as mezőre a 10. ábrán akkor láthatjuk, hogy a referencifuttatás hozza a legrosszabb eredményeket, és ahogy változtak a módszereink a bemeneti adatok módosítására, úgy lettek jobbak a szimulációk. A *WRF\_ref* és a mérések korrelációja  $0,48$ , amivel szemben javulást látunk a *WRF\_ss* szimuláció esetében, ahol a korreláció már  $0,63$ . A *WRF\_smois*, illetve *WRF\_snow* közel hasonló menetet eredményezett, a legjobb, esetenként magasabb értékeket a *WRF\_ss* érte el, nem véletlenül. Hótakaró esetében a sugárzó felszín szerepét a hó felszíne veszi át.

Mivel a hó magas albedóval rendelkezik, a felszínére érkező sugárzást nagyrészt visszaveri. Ez közvetlenül hat a szenzibilis és látens hőáram nagyságára, egyik hőáram sem éri el azt a mennyiséget, amit a hótakaró hiánya jelentene. Nedvesebb talaj esetében a beérkező sugárzás jelentős része fog a talajnedvesség párologtatására fordítódni, magasabb lesz a látens hőáram a felszínen, mint a szenzibilis. A mérés esetében a talaj szárazabb volt, mint az eredeti bemeneti adatokban, illetve nem volt hótakaró, ezért ebben az esetben közelítheti meg a hőáram a tényleges értékeket. Mivel a szenzibilis hőáram közvetlen hatással van a levegő hőmérsékletére, illetve eltérő felmelegedésére, ezért mondhatjuk, hogy minél nagyobb a szenzibilis hőáram mértéke, annál magasabb szélsőségek fordulhatnak elő. Ezt adja vissza a szimulációs eredmény is, jól láthatóan két olyan időpontot tudunk kiemelni, ahol a szimulációs eredmények a *WRF\_ss* kivételével mind elmaradnak a mért értékektől. Két ilyen – helyi idő szerint – délutánról beszélhetünk, az egyik 11.-e, a második pedig 14.-e.

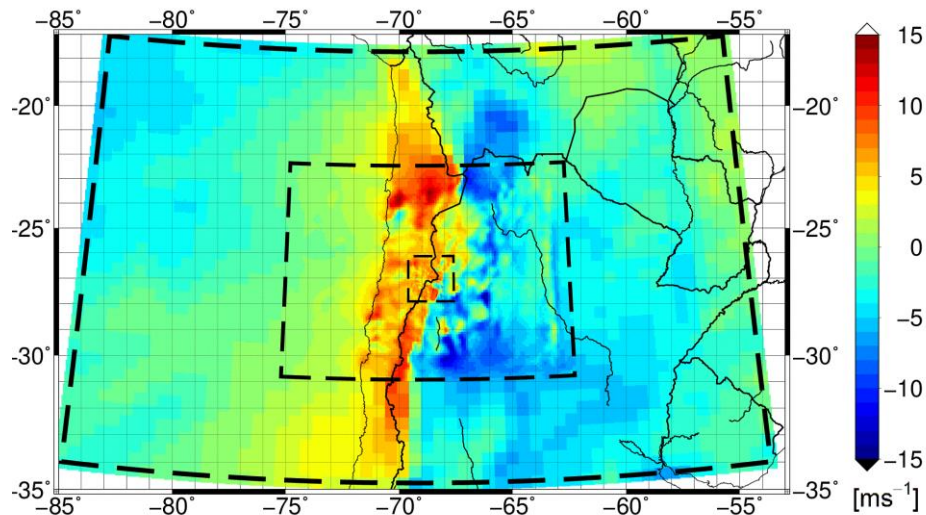


10. ábra. A különböző módszerekkel futtatott szimulációk d03-as mezőjének eredményei összehasonlítva a mérési adatokkal.

Az Andok – méretét tekintve – orografikus akadályként nem csak Dél-Amerika időjárását befolyásolja jelentősen, hanem az egész déli hemiszférára hatással lehet. Ilyen kiterjedés mellett érdemes megvizsgálni az uralkodó szélirányokat, és a hegyvölgyi szél érvényesülését is. A dél-amerikai kontinens helyzetéből fakadóan nem csak a hegyvölgyi-szél játszik szerepet, hanem a parti légköri, és mivel ezek egymás erősítő tényezők, arra számíthatunk, hogy kialakul egy légköri a partok és a hegység nyugati lejtőin.

11. ábra a már említett 11.-ei, helyi idő szerint 17 órás időpontban mutatja a nyugat-kelet irányú áramlások nagyságát. A pozitív értékek kézzel vannak jelölve, a nyugatias szeleket mutatják, míg barna színnel a negatív értékek a keleties szeleket jelölik. A

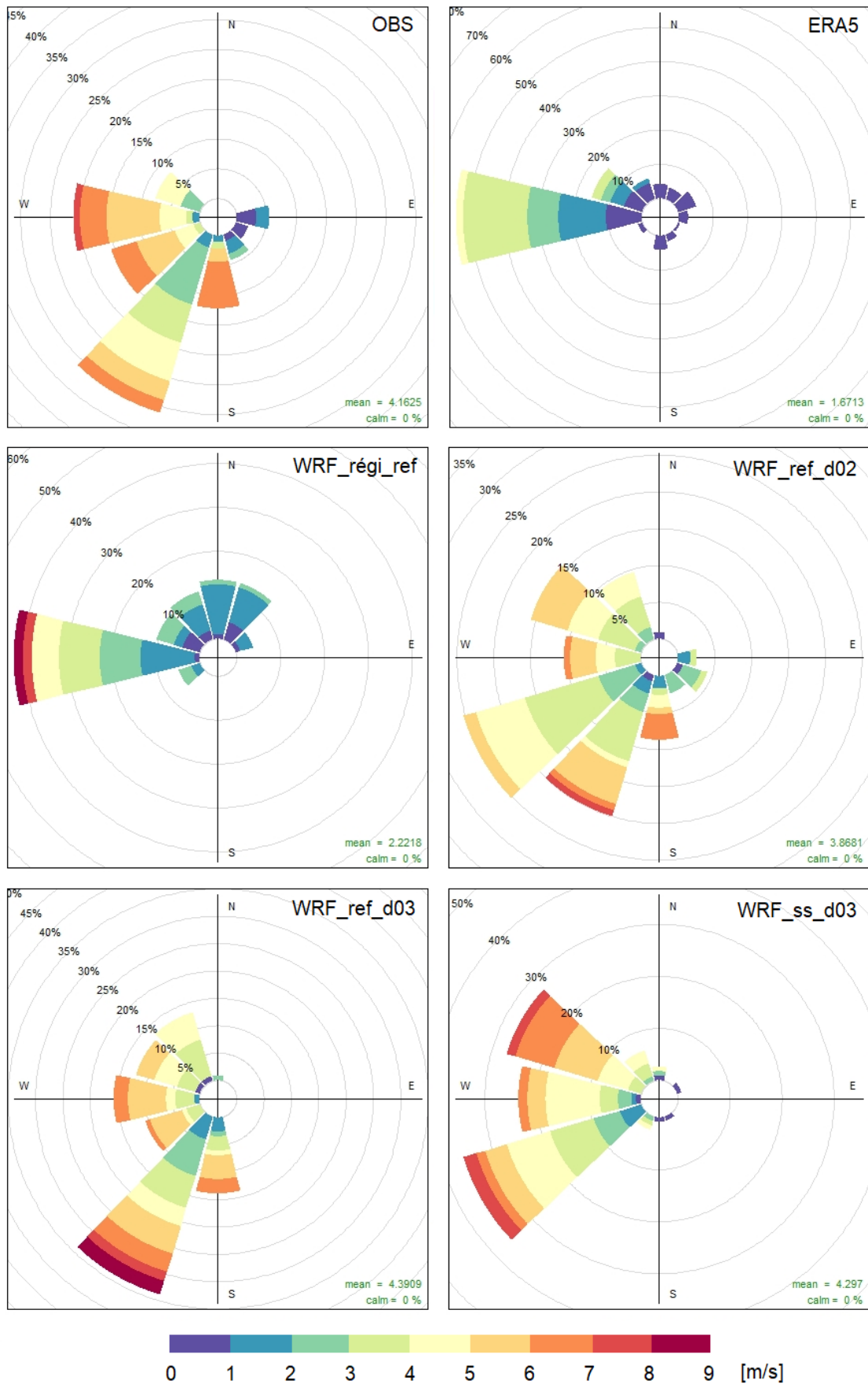
várakozásnak megfelelően tisztán látszódik a hegyvölgyi áramlás a hegység mind a két oldalán, viszont az óceán felőli oldalon erősebb az áramlás, egyrészt a parti légköri erősítő hatása miatt, másrészt pozitív irányban befolyásolja a szélességet a nyugatias alapáramlás is.



11. ábra. Uralkodó szélirányok kelet-nyugati irányban a szimulációk által lefedett területen. Pirossal a nyugatias áramlások, kézzel pedig a keleties áramlások.

A 12. ábrán láthatók az egyes szimulációk által számított szélességek, a szélirány függvényében. A legfelső, bal oldali ábra mutatja a mért értékeket. Jobbra felül az ERA5 reanalízise által számított eredmények, amik leginkább a referenciafuttatás d02-es mezőjével mutatnak hasonlóságot (középen, balra).

