

ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet,
Meteorológiai Tanszék

A keveredési réteg magasságának meghatározása felhőalap-mérők visszaszóródási idősoraiból

Diplomamunka



Készítette:

Timár Ágnes

ELTE TTK
Meteorológus MSc II.

Témavezetők:

Szabó Zoltán Attila

Sebők István

Országos Meteorológiai Szolgálat

Konzulens:

Dr. Weidinger Tamás
ELTE TTK Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2017.

Tartalomjegyzék

1. BEVEZETÉS.....	4
2. A PLANETÁRIS HATÁRRÉTEG	5
2.1. A PLANETÁRIS HATÁRRÉTEG SZERKEZETE ÉS NAPI MENETE.....	5
2.1.1. A felszínközeli réteg és az Ekman-réteg.....	6
2.1.2. A konvektív határréteg.....	7
2.1.3. Az átmeneti réteg	8
2.1.4. A stabil határréteg	9
2.2. STABILITÁSI KRITÉRIUMOK	9
2.3. TULAJDONSÁGSZÁLLÍTÁS A PLANETÁRIS HATÁRRÉTEGBEN	10
2.3.1. A turbulens kinetikus energia.....	10
2.3.2. A hasonlósági elmélet	12
3. A PHR MAGASSÁG MEGHATÁROZÁSA	14
3.1. HATÁRRÉTEG DETEKTÁLÁS FELHŐALAP-MÉRŐ ÉS LIDAR PROFILOK ALAPJÁN	14
3.1.1. Küszöbérték módszer	15
3.1.2. Derivált alapú módszerek.....	15
3.1.3. Variancia számítás.....	16
3.1.4. Idealizált profil illesztés	17
3.1.5. Haar-wavelet transzformáció	17
3.2. A HATÁRRÉTEG DETEKTÁLÁSA RÁDIÓSZONDÁS ADATOK ALAPJÁN.....	19
3.2.1. A Richardson-szám	19
3.2.2. Részecske módszer.....	20
3.3. A KORÁBBI (MSZ 21457-1-79) MAGYAR SZABVÁNY ALKALMAZÁSA.....	21
3.4. NUMERIKUS IDŐJÁRÁS-ELŐREJELZŐ MODELLEK	22
4. A KONVEKTÍV HATÁRRÉTEG DETEKTÁLÁSA	24
4.1. MÉRÉSTECHNIKAI INFORMÁCIÓK	24
4.2. A GRADIENS MÓDSZER ÉS A HAAR-WAVELET TRANSZFORMÁCIÓ ÖSSZEVETÉSE	26
4.3. HAAR-WAVELET TRANSZFORMÁCIÓN ALAPULÓ DETEKTÁLÓ ALGORITMUS.....	30
5. AZ EREDMÉNYEK KIÉRTÉKELÉSE	34
5.1. AZ ALGORITMUS HATÉKONYSÁGA, KÉPESSÉGEI ÉS KORLÁTAI	34
5.2. ÖSSZEHASONLÍTÓ VIZSGÁLATOK	37

5.3. ESETTANULMÁNYOK.....	43
6. A CHM 15K FELHŐALAPMÉRŐ ALKALMAZÁSÁBAN REJLŐ TOVÁBBI LEHETŐSÉGEK: A FELHŐZET ÉS LÁTÁSTÁVOLSÁG ULTRARÖVID-TÁVÚ ELŐREJELZÉSE.....	47
ÖSSZEFOGLALÁS	53
KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS	55
IRODALOMJEGYZÉK	56

1. BEVEZETÉS

A planetáris határreteg (PHR) vagy más szóval a keveredési réteg fejlődésével, magasságának meghatározásával számos tanulmány foglalkozik. E témakör mind elméleti, mind mérés technikai és gyakorlati szempontból kiemelt fontosságú. Gondoljunk csak a szennyezőanyag terjedés modellezésére, vagy a levegőminőség vizsgálatára! A nappali órákban – megfelelő feltételek, pl. elegendő nedvesség és labilitás esetén – gyakran megjelenik alacsonyszintű réteges illetve konvektív felhőzet (stratus (St), vagy stratocumulus (Sc)) a PHR tetején (Garratt, 1994), ami a repülés-meteorológiában is fontos tényező (Jacobs és Maat, 2005). A PHR-t vizsgálhatjuk i) numerikus modellek segítségével, ii) különböző műszeres mérések (rádiószonda, LIDAR, felhőalap-mérő, radiométer, windprofiler, stb.) adatsorai alapján, vagy iii) ezek együttes alkalmazásával.

A diplomamunka célja a PHR fejlődésének – elsősorban a keveredési réteg magasságának – detektálása az újgenerációs felhőalap-mérők visszaszóródási adatsorai alapján; valamint annak vizsgálata, hogy a finom felbontású határreteg profilok milyen egyéb lehetőségeket hordoznak magukban az ultrarövid-távú (pl. felhőzet, termiktető-magasság, látástávolság) előrejelzés támogatása terén. A téma aktualitását az adja, hogy az Országos Meteorológiai Szolgálatnál (OMSZ) 2016 elején üzembe állított Lufft CHM 15k típusú felhőalap-mérővel közel kétszer akkora magasságig és jobb felbontásban lehetséges a visszaszóródási profilok készítése, mint a korábbi Vaisala CL31-es típussal, s ez lehetővé teszi a PHR pontosabb nyomon követését. Az új műszerek 2016 februárjától a pestszentlőrinci (12843), júniustól már a szegedi (12982) állomáson is végeznek méréseket. 2016 júliusától mindkét helyszínen folyamatos üzem zajlik.

Az új felhőalap-mérők a LIDAR-hoz hasonló elven működnek. Az ilyen aeroszol visszaszóródási profilon alapuló PHR számítási módszerek között szerepelnek i) a visszaszóródási profil minimális gradiensének, illetve ii) maximális szórásának keresése, iii) a wavelet transzformáció, vagy iv) az idealizált profil illesztés. A klasszikus (matematikai) módszerek alkalmazása azonban jelentős akadályokba ütközik, ha az adatsor eltér az „ideálistól” (alacsony zajszint és erős jel a keveredési rétegben). Figyelembe kell venni azt is, hogy a különböző PHR műszerek eltérő minőségű eredményeket adhatnak. Szükség van az elméleti módszerek „finomhangolása”.

A diplomamunka fő célja olyan algoritmus kifejlesztése, amely a Lufft CHM 15k visszaszóródási adatsorai alapján képes a keveredési réteget elkülönítve, azt folytonosan detektálni, ezzel segítve a PHR kutatásokat és az operatív előrejelzői munkát.

Termikus turbulencia a besugárzás hatására, a térben és időben eltérő módon felmelegedő felszín miatt jön létre. Egyrészt az intenzív besugárzás következtében instabil rétegződés alakul ki, ez pedig feláramlást eredményez, másrészt a határreteg tetején elhelyezkedő felhők kisugárzása miatti hűtőhatás leáramláshoz vezet, mely gátolja a konvekciót (Stull, 1988).

A PHR tipikus vertikális kiterjedése, közepes földrajzi szélességeken 0,1–3 km között változik. Magassága függ az évszaktól, a napszaktól és az éppen fennálló szinoptikus helyzettől, a domborzati viszonyoktól és a felszín érdességétől (de Haij et al., 2007, Mona et al., 2016). Tengerfelszín felett, a víz jelentős hőkapacitása, s így a kismértékű hőingás hatására a planetáris határretegnek nincs markáns napi menete. Szárazföldek felett azonban – főként nyári anticiklonális helyzetben, amikor a be és kisugárzás jórészt zavartalanul zajlik – a PHR jellegzetes napi menettel rendelkezik (1. ábra) (Arya, 2001).

2.1.1. A felszínközeli réteg és az Ekman-réteg

A felszínközeli réteg a PHR alsó 5–10%-a. Közvetlenül a felszín fölött a néhány centiméter vastagságú lamináris réteg helyezkedik el. Itt a molekuláris viszkozitási erők dominálnak. Ezt követi az átmeneti réteg, ahol együtt van jelen a molekuláris és a turbulens kicserélődés, majd e fölött a turbulens nyíró erők határozzák meg az áramlás képét, a szélprofil első közelítésként logaritmikusnak tekinthető (pontosabban a stabilitástól függ) (Baranka et al., 2013). Itt a turbulens áramok állandóságával számolunk. Az egyes alrétegeket a Reynolds-szám alapján különítjük el.

