

# Szegedi légköri profil mérések összehasonlítása WRF modell szimulációkkal

SZAKDOLGOZAT  
FÖLDTUDOMÁNYI ALAPSZAK  
METEOROLÓGUS SZAKIRÁNY



Készítette:

**Simon Gergő**

Témavezető:

**dr. Breuer Hajnalka**

ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

Eötvös Loránd Tudományegyetem  
Földrajz- és Földtudományi Intézet  
Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2015

# Tartalomjegyzék

1. Bevezetés .....	- 3 -
2.1 Planetáris határréteg.....	- 5 -
2.2 Wind profiler mérések alkalmazása határréteg vizsgálatra.....	- 6 -
2.3 Radiométerrel kapcsolatos mérések bemutatása .....	- 9 -
2.4 A WRF modell határréteg parametrizációinak validálása.....	- 11 -
3. Műszerek .....	- 13 -
3.1 Wind profiler.....	- 13 -
3.2 Radiométer.....	- 16 -
4. A WRF modell .....	- 18 -
4.1 A szimulációkban használt parametrizációk .....	- 19 -
5. Adatok.....	- 20 -
5.1 Radiométeres mérésekből előállított adatsor .....	- 20 -
5.2 Wind profiler mérésekből előállított adatsor .....	- 20 -
5.3 WRF modell eredmények .....	- 21 -
6. Eredmények .....	- 23 -
6.1 A hőmérsékletre és a relatív nedvességre vonatkozó eredmények .....	- 23 -
6.2 Szélsébségre és szélirányra vonatkozó eredmények .....	- 28 -
7. Összefoglalás .....	- 31 -
8. Köszönetnyilvánítás .....	- 32 -
9. Irodalomjegyzék .....	- 33 -

## 1. Bevezetés

Napjainkban az informatika rohamos fejlődésének köszönhetően egyre pontosabbá és megbízhatóbbá válnak a különböző célokra felhasznált numerikus előrejelző meteorológiai modellek. A numerikus prognosztika máig használatos elméleti alapjait Vilhelm Bjerknes fektette le, majd ezt követően 1922-ben Richardson foglalta össze az időjárást leíró különböző fizikai matematikai egyenleteket a „Weather prediction by numerical processes” című könyvében. Ebben az időben még nem álltak rendelkezésre olyan számítástechnikai eszközök, amelyek segítségével ezeket a nagy számítási igényű műveleteket el lehetett volna végezni. Erre majd 30 év után nyílt lehetőség. Az első számítógépes modellfuttatásokat az 1940-es évek közepén hajtották végre az ENIAC (Electronic Numerical Integrator and Computer) nevű számítógépen. Az előállított eredmények nem voltak elég kielégítőek, de lefektették a numerikus előrejelzési modellek fejlődésének alapkövét. A cirkulációs modellek fejlődésének köszönhetően a szimulációk már nem csak az időjárás előrejelzésére korlátozódtak, hanem különböző kutatási célokra is. [1 – Meteorológiai alapismeretek]

Manapság a numerikus meteorológiai modelleket a kor legkorszerűbb számítástechnikai eszközein futtatják, amelyek a megnövekedett számítási igényt ki tudják elégíteni. Felvetődik azonban a kérdés, hogy mekkora a modellek megbízhatósága illetve, hogy az általuk előállított mennyiségek, milyen mértékben fedik le a valóságot?

Dolgozatom elkészítése során az OMSZ (Országos Meteorológiai Szolgálat) szegedi állomásán használt két mérőműszer: a Vaisala Lap-3000 típusú wind profiler és a Radiometrics MP-3000A mikrohullámú radiométer adatait dolgoztam fel, majd vettem össze a WRF (Weather Research and Forecasting) modell eredményeivel. Az összehasonlítást négy állapotváltozóra (hőmérséklet, relatív nedvesség, szélesség, szélirány) hajtottam végre.

A dolgozatom második fejezetében a mérőműszerekről és a WRF modellről szóló szakirodalmat tekintem át. A harmadik fejezetben az általam felhasznált mérőműszerek főbb tulajdonságait ismertetem. A negyedik fejezetben a WRF modell általános jellemzése következik, amely során ismertetem a modell futtatások során alkalmazott parametrizációs sémákat. Az ötödik fejezetben a felhasznált adatsorok rövid jellemzését követően bemutatom az utófeldolgozás fontosabb lépéseit. Végül dolgozatom hatodik fejezetében az általam végzett összehasonlítás eredményeit foglalom össze az egyes állapotváltozókra vonatkozóan.

Célkitűzés:

A szakdolgozatom fő célja, hogy bemutassam a fent felsorolt négy állapotátározóra vonatkozóan, milyen a modell által meghatározott eredmények pontossága, illetve mekkora eltérés tapasztalható a mérések során megállapított eredményektől. Majd megvizsgálva az eltéréseket, magyarázatot nyújtok a különbségeket kiváltó fizikai vagy időjárási tényezőkről. Az összehasonlítás elvégzését egy kijelölt időszakban hajtom végre, ahol mind a műszeres, mind a modelleredmények rendelkezésre álltak.

## 2. Irodalmi áttekintés

Tanulmányok egész sora foglalkozik azzal, hogy minél pontosabb becslést adjon a planetáris határréteg (PHR) szerkezetére és magasságára vonatkozóan (*Angevine et al.*, 1994; *Bianco et al.*, 2008; *Rogers et al.*, 1993). Mérések során újabban a wind profiler mérési adataiból származó jel-zaj arány (SNR – Signal to Noise Ratio) értékét és a  $C_n^2$  refrakciós index paramétert is felhasználják (*Simpson et al.*, 2006; *Knoderer & Macdonald*, 2007; *Lee & Kawai*, 2011). Tekintve, hogy ezeket a méréseket elsődlegesen a PHR vizsgálatára használják, dolgozatomban ezen fejezetében, először egy rövid összefoglalót adok a PHR szerkezetéről és fontosabb tulajdonságairól, majd a PHR becslésével és mérésével foglalkozó cikkeket mutatok be. Ezt követően betekintést nyújtok a radiométerrel kapcsolatos munkákba, majd végül a WRF modell PHR parametrizációs sémáinak validálásával foglalkozó tanulmányokat ismertetek.

### 2.1 Planetáris határréteg

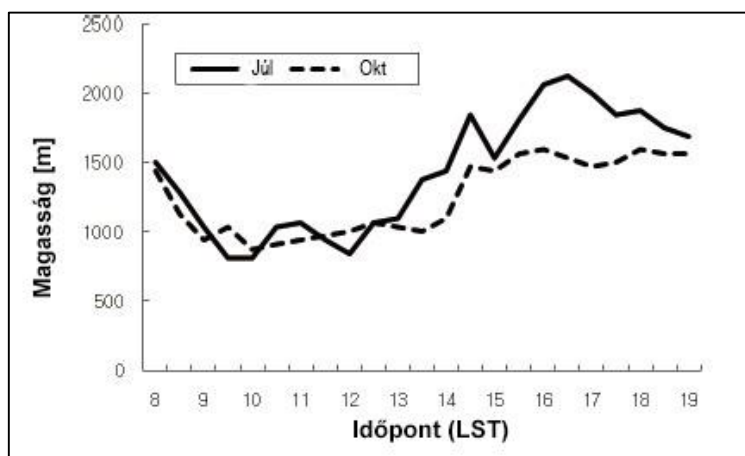
A légkör alsó pár száz métertől néhány kilométerig tartó tartományát nevezzük planetáris határrétegnek. A légkörnek ebben a részében kis skálájú örvények felelnek a momentum, hőmérséklet és egyéb tulajdonságok folytonos, felszín és légkör közötti kicserélődéséért. Tehát a PHR egyik legfontosabb tulajdonsága, hogy a benne lévő áramlás turbulens (*Rákóczi*, 1988). Az átkeveredés nagymértékben függ a hőmérsékleti rétegződéstől és a szélnyírástól (*Götz és Rákóczi*, 1981). A réteg vastagsága állandóan változik az időjárási körülményektől, napszaktól, évszaktól függően, így a vertikális kiterjedését nehéz meghatározni.

A PHR felépítése több részre osztható. A talajhoz közeli réteget felszíni rétegnek nevezzük, mely a teljes határréteg, mintegy 10%-át teszi ki. Ennek a rétegnek a legfőbb jellemzője, hogy elhanyagolhatjuk a momentum, a nedvesség és a hő fluxusának magassággal való változását. E réteg felett található az úgynevezett, Ekman-réteg, ahol a szél iránya és sebessége is változik a magassággal (*Götz és Rákóczi*, 1981).

A határréteg szerkezete napszaktól függően is változhat. Napkeltétől napnyugtáig, konvektív határrétegről (KHR) beszélünk (amit gyakran keveredési rétegnek nevezünk), mivel ilyenkor zajlanak a legfőbb turbulens átkeveredési folyamatok. Napnyugta után kialakul egy stabil „éjszakai” határréteg, melynek fő mechanizmusa a radiációs hűlés. E két réteg között az átmeneti réteg található. A felszíni réteget mind a keveredési, mind a stabil határréteg részének tekintjük. (*Stull*, 1988)



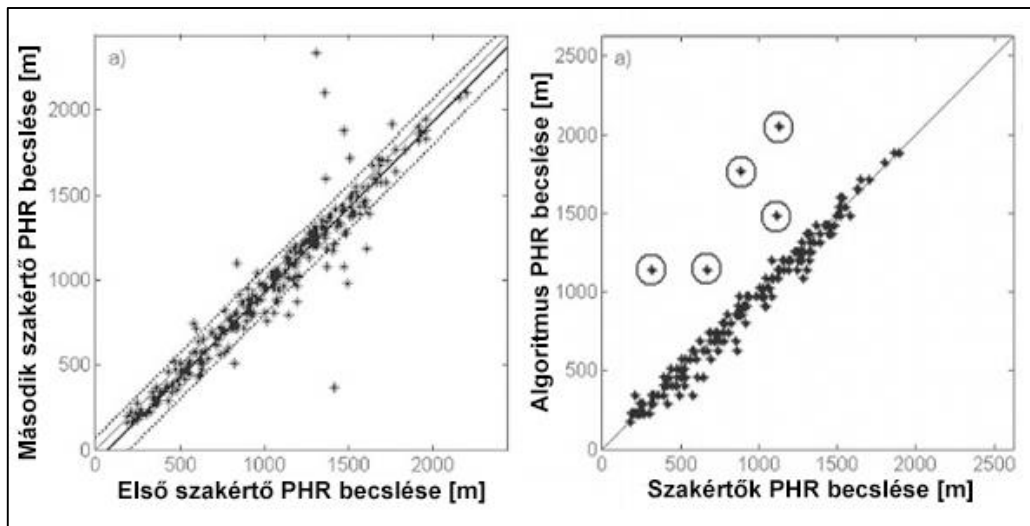
A szezonális változást a 2. ábra mutatja be egy Japánban található állomáson (Kumagaya), ahol a júliusi és októberi hónapok határréteg magasságának, havi átlagos napi menete figyelhető meg. Jól látható, hogy a szezonális változás körülbelül 500 méteres. A júliusi határréteg magasságok magasabban helyezkednek el, melynek oka, hogy a határréteg magasságok erősen függenek a felszíni szenzibilis hőáram változásaitól (Stull, 1988). A további elemzések során feltűnt, hogy a parti szél is hatással van a határréteg magasságára. Két állomás (Kumagaya, Mito), amely egymástól száz kilométerre található, határréteg adatainak összevetésével megállapították, hogy arra az állomásra, amely közelebb helyezkedik el a tengerparthoz (Mito), nagyobb magasság értékek jellemzőek a délelőtti órákban. A délutáni órákban viszont a szárazföldi állomásra jellemzőek a nagyobb magasságok. Ez annak köszönhető, hogy délelőtt a part közelében a parti cirkuláció hatására megerősödő szél turbulenciát okoz, nagyobb PHR magasságot eredményezve. A tenger közelsége miatt, ugyanakkor a nap folyamán alacsonyabb hőmérséklet fog uralkodni a parti állomáson, mint a szárazföldinél. A magasabb hőmérséklet hatására kialakuló nagyobb felhajtó erő pedig magasabbra emeli a PHR tetejét.