A reanalízis és a régi referenciafuttatás esetében felülreprezentáltak a szélességek a nyugati irányban, és míg mérés esetében nem mértek északi szelet, inkább csak délnyugat, dél felől érkezőt, addig az előbb említett két esetben az északias, északkeleties szelek voltak jellemzők, a déli, délnyugatias áramlások viszont egyáltalán nem. Az ERA5 eredményei ezen ábra, és a 8. ábra alapján arra enged következtetni, hogy egy cirkuláció igenis határozottan befolyásolja az áramlást. A szél nyugatias – csak úgy, mint az alapáramlás. A magasabb szélességek nap közben mind nyugatias irányból származnak, ami megfelel a hegy-völgyi légköri elméletének. Az alacsonyabb szélességek rendszerint a többi égtájhoz tartozó irányokból származnak, ami azt a feltételezést indukálja, hogy a két szimuláció esetében olyan meghatározó az alapáramlás, hogy módosítja a hegység lokális áramlását. Ennek oka a felszín gyenge felbontása. A szélirányt és szélességet is egyértelműen befolyásolja a felszín érdessége, az ERA5 30 km-es felbontása mellett a felszín jóval simább, mint a valóságban.



12. ábra. Szélirányok megoszlása a szélesebbégek függvényében.

A régi referenciatartás esetében érdemes azonban megfigyelni, hogy a 12.-ei kiugró szélesség mennyire torzítja képet a maximum sebesség szempontjából. Ezen szimuláció esetében is látszódik a szélesség napi menete, azonban olyannyira elmarad a mérési eredménytől, hogy a nyugati szélességek kivételével az egyes égtájokról származó szélirányok gyakorisága a legtöbb esetben 10% alatt van.

Ebből a szempontból előrelépést mutat az új referenciatartás d02-es (középen jobbra) és d03-as (lent balra) mezője, ahol a mérésnek megfelelően nagyobb esetben fordultak elő nyugatias szelek. A szélességek a d03-as mező eredményeihez állnak legközelebb, ahol az átlagos szélesség között 0,23 m/s az eltérés, és ebben az esetben a legnagyobb a hasonlóság a dél-délnyugati szelek előfordulási gyakoriságának, a mérés esetében 31%, míg a d03-as mező esetében 34%. A nyugatias áramlások azonban mind a két esetben a mért értékek alatt vannak, és láthatjuk, hogy a d02-es mező eredményeiben a nyugat-délnyugatias szelek kapják a legnagyobb hangsúlyt.

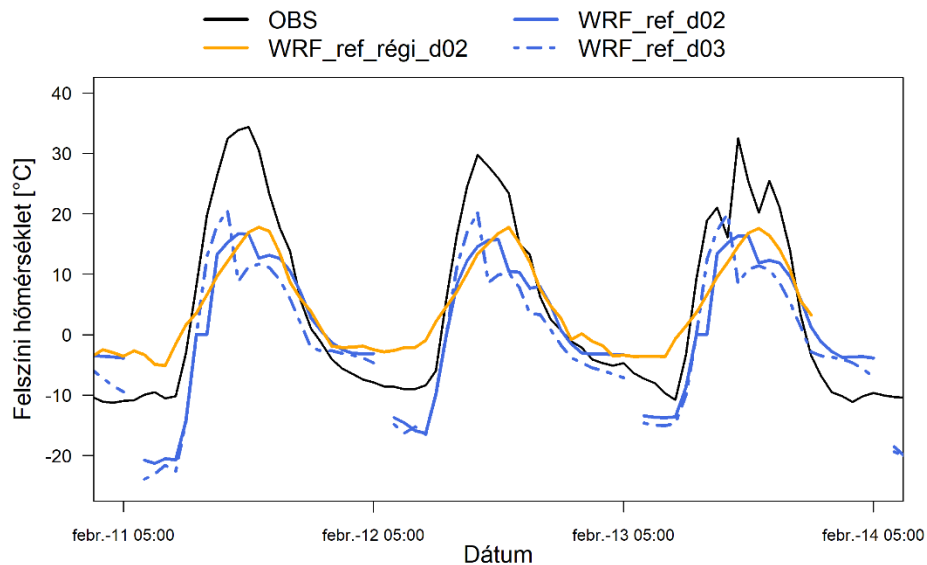
Érdemes megfigyelni azonban, hogy a d03-as mező esetében a modell egyáltalán nem számolt keleties szelekkel, holott a vizsgálat alatt – bár jóval kisebb arányban, és sebességekkel – mértek keleties szeleket. Ebből a szempontból a d02-es mező pontosabbnak látszik, ugyanakkor meg kell jegyeznünk, hogy a mezők szélirány, illetve szélesség gyakoriságokból eredő pontatlansága eredhet a felszín nem megfelelő reprezentáltságából. Már említésre került, hogy a modell még 2 km felbontással sem feltétlenül tudja kezelni az Andok helyenként nagymértékű szintemelkedéseit, és bár a mérési koordináták tengerszint feletti magassága most már közelítően megegyezik a d03-as mező által kijelölt legközelebbi rácspont magasságával a környező pontok eltérő magasságokat adhatnak, ami jelentősen befolyásolhatja az áramlást az adott területen.

Az ábra utolsó részében, (jobbra, lent) láthatjuk a *WRF\_ss* szimuláció által adott szélességeket, illetve szélirányokat. Meglepő különbség a kettő között az uralkodó szélirány, ugyanis  $30^\circ$  különbség van, a hőfluxusok arányainak változása magyarázza a szélességek változását, de nem a szélirányokét. Ha csupán a szélességeket nézzük, akkor azt mondhatjuk, hogy a *WRF\_ss* jobb becslét ad, mint a referencia, azonban, ha a gyakoriságokra pillantunk, láthatjuk, hogy ez a szimuláció erősen a nyugatias szelek irányába torzít. Abból a szempontból viszont a referenciatartás sem eredményes, hogy van egy kiugró dél-délnyugati komponense, bár a 8 m/s-nál magasabb szélesség 3%-os gyakoriságáról arra következtethetünk, hogy ez pillanatnyi kiugró érték.

### 4. 3. Hőmérséklet

A 18 mért változó között szerepel talajhőmérséklet 4 szinten, illetve felszínközeli hőmérséklet, ezek közül a legutóbbi eredményeit fogom bemutatni. Mint azt már említettem, a kétméteres hőmérséklet esetében a műszer összeköttetése nem volt megfelelő, ezért a műszerdoboz hőmérséklete áll rendelkezésünkre, ami közelítése a valós eredményeknek.

A 13. ábrán referenciatartások eredményei láthatók két domainre. A régi referenciatartás csak a d02-es mezőre érhető el, az új referenciatartás pedig mind a kettő mezőt bemutatja. A két tartás között a dinamikai beállítás a különbség.



13. ábra. Referencia futtatások felszínközeli hőmérséklete a d02-es és d03-as mezőkre. A régi referenciatartás más dinamikai beállítással futott.

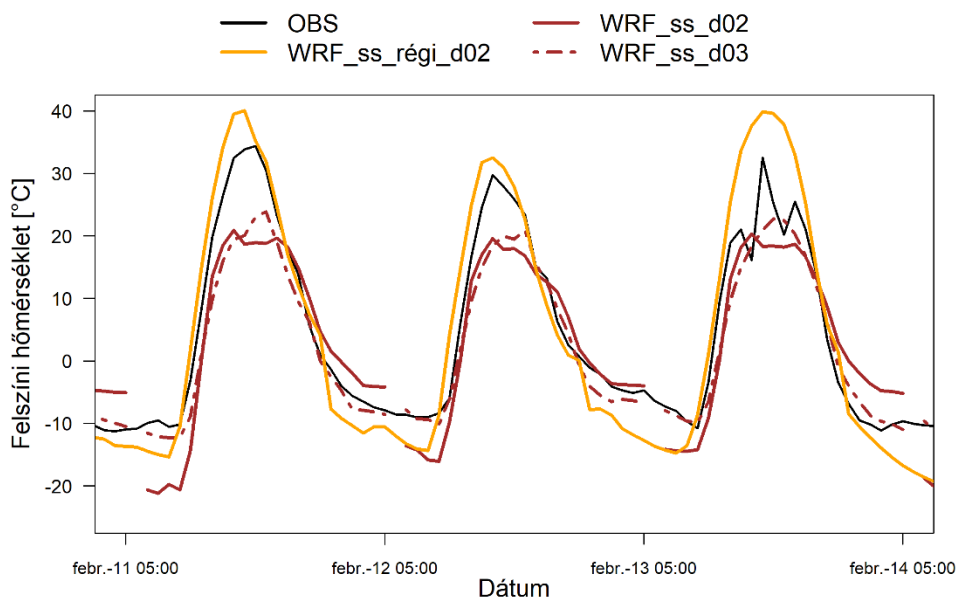
Már a d02-es mezők eredményei is nagy különbséget adnak. Nagy probléma volt a régi futtatások esetében, hogy a hőmérséklet napi menetének tendenciája nem követi a mérés eredményeit, hanem míg a mérés során a hőmérséklet nap elején gyorsan növekedett, és a napi maximum után lassabban csökkent, addig a modell épp fordítottan szimulálta a menetet. Ez az adatok és a szimuláció közötti korreláción nem mutatkozik meg, ugyanis a 0,94-es értékre a második legjobb a vizsgált adatsorok között. Az, hogy az adatok változása megegyezik az nem árul el azonban semmit a szélsőséges eltérésekről. Az átlagos hiba - 1.31 °C, ami nem tűnik ki a szimulációk közül, és meglepő módon az RMSE 8,2 °C-os értéke sem végzett a legrosszabb helyen.

Az említett lassú emelkedés, majd gyors csökkenés a módszerek alkalmazásával valamelyest javult, és a *WRF\_régi\_ss* futtatás tendenciája közel megegyezett a méréssel (14. ábra). Ez persze nem jelenti azt, hogy a modell megfelelően működik a térségben. Számos

esetben felülbecsül, érdekes azonban, hogy az új futtatás d02-es mezőjének eredményei azonban lényegesen elmaradnak a régi futtatástól, és még mindig közel 20 °C a különbség a mérés és a szimuláció között.