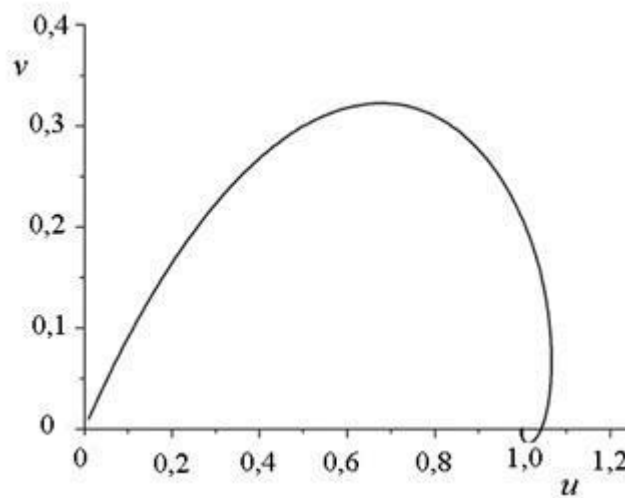
A felszín közeli réteg felett a nyomási gradiens erő, a Coriolis-erő és a turbulens súrlódási erő alakítja az áramlást. Advekciónéltes esetben a szél a magassággal jobbra fordul. Ez az úgynevezett Ekman-réteg. Stacionárius, horizontálisan homogén áramlást feltételezve, valamint a koordináta-rendszer x-tengelyét az izobárokkal párhuzamosan forgatva az Ekman-spirál egyenlete:

$$(\bar{u} - u_g)^2 + \bar{v}^2 = u_g^{-2z/h} \quad (1)$$

ahol \bar{u} és \bar{v} a Reynolds-féle felírásból származó átlagos szélesség komponensek, u_g a geosztrófikus szélesség, z a magasság, h pedig az Ekman-réteg vastagsága:

$$h = \left(\frac{2K_m}{f} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

ahol K_m a turbulens diffúziós együttható, f pedig a Coriolis-paraméter. A spirál egyenlete leírja, hogy a határréteg tetejéhez közeledve a szél sebessége és iránya tart a geosztrófikushoz, azonban azt többször is átlépheti, mielőtt beáll az egyensúlyi állapot (2. ábra). A legkisebb olyan magasságot, ahol a szél geosztrófikusként viselkedik, tekinthetjük a súrlódási réteg tetejének (Götz és Rákóczi, 1981).



2. ábra: az Ekman-spirál holográfja relatív egységekben, egységnyi nagyságú geosztrófikus szél esetén (Baranka et al., 2013).

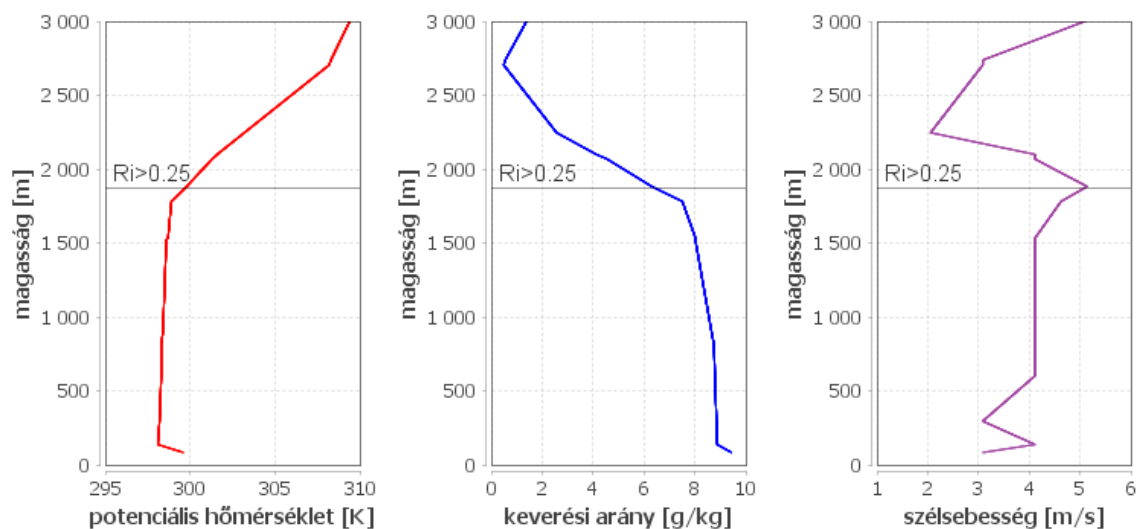
2.1.2. A konvektív határréteg

Napkelte után, ahogy a beérkező rövidhullámú sugárzás hatására melegedni kezd a felszín, pozitívvá válik az energiamérleg, kialakul az instabil rétegződés, majd megindul a konvekció. Ha a konvektív határréteg fejlődése zavartalan, maximális magasságát (átlagosan 500–2500 m) kora délutánra éri el.

A határréteg tetején helyezkedik el az úgynevezett beszívási zóna. Itt a nagy energiával rendelkező termikek a határréteg tetején túlfutva belépnek a szabad légkörbe, visszasüllyedve pedig annak szárazabb levegőjét hozzák magukkal, tehát ebben a zónában megy végbe a konvektív réteg és a szabad légkör keveredése (de Haij et al., 2007). Ha elegendő energia és nedvesség áll rendelkezésre, a beszívási zóna lesz a gomolyfelhő-

képződés színtere is. A zóna kiterjedése általában a konvektív határreteg 20%-a, de bizonyos esetekben elérheti a 90–95%-os kiterjedést is (Deardorff et al., 1980).

A konvektív határreteg jellegzetessége, hogy benne a tulajdonságok (momentum, hő, nedvesség, nyomanyagok) szállítását turbulens örvények végzik, így a jól átkevert határretegen belül a meteorológiai állapotjelzők (potenciális hőmérséklet, specifikus nedvesség, nyomanyag koncentráció, szélesség) a magassággal alig változnak, míg a határreteg tetején jelentős gradienssel rendelkeznek (3. ábra).



3. ábra: az egyes állapothatározók profilja rádiószondás felszállás alapján, valamint a bulk-Richardson szám (ld. 3.2.1. fejezet) 0,25-öt meghaladó értékének magassága, amely a PHR tetejét jelzi (2016. 06. 29. 12 UTC Szeged).

2.1.3. Az átmeneti réteg

Körülbelül fél órával naplemente előtt a turbulens átkeveredés jelentősen gyengülni kezd. Ha nincs erőteljes advekción hatás, a határreteg képes megőrizni a nap folyamán felvett tulajdonságait (vertikális profilok, koncentrációk). Az átmeneti réteg, az éjszakai stabil határreteg miatt, a talajjal nem áll kapcsolatban és közel változatlan állapotban fennmaradhat mindaddig, amíg a következő nap konvektív határretege eléri és emelkedése során lassan felemészti az átmeneti réteget (de Haij et al., 2007).

2.1.4. A stabil határréteg

Ha a felszín hidegebb, mint a fölötte lévő levegő, az stabil, vagy inverziós rétegződést hoz létre. A stabil határréteg kialakulása főként éjszaka megy végbe, amikor a rövidhullámú besugárzás hiánya és a jelentős hosszuhullámú kisugárzás miatt a felszín hűlni kezd. Mivel a sugárzásegyenleg negatívvá válik, megszűnik a termikus és jelentősen lecsökken a mechanikus turbulencia. Az átkeveredés hiányában a stabil határréteg vertikális kiterjedése csupán néhány tíz, esetleg száz méter körül alakul. Ugyanakkor bizonyos esetekben, a határréteg tetejénél megjelenő alacsonyszintű jethez kapcsolódó turbulens örvények átkeverhetik a réteget. A stabil határréteg kiterjedése – ha a kisugárzás zavartalanul zajlik – az éjszaka folyamán egyre nő, majd napfelkelte után megindul az átkeveredés és az újabb konvektív határréteg fejlődése.

2.2. Stabilitási kritériumok

Az előző alfejezetekben többször esett szó a stabilis és labilis rétegződés jelentőségéről. A stabilitási kritériumok vizsgálatokor kezdetben hidrosztatikus egyensúlyt feltételezünk és eltekintünk a horizontális mozgásoktól.

A részecske módszer esetén feltételezzük, hogy az egyensúlyi állapotából kimozdított légrézecske hatására a környezetben nem indulnak meg kompenzációs áramlások, azaz a környezet továbbra is hidrosztatikus egyensúlyi állapotban marad, továbbá tegyük fel, hogy a részecske mozgása száraz, vagy nedves adiabata mentén megy végbe. Ekkor a hidrosztatikus egyensúly:

- | | |
|---|---|
| 1. száraz stabilis, ha $\gamma < \Gamma_d$, | 1. abszolút stabilis, ha $\gamma < \Gamma_s$, |
| 2. száraz indifferens, ha $\gamma = \Gamma_d$, | 2. telített indifferens, ha $\gamma = \Gamma_s$, |
| 3. abszolút instabil, ha $\gamma > \Gamma_d$, | 3. telített instabil, ha $\gamma > \Gamma_s$, |

a rétegződés feltételesen instabil, ha $\Gamma_s < \gamma < \Gamma_d$,

ahol γ a környezet, míg Γ_d és Γ_s a száraz és a nedves adiabatikus hőmérsékleti gradiens (Götz és Rákóczi, 1981). Elmondható, hogy stabilis esetben a felfelé kimozdított légrézecske

visszatér eredeti helyére, indifferens esetben az új szinten nyugalomban marad, míg instabil esetben felfelé gyorsuló mozgást végez. Abszolút stabil/instabil esetben mind a telített, mind a telítetlen levegőre teljesül a stabilitás/instabilitás. A kritériumok a potenciális hőmérséklet (θ) (Pontosabban a virtuális potenciális hőmérséklet), illetve telített nedves esetben a pszeudo-ekvivalens potenciális hőmérséklet (θ_{se}) vertikális gradiensevel is kifejezhetőek:

- | | |
|---|--|
| 1. száraz stabilis, ha $\frac{\partial\theta}{\partial z} > 0$ | 1. abszolút stabilis, ha $\frac{\partial\theta_{se}}{\partial z} > 0$ |
| 2. száraz indifferens, ha $\frac{\partial\theta}{\partial z} = 0$ | 2. telített indifferens, ha $\frac{\partial\theta_{se}}{\partial z} = 0$ |
| 3. abszolút instabil, ha $\frac{\partial\theta}{\partial z} < 0$ | 3. telített instabil, ha $\frac{\partial\theta_{se}}{\partial z} < 0$ |

A potenciális hőmérsékletek ezen tulajdonságai lehetővé teszik a stabilitás vizsgálatot (pl. rádiószondás mérések alapján). Megjegyezzük, hogy a határrétegben telítetlen légréz feltételezésével élünk. Nem vizsgáljuk a ködös helyzeteket, illetve a határréteg tetején kialakuló felhőzetet, mint a réteg felső határát jelző jelenséget tekintjük. Az itteni felhők mikrofizikai folyamataival sem foglalkozunk. Lásd részletesebben (Geresdi, 2004; Sarkadi, 2016).

2.3. Tulajdonságszállítás a planetáris határrétegben

Az előzőkben már szó volt a különböző tulajdonságok, mint a momentum, a hő, a nedvesség és a szennyezőanyagok turbulens transzportjáról. Most ezek elméleti háttere és gyakorlatban használt formulái következnek.

2.3.1. A turbulens kinetikus energia

Instabil rétegződés esetén együtt lép fel a mechanikus és a konvektív feláramlások generálta termikus turbulencia. Stabil rétegződés esetén a mechanikus turbulencia alakítja a profilokat. Ennek forrása a szélnyírás (Holton, 2004). Az átlagos turbulens kinetikus energiasűrűség (e) átlaga (\bar{e}) a Reynolds-féle átlagolás szabályai szerint:

$$\bar{e} = \frac{1}{2} \overline{u_i'^2} \quad (3)$$

ahol u'_i a szélesség fluktuációja ($i = 1, 2, 3$). A fluktuációkra felírt mozgásegyenletekből kiindulva, felhasználva a Boussinesq-közelítést, miszerint a sűrűség – leszámítva a felhajtóerő számítását, ahol $\rho'/\bar{\rho} \approx -\theta'/\bar{\theta}$ – egy állandó értékkel adható meg a turbulens kinetikus energia időbeli változására a következő egyenlet adódik:

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{e}}{\partial x_j} = \delta_{i3} \frac{g}{\theta} \left(\overline{u'_i \theta'} \right) - \left(\overline{u'_j u'_j} \right) \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} - \frac{\partial (\overline{u'_j e})}{\partial x_j} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial (\overline{u'_i p'})}{\partial x_i} - \varepsilon \quad (4)$$

I. II. III. IV. V. VI. VII.

ahol $x_{i,j}$ a descartes-i koordináták, t az idő, $\bar{u}_{i,j}$ az átlagos szélességek, θ' és p' a potenciális hőmérséklet (θ) és a nyomás (p) fluktuációja, $\bar{\rho}$ a levegő átlagos sűrűsége, ε az átlagos turbulens kinetikus energia disszipációja. Az indexek itt is 1-től 3-ig futnak.

Az I. és II. tag az átlagos turbulens kinetikus energia idő- és térbeli változását írja le. A III. tag a termikus turbulencia generálódását/disszipációját fejezi ki. Értéke a hidrosztatikus stabilitási viszonyoktól függ, instabil esetben (általában nappal) pozitív, stabilis esetben (éjjel) negatív. A IV. tag a mechanikai turbulencia keletkezését fejezi ki. Ez a tag az esetek többségében pozitív. Mivel a szélnyírás a felszín közelében a legnagyobb, így a IV. tag értéke itt maximális és a magassággal gyorsan csökken. Másodlagos maximum megjelenhet a határréteg tetejénél, illetve az alacsonyszintű jet-ekhez kapcsolódóan. Az éjszakai időszakban általában csak ez a tag járul hozzá a turbulens kinetikus energia generálódásához. Ha a III. tag több mint háromszorosa a IV-nek, akkor szabad konvekcióról, ha a IV. tag dominál, akkor kényszer konvekcióról beszélünk (Baars, 2007). Az V. tag az átlagos turbulens kinetikus energia turbulens transzportját fejezi ki. A szignifikáns transzport vertikális irányban megy végbe. Konvektív esetben ez a tag a PHR alja és teteje közötti nettó energiátranszportot írja le, így kiintegrálva a teljes határrétegre, értéke közel nulla lesz (Baars, 2007). A VI. nyomás korrelációs tag a hullámmozgások (pl. gravitációs hullámok) hozzájárulását fejezi ki a turbulens kinetikus energia generációjához. A VII. tag az átlagos turbulens kinetikus energia disszipációját írja le. Értéke mindig pozitív, a magassággal gyorsan csökken és függ \bar{e} nagyságától (Holton, 2004).

2.3.2. A hasonlósági elmélet

A következőkben a felszínközeli réteg turbulens áramaival foglalkozunk. A Monin-Obukhov-féle hasonlósági elmélet alapegyenleteit mutatjuk be. Jelölje z a vertikális koordinátát, u , w az x -irányú horizontális és vertikális szélesség komponensét. A Kolmogorov-féle lezárás szerint a turbulens fluxusok parametrizálhatóak az átlagos szállított mennyiség lokális gradiense és a turbulens diffúziós együttható (K_H vagy K_M) szorzata alapján (Stull, 1988; Holton, 2004). Ezek az előbbieken tárgyalt III. és IV. tag esetén az (5)-ös és (6)-os formában jelennek meg:

$$\overline{\theta'w'} = -K_H \left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \right) \quad (5)$$

$$\overline{u'w'} = -K_M \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right) \quad (6)$$

A hasonlósági elmélet alapján, a tulajdonság áramok számíthatóak direkt árammérések segítségével (Arya, 2001). A meteorológiai állapotjelzők gradienseinek ismeretében (Mészáros, 2002; Kugler, 2014) megadhatjuk a momentumra, a szenzibilis hőre, nedvességre és nyomanyag koncentrációra vonatkozó univerzális függvényeket:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa z} \varphi_M(\zeta) \quad (7)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} = \frac{T_*}{\kappa z} \varphi_H(\zeta) \quad (8)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = \frac{q_*}{\kappa z} \varphi_E(\zeta) \quad (9)$$

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial z} = \frac{c_*}{\kappa z} \varphi_C(\zeta) \quad (10)$$

ahol θ a potenciális hőmérséklet, u a szélesség, q a specifikus nedvesség és c a nyomanyag koncentráció, u_* , T_* , q_* és c_* a dinamikus sebesség, léghőmérséklet, specifikus nedvesség és nyomanyag koncentráció, κ a Kármán-állandó, $\zeta = (z)/L_{MO}$ a dimenzió nélküli magasság, ahol L_{MO} az úgynevezett Monin-Obukhov-hossz. A felülvonás, a korábbihoz hasonló módon, az átlagos értékeket jelzi. A φ_M , φ_H , φ_E , φ_C az egyes

tulajdonságokra (impulzus, szenzibilis hő, latens hő valamint a nyomanyag koncentráció) vonatkozó univerzális függvény. A Monin-Obukhov-hosszat az alábbi összefüggés adja:

$$L_{MO} = \frac{u_*^2}{\kappa\beta_s T_*}, \quad (11)$$

ahol $\beta_s = g/\bar{\theta}$ a stabilitási paraméter, g a nehézségi gyorsulás. A csillaggal jelölt mennyiségek meghatározásában az univerzális függvények integrál alakját használjuk, így adott rétegre határozhatjuk meg a turbulencia karakterisztikákat (Weidinger et al., 2000). Ekkor (7)-(11) egyenletek integrál alakját oldjuk meg valamilyen közelítő módszerrel (Weidinger et al., 2000; Ács és Kovács, 2001). A dinamikus sebesség, hőmérséklet, nedvesség és szennyezőanyag koncentráció (a csillagos mennyiségek) ismeretében már könnyen számolhatók a turbulens áramok, s tetszőleges magasságban megadhatók a turbulens diffúziós együtthatók értékei is, hiszen:

$$\tau = -\rho_m \overline{w'u'} = \rho_m u_*^2 = \rho_m K_M \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (12)$$

$$H = c_{pm} \rho_m \overline{w'\theta'} = -c_{pm} \rho_m u_* T_* = -c_{pm} \rho_m K_H \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \quad (13)$$

$$LE = L \rho_m \overline{w'q'} = -L \rho_m u_* q_* = -L \rho_m K_E \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \quad (14)$$

$$F_c = \rho_m \overline{w'c'} = -\rho_m u_* c_* = \rho_m K_C \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} \quad (15)$$

ahol $\rho_m \equiv \rho$ a nedves levegő átlagos sűrűsége, c_{pm} az állandó nyomáson vett fajhője, L a fázisátalakulási hő, K_M, K_H, K_E, K_C egyes tulajdonságokra (impulzus, szenzibilis hő, latens hő és nyomanyag koncentráció) vonatkozó turbulens diffúziós együtthatók. τ az impulzus, H a szenzibilis, LE a latens hőáram, F_c a szennyezőanyag-áram.