2. ábra: Határréteg magasság átlagos napi menete Kumagaya állomáson július és október hónapokban (Lee & Kawai, 2011).

Egy másik tanulmányban, amelyet Bianco és társai 2007-ben végeztek, egy érdekes statisztikai összevetést hajtottak végre. A KHR magasságát az általuk létrehozott automata algoritmus (Bianco & Wilczak, 2002) egy továbbfejlesztett változatának segítségével határozták meg, majd ezt összehasonlították két szakértő által nyújtott vizuális becslésekkel. Az adatok feldolgozásra három fajta folyamatot (Standard Peak Picking, Fuzzy Logic Peak Picking, Multi Peak Picking) alkalmaztak, melyek a bemenő adatokat szolgáltatják, majd az algoritmus különböző, speciálisan módosított fuzzy-logic technikákat felhasználva adott

becslést a határreteg magasságára. A szakértőknek egy száz napból álló wind profiler mérésekből származó adatsort bocsájtottak a rendelkezésükre, ami tartalmazta a távolsággal korrigált jel-zaj arányt, a vertikális sebesség spektrál szélességét, a távolság és az idő függvényében. Ezt követően a profilok segítségével „szabad szemmel” megbecsülték a határreteg elhelyezkedését minden egyes nappali órában. Csak azokat az eredményeket vették figyelembe, amikor teljes mértékben megbizonyosodtak arról, hogy pontos becslést tudnak adni a határreteg magasságára. A 3. ábra bal oldalán láthatóak a szakértők által adott becslések egy szórásdiagramon. A becslések közötti korrelációs együttható nagyon magas (92 %) és a hiba értéke 11 %. A kiugró értékek azokat az eseteket reprezentálják, ahol a két szakértő által nyújtott becslések nagymértékben eltértek egymástól. A további elemzések során ezeket a kiugró értékeket nem vették figyelembe. A különböző adatfeldolgozási és fuzzy-logic módszerekkel lefuttatott algoritmus segítségével meghatározott becsléseket összevetették egymással. A legjobbnak ítélt eredményeket pedig összehasonlították a két szakértő által megállapított becslésekkel, ahol a kiugró értékeket bekarikázták (3. ábra jobb oldala). A hiba értéke 9%, míg a korrelációs együttható 90%, amely nagyon magasnak mondható.

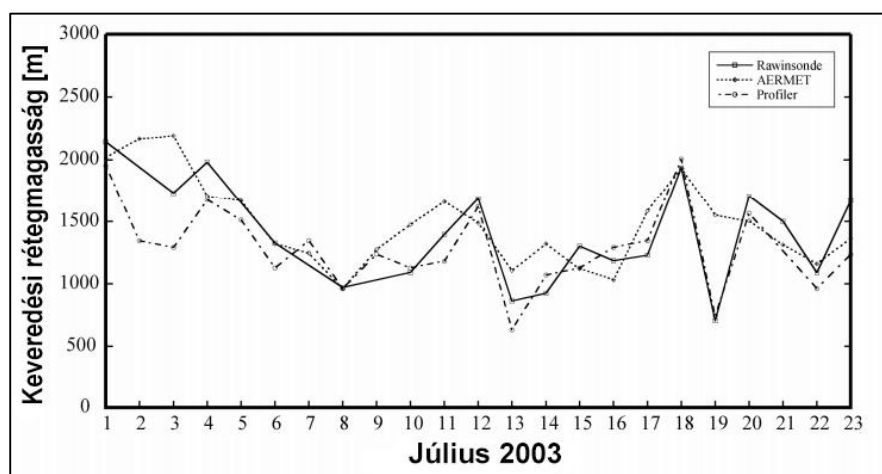


3. ábra: Bal oldal: szakértők által nyújtott becslések összevetése szórásdiagramon. Jobb oldal: az algoritmus és a szakértők által becslött PHR magasságok (Bianco et al., 2008).

A közvetett mérésekkel történő PHR vizsgálata általában nagyon költséges, illetve kicsi a tér- és időbeli felbontásuk, ezért egyre gyakrabban alkalmaznak különböző modelleket, melyek csak a szokványos mérőállomások által szolgáltatott adatokra támaszkodnak. A Joint Urban kísérletet 2003-ban végezték el Oklahomában, melynek során



a PHR magasságának meghatározására először szintén wind-profiler adatokat használtak *Angevine et al.* (1994) módszerével, majd az úgynevezett AERMET modellt, amely az AERMOD modell előfeldolgozó egysége (*Cimorelli et al.*, 1998). Az AERMET, egy két dimenziós diagnosztikai modell, ami az időben változó vertikális hőáram segítségével határozza meg a KHR magasságát. A 4. ábrán látható a mérési kísérlet szemléltetése 2003. július 1–23-ig. A méréseket 12 UTC-kor hajtották végre, az összehasonlítás alapjául szolgáló rádiószondák felbocsájtásával összhangban, ahol a keveredési réteg magasságát a legnagyobb hőmérsékleti gradiens jelölte ki. A megfigyelt magasságok 700–2200 méter között változtak és az egyes napok között nagy a változékonyság. Megfigyelhető, hogy a modell által nyújtott és a megfigyelésekből származó eredmények többször megegyeznek egymással, azonban egyes esetekben a hiba a 700 métert is meghaladta. Az abszolút hiba értéke  $\pm 245$  méter volt. (*Simmons et al.*, 2003)

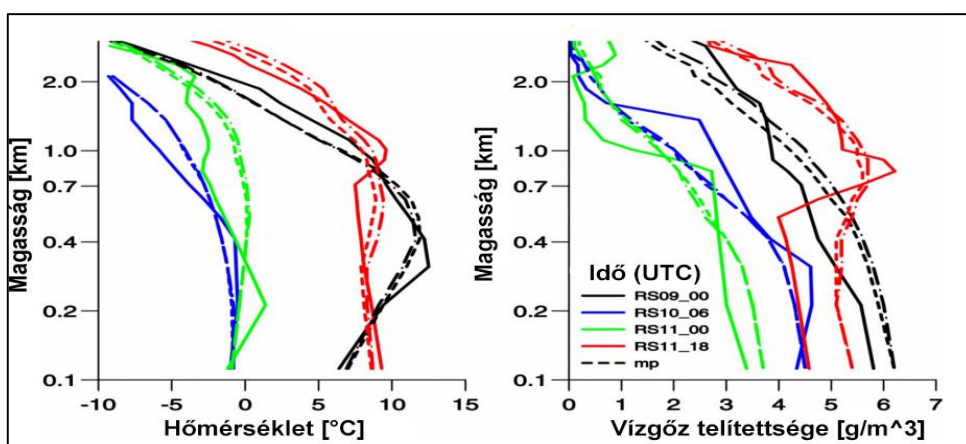


4. ábra Keveredési magasságra vonatkozó elvégzett mérések összehasonlítása (*Simmons et al.*, 2003).

### 2.3 Radiométerrel kapcsolatos mérések bemutatása

A rádiószondás méréseket logisztikai nehézségeik, költségük és pontatlanságuk miatt egyre jobban háttérbe szorítják a különböző távérzékelési módszerek. Különösképpen a hőmérséklet, a szél és a vízgőz profilok meghatározásában. Egyre tágabb körben alkalmazzák a radiométereket, mind meteorológiai állomásokon, mind különböző operatív előrejelző rendszerek részeként, mint például: repülőtereken, rakétakilövő bázisokon. A legnagyobb előnyük a szondás mérésekkel szemben, hogy szinte bármikor használhatók, valamint pontosabb és nagyobb az időbeli felbontása az általuk előállított profiloknak. Ezzel szemben a rendszeres rádiószondás mérések, legjobb esetben is a főterminusokban történnek (00, 06, 12, 18 UTC).

A mikrohullámú radiométerek és a szondás mérések összehasonlításával *Ware és mtsai.* 2001-ben közölt cikke foglalkozott. Különböző helyszíneken és időjárási körülmények közepette történtek az összehasonlító elemzések. Lindenbergben a Német Meteorológiai Szolgálat által felhasznált radiométeres adatokat vették alapul. Az elvégzett kísérlet három napig tartott, mely során hőmérséklet és vízgőz profilokat vizsgáltak (5. ábra). A szondás és a radiométeres mérések egy időpontban, egymástól 200 méteres távolságra zajlottak. Az 5. ábra jobb oldalán látható, a felszín közelében mért nedvességtartalom eltérése annak tudható be, hogy a szondás mérések a földről a szabad vegetációs zónából indultak, míg a radiométeres méréseket egy háromemeletes épület tetejéről hajtották végre. A legnagyobb eltérések a hőmérséklet profilt vizsgálva: 2–3 °C-ra tehetők, míg a nedvességtartalom esetén kisebb, mint 1 g/m<sup>3</sup>. Összességében megállapítható, hogy ebben a háromnapos megfigyelési sorozatban a két eljárás által létrehozott hőmérséklet és vízgőz profilok változásai jó összhangban vannak egymással.



5. ábra: Rádiószondás (sima vonal) és radiométeres (szaggatott vonal) mérések összehasonlítása (*Ware et al., 2001*).

E két műszer összevetésével foglalkozott még *Solheim és mtsai.* 1998-ban megjelent munkája, ami különböző matematikai módszerek (Érintő módszer, Regressziós módszer, Neurális hálózat, Bayes becslés) segítségével végzett hőmérséklet, vízgőz és felhővíz-tartalom profil elemzéseket. A mérések különböző frekvenciákon történtek és ebből állították elő statisztikai módszerekkel a hőmérsékleti és légnedvességi profilt. Ahhoz, hogy a maximális információt kinyerjék a felhasznált frekvencia tartományokból, különböző súlyozási függvényeket kellett alkalmazni. A következő lépésben meghatározták, hogy melyik frekvencia tartományban található a legtöbb független információ a vizsgálni kívánt profilról. Kiegészítő információkat nyerhetünk például, ha ismerjük a felhőalap magasságát

és hőmérsékletét, mivel erős kapcsolatban áll a vízgőztartalommal (*Han & Westwater, 1995*). Az ilyen módon előállított profilokat összevetették egymással és a rádiószondás mérésekkel. Az egyes módszerek között 1 °C illetve 1 g/m<sup>3</sup> különbség is adódik. A hőmérséklet esetén a hibák a középső troposzférától felfelé növekednek, míg a vízgőzsűrűség esetén a legnagyobb eltérések a PHR-ben jelentkeztek.