Ennél látszólag jobb eredményt hoz azonban az új referenciatartás d03-as mezője. Ez ellentmond azzal, hogy az RMSE a d02-es mező esetében 8,87 °C a d03-as mező esetében 9,34 °C az adatok korrelációja pedig közel megegyezik, így a legbelső mező referenciatartása rendelkezik a legrosszabb eredményekkel.

A belső mező maximum hőmérséklete minden nap magasabb, mint a középső mező esetében, ugyanakkor érdemes megfigyelni a szignifikáns csökkenést a hőmérsékletben, ami minden esetben helyi idő szerint délután folyamán történik.



14. ábra. WRF\_ss futtatások összehasonlítása a d02 és d03-as mező felszínközeli hőmérsékleteinek eredményeire.

Ez nem túl meglepően összefügg a lokális áramlásokkal, ugyanis nap közben a légtömegek a légkörzésnek megfelelően a hegy felé áramlanak, megindul a felhőképződés főképp a keleti oldalon, és ez eredményezheti a hőmérséklet csökkenését. Az új referenciatartás d03-as mezőjének rossz becslése magyarázható a szintmagassággal. Míg a régi referencia esetében a legmagasabb pont 5700 méteren van, addig ebben az esetben a legmagasabb szintmagasság 6500 méter felett van.

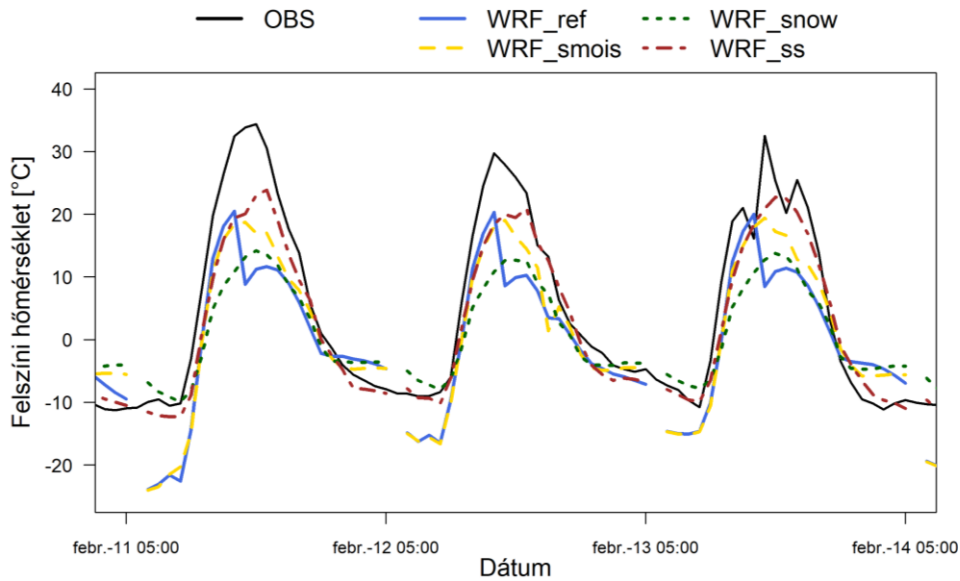
Ami a mi szempontunkból érdekesebb, hogy a régi referenciatartás egyik szinten sem termelt ki ennyi felhőzetet, emellett a meglévő felhőzetünk a globálsugárzás napi menetében nem okoz ekkora visszaesést, mint a hőmérsékletben.

Elmondható, hogy a d03-as mező első látásra nem tűnik ígéretesnek, de úgy, ahogy a szakdolgozat esetében a módszerek javítottak a szimulációs eredményeken, úgy ebben az esetben is elérhető javulás. A d03-as mező finomabb felbontása miatt a mérés helyszínéhez legközelebb eső rácspont tengerszintfeletti magassága is módosult. Közel 500 méterrel magasabban van a legbelső domain rácspontja, Ez a magasságnövekedés átlagosan 3,25 °C-t kellene, hogy jelentsen a hőmérséklet csökkenésében az átlagos vertikális hőmérsékleti gradiens értelmében, azonban úgy tűnik, hogy a szimulációk a magasságra egyáltalán nem érzékenyek, inkább csak az alkalmazott módszerekre. A régi referencifuttatás valóban magasabb hőmérsékletet jelzett előre minimumnak, viszont, ha megnézzük a *WRF\_ss* futtatást, akkor láthatjuk, hogy a három megjelenített szimuláció között épphogy a d02-es mezők eredményei adták az alacsonyabb hőmérsékletet, szemben a d03-as mező eredményével, ami a minimum hőmérsékletet a mérésnek megfelelően jelezte előre.

A 15. ábrán láthatók az egyes futtatások által szimulált felszínközeli hőmérsékletek a d03-as domainre. Még a legjobbnak értékelt *WRF\_ss* szimuláció is alulbecsül, és érdekes módon a régi referencifuttatások alkalmával a *WRF\_snow* szimuláció jobban teljesített, mint a referencifuttatás, az új szimulációknál éppen, hogy ebben az esetben vannak a legnagyobb eltérések. A két legjobbnak bizonyuló szimuláció a *WRF\_smois* és *WRF\_ss*, ez utóbbi esetében jelentős javulás látható a referencifuttatáshoz képest, a korrelációja ugyanis 0,97, az RMSE pedig 4,81 °C, ami az összes szimuláció közül a legalacsonyabb. Az átlagos eltérés a már említett régi referencifuttatás kivételével mindig negatív, tehát a modell minden esetben alábecsülte a felszíni hőmérsékletet. A referencifuttatás esetében átlagosan 0,5 °C-al, a *WRF\_ss* esetében pedig 0,12 °C-al.

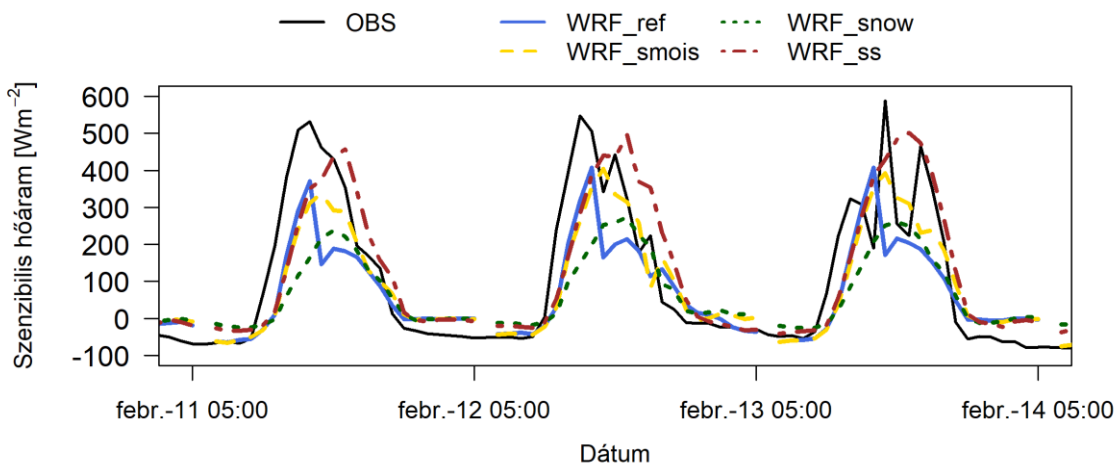
A *WRF\_smois* és *WRF\_ss* jobb teljesítménye nem véletlen. A korábbiakban már volt szó a talajnedvesség fontosságáról. A 16. ábrán látható szenzibilis hőáram menete is mutatja, hogy azoknál a módszereknél, ahol lecsökkentettük a talajnedvességet, nagyobb szenzibilis hőárammal számol a modell.

Mivel az előbb említett orográfikus felhőzet által érintett terület jelentős része esik 3000 m tengerszint feletti magasságra, ezért az alkalmazott módszer értelmében a talajnedvesség eredeti bemeneti adata le lett csökkentve, nincs nedvességutánpótlás ezen a szinten, ami pedig meggátolja a további felhőzetet, amik így nem olyan vastagságban, vagy egyáltalán nem érik el a mérési pontot.



15. ábra. A d03-as mező felszínközeli hőmérsékletének eredményei az összes alkalmazott módszerre, a mérés intervallumában.

Teljes mértékben csak azon két módszer esetében szűnik meg a hőmérséklet visszaesése, ahol a hótakaró is megszüntetésre került. Ennek oka, hogy a bemeneti adatként a szimulációban lévő hótakarót a modell az idő előrehaladtával elpárologtatja, ami plusz nedvességet jelent a légkörben, ami szintén segíti ezen a szinten a felhőképződést, és míg a *WRF\_smois* esetében fellelhető a mérési adatokban nem látható visszaesés, addig a *WRF\_snow* és *WRF\_ss* esetében ez egyáltalán nincs.



16. ábra: Szenzibilis hőáram az egyes futtatások esetében.