3. A PHR MAGASSÁG MEGHATÁROZÁSA

A határréteg magasságának meghatározása kulcsfontosságú a PHR szerkezetének feltérképezéséhez. A határréteg magasság közvetlenül nem mérhető, de becsülhető a különböző profilmérések alapján. Ilyenek a rádiószondás mérések, a LIDAR és felhőalap-mérők által szolgáltatott adatok, a radiométer, vagy a windprofiler mérések. A dolgozat alapvetően a Lufft CHM 15k típusú felhőalap-mérők idősorainak vizsgálatára szorítkozik. A kapott eredmények alátámasztása érdekében vizsgálok a rádiószondás mérések adatsorait, továbbá az éjszakai (00 UTC-s) rádiószondás méréseken és a kétméteres hőmérsékleti adatokon alapuló határréteg magasság becslő eljárás (a régi hazai szabvány módszer (Fekete et al., 1983)) eredményeit, valamint numerikus modellek által előre jelzett PHR magasságokat.

3.1. Határréteg detektálás felhőalap-mérő és LIDAR profilok alapján

A LIDAR és felhőalap-mérő visszaszóródási adatsorai a légkörben lévő aeroszol részecskék koncentrációjának függőleges eloszlásáról adnak információt. Ezen részecskék forrása többnyire a felszínen található, így koncentrációjuk jóval magasabb a planetáris határrétegben, mint a szabad légkörben. Ennek megfelelően a műszer által detektált jel erősebb a planetáris határrétegben, a határréteg tetejénél pedig általában éles gradiens jelentkezik (Stachlewska et al., 2012; Wang et al., 2012). Ugyanakkor nem csak a részecskék koncentrációja, de azok mérete, így a légköri nedvességtartalom is befolyásolja a detektált jel erősségét (Dupont et al., 1994; Eresmaa et al., 2006), ezért a jelentős visszaszóródást okozó felhőzet, vagy csapadék jelenléte megnehezítheti, míg az emelkedő keveredési réteg tetejéhez közel kikondenzálódó víz (ezt bővebben a 6. fejezetben tárgyalom) segíti a határréteg elkülönítését. Megjegyzendő, hogy a víz jelenlétéből eredő nagy jelintenzitás minden esetben folyékony, vagy szilárd halmazállapothoz köthető, hiszen a műszer által kibocsátott – 1064 nm hullámhosszú – sugárzás egy részét a vízgőz elnyeli, így gyengíti a visszaérkező jelet.

3.1.1. Küszöbérték módszer

A módszer szerint a határréteg magassága az a magasság lesz, ahol a visszaszóródási jel egy viszonylag magas értékről alacsonyabbra esik vissza. Sokszor egy adott küszöbértékkel dolgoznak (Dupont et al., 1994), melynek meghatározására különböző módszerek állnak rendelkezésre. Az egyik javasolt eljárás, hogy a mért profilhoz egy Rayleigh szóródási modell által kapott profilt illesztünk (Bhavani és Purusotham, 2010). Ekkor a határréteg magasság az első olyan magasság lesz, ahol a detektált érték adott mértékben (Φ) meghaladja a modell profilt. A módszer hibája, hogy sok esetben nem elég érzékeny az ésszerű határokon belül mozgó Φ -értékre ($\Phi \approx 25\%$) (Melfi et al., 1985). Emellett gyakran a határréteg teteje felett, vagy az alatt elhelyezkedő egyéb rétegeket azonosítja a határréteg tetejeként.

3.1.2. Derivált alapú módszerek

Gradiens módszer

Az előbbi módszerhez hasonlóan itt is azt a jelenséget használjuk ki, hogy a visszaszóródó jel erős a határrétegben, gyengül az átmeneti zónában és intenzitása jelentősen visszaesik a szabad troposzférában. Ez még erőteljesebben megmutatkozik, ha a normalizált és tartomány-korrigált (azaz térben és időben mozgóátlagolással simított) jellel dolgozunk (a továbbiakban: *korrigált jel*). Ennél a módszernél a korrigált visszaszóródási jel ($P(z)$) vertikális gradiensének minimumához társítjuk a határréteg tetejének magasságát (h_{PHR}) (Steyn et al., 1999).

$$h_{PHR} = \min \left\{ \frac{dP(z)}{dz} \right\} \quad (16)$$

Összetett profilok esetén azonban előfordulhat, hogy a minimális gradienshez tartozó magasság nem a planetáris határréteg, illetve a keveredési réteg tetejét fogja jelezni. Emellett az erős zajban fellépő gradiensek is problémát jelenthetnek, mivel a minimális érték akár a zajban is megjelenhet (Bhavani és Purusotham, 2010).

Inflexiós pont keresés

Itt az előző módszerhez hasonlóan járunk el, azzal a különbséggel, hogy most a korrigált jel magasság szerinti második deriváltjának minimumát keressük.

$$h_{PHR} = \min \left\{ \frac{d^2 P(z)}{dz^2} \right\} \quad (17)$$

Az így detektált inflexiós pont magasságát vesszük a határréteg tetejének. A módszer gyengesége, hogy – főként a reggeli órákban – a magasban elhelyezkedő nedvesebb rétegek markánsabban jelennek meg, mint a keveredési réteg és a szabad troposzféra határa (Menut et al., 1999).

Visszaszóródási jel logaritmusának gradiense

Ez a módszer csupán annyiban különbözik a gradiens módszertől, hogy itt a korrigált jel logaritmusának magasság szerinti deriváltját számoljuk. Az így kapott legkisebb értékhez tartozó magasságot tekintjük a határréteg tetejének (White et al., 1999; Sicard et al., 2006).

$$h = \min \left\{ \frac{d \ln[P(z)]}{dz} \right\} \quad (18)$$

3.1.3. Variancia számítás

Ahogy az átmeneti zónában keveredik a planetáris határréteg aeroszol részecskékben gazdag levegője a szabad troposzféra levegőjével, olyan réteg jön létre, melyben a mért adatok szórása kiemelkedő lesz. A határréteg magassága tehát definiálható azzal a magassággal, ahol a korrigált jel varianciája ($\sigma_{P(z)}^2$) maximális (Menut et al., 1999; Bhavani és Purusotham, 2010).

$$\sigma_{P(z)}^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [P_i(z) - \bar{P}]^2 \quad (19)$$

A varianciája mind térben, mind időben jelentkezik, így a műszer karakterisztikájától és feladattól függően ezek különböző súllyal vehetőek figyelembe. Éjjel a határréteg tetején jelentősen gyengül az átkeveredés, így ebben az időszakban a módszer tévesen azonosíthatja

a határréteg tetejét (Baars, 2007). Természetesen itt sem hagyható figyelmen kívül, hogy az adatsor zajossága jelentősen ronthatja a módszer hatékonyságát.

3.1.4. Idealizált profil illesztés

Ennél a módszernél egy idealizált visszaszóródási profilt ($P_{id}(z)$) illesztünk a mért profilhoz. $P_{id}(z)$ a lehető legegyszerűbb határréteg profilnak felel meg, nagy visszaszóródási értékekkel a konvektív határrétegben és éles határvonallal a határréteg tetején (Steyn et al., 1999; Eresmaa et al., 2006; Baars, 2007). A vizsgálatokban gyakran alkalmazzák a következő profilt:

$$P_{id}(z) = \frac{P_m + P_u}{2} - \frac{P_m - P_u}{2} \operatorname{erf}\left(\frac{z - z_m}{s}\right) \quad (20)$$

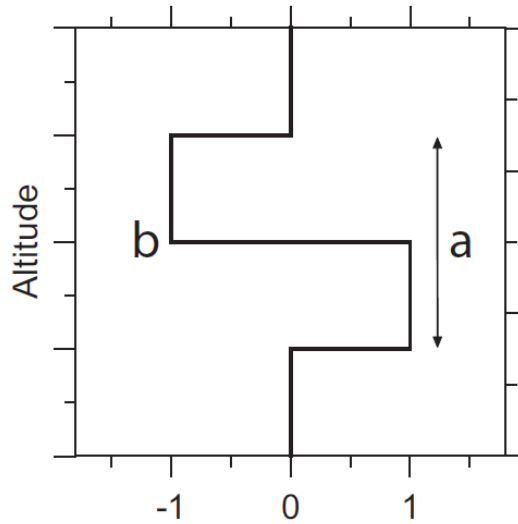
ahol P_m az átlagos visszaszóródási érték a keveredési rétegben, P_u az átlagos visszaszóródás közvetlenül a határréteg fölött, z_m a keveredési réteg mélysége, s a beszívási zóna vastagságát reprezentálja, erf a Gauss-féle hibafüggvény. Az idealizált profil négy paramétere becsülhető, ha minimalizáljuk az idealizált és a mért profil közötti RMSD (root-mean-square deviation) mértékét. A módszer nagy előnye, hogy a PHR magasság meghatározásán kívül a beszívási zóna kiterjedéséről is információt kapunk.