#### **2.4 A WRF modell határréteg parametrizációinak validálása**

*Hernandez-Ceballos és társai (2012)* WRF határréteg sémákat vizsgáltak különböző meteorológiai állapothatározókra (potenciális hőmérséklet, specifikus nedvesség, szélesebesség, szélirány). Az általuk felhasznált két parametrizációs séma a Yonsei Egyetemen fejlesztett (YSU) (*Hong et al., 2006*) és a Medium-Range Forecast (MRF) (*Hong & Pan, 1996*) volt. A sémákban 2 paramétert a bulk Richardson szám kritikus értékét ( $RIB_{cr}$ ) és a lokális gradienssel szemben működő diffúzió arányossági tényezőjének ( $b$ ) értékét módosították. Az így előállított sémákon végezték el az elemzéseket a különböző mérési időpontokban arra vonatkozóan, hogy melyik reprezentálja jobban a határréteg elhelyezkedését és szerkezetét. Az eredmények kiértékelésénél potenciális hőmérséklet ( $\theta$ ) és specifikus nedvesség ( $s$ ) értékeire koncentráltak. Az első mérési ciklus estén megállapítható, hogy jellemzően  $\theta$  értékét a modell eredmények túlbecsülték, melynek értéke (0,8–1,2 K) volt. A YSU séma általában 1 K-nel magasabb értékeket produkált, mint az MRF. A specifikus nedvesség esetén egy emelkedő trend volt jellemző az értékekre a megfigyelések során, amelyet a két parametrizáció is követett, de az eltérések nagyobbak voltak, mint a  $\theta$  estén. A YSU séma kisebb átlagos négyzetes hibát ( $RMSE$ ) produkált, mint az MRF. A túlbecslések az esetek 61 %-ban voltak jellemzőek, melyeknek átlag értéke 0,91 g/kg volt. A második mérési ciklus esetén is hasonló eredmények születtek.

Az eredmények kiértékelése után megállapítható, hogy mindkét parametrizáció optimális a határréteg szerkezetének előrejelzésére. A két séma határréteg magasság előrejelzése közti eltérés 100–200 méter körül alakult. A módosított paraméterek vizsgálatából az derült ki, ha a  $RIB_{cr}$  értékét csökkentik, akkor alacsonyabb lesz a PHR magassága, ugyanis a nagyobb értékhez nagyobb stabilitás és megnövekedett határréteg magasság tartozik. A reggeli órákban elvégzett szimulációk azonos magasságokat tartalmaztak, de a YSU séma magasabb értékeket tartalmazott a délutáni és az esti órákban. Végül a két parametrizáció közül az a MRF séma bizonyult megbízhatóbbnak, amelyben a két módosított paraméter értéke a legkisebb volt.

Hasonló elemzést végeztek *Hu és mtsai.* (2010), mely során 3 hónapot, 92 időpontot és 36 magassági szintet tartalmazó WRF modellfuttatások eredményeit hasonlították össze három különböző parametrizációs sémával. A sémák közül az egyik a fent említett YSU a másik kettő pedig a Mellor Yamada Janjic (MYJ) (*Mellor & Yamada, 1982*) és az Asymmetric Convective Model második verziója (ACM2) (*Pleim, 2007*) volt. A szimulációkat 2005 júliusától szeptemberéig végezték, mely során hőmérséklet, páratartalom, szélesebesség profilokat állítottak elő. Ezen időszak alatt megvizsgálva a 08 és 12 UTC közötti hőmérséklet és harmatpont változásait megállapítható, hogy a hőmérséklet esetén a sémák hasonló adatokat biztosítanak. Átlagosan 2 °C-kal alulbecslik a mért értékeket és a legalacsonyabb hőmérsékletet az MYJ séma produkálta. A harmatpont esetén jellemzően túlbecslések történtek, melyek átlagos értéke 0,86 °C volt. Ebben az esetben a YSU által nyújtott becslések szolgáltatták a legkisebb harmatpontokat.

Mindhárom felhasznált parametrizációs séma különböző elvek szerint becsli a határreteg magasságát. Az MYJ séma a turbulens kinetikus energia (*TKE*) profiljának segítségével határozza meg a határreteg elhelyezkedését (*Janjic, 2001*). A YSU és az ACM2 a  $RIB_{cr}$  segítségével állapítja meg a PHR magasságát. A kettő közötti különbség az, hogy a bulk Richardson számot a YSU a felszínről származtatja (*Hong et al., 2006*), míg az ACM2 ott jelöli ki a határreteg magasságát ahol a neutrális réteg felett számolt *RIB* először meghaladja a  $RIB_{cr}$  értékét (*Pleim, 2007*).

Ahhoz, hogy megfelelőképpen össze tudják hasonlítani a sémákat a *Nielsen-Gammon et al.* (2008) módszerét használták fel, amely ott definiálja a PHR-t, ahol  $\Theta$  értéke meghaladja a PHR-beli minimális  $\Theta$  értékét 1,5 K-el.

A WRF szimulációkról általánosságban elmondható, hogy a hőmérsékletet alul, a páratartalmat pedig túlbecsülték a felszín közelében. A YSU és az ACM2 séma között kisebb eltérések jellemzőek. A MYJ produkálta a leghidegebb és legnedvesebb eltéréseket a PHR becslések során.

### 3. Műszerek

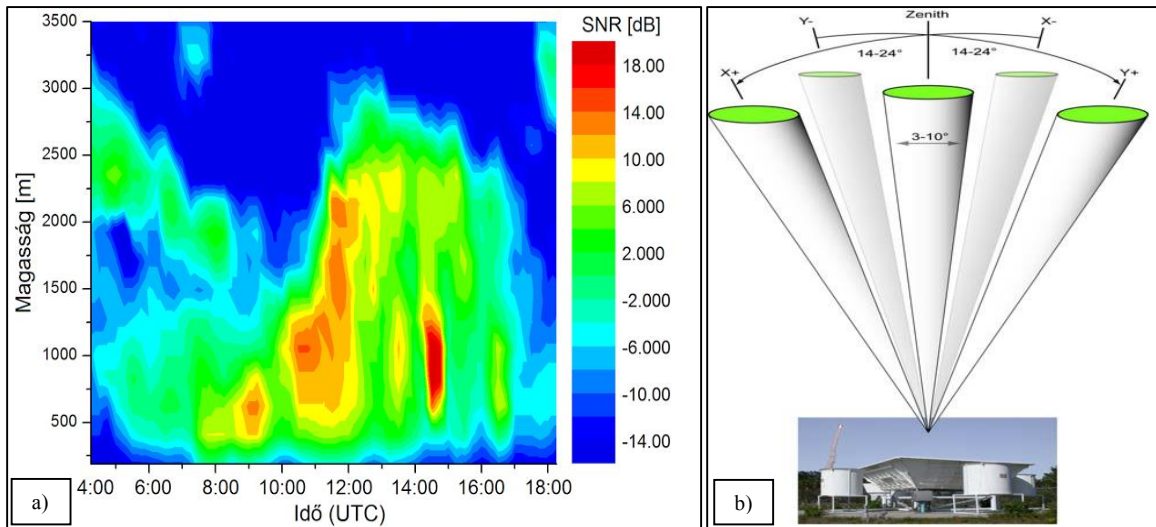
#### 3.1 Wind profiler

A wind profilerek vertikális elhelyezkedésű, speciális Doppler radarok, melyeket a horizontális és vertikális szélesség komponensek meghatározására, illetve a turbulens örvényeken visszaverődő jelek detektálására használnak.

Történetük az 1950-es évekhez vezethető vissza, amikor is felfedezték, hogy a rádióhullámok szóródnak a légköri turbulens örvényeken. E felfedezés lehetővé tette a légköri állapotváltozások mérését. A hagyományos elven működő időjárási radarok is ezt a jelenséget használják ki, a különbség elsősorban a kibocsátott elektromágneses hullám frekvenciájában van, míg az időjárási radarok néhány GHz-en működnek, addig a wind profiler néhány 100 MHz-en. (*Beran & Wilfong, 1998*)

Az 1970-es években a *NOAA* (National Oceanic and Atmospheric Administration) egy kutatási programba kezdett, melyben megállapították, hogy a troposzférikus szelek VHF (Very High Frequency) frekvencián (30 – 300 MHz) detektálhatók, kihasználva a Doppler eltolódást (*Ecklund et al., 1979*). A wind profilerek ezt a jelenséget használják ki, amit a szakirodalomban Doppler nyaláb kilengésnek neveznek (DBS – Doppler Beam Swinging). A módszer lényege, hogy a radar nyaláb irányításával meghatározhatók a horizontális és vertikális szélességek, illetve a radar nyaláb mentén visszaérkező jel segítségével a radiális sebességek is, különböző irányokban (*Dehghan, 2011*).

Általában minden mérési eljárás során figyelembe kell venni bizonyos fokú háttérzajt. A profillerrel történő mérések során fontos az SNR meghatározása, ami nem más, mint a kibocsátott és a visszaérkező jelerősség hányadosa. Mértékét [dB] egységben származtatjuk. A jel-zaj arány profiljának napi alakulása látható a 6a. ábrán. Megfigyelhető, hogy a beérkező napsugárzás hatására egyre magasabban helyezkedik el a legnagyobb SNR értéke, jelölve a PHR tetejét. A jel-zaj arány értéke javítható, ha megnöveljük a műszer által kibocsátott impulzus hosszát, bár ez csökkenti a térbeli felbontást (*Dehghan, 2011*). A zaj forrásai lehetnek külső és belső tényezők egyaránt. Külső tényezők például: repülőgépek, bogarak, madarak. A belső tényező a műszer elektromos berendezéseinek interferenciájából eredhetnek. A szélesség komponensek és a jel-zaj arányon kívül megadható refrakciós index paraméter ( $C_n^2$ ), amely a légköri irregularitásokon (pl.: kis skálájú örvények) szóródott, majd visszaérkezett jel egyik tulajdonsága és egyenesen arányos a jel-zaj aránnyal (*Otterson, 1969*). Segítségével a PHR magasságra vonatkozó adatokat nyerhetünk



**6. ábra: a) Wind profilerrel kapott jel-zaj arány profil 2012. 08. 16-án; b) Wind profiler és a kibocsátott sugárnyalábok irányítottságának sematikus ábrája [3 – LAP-3000 presentation].**

A profiler méréseket általában három vagy több antenna nyaláb segítségével végzik. Az egyik nyaláb mindig a függőleges (zenit) irányba mutat a többi pedig  $14\text{--}24^\circ$  között a függőlegetől eltérő irányban helyezkedik el, melyet a 6b. ábrán személtetnek. A nyalábok mentén, 1–5 percenként végeznek méréseket, melyeket 10–30 percenként átlagolnak. A wind profiler általában 40 MHz és 1400 MHz közötti mérési frekvenciákon képesek méréseket végezni. A frekvencia megválasztása mindig attól függ, hogy a légkör mely tartományában kívánunk méréseket végezni, valamint az adott régióban használt távközlési frekvenciatartományoktól.

Dolgozatomban egy Vaisala LAP-3000 típusú wind profiler mérési eredményeit dolgoztam fel. Ez a típusú műszer az alsó troposzférában használható. A maximális mérési távolsága 5000 méter, de ez nagymértékben függ az időjárási körülményektől, ugyanis a profiler érzékeny az időjárási viszonyok megváltozására. Más-más eredményeket kapunk borult, illetve tiszta időjárási helyzetben. A műszer minimális mérési magassága 120 méter, ami a környezeti zajoktól és az elérhető frekvencia sáv szélességétől függ. A tipikus mérési magasság 120–2000 méterig terjed. A magasabb tartományokban 2000–5000 méter között már pontatlan eredményt kapunk, ami a légköri szóródási viszonyoktól függ, ugyanis a visszavert jel erőssége csökken a magasság függvényében [4 – Meteorológiai műszerek és mérőrendszerek]. A műszer további fontosabb technikai adatait és pontosságát a különböző állapothatározókra az 1. táblázatban foglaltam össze.