A hőmérséklet napi menete is ingadozást mutat az egyes szimulációk között. Megfigyelhető, hogy bár a bemeneti adatok ugyan azok a reggel 6 órasi időpontra, mégis az egyes minimumhőmérsékletek között akár 10 °C eltérés is lehet. A legmagasabb – és

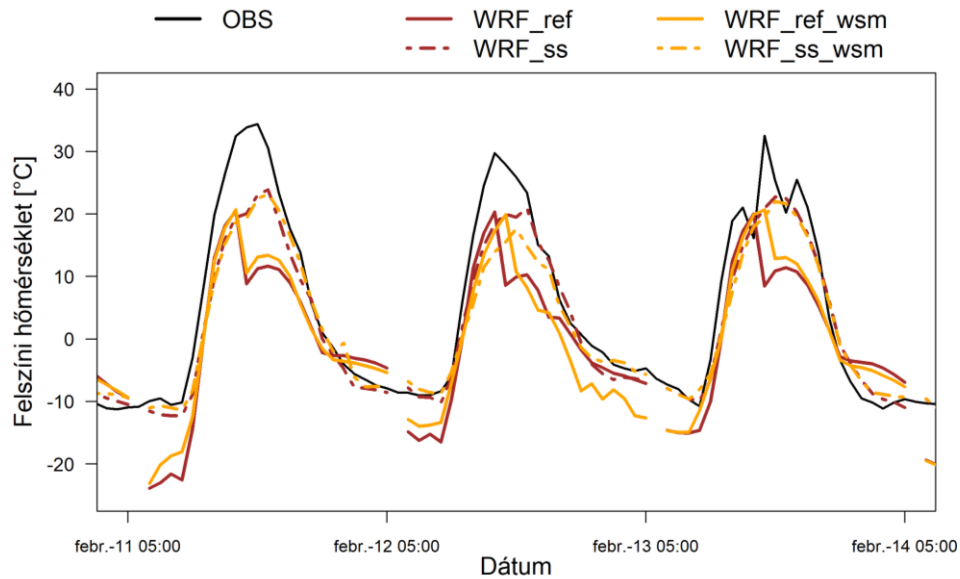
méréshez közelebb eső reggeli hőmérsékletet azok a szimulációk jelezték előre, amelyek a hótakaró nélkül futottak., ami érthető módon azért fordul elő, mert a hideg hótakaró alacsonyabb hőmérsékleteket eredményez. A mérésnél 2 °C-kal magasabb minimumhőmérsékletet adott a *WRF\_snow*, ugyanis ebben a kondícióban lesz a talaj lehülése a legkisebb. Az eredeti talajnedvesség megtartása a napi menet kisebb ingadozását jelenti, hiszen ugyan úgy, ahogy nap közben alacsonyabb lesz a maximumhőmérséklet, úgy a minimumhőmérséklet sem csökken le annyira, mint a szárazabb talaj esetében. Legjobban a *WRF\_ss* közelíti a reggeli hőmérsékletet, viszont a hőmérséklet napi menetét, és ingadozását jobban visszaadja a *WRF\_smois* szimuláció.

Amennyiben ennek a szimulációnak pontosabb minimumhőmérséklete lenne, közel azt a napi menetet adná vissza, ami a mérés esetében előfordul, láthatjuk azonban, hogy a reggeli alacsony hőmérséklet nem a bemeneti adat hibája, és a *WRF\_ss* szimuláció pedig nem ad vissza olyan nagy hőmérséklet ingadozást, mint ami várható lett volna.

A felhőzet bemutatásánál már szóba került a 13.-án a keleti oldalon fellépő orografikus zivatarlánc, amely érintette a környéket, csapadékot adva az alacsonyabban fekvő területeken. Mint ahogy a globálsugárzás napi menetén, úgy a hőmérsékleten is meglátszódik.

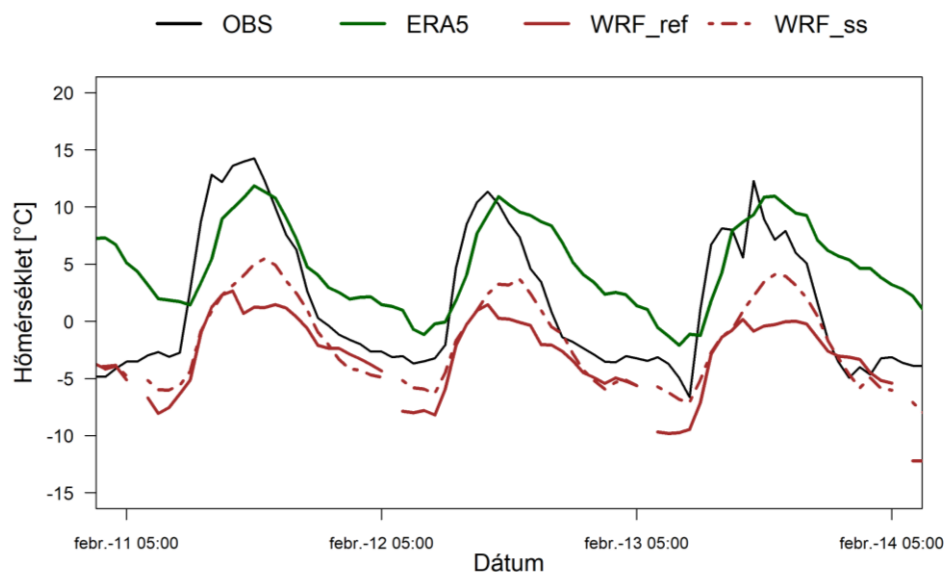
A felhőzetnél már felmerült a szimulációkban lévő túl sok magasszintű felhőzet, a műholdképek tanúsága szerint nem volt ilyen mennyiségű. Bár előfordult magasszintű felhőzet, a modellben lévő, napközben szinte folyamatosan fennálló magasszintű felhőzet módosíthatja a szimulációs eredményeket a felszínközeli állapotthatározókra. Ezért készítettünk szimulációkat, amik a mikrofizika séma megváltoztatásával készültek. Az eredmények a *WRF\_ref*, illetve *WRF\_ss* szimulációkra a 17. ábrán láthatók, a d02 és d03-as mezőkre. A referencifuttatásban nem okozott nagy változást a parametrizációváltás, megfigyelhető azonban, hogy a második két napon a felhőzet érkezése későbbre időzítődik, illetve a második napon folyamatos a felhőzet jelenléte, és ebben az esetben a hőmérséklet újra megemelkedése nem is történik meg.

A *WRF\_ss* szimuláció szempontjából a két futtatás eredményeit nagyrészt csak a második napon változtatja meg a mikrofizika séma váltása, a WSM5 sémával készül szimuláció jóval alacsonyabb hőmérsékleteket ad. A minimumhőmérsékletekben lehetnek még eltérések, viszont ezek a többi hőmérsékleti differencia mellett elenyésző mértékben felfedezhetők.



17. ábra. Felszíni hőmérséklet a Thompson és WSM5 mikrofizika parametizációk összehasonlításával.

A mérésen kívül rendelkezésünkre álló reanalízis és műholdképek azonban nem felszíni hőmérsékletet adnak eredménynek. Az alábbi ábrán látszik a reanalízis és a modell referenciafuttatásának két méteres eredménye. Az ábra szemléletesen mutatja, hogy az analíziseknek, vagy reanalíziseknek – akár mint bemeneti adat – mekkora pontatlansága lehet. Ebben az esetben az eltérés a mérés között akár 10 °C körül is alakulhat. Habár a maximumok esetében a reanalízis jobban közelít, mint bármelyik szimulációnk esetében, határozottan nem egyezik a napi hőmérsékletingadozás, és a minimumhőmérsékletek is több fokkal túlbecsültek.

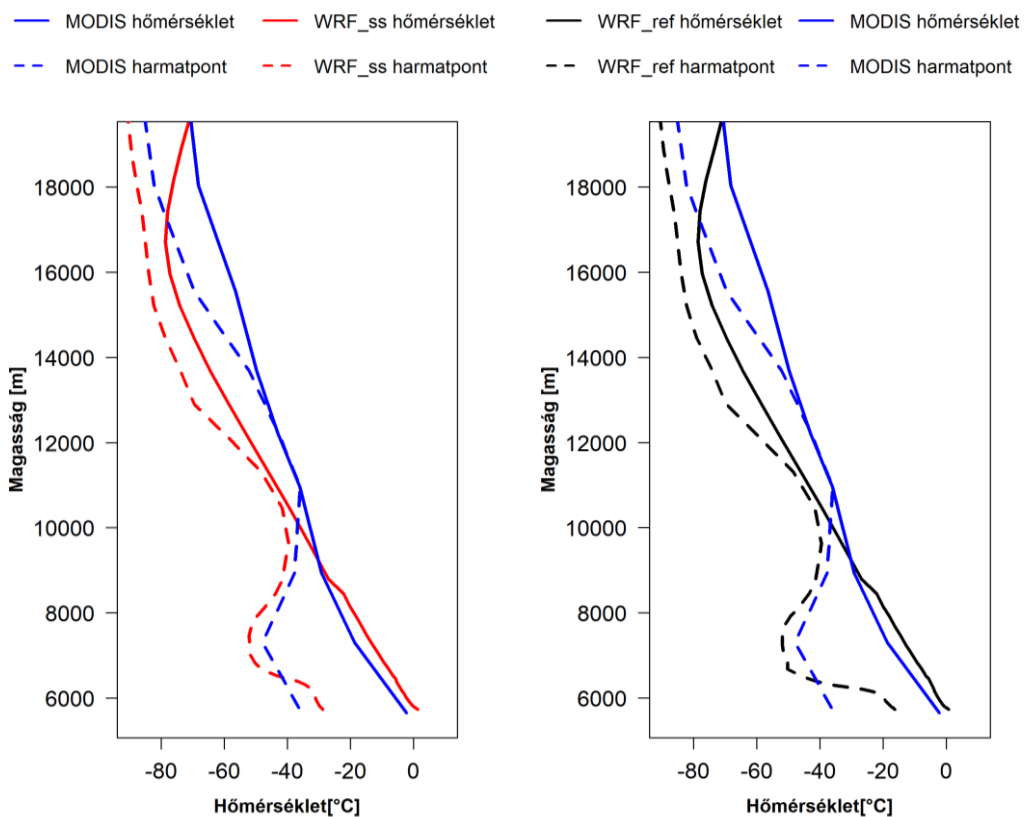


18. ábra. Két méteres hőmérséklet összehasonlítása ERA5 reanalízissel, a WRF\_ref és WRF\_ss szimulációkkal.