3.1.5. Haar-wavelet transzformáció

A Haar-wavelet a gradiens detektálás egyszerű, de igen hatékony eszköze. A Haar-függvény alakját a 21-es egyenlet adja meg, illetve a 4. ábra illusztrálja.

$$h\left(\frac{z-b}{a}\right) = \begin{cases} 1, & \text{ha } b - \frac{a}{2} \leq z < b \\ -1, & \text{ha } b \leq z < b + \frac{a}{2} \\ 0 & \text{különben} \end{cases} \quad (21)$$

ahol a a dilatáció (a wavelet szélessége), b a transláció (a wavelet középpontjának elhelyezkedése), z pedig, esetünkben, a visszaszóródási jelhez tartozó magasságokat jelöli (Davis et al., 2000).



4. ábra: a Haar-wavelet alakja (Baars, 2007).

A detektálási módszer alapját a Haar-wavelet és a magasság függvényében vett visszaszóródási profil konvolúciója ($W_P(a, b)$) adja az alsó (z_b) és a felső (z_t) határoló magasságok között, tehát az általunk vizsgált magassági tartományban.

$$W_P(a, b) = a^{-1} \int_{z_b}^{z_t} P(z) h\left(\frac{z-b}{a}\right) dz \quad (22)$$

Ha $W_P(a, b)$ pozitív értéket vesz föl, az a Haar-függvény és a visszaszóródási profil pozitív korrelációját jelenti. Ez akkor jellemző, amikor a jelerősség jelentősen csökken a magassággal. Ennek megfelelően a negatív értékek a magassággal erősödő jelhez tartoznak (például a felhőalaphoz). Így a határréteg magasságát $W_P(a, b)$ lokális maximum helyéhez társíthatjuk (de Haij et al., 2007).

A módszer minőségét jelentősen befolyásolja a dilatáció megválasztása. Túl nagy érték esetén, egy erőteljes záróréteg, vagy felhőzet jelenléte mellett, a konvektív határréteg detektálása meghiúsulhat. Túl kicsi dilatációs érték mellett a finom struktúrákhoz és a határréteghez tartozó lokális maximumok összemérhetőek lesznek. A megfelelő dilatáció megválasztásához Gamage és Hagelberg (1993) az energia spektrumot ($[W_P(a, b)]^2$ minden vizsgálni kívánt dilatációs értékre), illetve a globális wavelet spektrumot ($D^2(a)$ számítása

minden lehetséges a dilatációs értékre) vizsgálták, s ezek ismeretében választották meg a megfelelő dilatációs értéket.

$$D^2(a) = \int_{z_b}^{z_t} [W_P(a, b)]^2 db \quad (23)$$

3.2. A határréteg detektálása rádiószondás adatok alapján

A rádiószondás felszállások a PHR magasságának hidro-termodinamikai szempontból történő meghatározását teszik lehetővé. A határréteg-magasság meghatározása a hőmérsékleti, nedvesség és szélprofilokból, direkt módon történik. A módszer hátránya, hogy csupán napi kettő (maximum négy) felszállási adatsor áll rendelkezésünkre, így a határréteg folyamatos monitorozása nem lehetséges.

3.2.1. A Richardson-szám

Az egyik legelterjedtebb módszer a határréteg magasságának meghatározásához, a Richardson-számon alapul. A Richardson-szám dimenziótalan mennyiség, amely a turbulencia mértékéről informál, így a jól átkevert turbulens határrétegre, és a fellette húzódó szabad troposzférára jól elkülöníthető értékek jellemzőek. Mivel a Richardson-szám megadja a termikus és mechanikus turbulencia arányát, instabil rétegződés esetén értéke negatív a felszín közelében és nő a magassággal, stabil rétegződés esetén pozitív, neutrális rétegződés esetén közel nulla (Oke, 1987). A rádiószondás mérések esetén a Richardson-szám véges különbséges alakját, az úgynevezett *bulk-Richardson számot* (R_{ib}) használják:

$$R_{ib} = g \frac{(z-z_0) [\theta(z)-\theta(z_0)]}{\theta(z) [u(z)^2+v(z)^2]} \quad (24)$$

ahol g a gravitációs állandó, z az aktuális magasság, z_0 a legalacsonyabb mérési pont magassága, θ a potenciális hőmérséklet, u és v a horizontális szélesség komponensek. A PHR magasságát az a szint jelzi, ahol R_{ib} meghalad egy kritikus értéket. Ez az érték az egyes tanulmányokban 0,15-1 között változik (Zhang et al., 2014). Az elterjedtebb körben használt

értékek 0,21–0,5 közé tehetőek (Menut et al., 1999; de Haij et al., 2007; Granados-Muñoz et al., 2012; Csáki, 2013). (Megjegyzendő, hogy a választott értékek alkalmassága függ az aktuális stabilitási viszonyoktól).

3.2.2. Részecske módszer

A módszer azon az elven alapul, hogy a felszín közelében – ha elég intenzív a besugárzás – olyan rétegződés jön létre, ahol a potenciális hőmérséklet (illetve a virtuális potenciális hőmérséklet) csökken a magassággal, majd a jól átkevert rétegben közel konstans értéket vesz fel. A határréteg tetejéhez közeledve a turbulens átkeveredés értéke csökken, így a magasság növekedésével a potenciális hőmérséklet értéke is nőni kezd. (A stabilis légrétegződés sajátja a magassággal növekvő potenciális hőmérsékleti profil.)

A módszer szerint a PHR tetejét az a szint jelöli, ahol a virtuális potenciális hőmérséklet² először megegyezik a felszínen (pontosabban a 2 m-es szinten) mért értékkel (de Haij et al., 2007; Munkácsi et al., 2010; Granados-Muñoz et al., 2012; Csáki, 2013). Nyugodt időjárási körülmények között – ha nincs jelentős hőmérsékleti advekción – az éjfél szondafelszállásból kapott profil jól használható kiindulásként a nap folyamán. (Az optimális a 06 UTC mérés lenne.) A stabil határréteg felett a maradvány rétegben a hőmérséklet csak sugárzási hűléssel csökken az éjszaka, ami első közelítésként elhanyagolható.

² Virtuális hőmérsékletnek azt a hőmérsékletet nevezzük, amely a száraz levegőt jellemezné, ha adott nyomáson, sűrűsége megegyezne az r [kg/kg] keverési arányú nedves levegő sűrűségével. Ha ezek után a légrést száraz adiabatikusan 1000 hPa-os szintre visszük, megkapjuk a virtuális potenciális hőmérsékletet. Tehát a nedves levegő helyett áttérünk a jóval egyszerűbben leírató száraz levegő vizsgálatára, mely jó közelítés, ha eltekinthetünk a fázisátalakulási folyamatoktól.

3.3. A korábbi (MSZ 21457-1-79) magyar szabvány alkalmazása

Az 1980-as évek elején bevezetett szabvány (Fekete et al., 1983; Kovács, 2002) csapadékmentes időben, ritkán beépített területekre alkalmazható, ha a vertikális hőmérsékleti gradiens a hajnali időszakban nem haladja meg az $1\text{ °C}/100\text{ m}$ -t (a száraz adiabatikus rétegződést) és nem vonul át hidegfront a vizsgált terület felett.

A módszer a napi maximális rétegvastagságot a napi maximumhőmérsékletből (T_{max}) és a hajnali rádiószondás felszállásból határozza meg. A határréteg maximális magassága ott lesz, ahol a T_{max} hőmérsékletű, száraz adiabatikusan emelkedő légréteg hőmérséklete metszi a szonda által mért hőmérsékleti profilt. A legkisebb (éjszakai) rétegvastagságot a következő módon kell meghatározni:

$$h_e = \left(\frac{2Ql}{U\rho c_p \alpha} \right), \quad (25)$$

ahol Q [Wm^{-2}] a vizsgált terület antropogén hőemissziója, l [m] a vizsgált terület sugara, U [ms^{-1}] a szélesség éjszakai középértéke, α [$K/100\text{ m}$] a száraz adiabatikus és a ritkán beépített terület függőleges hőmérsékleti gradiense közötti különbség. h_e minimális értéke 30 m (erősen alulbecsült alsó érték).

A keveredési réteg magassága (h_n) a következőképpen számítandó:

- 0 óra és napfelkelte között: $h_n = h_e$.
- Napkelte és napnyugta között:

$$h_n = \frac{T_n - T_{min}}{T_{max} - T_{min}} (h_{max} - h_e) + h_e, \quad (26)$$

ahol T_n a vizsgált óra hőmérséklete, T_{min} a napi minimumhőmérséklet, T_{max} a napi maximumhőmérséklet, h_{max} a maximális határréteg magasság, h_e a minimális határréteg magasság.