Működési frekvenciák:	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Ázsia: 915 MHz</li> <li>• Európa: 1290 MHz</li> <li>• Japán: 1357 MHz</li> </ul>
Felbontási tartományok:	60, 100, 200, 400 méter
Átlagos és csúcsteljesítmény:	100/600 W
Műszer pontossága a különböző állapotathatározókra:	<ul style="list-style-type: none"> <li>• szélesség: &lt; 1 m/s</li> <li>• szélirány: &lt; 10 °</li> <li>• virtuális hőmérséklet: &lt; 1 °C</li> </ul>

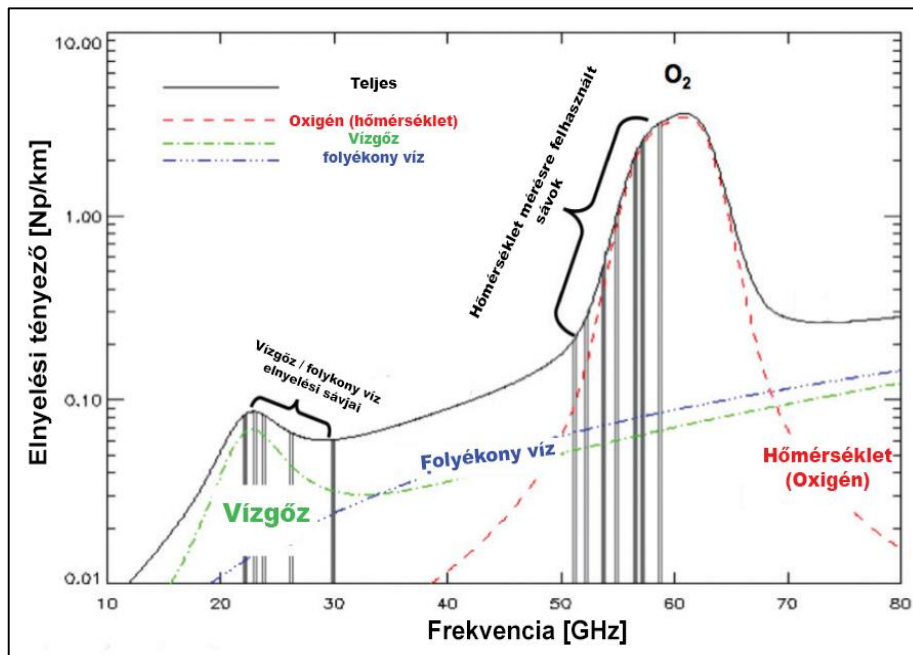
**1. táblázat: Wind profiler technikai adatai [3– LAP-3000 presentation].**

A wind profilereket általában időjárási obszervatóriumokban alkalmazzák nowcasting előrejelzésre, de más alkalmazási területei is vannak, mint például: repüléstervezés, légköri kutatási programok, szennyeződések terjedésének meghatározása. Hátrányuk, hogy telepítésük és fenntartásuk nagyon drága.

### 3.2 Radiométer

A dolgozatomban felhasznált másik mérőeszköz egy Radiometrics MP3000A típusú mikrohullámú radiométer volt. Ezt a fajta műszert a hőmérséklet, a légnedvesség, a vízgőz és a felhővíztartalom vizsgálatára használják. Továbbá felhasználható még nagy felbontású mezoskálájú folyamatok modellezésére, illetve előrejelzésére, különösképpen wind profiler mérésekkel összhangban. Mérési tartománya 10 kilométer, tehát közel a troposzféra felső határáig nyújt megbízható pontosságú adatokat. (Ware et al., 2001)

A mikrohullámú radiometria az elektromágneses hullámok mérésének egy passzív módja, ilyenkor tehát csak egy külső forrás által kibocsájtott jel detektálása történik. Jelen esetben a légköri sugárzásból  $[W/(m^2 \cdot sr \cdot Hz)]$  valósul meg a mért mennyiségek megállapítása. A kapott sugárzási értékből állapítják meg a fényességi hőmérsékletet, melyet a Planck törvény segítségével alakítanak át Kelvin egységbe. A mérésekre leggyakrabban használt mérési tartományok 20–60 GHz között találhatóak, ugyanis itt találhatóak az oxigén, folyékony víz és a vízgőz elnyelési sávjai (8. ábra) (Hardesty & Hoff, 2011). A dolgozatomban felhasznált műszer két működési sávban üzemel, ami 21 kalibrált csatornát tartalmaz 22–30 GHz-ig (K-sáv) és 14-et 51–59 GHz-ig (V-sáv), ami gyári kalibrációkkal tovább növelhető.



8. ábra: Légköri elnyelési sávok, melyeket a radiométernél használnak

(Hardesty & Hoff, 2011).





**9. ábra: MP3000 mikrohullámú radiométer Szegeden.**

A műszer alakja leginkább egy amerikai típusú postaládához hasonlítható (9. ábra), ami egy háromlábú alumínium állványon áll. A legtöbb esetben fix telepítésű, de találkozhatunk mobil radiométerekkel is, amiket általában speciális mérésekre használnak fel. A rendszerhez még további szenzorok kapcsolódhatnak, mint például: légnyomásmérő, hőmérsékletmérő, légnedvesség mérő, esőszenzor és esetenként még egy infravörös radiométer. Az utóbbi zenit irányába néz és egy kis aranyozott ablak található a tetején. Segítségével a felhőalap hőmérsékletét lehet meghatározni, amely azért szükséges, hogy pontosabb légköri profilokat kapjunk minden időjárási körülmény között.

A hőmérséklet detektálására  $-40\text{ °C}$  és  $+45\text{ °C}$ -ig képes, aminek a pontossága  $25\text{ °C}$ -on  $0,5\text{ °C}$ . Speciális mérések esetén a minimum hőmérséklet kiterjeszhető akár  $-50\text{ °C}$ -ig (Például: Barrow, Alaszka.) A relatív páratartalmat  $0\text{--}100\%$ -ig méri,  $2\%$ -os pontossággal. A nyomást standard esetben  $800\text{ hPa--}1100\text{ hPa}$ -ig képes megállapítani. [5 – Radiometrics MP3000 Technical Report]

A radiométereket is széles körben használják nowcasting mérésekre, pára, köd meghatározásra. A repülésmeteorológiában fontos szerepet tölt be. Segítségével az eljegesedés jelensége jelezhető előre. Különböző úrprogramokban is gyakran használják, hisz fontosak a megfelelő időjárási körülmények. A pontossága miatt gyakran használják a rádiószondák nedvességi korrekciójára.

## 4. A WRF modell

A WRF modell egy kutatási és operatív célokra kifejlesztett, következő generációs, mezoskálájú, numerikus előrejelzési rendszer. Az első verzió fejlesztései több mint húsz évvel ezelőtt kezdődtek a NCAR (National Center for Atmospheric Research) és a NOAA-NCEP (National Oceanic and Atmospheric Administration-National Centers for Environmental Prediction) közreműködésével, melyhez később több egyetem és szervezet is csatlakozott. Manapság már a 3.6.1-es verziószámánál tartanak a fejlesztések. Széles körben használják különböző meteorológiai feladatokra, hiszen felbontása több tíz métertől, ezer kilométerig terjedhet. A WRF modellben kétféle dinamikai alrendszert különíthetünk el. Az egyik, amelynek eredményeit a dolgozatomban is felhasználtam az úgynevezett ARW (Advanced Research WRF), amit a legtöbb esetben kutatási célokra használnak. A másik pedig az operatív célokra használatos NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model). (Skamarock et al., 2008)

Szerkezetét tekintve négy fő részre oszthatjuk a WRF modell felépítését. Az első rész az elő-feldolgozó rendszer (WPS), melynek fő feladata, hogy definiálja a szimulációs tartományokat, interpolálja a felszíni adatokat, illetve horizontálisan interpolálja a bemenő meteorológiai adatokat. A második rész, az adatasszimiláció, opcionálisan választható, ugyanis ennek a fő feladata, hogy beillesse a megfigyeléseket a WPS által elvégzett interpoláció után. Erre akkor van szükség, ha egy ciklikus modell futtatást végzünk és szükségünk van friss kezdeti feltételekre. A rendszer harmadik része egyrészt áll a meteorológiai adatok vertikális interpolációjából, valamint a kezdeti és peremfeltételek meghatározásából (REAL), valamint – a legfontosabb részből – a modell megoldó szegmenséből (ARW SOLVER). Majd elérkezünk a negyedik, egyben legutolsó egységhez, az utófeldolgozáshoz – mely szintén opcionális – ahol különböző grafikus megjelenítő programok segítségével (IDV, VAPOR, MET, NCL) jeleníthetjük meg a futtatásunk eredményét. [6 – ARW User Guide]

Az ARW nem-hidrosztatikus Euler egyenleteket használ, mely során a teljesen összenyomható légkör közelítéssel él. Az egyenletek alakját ( $\eta$ ) koordináta rendszerbe helyezi, ahol  $\eta$ -értéke:

$$\eta = \frac{(p_h - p_{ht})}{(p_{hs} - p_{ht})} \quad (1)$$

Ahol  $p_h$  a nyomás hidrosztatikus komponense, míg az alsó indexek a légkör alján (s) és tetején (t) lévő nyomáskomponenseket jelölik. A koordináta rendszer az alsóbb rétegekben követi a felszín változásait, míg felfelé haladva párhuzamossá válik a nyomási szintekkel. Ebből következik, hogy  $\eta$  értéke, 1 és 0 között változhat a felszíntől a felsőbb rétegekig. A horizontális rácsfelbontáshoz az Arakawa-C sémát alkalmazza. Az időbeli integráláshoz másod vagy harmadrendű Runge-Kutta séma választható. (Skamarock et al., 2008)

#### 4.1 A szimulációkban használt parametrizációk

A modellfuttatások során különböző fizikai parametrizációkat alkalmazhatunk annak érdekében, hogy a rácsávolságnál kisebb folyamatoknak az összegzett hatását vegyük figyelembe. Az ARW által használt parametrizációkat 5 különálló csoportba sorolhatjuk:

- mikrofizikai,
- mélykonvekció,
- planetáris határréteg,
- szárazföldi és felszíni réteg,
- légköri sugárzásátvitel (rövid és hosszuhullámú) parametrizációk.

A mikrofizikai parametrizációk a vízgőz, a felhők és a csapadékkal foglalkozó folyamatokat foglalják magukban. A futtatás során a Thompson et al. sémát használtuk fel, mely 6 mikrofizikájú csapadék fajtát különít el graupellel együtt, továbbá a jég koncentrációt is tartalmazza (Thompson et al., 2004). A mélykonvekció parametrizálására a Kain-Fritsch sémát alkalmaztuk (Kain, 2004), amely egy egyszerű felhőmodellt vesz alapul fel és le áramlásokkal. A konvekciót a konvektív hasznosítható potenciális energia megléte indítja el. A felszíni parametrizációra a Noah sémát vettük igénybe (Chen & Dudhia, 2001). A séma 4 talajréteget tartalmaz, amelyek vastagsága 10, 30, 60, 100 centiméter. A légköri sugárzásátvitelre az RRTM (Rapid Radiative Transfer Model) modellt használtuk (Mlawer et al., 1997), amelyet a hosszuhullámú sugárzásra alkalmaznak és előre beállított táblázatok segítségével állapítja meg a légkörben lévő gázok hatását a hosszuhullámú sugárzásra. Végül a PHR-ben zajló turbulens kicserélődési folyamatokra a Bougeault & Lacarrère (1989) sémát használtuk fel. Habár a turbulens kinetikus energia megjelenik prognosztikus változóként, a határréteg magasságát a részecske módszer alapján becsüli. Ez azt jelenti, hogy amely magasságban a virtuális potenciális hőmérséklet ( $\Theta_v$ ) megegyezik először a felszíni  $\Theta_v$ -vel ott lesz a PHR teteje.