Ha a modelleredményeinket hasonlítjuk össze a reanalízissal, az látható, hogy a napi menet tekintetében összefüggés van a reanalízis és a szimulációk között, mint a szimulációk és a mérés között. Figyelembe kell azonban venni a már említett tény, hogy a két méteres hőmérséklet esetében csak a műszerdoboz hőmérséklete áll rendelkezésünkre, ezért ez nem tekinthető pontos eredménynek. Az ERA5 reanalízis 31 km-es rácson áll rendelkezésünkre, ami finomabb felbontás, mint a d01-es mezők 50 km-es felbontása, azonban a mérőállomások szolgáltatva szinoptikus mérések hiányában az analízis pontatlan lehet.

A vertikális vizsgálathoz felhasználtuk a MODIS által szolgáltatott vertikális profilozás eredményeit, és ezeket hasonlítottuk össze a modellszimulációk eredményeivel. Ebben az esetben csak az eredeti referencia, illetve az utolsó, és egyben legjobb bizonyuló, a hó kivételével és talajnedvesség lecsökkentésével futtatott szimuláció eredményei kerültek ábrázolásra.

A 19. ábrán az első mérési nap eredményei láthatók az Aqua műhold 18 UTC-s áthaladásakor. Az alsóbb rétegekben pár fokos eltéréssel, de jól követi a szimuláció a profilos mérést. A magasabb rétegekben ezzel szemben már sokkal nagyobb az eltérés, mind a hőmérséklet, mind a harmatpont esetében.

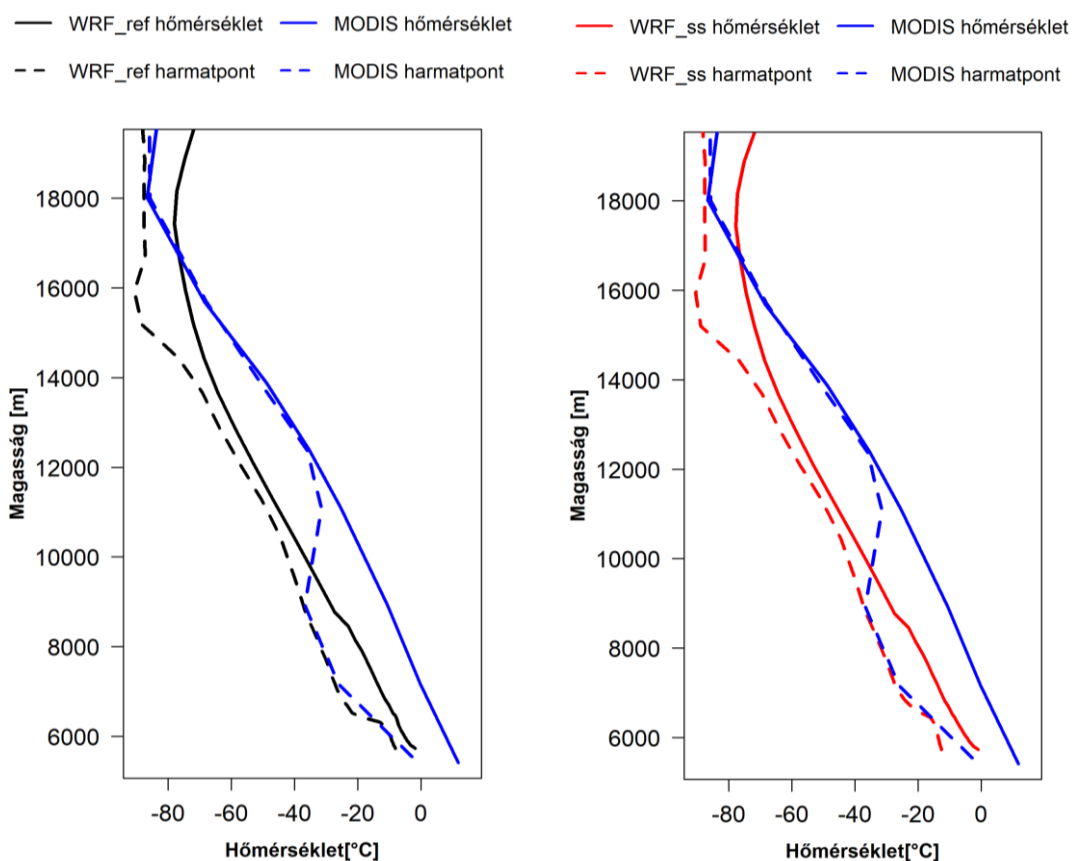


19. ábra. A mérési ponthoz legközelebbi rácspontban 11.-én 18 UTC-kor készült vertikális profil összehasonlítása a szimulációs eredményekkel.

A várakozásnak megfelelően a *WRF\_ss* esetében a harmatpont a felszínen sokkal alacsonyabban van, mint a referencia esetében, és ez jobban is közelíti a mérési eredményeket.

Érdekes megfigyelni, hogy a tropopauza a modell 16 km-es magasságában található, míg a műhold esetében sokkal magasabbra helyezhető.

Ha visszanezünk az 3. ábrára, akkor láthatjuk, hogy egyedül a 13.-ai nap az egyetlen, ahol az összes szimuláció ugyanúgy jelezte előre a felhőzet megjelenését, és a mérések globálsugárzás adataiból is tudjuk, hogy ez ténylegesen egy felhős nap volt. Ha megnézzük az ehhez tartozó profilos mérést ugyancsak 18 UTC-re, akkor láthatjuk, hogy a műholdas adatokban is látszódik a magasban egy 2 km-es réteg, ahol felhőzet előfordulhat. Ebben esetben a harmatpont a referenciafuttatás esetén jobban követi a mérés eredményeit, ugyanakkor több mint 15 °C-os eltérések vannak a hőmérsékletek között, mind a két futtatás esetében.



20. ábra. A mérési ponthoz legközelebbi rácspontban 13.-án 18 UTC-kor készült vertikális profil összehasonlítása a szimulációs eredményekkel.

## 5. Összefoglalás

Mind a két dolgozatban a WRF modell érzékenységét vizsgáltuk extrém szélsőséges környezetben, több fajta dinamikai és fizikai beállítással. Az új, három egymásba ágyazott mezőink lehetőséget adtak az időjárási folyamatok 2 km-es felbontáson való szimulálására.

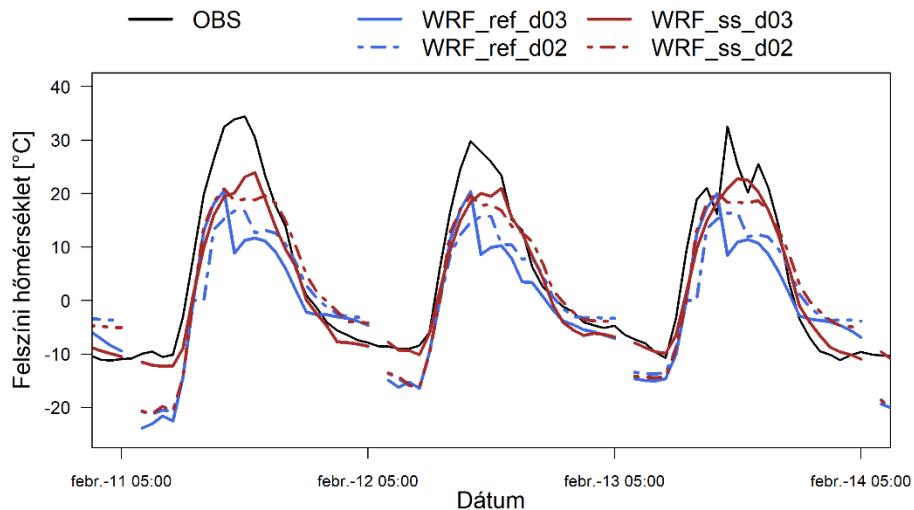
A komplex felszínen való modellezés jelenleg is problémákat okoz az operatív használatban, ezért élvez kiemelt fontosságot a modell tesztelése. A rendelkezésre álló szakirodalom során láthattuk, hogy az ilyen irányú kutatások még csak nemrég kezdődtek, és folyamatosan újabb és újabb lehetőséget tartogatnak. Ennek egyik oka a mérőállomások hiánya, hiszen egy magashegyvidék esetén a lakosság elenyésző, nincsenek telepített állomások. Ennek ellenére fontos lépés a komplex felszínen való modellezés megoldása, nyilvánvalóan befolyásolja az előrejelzés sikerességét.

A kutatási célból telepített speciális mérőállomások, akár állandóak, akár ideiglenesek – mint az Ojos del Saladon felállított mikrometeorológiai mérőállomás – kiemelt szerepet játszanak a folyamatok megértésében és reprodukálhatóságában. A mérési adatai egyedülálló lehetőséget adtak arra, hogy vizsgálhassunk egy korlátos tartományú modellt eddig majdhogynem ismeretlen környezetben.

A dolgozatban több parametrizációt teszteltünk, több dinamikai beállítással is, ezek lettek a kezdeti referenciarunok. A d03-as, 2 km-es rácsávolsággal rendelkező mező bevezetése után már sikerült elérnünk a felszín elégséges felbontását, és a mérési pont 5800 méter feletti magasságát, míg a d02-es mezőnk ezzel 500 méterrel elmarad. Ezután elkezdhetjük a más előzőleg is bevezetett módszerek felhasználását. Legelőször a hótakarót szüntettük meg a bemeneti adatokban, majd a talajnedvesség adatait csökkentettük le a szintmagasság függvényében. Végül pedig a két módszert kombinálva tudtunk egy olyan szimulációs környezetet kialakítani, ami a mérési helyszínén is fennállt az expedíció időtartama alatt.