- Napnyugta és 0 óra között:

$$h_n = h_{ny} + \left(k \frac{\Delta h}{\Delta t} \right), \quad (27)$$

ahol h_{ny} a keveredési réteg magassága a napnyugtát követő első órában, k a vizsgált óra és a napnyugta utáni első óra közötti különbség.

$$\frac{\Delta h}{\Delta t} = \frac{h_e^* - h_{ny}}{t_{24} - t_{ny}}, \quad (28)$$

ahol h_e^* a rákövetkező nap éjszakai keveredési réteg magassága, t_{ny} a napnyugta időpontját követő első óra, t_{24} az éjféλι időpont.

A fenti egyenletek megadják a keveredési réteg magasságának napi menetét méterben. Mivel nem állt rendelkezésre információ az antropogén hő kibocsátásról (s ez nem is releváns egy meteorológiai állomáson), mi az induló stabil határréteg magasságot a felhőalap-mérő adataiból vettük.

A 2000-es évek közepétől érvényes új magyar szabvány a felszíni energiamérleg komponensek meghatározásán alapul. Ehhez direkt áramméréseket, vagy a standard meteorológiai méréseken (szinoptikus meteorológiai állomások adatain) alapuló parametrizációs eljárást alkalmaz. A konvektív PHR fejlődését a mechanikus és a termikus turbulencia intenzitását figyelembe vevő 1 dimenziós határréteg-modell alapján egy differenciálegyenlet megoldásával határozza meg (Kovács, 2002; Weidinger et al, 2008; Bordás et al., 2013).

3.4. Numerikus időjárás-előrejelző modellek

A dolgozatban két – az OMSZ által is operatíván használt – numerikus modell eredményeit vizsgálom. Ezek az ECMWF és az AROME modellek. Az általuk számolt határréteg magasságokat összevetem a felhőalap-mérő alapján kapott értékekkel.

Az Európai Középtávú Időjárás-előrejelző Központ (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF) Readingben futtatott ECMWF IFS operatív modellje naponta kétszer (00 és 12 UTC-kor), 10 napos időszakra, 136 vertikális szintre, 9 km-es horizontális felbontással készít előrejelzéseket. Instabil helyzetben a keveredési réteg parametrizációja a hasonlósági elméletet (3.2.2. fejezet) alkalmazó részecske modellel történik. Neutrális és stabil rétegződés esetén a PHR magasságát a bulk-Richardson szám

(R_{ib}) (3.2.1. fejezet) Seidel és munkatársai (2012) által definiált változatával határozzák meg, R_{ib} kritikus értékét 0,25-nek választva. (A részletes leírást lásd: <http://www.ecmwf.int/en/elibrary/17117-part-iv-physical-processes>.)

Az Országos Meteorológiai szolgálatnál futtatott nem-hidrosztatikus AROME modell naponta kétszer (00 és 12 UTC-kor) 48 órára előre (06 és 18 UTC-kor 39 órára), 60 vertikális szintre, 2,5 km-es horizontális felbontással készít előrejelzéseket. Mivel korlátos tartományú modellről van szó, oldalsó peremfeltételekre van szükség, melyeket az AROME – közvetetten az ALADIN modellen keresztül – az ECMWF eredményeiből kapja. A modell a turbulens kinetikus energia (2.3.1. fejezet) alapján számolja a határréteg magasságát, 125 és 3000 m közé korlátozva. (Csáki, 2013; Szintai et al., 2015)

4. A KONVEKTÍV HATÁRRÉTEG DETEKTÁLÁSA

A következő fejezetekben egy olyan algoritmus kerül bemutatásra, melynek célja, hogy a nap folyamán kiépülő konvektív határréteget időben folytonosan detektálja. A 3.1. fejezetben bemutatott módszerek önmagukban nem képesek a folytonos nyomon követésre, hiszen a felhőalap-mérő, a konvektív határréteg mellett átmeneti réteget, lokálisan megugró aeroszol koncentrációt, csapadékot, ködöt, zajt és természetesen felhőzetet is detektál. Az egyes alkotók elkülönítése nem minden helyzetben egyszerű. Először bemutatok két széles körben elterjedt módszert, a *gradiens módszert* és a *Haar-wavelet transzformációt*. Ezután az általam fejlesztett algoritmus részletes leírása következik. A detektálást 3000 m alatt végzem, mivel – a mi éghajlati viszonyaink közt – ez megfelel a planetáris határréteg maximális várható magasságának.

A számításokhoz szükséges programokat *Java* nyelven írtam. A NetCDF fájlok feldolgozásához a *NetCDF Java 4.6.5*, az ábrák elkészítéséhez a *JFreeChart 1.0.19* kiegészítő programcsomagokat használtam. A statisztikai vizsgálatokat Excel-ben végeztem.

4.1. Méréstechnikai információk

A dolgozat alapját képező méréseket mind a budapesti (12843 Pestszentlőrinc), mind a szegedi (12982 Szegedi Magaslégköri Megfigyelési Observatórium) állomáson a német Luftt cég által forgalmazott CHM 15k „NIMBUS” típusú felhőalap-mérő végzi. (A korábbi napok felhőalap-mérők által detektált aeroszol profiljai 5 perces felbontásban megtekinthetők a következő honlapon: <http://eumetnet.eu/activities/observations-programme/current-activities/e-profile/alc-network/>.)

A műszer a LIDAR működési elvén alapszik, azaz egy lézer által kibocsátott elektromágneses impulzus légköri alkotókról (molekulák, aeroszol részecskék, felhőelemek) való visszaszóródását detektálja. Méri a visszaszóródott jel intenzitását, illetve visszaérkezésének idejét. A visszaszóródási jel ($P(z)$) számítható az úgynevezett LIDAR-egyenlettel (Kovalev és Eichinger, 2004):

$$P(z) = \frac{C}{z^2} \beta(z) \exp(-2 \int_0^z \alpha(z') dz') \quad (29)$$

ahol z a detektálási magasság, $\beta(z)$ a visszaszóródási együttható, $\alpha(z)$ a kioltási együttható és C a ceilométer konstans (műszer karakterisztika).

A műszer fotonyszámlálásos módszerrel dolgozik, ennek köszönhető a nagy detektálási pontosság és érzékenység. Ez azt is jelenti, hogy ha éppen „nincs mit detektálni” (felhőmentes, alacsony aeroszol- és nedvességtartalmú rétegben) jelentősen felerősödhet pl. a háttérsugárzásból eredő zaj. A felhőalap-mérő 5–15 000 m-es magasságintervallumban végez méréseket. A mérések idő és térbeli felbontása állítható. Alap beállításként a műszer 15 m-es és 15 s-os felbontással dolgozik. A lézer 1–5 ns hosszúságú impulzusokat bocsát ki, 1064 nm-es hullámhosszon. A kimenő adatok NetCDF fájlformátumban kerülnek rögzítésre. Az ebben szereplő visszaszóródási adatsor normalizált (várható értéke 0, szórása 1), továbbá – a zaj csökkentésének érdekében – időbeli mozgóátlagolást is tartalmaz. A másodperces mérések 2016 augusztusáig Budapesten 15 másodpercre átlagolva, 15 m-es vertikális felbontással, Szegeden 30 másodpercre átlagolva, 15 m-es vertikális felbontással, 2016 augusztusától mind két állomáson egy percre átlagolva, 10 m-es vertikális felbontással kerültek tárolásra.

A műszerek Budapesten a 2016-os év elejétől, Szegeden az év közepétől végeznek méréseket. Az első műszer Budapesten 2016. február közepétől mér. A második műszer ezzel párhuzamosan május közepétől került tesztelésre, júniustól ez végzi a folyamatos mérést. Később az első felhőalap-mérő átkerült Szegedre, ahol 2016. június közepétől végez folyamatos detektálást. A dolgozathoz felhasznált adatsorok a következőképpen állnak rendelkezésre (1. táblázat):

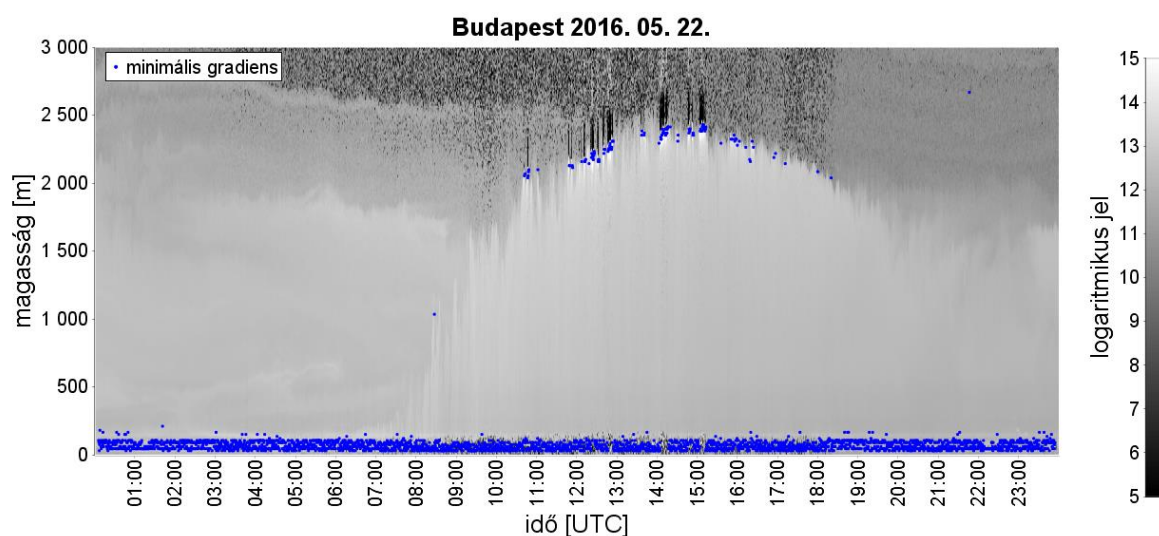
1. táblázat: a dolgozat elkészítéséhez rendelkezésre álló mérési napok száma 2016-ban.