## **5. Adatok**

Munkám során az OMSZ szegedi meteorológiai állomásán található mikrohullámú radiométer és wind profiler adatait használtam fel, majd a különböző állapotathározókat (hőmérséklet, relatív nedvesség, szélesség, szélirány) összevettem a WRF modell által szolgáltatott eredményekkel. Ebben a fejezetben ismertetem a kiindulási adatsorok felépítését és tartalmát az egyes mérőműszerekre. Végül a modellfuttásokból nyert eredmények utófeldolgozását mutatom be. Az állomás által szolgáltatott adatok 2012.07.05-től 2012.10.05-ig tartó időszakot fedték le. Az adatok feldolgozását FORTRAN program segítségével végeztem, melyben hibák és a hiányos mérési- és modelleredmények kiszűrése érdekében különböző szűrő feltételeket alkalmaztam.

### **5.1 Radiométeres mérésekből előállított adatsor**

A radiométeres mérések által szolgáltatott adatok 95 napra, naponta 288 időpontra és 58 szintre vonatkozóan tartalmaztak magasság, hőmérséklet, relatív nedvesség, vízgőzsűrűség, folyékony víztartalom méréseket. Az adatok minden egyes napra 5 perces időlépcsővel álltak a rendelkezésemre, melyek közül a kezdeti időpont (00 UTC) nem tartalmazott méréseket, így a számítások során figyelmen kívül hagytam. A magassági szintek a felszíntől 10000 méteres magasságig terjedtek. A szintek az 500 méteres magasságig 50 méteres, 2000 méteres magasságig 100 méteres, majd végül 250 méteres felbontásban szerepeltek a mérési tartomány végéig. Annak érdekében, hogy össze tudjam hasonlítani a meghatározott eredményeket, az 5 perces eredményeket 15 perces eredményekké alakítottam át időbeli átlagolás segítségével.

### **5.2 Wind profiler mérésekből előállított adatsor**

Az adatok ennél a műszernél szintén 95 napra vonatkoztak. Az időbeli felbontás 15 perces volt, amely 30 szintre vonatkozott. Az adatsor szélesség szélirány, valamint az 5 sugárnyalábon mért radiális sebességekből, refrakciós indexekből, és jel-zaj arányokból épült fel. Az összevetés során csak a szélességet és a szélirányt használtam fel dolgozatomban. E két állapotathározó meghatározása csak egy korlátozott magassági tartományig volt lehetséges a wind profiler típusa és konfigurációja miatt. A mérési tartomány a kezdeti mérési szinttől (188 méter) általában 4000–4500 méteres magasságig terjedt. A mérési adatok között az alacsonyabb szinteken is előfordultak hiányos adatok, melyeket a számításaim során figyelmen kívül hagytam.

### 5.3 WRF modell eredmények

A WRF modell futtatását Göndöcs Júlia végezte. A modell futtatás ideje 2012 júliusától szeptember végéig történt, mely 78 napra vonatkozóan bizonyult sikeresnek a hiányzó kezdeti feltételek miatt. A WRF modell eredményeit netCDF fájlok formájában tároltuk. A netCDF fájlok minden egyes napra tartalmazták 15 perces időbeli felbontással és 43  $\eta$ -szintre a szélesség  $u$  és  $v$  komponensét, a perturbált potenciális hőmérsékletet ( $\Theta'$ ), a keverési arányt ( $r$ ) és a perturbált és hidrosztatikus nyomást illetve geopotenciált. Az utófeldolgozás során az összevetéshez a különböző meteorológiai alapmennyiségeket a következő módon határoztam meg.

A hőmérsékletet ( $T$ ) a perturbált potenciális hőmérsékletből származtattam, mégpedig oly módon, hogy először a perturbált potenciális hőmérsékletet átalakítottam potenciális hőmérsékletté ( $\Theta = \Theta' + 300$ ). Majd felhasználva a potenciális hőmérsékletre vonatkozó következő összefüggést:

$$\Theta = T \cdot \left(\frac{p_0}{p}\right)^{\frac{R_d}{c_p}} \quad [\text{K}] \quad (2)$$

Ahol  $p_0=100000$  [Pa],  $p$  a két nyomás komponens összegéből származtatott nyomás [Pa] és  $R_d/c_p$  a száraz levegőre vonatkozó specifikus gázállandó és az állandó nyomáson vett fajhő hányadosa, melynek értéke jó közelítéssel 0,286-nak vehető. Majd a képlet segítségével kifejeztem a hőmérsékletet. Végül az összehasonlítást megkönnyítendő, a kapott hőmérséklet értékeket Kelvin fokból Celsius fokba váltottam.

A relatív nedvesség ( $f$ ) előállításához első lépésként a telítési gőznyomást ( $e_s$ ) [hPa] állítottam elő a Magnus-Tetens formula segítségével (3).

$$e_s = 6,11 \cdot e^{\left(\frac{17,67 \cdot T}{243,5+T}\right)} \quad [\text{hPa}] \quad (3)$$

Ezt követően meghatároztam a parciális gőznyomást ( $e$ ) [hPa] a telítetlen nedves levegőre vonatkozó keverési arány segítségével (4).

$$r = \frac{\rho_v}{\rho_d} = \frac{R_d}{R_v} \cdot \frac{e}{p-e} \approx 0,622 \cdot \frac{e}{p} \quad [\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}] \quad (4)$$

A képletben szereplő  $\rho_v, \rho_d$  a nedves és a száraz levegőre vonatkozó sűrűségek [ $\text{kg}/\text{m}^3$ ]. Végül a kapott nyomási értékek segítségével meghatároztam a relatív nedvességet (5).

$$f = \frac{e}{e_s} \cdot 100 \text{ [%]} \quad (5)$$

A szélességet és a szélirányt a WRF által meghatározott  $u$  és  $v$  szélkomponensek segítségével határoztam meg.

Az utófeldolgozás utolsó egysége a meghatározott mennyiségek magassági interpolációja volt. A WRF által létrehozott geodinamikus magassággal megadott  $\eta$ -szinteket összevettem a radiométer és a wind profileres mérések során használt szintekkel. Ezt követően az interpolációt lineáris súlyozás segítségével úgy végeztem el, hogy a műszerek mérési szintjeire interpoláltam a modelleredményeket. Így végül az előállított adatsorom 78 napra, 97 időpontra tartalmazott 56 szintet a hőmérséklettel és relatív nedvességgel, míg a szélirány és szélesség esetén 30 szintet.

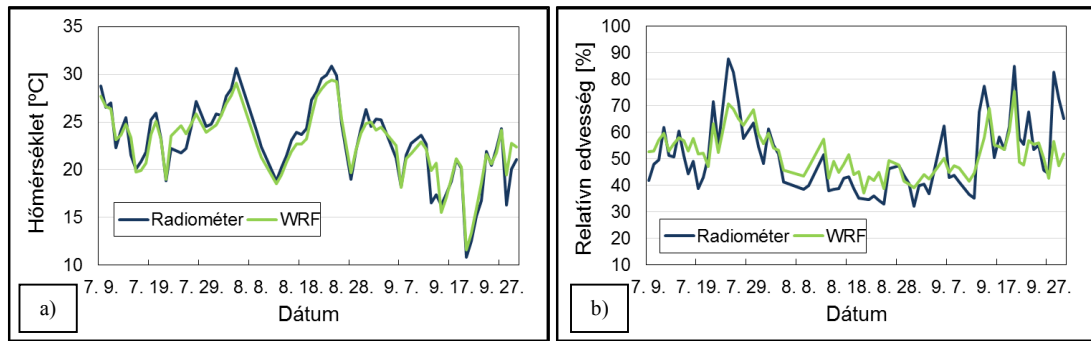
## 6. Eredmények

Az összehasonlító elemzésem első lépéseként egy olyan referencia időszakot kellett kijelölnöm, ahol mind a mérések, mind a modell által meghatározott mennyiségek rendelkezésemre álltak. Ezt az időszakot 2012.07.09. és 2012.09.30. között jelöltem ki, ahol a 84 napból összesen 74 napra vonatkozóan álltak rendelkezésemre a WRF modellből kinyert eredmények. Ezt követően a különböző számítási műveleteket FORTRAN program segítségével végeztem el. Az eredmények összehasonlításánál nem csak azt vizsgáltam, hogy mekkorák a mérések és modell közötti különbségek, hanem az adatok szórását és időbeli változékonyságát is összehasonlítottam. Elsőként a radiométer által nyújtott hőmérséklet és relatív nedvességre végzem el az összehasonlítást. Ezt követően a wind profilerből nyert szélesség és szélirány értékeit vettem össze a WRF modell által nyújtott eredményekkel.

### 6.1 A hőmérsékletre és a relatív nedvességre vonatkozó eredmények

A 10a. ábrán látható a kezdeti 100 méteres szinten meghatározott napi átlaghőmérsékletek minden egyes mérési időpontra vonatkozóan. Megfigyelhető, hogy a modell rendkívül jól követi a hőmérséklet változását. Az esetek döntő többségében (74 %) a modell alulbecsli (átlagosan 0,8 °C-kal) a hőmérsékleti adatokat. A túlbecslések (átlagosan 1,2 °C) akár hosszabb időszakon keresztül is fennállhatnak, például: július 22. –28. vagy szeptember 17. –23. között. E két időszakban többnyire borús, esős, záporos időjárás jellemezte Szeged környékét. A teljes időszakra vett átlagos különbség 0,95 °C volt és a legnagyobb különbség pedig 3,4 °C-ra tehető.

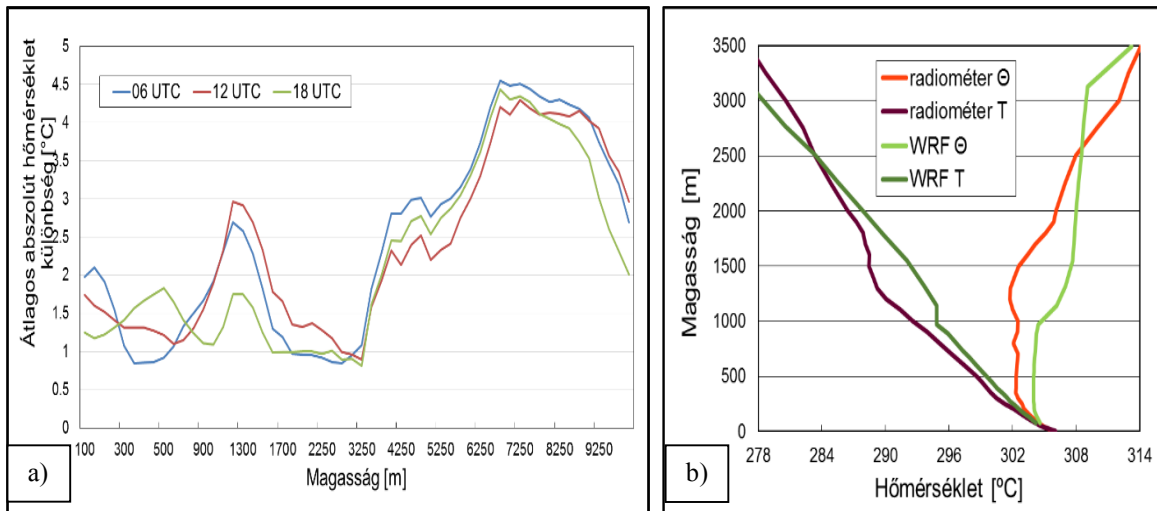
A 10. ábra (b) részében a relatív nedvesség napi átlagainak változása figyelhető meg. Ennél az állapothatározónál a modelleredmények már kevésbé egyeznek meg a mérésekkel. Az esetek 62%-ban a modell túlbecsüli (átlagosan 5,6%) a radiométeres eredményeket, az alulbecslések jelentősebbek 8,6%-ra tehetőek. A relatív nedvesség esetén az átlagos eltérés értéke 6,7 % volt. A legnagyobb különbségek (30%) szintén az időjárási helyzettel magyarázhatóak. Ezekben a napokban borult, erősen felhős égből jellemezte hazánk időjárását és a térségben gyakoriak voltak a záporok zivatarok.