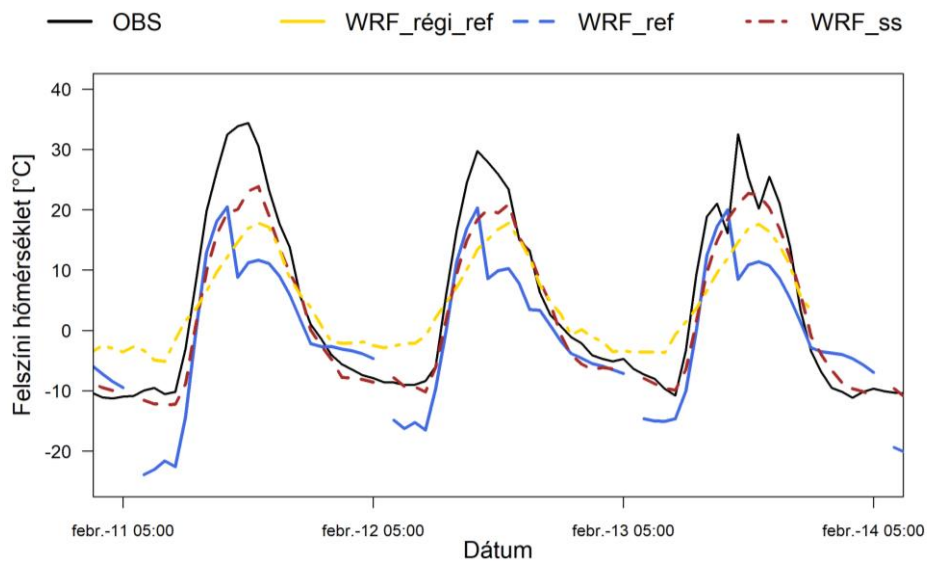
A 21. ábrán látható a d02-es és d03-as mező különbsége két új szimuláció esetén, a *WRF\_ref*, aminek legbelső mezője nem adott jó eredményeket, és a *WRF\_ss*, ami viszont a legjobban teljesített a vizsgálat során.

Látható, hogy míg a középső mező esetén a referenciarun jobban teljesített, addig a várakozásnak megfelelően az irányadó *WRF\_ss* szimuláció legbelső mezője produkálta a méréshez legközelebbi eredményeket.



21. ábra. Az új futtatások referencia, illetve WRF<sub>ss</sub> szimulációi a két belső mezőre a mérési ponthoz legközelebb eső rácspontban

Az eredményekből látható, hogy bár a legelső futtatás óta a modell eredményei jobbak lettek, nem mondhatjuk, hogy biztonsággal használhatóak az adott környezetben. A 22. ábrán látható a legelső referenciafuttatás eredménye, összehasonlítva a későbbi futtatásokkal. A régi referenciafuttatás esetében a hőmérsékletek eltérése több mint 15 °C, és a napi menetet sem tudta a modell megfelelően visszadni. Az új referenciafuttatás d03-as mezője azonban alulmúlta a régi referenciafuttatást, ugyanis a minimumhőmérsékletek is több mint 10 °C-kal a mérés alatt lehetnek, a maximumok között pedig akár 20 °C különbség is előfordul. Ennek okát bővebben taglaltuk az eredményeknél.



22. ábra. A három fő referenciafuttatás eredményei a mérési pontra. Míg a régi referenciafuttatás legnagyobb felbontású d02-es mezőt mutatják be, addig az új futtatások esetében a legbelső d03-as mező szerepel az ábrán.

A legjobb eredményt a *WRF\_ss* szimuláció d03-as mezője adta, ebben az esetben a felszíni hőmérsékleti adatok korrelációja 0,97 volt a méréssel, és az MBE, és RMSE ebben az esetben veszi fel a legkisebb értéket. Ez még mindig nem elégséges eredmény, hiszen a legjobb szimuláció esetében is maradtak több mint 10 °C-os eltérések a maximumhőmérsékletek esetében.

Bár a mérési adatok egyedülállóak, egy modell jóságáról nem lehet egy mérési pont alapján dönteni. Mivel más felszíni mérés nem állt rendelkezésünkre, ezért az Aqua és Terra műholdak MODIS műszere által szolgáltatott műholdképeket is felhasználtuk a validáció során. Így sikerült azonosítani a modell hajlamosságát a túlzott felhőzetképzésre a mérési területen, illetve sikerült felfedezni a kapcsolatot az egyes módszerek és a szimulált felhőzet típusa és magassága között.

Bár a parametrizációk megváltoztatásával lényegében nem foglalkoztunk, a szakdolgozatnál ugyanis a szimulációk hasonlósága miatt elvetettük ezt a lehetőséget, az új referenciafuttatás más dinamikai beállításai összességében jobb eredményeket hoztak, ami esetében lehet hogy a parametrizációk változtatása további javulást hozna a szimulációkban.

Az Eltahir-mechanizmus ismertetésénél, és a hótakaró figyelembe vételénél is már említettem az albedó szerepét a felszíni folyamatok alakulásában. szárazság alatt, nagy hangsúlyt fektetve az albedóra. Az ilyen típusú tanulmány nem egyedülálló, *Charney et al.* (1977) úttörő munkája rámutat az albedó fontosságára, *Zaitchik et al* (2013) munkája pontosan a számunkra fontos talajnedvesség visszacsatolásokat vizsgálja az albedó fontosságának figyelembevételével. Ez rámutat arra a lehetőségre, hogy ugyan úgy, mint ahogy a talajtextúrát is megváltoztattuk a modellben, az albedó megváltoztatása, mint további módszer esetlegesen tovább javíthatja a modell jóságát.

## **Köszönetnyilvánítás**

Szeretném megköszönni a témavezetőmnek, dr. Breuer Hajnalkának, egészen a kezdetektől fogva, folyamatos útmutatással rengeteget segített nem csak a diplomamunka, hanem a szakdolgozat elkészítése során is.

Köszönettel tartozom dr. Weidinger Tamásnak, aki lehetővé tette a mérési adatok felhasználását, illetve Nagy Balázsnak, az Atacama-expedíció vezetőjének, aki nélkül ezek az egyedülálló adatok nem léteznének.

Végül pedig szeretném megköszönni a barátaimnak és munkatársaimnak és a családomnak, akik végig nagyon rugalmasak és megértőek voltak, és akármikor számíthattam a segítségükre.

## Irodalomjegyzék

- Arnold, D., Morton, D., Schicker, I., Seibert, P., Rotach, M. W., Horvath, K., Dudhia, J., Satomura, T., Müller, M., Zängl, G., Takemi, T., Serafin, S., Schmidli, J., Schneider, S., 2012: Issues in High-Resolution Atmospheric Modeling in Complex Topography – The HiRCOT Workshop, *Croatian Meteorological Journal*, 47, 3-11.
- Barrett, B. S., Garreaud, R. D., Falvey, M., 2009: Effect of the Andes Cordillera on Precipitation from a Midlatitude Cold Front, *Monthly Weather Review*, 137, 3092-3109.
- Barthlott, C., Kalthoff, N., 2011: A Numerical Sensitivity Study on the Impact of Soil Moisture on Convection-Related Parameters and Convective Precipitation over Complex Terrain. *Journal of The Atmospheric Sciences*, 68, 2971-2988.
- Berényi, A., 2017: WRF modell szimuláció összevetése a 2016-os magyar Atacama-expedíció méréseivel. Szakdolgozat, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest (témavezető: dr. Beruer Hajnalka), 38 p.
- Borbás, E. E., S. Seemann, Z. Li, J. Li, A. Kern, and W. P. Menzel, 2016: MODIS Atmosphere Profiles Product (07\_L2). NASA MODIS Adaptive Processing System, Goddard Space Flight Center  
[http://dx.doi.org/10.5067/MODIS/MOD07\\_L2.006](http://dx.doi.org/10.5067/MODIS/MOD07_L2.006) (Terra)  
[http://dx.doi.org/10.5067/MODIS/MYD07\\_L2.006](http://dx.doi.org/10.5067/MODIS/MYD07_L2.006) (Aqua)
- Bougeault, P., Lacarrère, P., 1989: Parameterization of Orography-Included Turbulence in a Mesobeta-Scale Model, *Monthly Weather Review*, 117, 1872-1890.
- Charney, J., Quirk, W. J., Chow, S.-H., Kornfield, J., 1977: A Comparative Study of Effects of Albedo Change on Drought in Semi-Arid Regions. *Journal of Atmospheric Sciences*, 34, 1366-1385.
- Eltahir, E. A. B., 1998: A Soil Moisture-Rainfall Feedback Mechanism. 1. Theory and Observations. *Water Resources Research*, 34, 765-776.
- Fernández-González, S.; Martín, M. L.; García-Ortega, E.; Merino, A.; Lorenzana, J.; Sánchez, J. L.; Valero, F.; Rodrigo, J. S.; 2018: Sensitivity Analysis of the WRF Model: Wind-Resource Assessment for Complex Terrain, *Bulletin of American Meteorological Society*, 57, 733-753.
- Garreaud, René D., Fuenzalida, Humberto A., 2007: The Influence of the Andes on Cutoff Lows: A Modeling Study, *Monthly Weather Review*, 135, 1596-1613.
- Gómez-Navarro, J. J.; Raible, C. C.; Dierer, S.; 2015: Sensitivity of the WRF model to PBL parameterisations and nesting techniques: elevation of wind storms over complex terrain, *Geoscientific Model Development*, 8, 3349-3363.
- Han, J., Pan, H.-L., 2011: Revision of Convection and Vertical Diffusion Schemes in the NCEP Global Forecast System, *Weather and Forecasting*, 26, 520-534.
- Hari Prasad, K. B. R. R., C. V. Srinivas, T. N. Rao, C. V. Naidu, and R. Baskaran, 2017: Performance of WRF in Simulating Terrain Induced Flows and Atmospheric Boundary Layer Characteristics over the Tropical Station Gadanki. *Atmospheric Research*, 185, 101–117.
- Hauck, C., Barthlott, C., Krauss, L., Kalthoff, N., 2011: Soil Moisture Variability and Its Influence on Convective Precipitation over Complex Terrain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 42-56.
- Hong, S.-H., 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, 103-121