Hónap:	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	Összesen
	<i>Rendelkezésre álló napok száma</i>							
Budapest:	31	20	27	30	31	27	30	196
Szeged:	0	0	0	14	31	25	30	100

4.2. A gradiens módszer és a Haar-wavelet transzformáció összevetése

Gradiens módszer

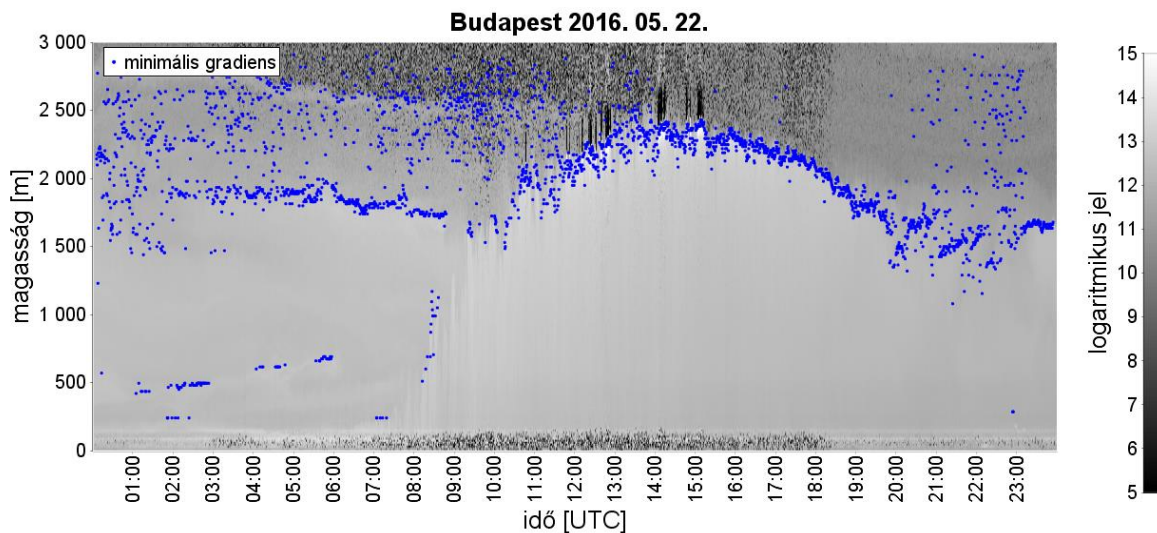
A gradiens módszer – ahogyan azt a 3.1.2. fejezetben említettem – a visszaszóródási profil minimális gradiensehez társítja a határréteg tetejét. A módszer nagy előnye, hogy egyszerű és erőforrás igénye kicsi. Nem szükséges mesterséges konstansok alkalmazása, mint a 3.1.1. fejezetben bemutatott küszöbérték módszer esetén. Ez fontos tényező, mivel a határréteghez tartozó jelerősség széles skálán mozoghat pl. a nedvességtartalom, vagy a szállópor koncentráció függvényében. Emellett az eredmény nem függ egy előre definiált profiltól, mint a 3.1.4. fejezetben taglalt idealizált profil illesztés esetén. Ez szintén fontos szempont, hiszen a korábban leírt idealizált profil, a reggeli és délelőtti órákban, sok esetben, inkább a záróréteghez illeszkedne, és figyelmen kívül hagyná, az emelkedő keveredési réteg kevésbé markáns határát. A módszer hátránya, hogy igen érzékeny a zajra. Zajszűrés nélkül, az erős alsó zaj gyakorlatilag alkalmatlanná teszi a módszert (5. ábra).



5. ábra: A visszaszóródási profil minimális gradiensei.

Ahhoz, hogy valósabb képet kapjunk a módszer képességeiről, az alsó zaj levágása érdekében most vizsgáljuk a gradienseket 200 m fölött (6. ábra). (Ez ebben az esetben megfelelő érték és az emelkedő konvektív határréteg szempontjából is alkalmas lenne, azonban az alsó zaj sok esetben ennél jóval magasabbra nyúlik. A „biztonságos” alsó határ kb. 350 m volna, ez viszont már jelentősen hátráltatná a konvektív határréteg detektálását a

reggeli órákban.) Az alsó zaj levágásával már szépen kirajzolódnak a planetáris határréteg bizonyos szakaszai, de az is jól látszik, hogy így sok esetben a felső zaj kerül előtérbe. Látható tehát, hogy a módszer, csak zajszűrés után alkalmazható.

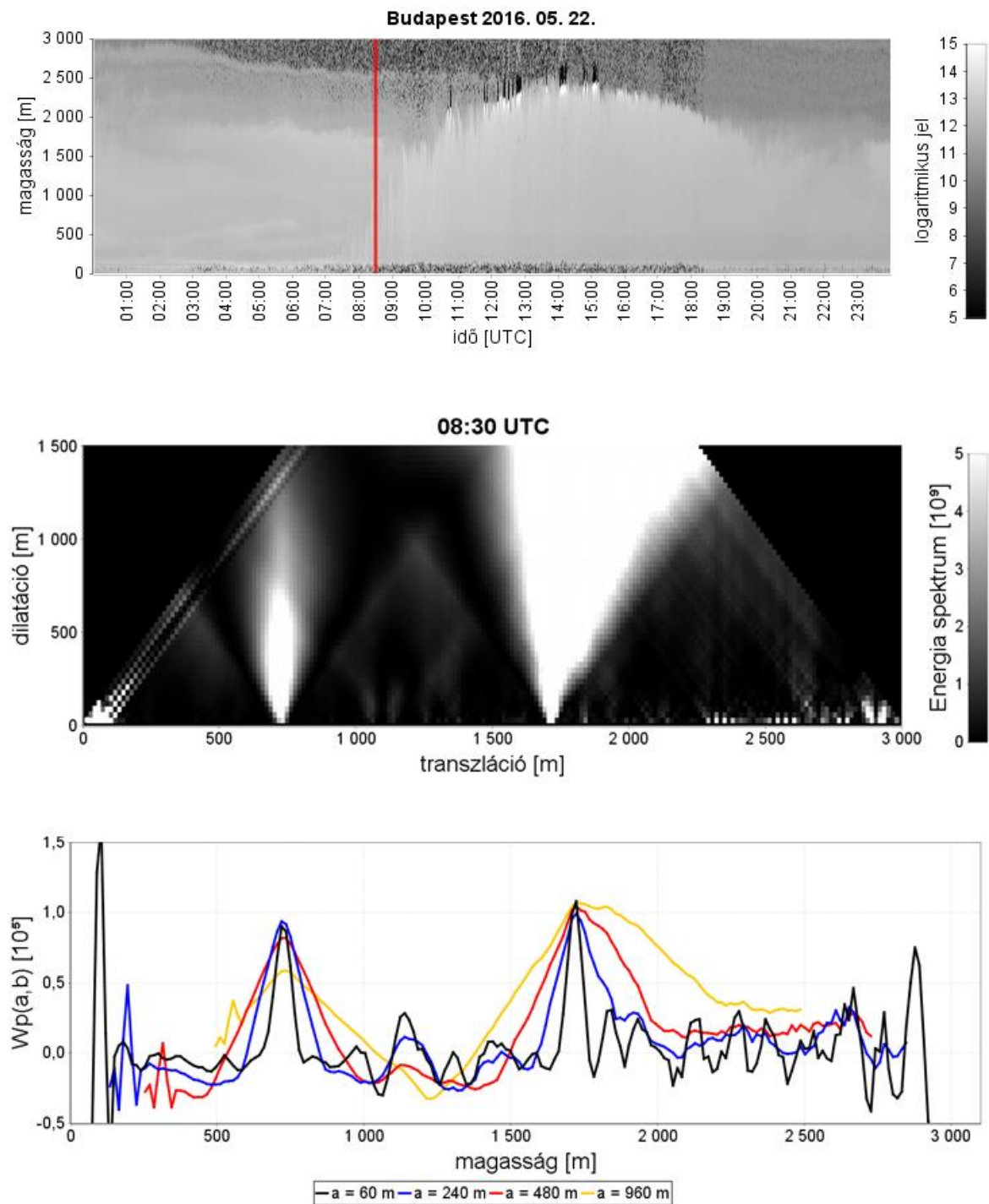


6. ábra: A visszaszóródási profil 200 m feletti minimális gradiensei.