**10. ábra: Napi átlagos a) hőmérséklet, b) relatív nedvesség változása a vizsgált időszakban, 100 méteres magasságban a radiométeres mérések és a WRF modell eredményei alapján.**

Amint láthattuk a felszínhez legközelebbi magasságban a hőmérsékletben nincsen kifejezetten markáns szisztematikus eltérés a mérés és a modell között. Ha azonban a különbségeket a többi szintre is megvizsgáljuk ez nem mondható el, sőt napszakonként is változó (11a. ábra). A két adatsor eltérését három főterminusra (06, 12, 18 UTC), minden egyes napra vonatkozóan is meghatároztam a különböző mérési szinteken. Mindhárom időpont esetén a legnagyobb eltérések az 1200, 4250, 7000 méter körüli magasságokban fordultak elő. Az alsó 300 méteres magasságban a legnagyobb hibák a reggeli időpontban tapasztalhatók, mert a turbulens átkeveredések mértékének üteme eltér a modell és a mért értékek közt. Hasonló okból a turbulencia megszűnéséhez köthető a 18 UTC-kor kb. 500 méteren található kiugró érték. A mindhárom időpontban tapasztalható különbségek magyarázatául egy nap hőmérséklet ( $T$ ) és potenciális hőmérséklet ( $\theta$ ) profilját vizsgáljuk meg (11b. ábra)! Amint látható a  $\theta$  profilja alapján a keveredési réteg a mérések alapján kb. 1500 méterig, míg a WRF alapján kb. 1000 méterig tart, innen a  $\theta$  erős növekedésnek indul. A modell diagnosztikája alapján a PHR magassága kb. 1100 méterre tehető, míg a radiométer szerint 1700 méterre. A kevert és stabilizálódó légrések éppen a nagy különbséggel jelzett 900–1700 méteres magasságban vannak. A PHR feletti régióban a modell  $T$  alulbecslése lassan felülbecslésbe vált át, melyet a stagnáló szakasz jelez a 11a. ábrán. Végül a magasabb régiókban tapasztalható eltérések a felhőképződési folyamatok eredményeképp alakultak ki, hiszen az átvonuló egy-egy felhőt vagy felhősávot a modell nem képes kellő pontossággal szimulálni. A tropopauzát ( $\approx 9000$  m) elérve a különbség a modell és a mérések között jelentősen csökken.

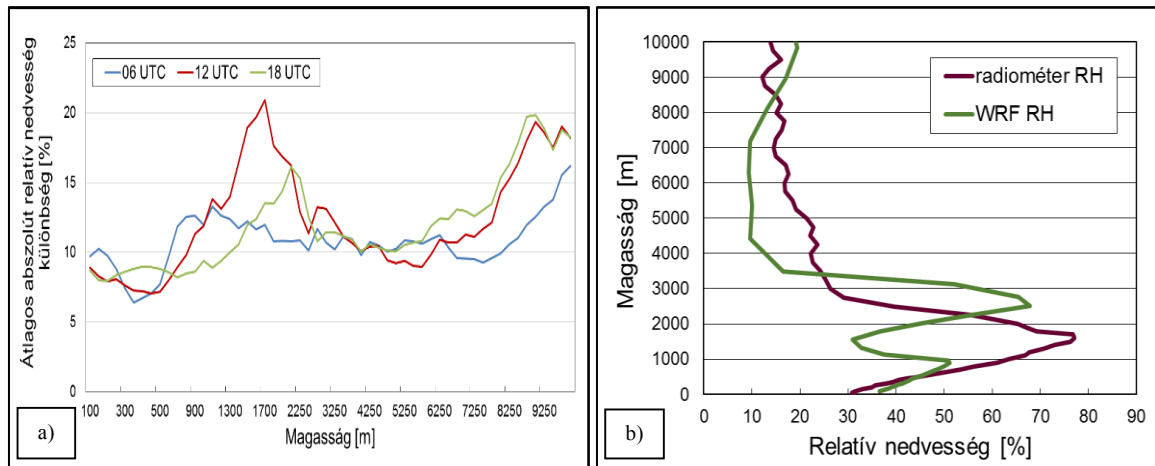




**11. ábra: a) Átlagos abszolút hőmérséklet különbség (radiométer - WRF) profil a 06, 12, 18 óras főterminusokban, b) mért és modellezett hőmérséklet és potenciális hőmérséklet profilok egy kiválasztott napon (2012. 08. 26.) 12 UTC-kor.**

A hőmérséklethez hasonló elvet követve, a három fő terminusra vonatkozó átlagos relatív nedvesség ( $f$ ) abszolút különbség profilját vizsgáljuk meg (12a. ábra)! Látható, hogy a relatívnedvesség különbségek átlagosan 10 % körül mozognak, kivételt képez a 900–2000 méteres magassági tartomány és a 8000 méter feletti.

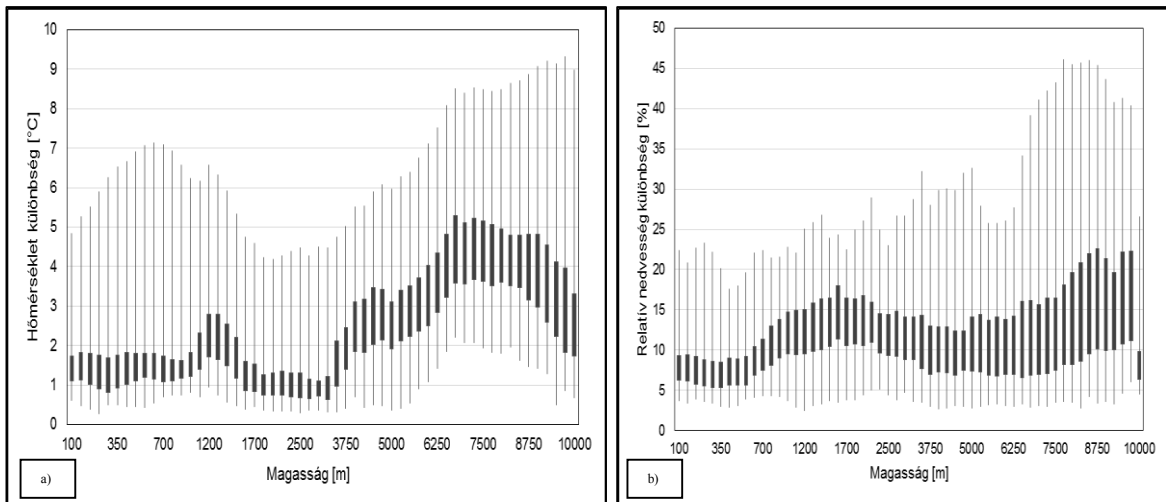
A keveredési réteg eltérésére ismét a PHR modellbeli reprezentációja ad magyarázatot, mely a kiválasztott nap 12 UTC-s  $f$  profilja is mutat (12b. ábra). Míg a mérések alapján az  $f$  maximuma a PHR feletti régióban van, addig a modellben a PHR-en belül, de a PHR tetejéhez közel, egy másodmaximum figyelhető meg, illetve kb. 2700 méteres magasságban található a maximum. A 8 kilométer feletti régió különbsége a hőmérséklet különbségből is ered, nem csupán a felhőmodellezésből. Kis hőmérsékletbeli eltérés nagy hibákat képes okozni az alacsony telítésű levegőben.



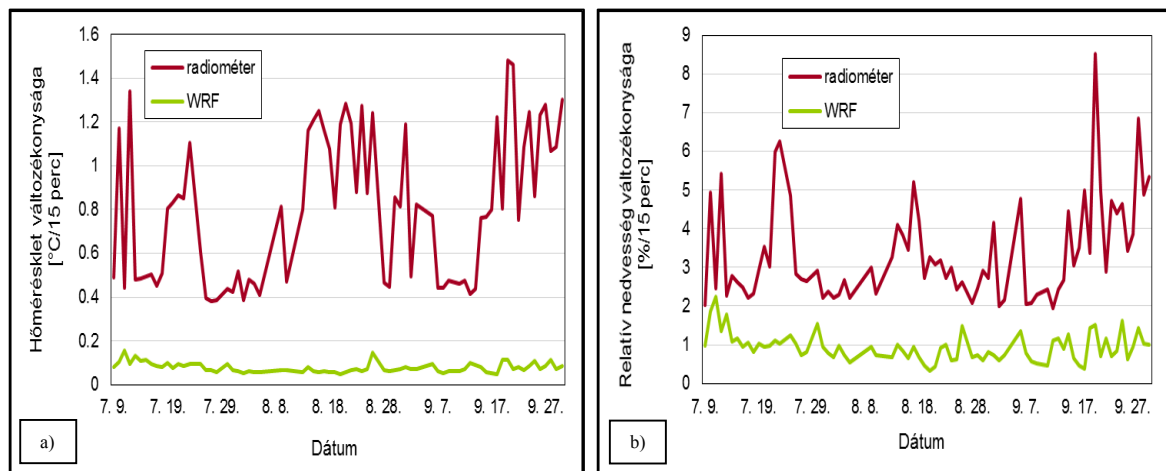
**12. ábra: a) Átlagos abszolút relatívnedvesség különbség (radiométer - WRF) profil a 06, 12, 18 órás főterminusokban, b) mért és modellezett relatívnedvesség profilok egy kiválasztott napon (2012. 08. 26.) 12 UTC-kor.**

Az eltérések könnyebb szemléltetése érdekében minden egyes szintre és időpontra vonatkozóan meghatároztam a radiométer és a WRF által szolgáltatott hőmérsékleti és relatív nedvességi adatok abszolút átlagos különbségeit (13. ábra). Látható, hogy a hőmérsékletben a legnagyobb eltérések ( $\approx 8-9$  °C) a felsőlégkörben találhatók, ahol a legmagasabbak a szórások (nem ábrázolom) és az átlagos eltérések is. A légkör alsó 1 kilométeres részében az abszolút hőmérsékletbeli eltérések a kis szórások ellenére is nagyok. Az alacsonyabb szinteken a relatív nedvesség eltérések kb. 10 % közt alakulnak és maximális különbségek csak néhány esetet tekintve haladják meg a 25 %-ot. A magasabb szintek felé haladva 1200 méteren már észlelhető a különbségek növekedése, mely jó összhangban van a hőmérsékleti értékeknél tapasztalható eltérésekkel. A 3000 méteres szintet elérve az átlagok közti különbség stagnál. A mérési szinteket tekintve a 7500 méteres magasság felett fordulnak elő a legnagyobb átlagos eltérések, melyek közül néhány a 45 %-ot is meghaladja. Visszatekintve az OMSZ által kiadott időjárási jelentéseket általánosságban elmondható, hogy a nagy eltérések az időjárási helyzettel magyarázhatók. A kiugró értékekhez tartozó időpontokat megvizsgálva borult, erősen felhős égből volt jellemző. Gyakoriak voltak a térségben a záporok, zivatarok.