- Hong, S.-H., Noh, Y., 2006: A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes, *Monthly Weather Review*, 134, 2318-2341.
- Iacono, M. J., Delamere, J. S., Mlawer, E. J., Shephard, M. W., Shephard, C. A., Collins, W. D., 2008: Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models, *Journal of Geophysical Research*, 113, D13103.
- Jiménez, P. A., Dudhia, J., 2012: Improving the Representation of Resolved and Unresolved Topographic Effects on Surface Wind in the WRF Model, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51, 300-316.
- Jiménez, P. A.; Dudhia, J., 2013: On the Ability of the WRF Model to Reproduce the Surface Wind Direction over Complex Terrain, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52, 1610-1617.
- Mote, T. L., 2008: On the Role of Snow Cover in Depressing Air Temperature, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47, 2008-2023.
- Muñoz, R. C.; Falvey, M. J.; Arancibia, M.; Astudillo, V. I., Elgueta, J.; Ibarra, M.; Santana, C.; Vásquez, C.; 2018: Wind Energy Exploration over the Atacama Desert: A Numerical Model-Guided Observational Program, *Bulletin of America Meteorological Society*, 99, 2079-2092.
- Nagy, B., Ignéczi, Á., Kovács, J., Szalai, Z., Mari, L., 2019: Shallow Ground Temperature Measurements on the Highest Volcano on Earth, Mt. Ojos del Salado, Arid Andes, Chile. Permafrost and Periglacial Processes, 30, 3-18.
- Namias, J., 1985: Some Empirical Evidence for the Influence of Snow Cover on Temperature and Precipitation, *Monthly Weather Review*, 113, 1542-1554.
- Niu, G.-J., Yang, Z.-L., Mitchell, K. E., Chen, F., Ek, M. B., Barlage, M., Kumar, A., Manning, K., Niyogi, D., Rosero, E., Tewari, M., Xia, Y., 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*, 116, 19.
- Platnick, S., S. A. Ackerman, M. D. King, K. Meyer, W. P. Menzel, R. E. Holz, B. A. Baum, and P. Yang, 2015: MODIS atmosphere L2 cloud product (06\_L2), NASA MODIS Adaptive Processing System, Goddard Space Flight Center.  
[dx.doi.org/10.5067/MODIS/MOD06\\_L2.006](https://dx.doi.org/10.5067/MODIS/MOD06_L2.006) (Terra)  
[dx.doi.org/10.5067/MODIS/MYD06\\_L2.006](https://dx.doi.org/10.5067/MODIS/MYD06_L2.006) (Aqua)
- Ruiz, J. J., Saulo, C., Nougés-Paegle, J., 2010: WRF Model Sensitivity to Choice of Parameterization over South America: Validation against Surface Variables. *Monthly Weather Review*, 138, 3342-3356.
- Santos-Alamillos, F., J., Pozo-Vázquez, D., Ruiz-Arias, J. A., Lara-Fangeo, V., Tovar-Pescador, J., 2013: Analysis of WRF Model Wind Estimate Sensitivity to Physics Parameterization Choice and Terrain Representation in Andalusia (Southern Spain). *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52, 1592-1610.
- Shin, H.H., Hong, S.Y., 2011: Intercomparison of planetary boundary layer parametrizations in the WRF model for a single day from CASES-99, *Boundary-Layer Meteorology*, 139, 261-281.
- Siuta, D., West, G., Stull, R., 2017: WRF Hub-Height Wind Forecast Sensitivity to PBL Scheme, Grid Length, and Initial Condition Choice in Complex Terrain. *Weather and Forecasting*. 32, 493-510.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, M. G., Huang X.-Y., Wang, W., Powers, J. G., 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3, NCAR/TN-475+STR, 113 p.

- Tewari, M., Chen, F., Wang, W., Dudhia, J., LeMone, M. A., Mitchell, K., Ek, M., Gayno, G., Wegiel, J., Cuenca, R. H., 2004: Implementation and verification of the unified NOAH land surface model in the WRF model. 20th conference on weather analysis and forecasting/16th conference on numerical weather prediction, 11–15.
- Thompson, G., Eidhammer, T., 2014: A Study of Aerosol Impacts on Clouds and Precipitation Development in a Large Winter Cyclone. *J. Atmos. Sci.*, 71, 3636–3658.
- Yáñez-Morróni, G.; Gironás, Jorge; C., Marta; Delgado, R.; Garreaud, R.; 2018. Using the Weather Research and Forecasting (WRF) Model for Precipitation Forecasting in an Andean Region with Complex Topography, *Atmosphere*, 9, 304-327.
- Yang, Z.-L., Niu, G.-Y., Mitchell, K. E., Chen, F., Ek, M., Barlage, M. B., Longuevergne, L., Manning, K., Niyogi, D., Tewari, M., Xia, Y., 2011: The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 2. Evaluation over global river basins. *Journal of Geophysics Research*, 116, D12110.
- Zaitchik, B. F., Santanello, J. A., Kumar, S. V., Peters-Lidard, C. D., 2013: Representation of Soil Moisture Feedbacks During Drought in NASA Unified WRF (NU-WRF). *Journal of Hydrometeorology*, 14, 360-367.
- Zhang, T. (2005), Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An overview, *Review of Geophysics*, 43, RG4002.

### **Internetes források**

[1 – ERA5] <https://software.ecmwf.int/wiki/display/CKB/ERA5+data+documentation>

## 1. Függelék. Az egyes szimulációk méréssel való korrelációja, MBE és RMSE értékei

### 1. 1. Szélsebesség

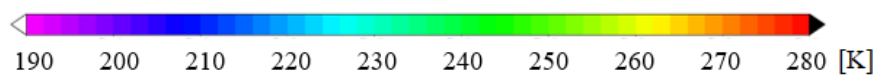
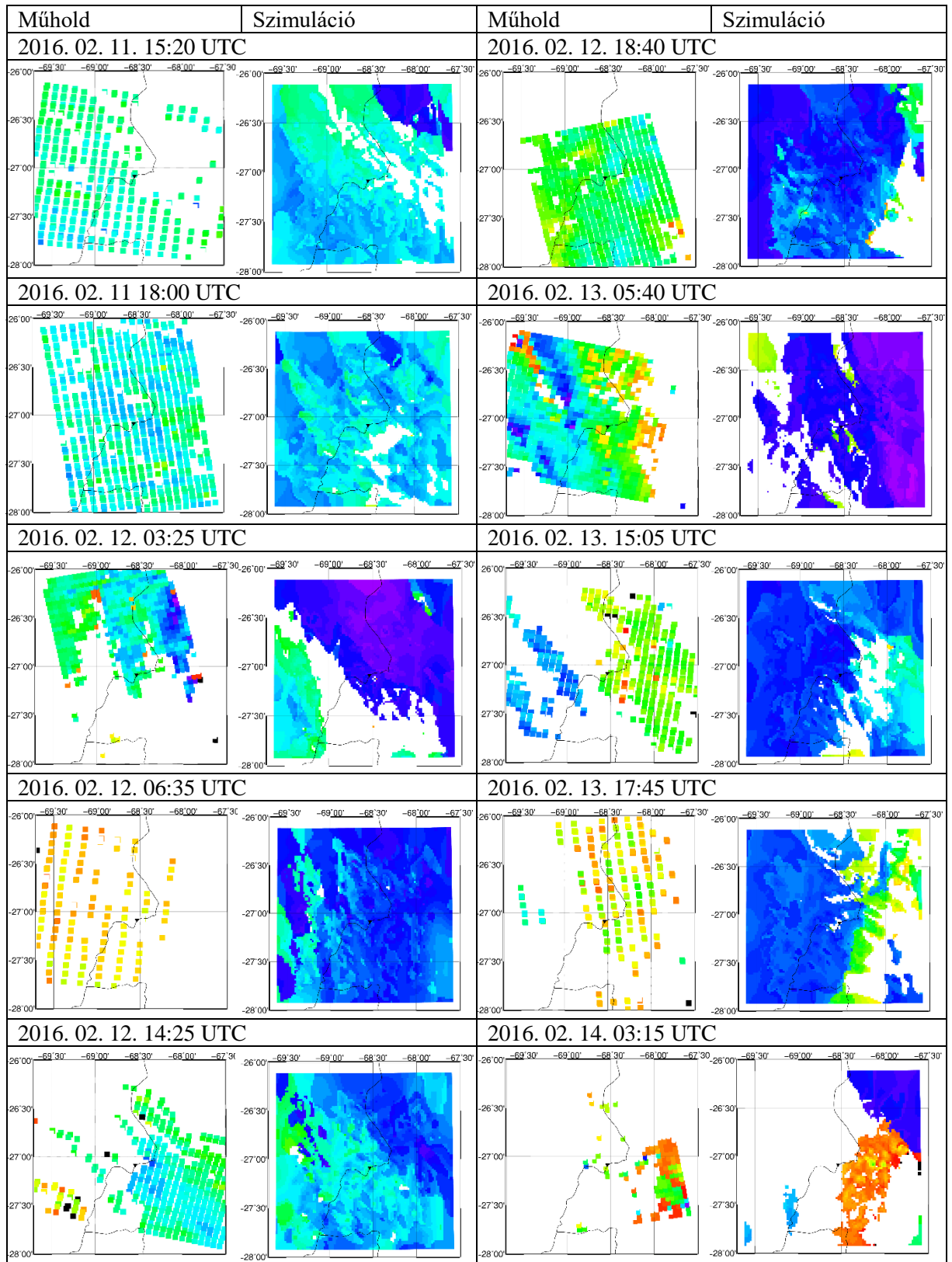
Szimuláció	Korreláció	MBE [ $\text{ms}^{-1}$ ]	RMSE [ $\text{ms}^{-1}$ ]
WRF_régi_ref	0,313	-2,626	3,191
WRF_ref_d02	0,332	-0,767	2,035
WRF_ref_d03	0,484	-0,502	1,837
WRF_ss_d02	0,351	-0,599	1,980
WRF_ss_d03	0,626	-0,126	1,555
WRF_smois_d03	0,351	-0,406	1,717
WRF_snow_d03	0,538	-0,501	1,745