A hőmérséklet és relatív nedvesség változékonyságát (14. ábra) tekintve elmondható, hogy a modell eredményeknek lényegesen kisebb a változékonysága, mint a radiométer által mérteknek. A teljes adatsorra vonatkoztatott átlagukat tekintve az eltérés a hőmérséklet esetén  $0,76$  °C, míg a relatív páratartalom esetén  $2,5$  % volt.



13. ábra: a) Hőmérséklet, b) relatív nedvesség átlagos abszolút különbségének profilja a vizsgált időszakban.

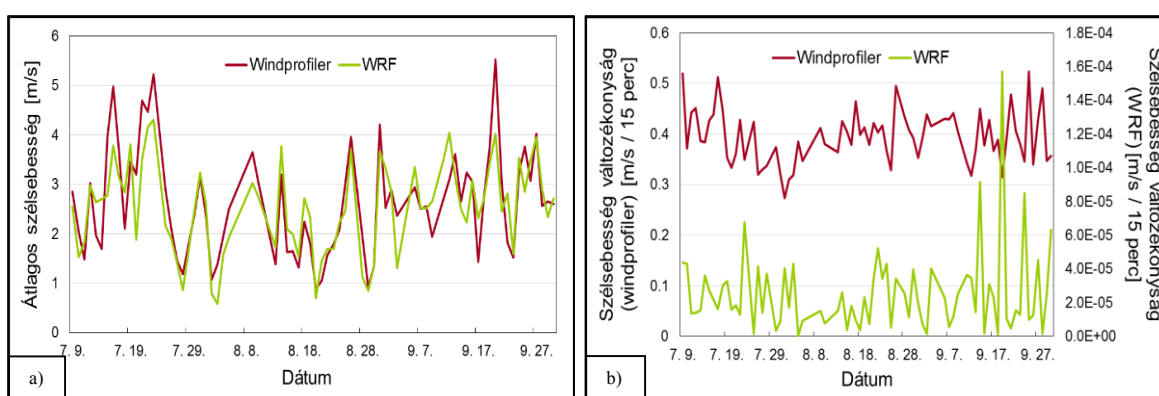


14. ábra: a) Hőmérséklet, b) relatív nedvesség átlagos változékonysága 100 méteres magasságban a vizsgált időszakban.

## 6.2 Szélsébségre és szélirányra vonatkozó eredmények

### 6.2.1 Szélsébség

A napi átlagos felszín közeli szélsébségek a 15a. ábrán figyelhetők meg az első mérési szinten. Jól láthatóak a kiemelkedő értékek, amelyek a heves időjárási jelenségekhez kapcsolódnak. A modell ezekben az esetekben alulbecsli a wind profileres méréseket. Az átlagos eltérés 0,41 m/s, a maximális eltérések (1,5 m/s) pedig a szignifikáns időjárási jelenségeknél találhatók. A szélsébség változékonyságát tekintve elmondható, hogy a modellnek ebben az esetben is alacsonyabb a változékonysága (15b. ábra). A hőmérséklettel vagy a relatív nedvességgel szemben itt már 3,5 nagyságrendnyi különbség van a változékonyságok között.

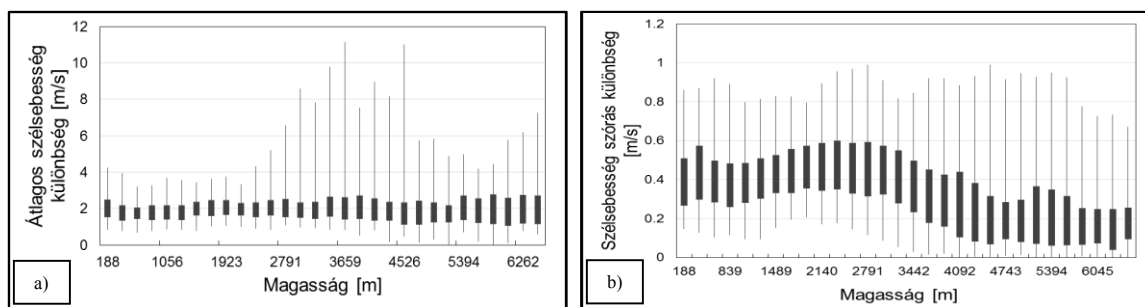


**15. ábra: a) Átlagos szélsébség, b) szélsébség átlagos változékonysága a vizsgált időszakban 188 méteres magasságban.**

A szélsébség profilját tekintve meg kell jegyezni, hogy az adatok jellemzően csak egy limitált magasságig ( $\approx 4000$  méter) álltak rendelkezésemre, ezt a magasságot követően rendszerint hiányos mérési értékek voltak tapasztalhatóak.

A mérés és a modell közötti átlagos magasság szerinti eltéréseket az 16a. ábrán szemléltetem. Az egyes szintek között az átlagos szórásokban nincsen markáns különbség, átlagosan 2 m/s az eltérés. A szélsőségeket tekintve azonban van szintbeli elhatárolódás. Ennek magyarázata egyrészt az adatok rendelkezésre állóssága, másrészt a modell tényleges eltérése. Mintegy 2100 méteres magasságig az esetek 85%-ában volt mérés, e fölött a gyakoriságok 4500 méterig folyamatosan csökkenek 20%-ig, majd kevésbé meredeken csökken 5%-ra a 6500 méteres magasságig. A 2000 m feletti régióban ennek az esetszám változásnak a tendenciája figyelhető meg. A 2000–4000 méter közötti régióban azonban a modellbeli szélsébségek is jelentősen eltértek és majd, mint látni fogjuk a szélirányok is.

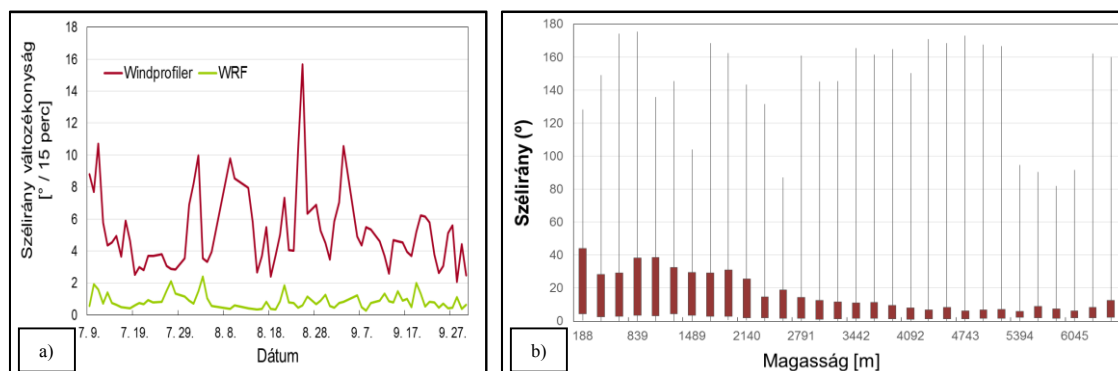
A szignifikáns különbségek annak köszönhetőek, hogy azokban az időpontokban a zivatarok mellett erős szellőkések alakultak ki, melyek néhol viharossá fokozódtak. Ezekben az esetekben a modell alulbecsli a profiler által meghatározott eredményeket. A szélességek szórása közti különbség (16b. ábra) általában tükrözi a felszíni változékonyságra kapott eredményeket. A legnagyobb eltérés az alsó rétegekben tapasztalható.



16. ábra: a) Átlagos szélesség, b) szélesség szórás különbség profilja a vizsgált időszakban.

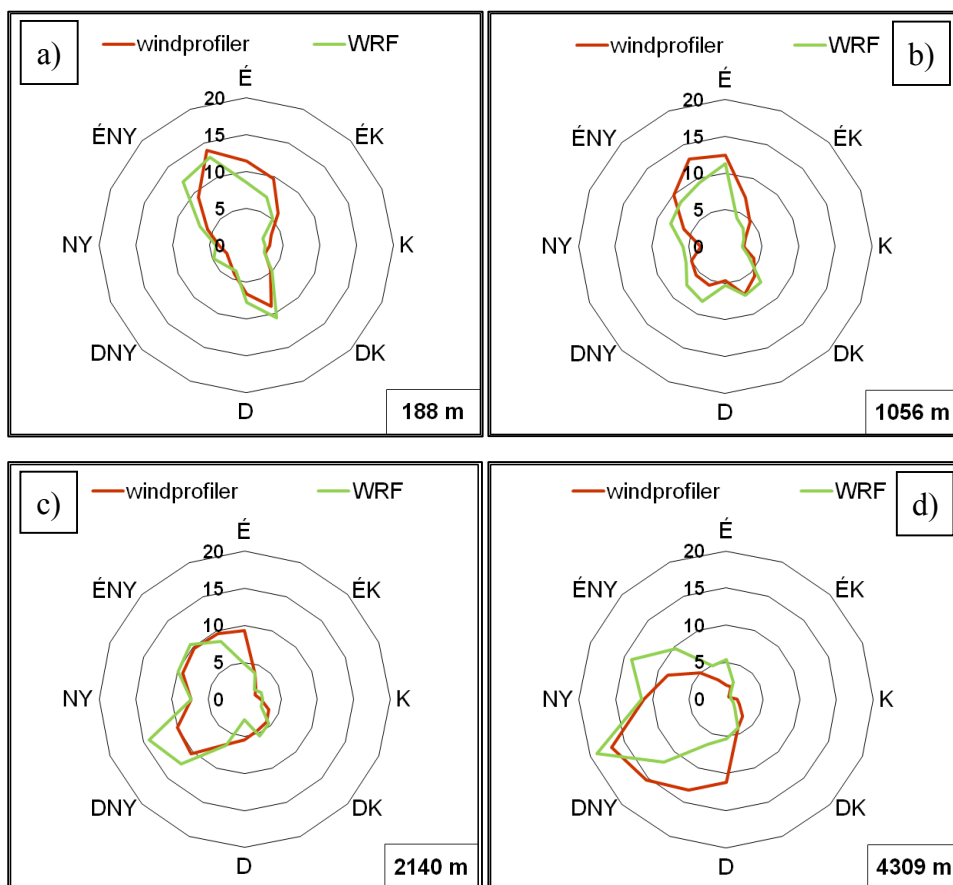
## 6.2.2 Szélirány

A szélirány változékonyságát (17a. ábra) tekintve nincs változás. A wind profiler adatok átlagos változékonysága  $5^\circ$  volt a teljes adatsort tekintve, ezzel szemben a modellnek alacsonyabb  $0,8^\circ$ . A változékonyság szórásai közti eltérés  $0,02^\circ$ -ra tehető. A szélirány szintenkénti átlagos eltéréseinek (17b. ábra) maximális értékei  $120\text{--}160^\circ$  között alakulnak. Általánosságban pedig elmondható, hogy jellemzően  $10\text{--}30^\circ$  különbség alakult ki az alsóbb szinteken (2000 méteres magasságig), magasabban – ahol kevesebb mérés is állt rendelkezésre – csupán  $10^\circ$  körül változott.



17. ábra: a) A szélirány változékonysága, b) szélirány átlagos különbsége a wind profiler mérések és WRF szimulációk alapján a vizsgált időszakban.

Annak ellenére, hogy a szélirány abszolút, pillanatnyi különbségei alacsony szinten (188 méter) a legnagyobbak, a szélirányok gyakorisága nem különbözik jelentősen (18a. ábra) a modell és a mérés között. Az uralkodó szélirány ÉÉNy-i, de viszonylag nagy gyakorisággal (21%) fordul elő DDK-i szél is. Utóbbi a Kossava főn szélnek köszönhető. Kb. 1000 méteres magasságban a DK-i komponens lecsökken, újabb 1000 métert követően pedig megfigyelhető a nyugatias széljárás, ahogyan a felszíni sűrűlódás csökken. Mintegy 4,3 kilométeres magasságban már a NyDNY-i áramlás lesz a meghatározó. Habár ebben a magasságban a 18b. ábra tanúsága alapján a szélirány különbség csupán átlagosan  $10^\circ$ , az eltérés szisztematikusnak tűnik, a modell átlagosan  $10^\circ$ -kal nyugatiasabb áramlást mutat.



18. ábra: Szélrózsa a Szegedi Meteorológiai állomásra wind profiler mérések és WRF modell eredmények alapján, a) 188 m, b) 1056 m, c) 2140 m, d) 4309 m magasságban a vizsgált időszakban.

## 7. Összefoglalás

Szakedolgozatomban a szegedi meteorológiai állomáson található radiométer és wind profiler mérésekből származó profilok és WRF modell eredmények összehasonlító elemzését hajtottam végre négy állapothatározóra vonatkozóan. Az eredményeket egy kijelölt referencia időszakra végeztem el, mely 74 napra vonatkozóan tartalmazott hőmérséklet, relatív nedvesség, szélirány és szélsébség profilokat.

Az eredmények kiértékelését a radiométer és a WRF modell eredményeivel kezdtem. A teljes adatsort tekintve elmondható, hogy az átlagos eltérés a hőmérséklet estén  $0,95\text{ }^{\circ}\text{C}$  volt. Jellemzően (74 %) a modelleredmények alulbecsülték a radiométeres méréseket. A teljes idősorra vonatkozó eltéréseket megvizsgálva elmondható, hogy az eltérések annak köszönhetőek, hogy a modell a PHR magasságát majd 600 méterrel lejjebb helyezi, mint a radiométer. A nagy eltérésekről megállapítható, hogy a szignifikáns időjárási jelenségeknek köszönhetően alakultak ki. A relatív nedvesség estén a modell általában túlbecsülte a mért értékeket, mely túlbecslés átlagosan 5,6 %-ra tehető. A legnagyobb eltérések a felsőbb rétegekben fordultak elő, melyeket a szórás értékek vizsgálata is alátámasztott. A jelenség az itt lezajló felhőképződési folyamatokkal magyarázható.

A wind profiler és a WRF eredményeinek összehasonlításának első lépéseként a szélsébség között eltéréseket vizsgáltam, ahol az átlagos eltérés a felszín közelében  $0,41\text{ m/s}$  volt. A legnagyobb átlagos eltérések ( $1,5\text{ m/s}$ ) szintén az időjárási körülményekhez köthetők. A kiemelkedő értékek vizsgálatánál kiderült, hogy a heves záporos, zivataros időjárási eseményeket a szélsébség hirtelen, nagymértékű változása jellemezte, melyet a modelleredmények kevésbé tudnak prezentálni, így jellemzően alulbecslések történtek. A változékonyság esetén elmondható, hogy mintegy 3,5 nagyságrendnyi különbség van a modelleredmények és a mért értékek közt. A szélirány átlagos eltérései  $10\text{--}30^{\circ}$  közt alakultak, az átlagos változékonyság pedig  $5^{\circ}$  volt. Az uralkodó szélirány jellemzően ÉÉNy-i volt, de jellemző volt még a DDK-i szél is. A magasság növekedésével NyDNy-i áramlás alakult ki, ahol a mért és a modell eredmények közti különbség jellemzően  $10^{\circ}$  körül alakult.

## **8. Köszönetnyilvánítás**

Köszönettel tartozom témavezetőmnek, dr. Breuer Hajnalkának, kinek precíz szakmai útmutatásai révén sikerült dolgozatomat elkészítenem. Bármikor, bármilyen kérdéssel is fordultam hozzá, mindig készségesen, időt nem sajnálva segítette munkámat.

Továbbá szeretném megköszönni Göndöcs Júliának, hogy felhasználhattam a WRF modell eredményeit.

Köszönöm szüleimnek a támogatásukat, biztatásukat, mellyel hozzájárultak dolgozatom sikeres elkészítéséhez.

A szakdolgozatban felhasznált OMSZ méréseket az OTKA K-81432 pályázata biztosította.



## 9. Irodalomjegyzék

*Angevine, W. M., White, A. B., Avery, S. K., 1994: Boundary-layer Depth and Entrainment Zone Characterization with a Boundary-layer Profiler, Boundary-Layer Meteorology, 68: 375–385.*

*Beran, D. W., Wilfong, T. L., 1998: U.S. Wind Profilers: A Review Federal Coordinator for Meteorological Services and Supporting Research, FCM-R14, 57 p.*

*Bianco, L., Wilczak, J. M., 2002: Convective Boundary Layer Depth: Improved Measurement by Doppler Radar Wind Profiler Using Fuzzy Logic Methods, Journal Of Atmospheric and Oceanic Technology, 19: 1745–1758.*

*Bianco, L., Wilczak, J. M., White, A. B., 2008: Convective Boundary Layer Depth Estimation from Wind Profilers: Statistical Comparison Between an Automated Algorithm and Expert Estimations. Journal Of Atmospheric and Oceanic Technology, 25: 1379–1413.*

*Bougeault, P., Lacarrere, P., 1989: Parameterization of Orography-Induced Turbulence in a Mesobeta-Scale Model, Monthly Weather Review, 117: 1872–1890.*

*Chen, F., Dudhia, J., 2001: Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity, Monthly Weather Review, 129: 569–585.*

*Cimorelli, A. J., Perry, S. G., Venkatram, A., Weil, J.C., Paine, R. J., Wilson, R. B., Lee, R. F., Peters, W.D., 1998: AERMOD: Description of Model, EPA-454/R-03-004, 91 p.*

*Dehghan, A., 2011: Validation and Application of Wind Profiler Measurements of Atmospheric Turbulence, PhD disszertáció, University of Western Ontario, Ontario, Canada, 130 p.*

*Ecklund, W. L., Carter, D. A., Balsey, B. B., 1979: Continuous measurement of upper atmospheric winds and turbulence using a VHF radar: Preliminary results, Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 41: 983–994.*

*Götz, G., Rákóczi, F., 1981: A dinamikus meteorológia alapjai, Tankönyvkiadó, Budapest, 484 p.*

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

*Han, Y., Westwater, E., 1995: Remote Sensing of Tropospheric Water Vapor and Cloud Liquid Water by Integrated Ground-Based Sensors, Journal Of Atmospheric and Oceanic Technology, 12: 1050–1059.*

*Hardesty, R. M., Hoff, R. M., 2001: Thermodynamic Profiling Technologies Workshop, Report to the National Science Foundation and the National Weather Service, Boulder, Colorado, 73 p.*

*Hernandez-Ceballos, M. A., Adame, J. A., Bolivar, J. P., De la Morena, B. A., 2012: The Performance of Different Boundary-Layer Parameterisations in Meteorological Modelling in a Southwestern Coastal Area of the Iberian Peninsula ,ISRN Meteorology, 13 p.*

*Hong, S.-Y., Pan, H.-L., 1996: Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model, Monthly Weather Review, 124/10: 2322–2339.*

*Hong, S.-Y., Noh, Y., Dudhia, J., 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes, Monthly Weather Review, 134/9: 2318–2341.*

*Hu, M. X., Nielsen-Gammon, J. W., Zhang, F., 2010: Evaluation of Three Planetary Boundary Layer Schemes in the WRF Model, Journal Atmospheric and Oceanic Technology, 49: 1831–1844.*

*Janjic, Z. I., 2001: Nonsingular Implementation of the Mellor-Yamada level 2.5 scheme in the NCEP Meso model, NOAA/NWS/NCEP Office Note, 437: 61 p.*

*Kain, J. S.*, 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: an update, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 43: 170–181.

*Knoderer, C. A., MacDonald, C. P.*, 2007: Texas-II Radar Wind Profiler, Radio Acoustic Sounding System, Sodar and Lidar Data Quality Control and Mixing Height Derivation, STI-907100-3215-FR, 22 p.

*Lee, S.-J., Kawai, H.*, 2011: Mixing Depth Estimation from Operational JMA and KMA Wind-Profiler Data and its Preliminary Applications: Examples from Four Selected Sites, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 89: 15–28.

*Mellor, G. L., Yamada, T.*, 1982: Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems, *Reviews of Geophysics*, 20: 851–875.

*Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., Clough, S. A.*, 1997: Radiative Transfer for Inhomogeneous Atmosphere: RRTM, a Validated Correlated-k Model for the Longwave, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102/D14: 16663–16682.

*Nielsen-Gammon, J. W., Powell, C. L., Mahoney, M. J., Angevine W. M., Senff, C., White, A., Berkowitz, C., Doran, C., Knupp, K.*, 2008: Multisensor Estimation of Mixing Heights Over a Coastal City, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47: 27–43.

*Otterson, H.*, 1969: Atmospheric structure and radar backscattering in clear air, *Radio Science*, 4:1179–1193.

*Pleim, J. E.*, 2007: A Combined Local and Nonlocal Closure Model for the Atmospheric Boundary Layer. Part I: Model description and Testing, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46: 1383–1395.

*Rákóczi, F.*, 1988: *A planetáris határreteg*, Tankönyvkiadó, Budapest, 186 p.

*Rogers, R. R., Ecklund, W. L., Carter, D. A., Gage, K. S., Ethier, S. A.*, 1993: Research Applications of a Boundary-Layer Wind Profiler, *Bulletin American Meteorological Society*, 47: 567–580.

*Simpson, M., Raman, S., Lundquist, J., Leach, M.*, 2006: A Study of the Variation of Urban Mixed Layer Heights, *Natural Hazards, UCRL-JRNL-224108*, 20 p.

*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*, 125 p

*Solheim, F., Godwin, J. R., Westwater, E. R., Han, Y., Keihm, S. J., Marsh, K., Ware, R.*, 1998: Radiometric Profiling of Temperature, Water Vapor and Cloud Liquid Water Using Various Inversion Methods, *Radio Science*, 33: 393–404.

*Stull, R.B.*, 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Dordrecht – Boston – London: Kluwer Academic Publishers, 665 pp.

*Thompson, G., Rasmussen, R. M., Manning, K.*, 2004: Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis. *Monthly Weather Review*, 132: 519–542.

*Ware, R., Solheim, F., Carpenter, R., Liljegren J. G. J., Nehr Korn, T., Vandenberghe, F.*, 2001: Radiometric Profiling of Tropospheric Temperature, Humidity and Cloud Liquid, *Radio Science*, 36: 11 p.

## **Internetes források:**

[1 – Meteorológiai alapismeretek]

<http://elte.prompt.hu/sites/default/files/tananyagok/MeteorologiaAlapismeretek/index.html>

[2 – Klasszikus dinamikus meteorológiai feladatgyűjtemény II.]

<http://elte.prompt.hu/sites/default/files/tananyagok/KlasszikusDinamikusMeteorologiaIIFeladatgyujtemeny/book.pdf>

[3 – LAP-3000 presentation]

[http://hobeco.net/sites/default/files/lap-3000\\_presentation.pdf](http://hobeco.net/sites/default/files/lap-3000_presentation.pdf)

[4 – Meteorológiai műszerek és mérőrendszerek]

<http://elte.prompt.hu/sites/default/files/tananyagok/MeteorologiaiMuszerekEsMerorendszerek/>

[5 – Radiometrics MP3000 Technical Report]

[http://radiometrics.com/data/uploads/2012/11/hewison\\_ukmo03.pdf](http://radiometrics.com/data/uploads/2012/11/hewison_ukmo03.pdf)

[6 – ARW User Guide]

[http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user\\_guide\\_V3/contents.html](http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3/contents.html)