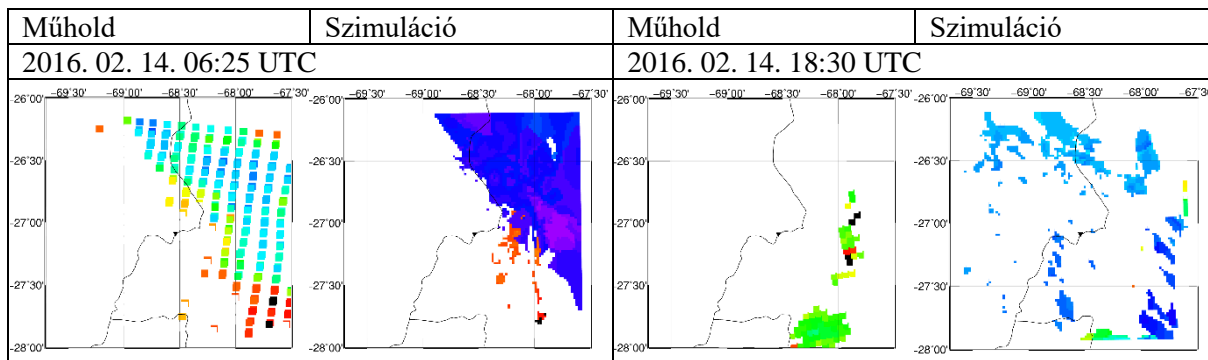
### 1. 2. Hőmérséklet

Szimuláció	Korreláció	MBE [ $^{\circ}\text{C}$ ]	RMSE [ $^{\circ}\text{C}$ ]
WRF_régi_ref	0,944	-1,312	8,206
WRF_ref_d02	0,860	-4,585	8,877
WRF_ref_d03	0,878	-5,984	9,345
WRF_ss_d02	0,899	-2,615	6,926
WRF_ss_d03	0,973	-2,593	4,817
WRF_smois_d03	0,917	-4,864	7,779
WRF_snow_d03	0,956	-4,052	8,894

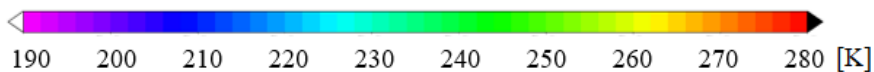
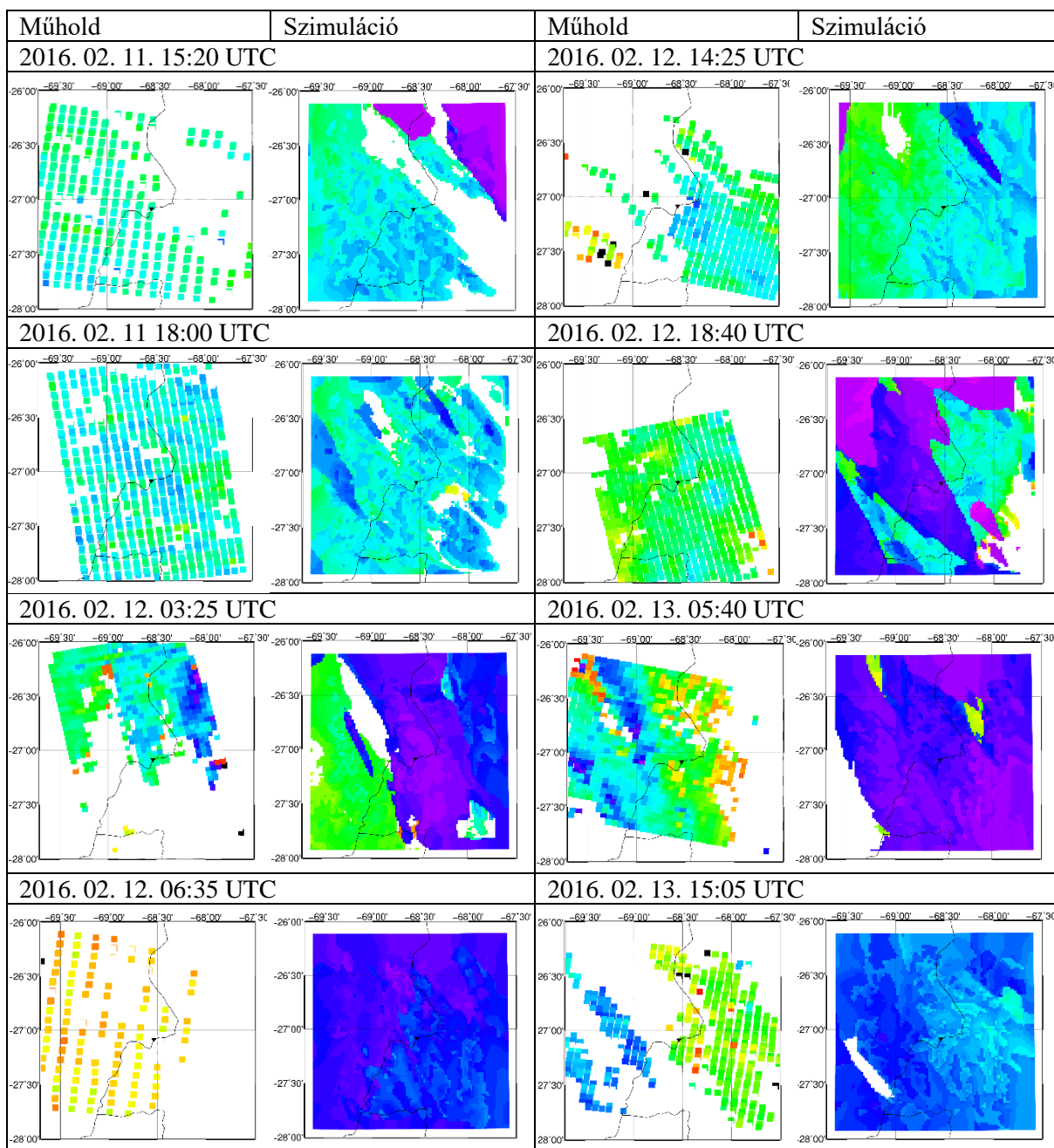
## 2. Függelék. WRF szimulációk összehasonlítása műholdas adatokkal

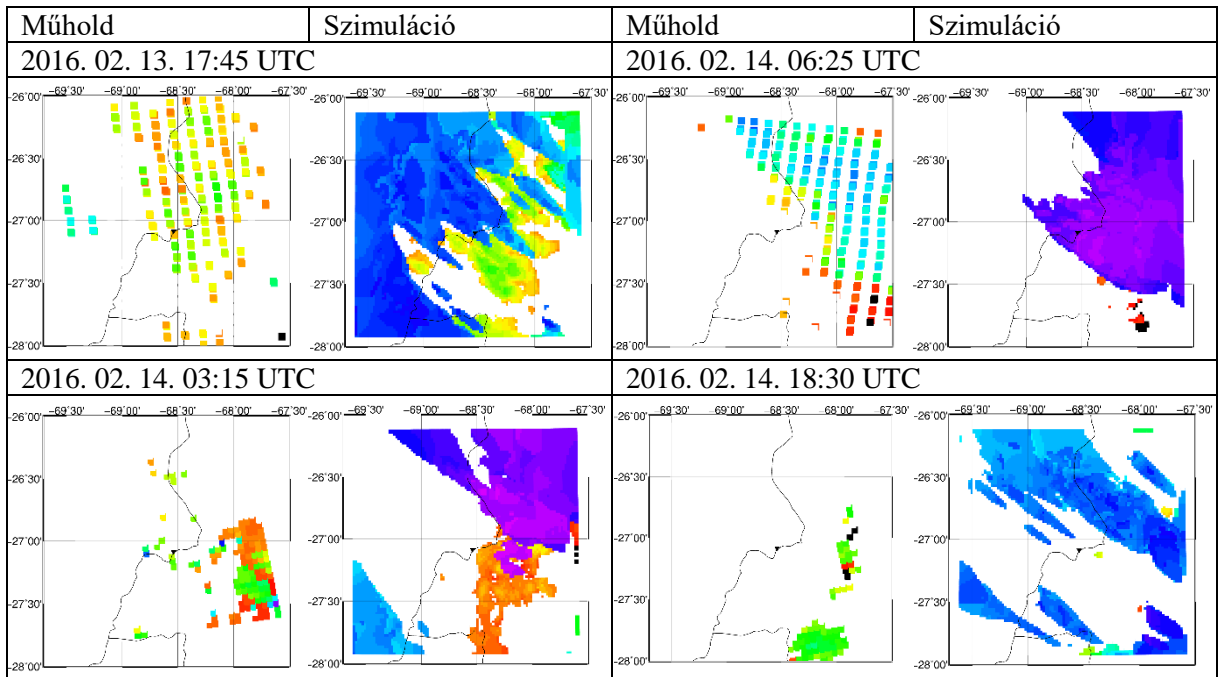
### 2. 1 WRF\_ss szimulációk felhőtető hőmérsékleteinek összehasonlítása MODIS adatokkal





## 2. 2. WRF\_wsm\_ref szimulációk felhőtető hőmérsékleteinek összehasonlítása MODIS adatokkal





2. 3. WRF\_wsm\_ss szimulációk felhőtető hőmérsékletének összehasonlítása MODIS adatokkal