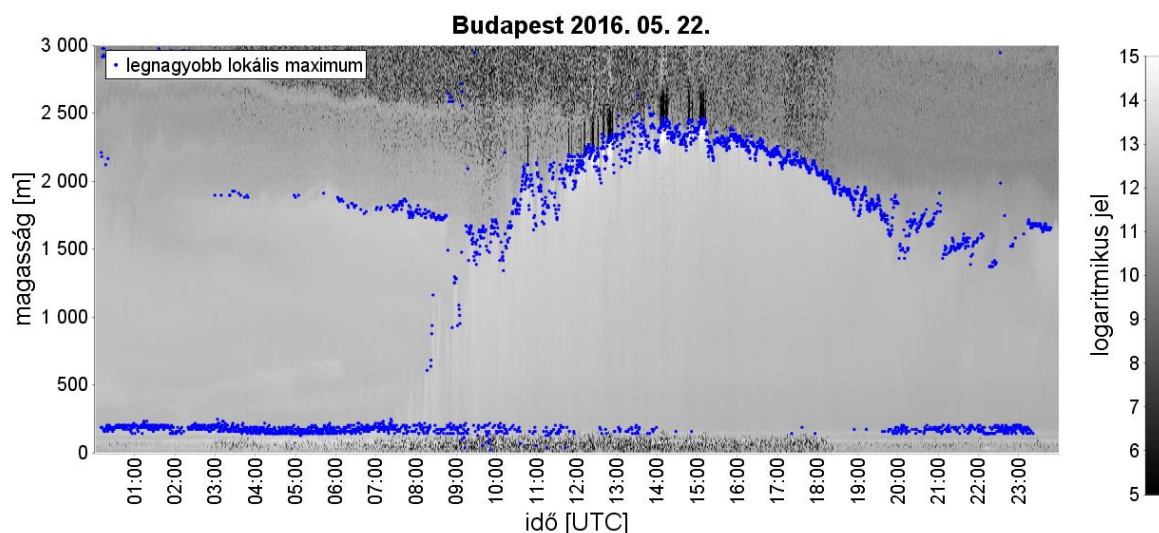
Haar-wavelet transzformáció

A Haar-wavelet transzformációs módszer alkalmazhatóságában döntő jelentőséggel bír a megfelelő dilatáció megválasztása. A 7. ábrán fent a május 22-ei nap budapesti visszaszóródási időszora, középen a 08:30 UTC-s profilra számított energia spektrum, lent a különböző dilatációk (a) esetén kapott $W_p(a, b)$ kovariancia függvény értékek láthatóak. Az energia spektrumon jól látszik az alsó zajhoz, a konvektív határréteghez, valamint az átmeneti réteghez tartozó energia maximum. Ez utóbbi az esetek többségében jóval erőteljesebb, mint az emelkedő konvektív határréteg, ez pedig megnehezíti a fejlődő PHR detektálását. A zaj kiemelkedő értéke jelzi, hogy a későbbiekben valószínűleg zajszűrésre lesz szükség. A 7. ábrán alul látható, hogy a dilatáció (a) növelésével jelentősen csökken a zaj dominanciája. A nagy dilatáció problémája, hogy nem csak a zaj, de sok esetben a korai szakaszban még gyenge jelintenzitású keveredési réteg is elveszhet, valamint $W_p(a, b)$ tulajdonságai miatt – ha a teljes waveletet meg akarjuk tartani – a b transzlációs magasság alatt nem lesz értékünk, így például 1000 m-es dilatáció esetén 500 m alatt nem detektálhatunk határréteget, ez viszont elengedhetetlen lesz az emelkedési szakaszban. Ugyanebből az okból kifolyólag az alsó zaj lehatárolása is problémát jelent. A dilatációs

érték, aminél az emelkedő szakaszhoz és a záróréteghez tartozó lokális maximumok már hasonló értéket vettek fel, 240 m-nek bizonyult.



7. ábra: a dilatáció megválasztásának hatása. Fent a 2016. 05. 22-i, budapesti visszaszóródási idősor (a piros vonal a vizsgált profilt jelzi), középen a 08:30 UTC-s profilhoz tartozó energiaspektrum (a dilatáció két mérési magasságonkénti léptetésével), lent $W_p(a,b)$ menetei 60, 240, 480 és 960 m-es dilatációkra.



8. ábra: A Haar-wavelet és a visszaszóródási profilok konvolúcióinak legnagyobb lokális maximumai.

(Természetesen vegyük figyelembe, hogy a transzformáció számításának módja miatt ($a/2$ szerepel a képletben) a dilatáció csak páros egész szám lehet, és mivel egy vertikális lépés esetünkben 15, illetve 10 m-es, így a dilatációs érték 30, illetve 20 m-enként változtatható.) A 8. ábrán a transzformációs módszer – teljes 0–3000 m közötti tartományon számolt – eredménye látható. A 3.1.5. fejezetben leírtak szerint a határreteg teteje a legnagyobb lokális maximumhoz társítható. Összevetve az 5. és 8. ábrákat egyértelmű, hogy a Haar-wavelet transzformáció sokkal kevésbé zajérzékeny, mint a gradiens módszer. Mivel a visszaszóródási adatsorok jelentős zajjal terheltek, ez önmagában is elegendő lehetne, hogy a transzformációs módszer mellett döntsünk. A két eredményből azonban az is kitűnik - hogy a délutáni időszakban, amikor mind két módszer jól jelölte ki a határreteget – a transzformációs módszer volt az, amelyik kisebb szórással dolgozott. Ez szintén fontos tényező, ha a folytonos detektálásra szeretnénk kísérletet tenni, hiszen minél jobban elkülönülnek az egyes struktúrákhoz (éjszakai maradványréteg, záróréteg, konvektív határreteg) tartozó kiemelkedő jelértékek, annál nagyobb biztonsággal társíthatóak a szomszédos időlépésekben megjelenő kisebb, de az adott réteghez tartozó jelek ezekhez a kiemelkedő értékekhez, így áthidalva a gyengébb jelintenzitású időszakokat.

4.3. Haar-wavelet transzformáció alapuló detektáló algoritmus

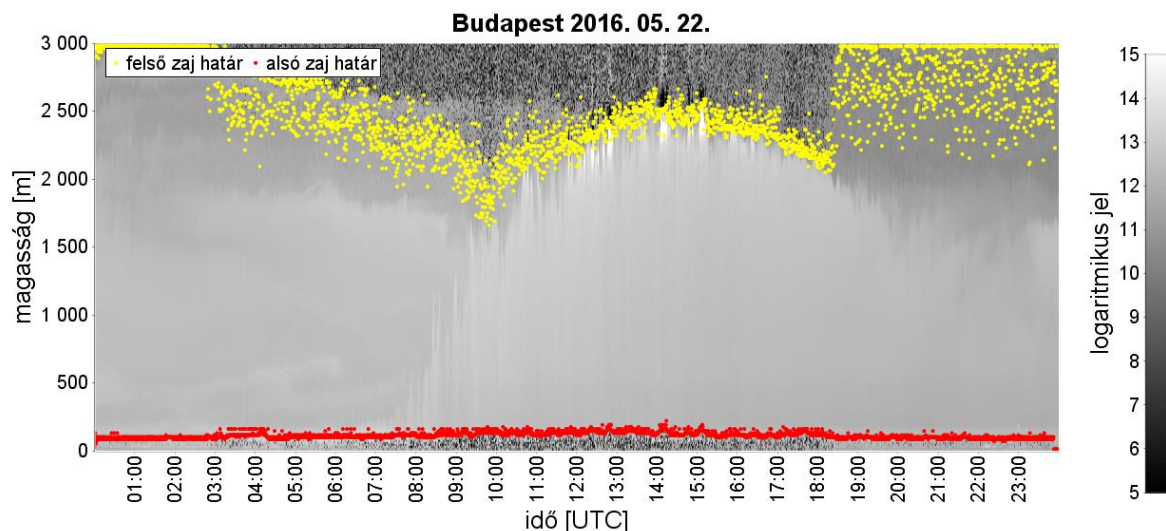
Az előző fejezetben elmondottak alapján úgy döntöttem, hogy a folytonos detektáláshoz a Haar-wavelet transzformációs módszert veszem alapul. Bár a módszer jól kezeli a zajt, egy kevésbé ideális napon ez sem mindig elegendő, ezért először zajszűrést végzünk az adatsoron, alapul véve a jel-zaj arány mértékét. A jel-zaj arány (*SNR*) a következőképpen definiálható:

$$SNR = \frac{P(z)}{\bar{P} + \sigma_P}, \quad (30)$$

ahol $P(z)$ a visszaszóródási jel intenzitása adott magasságon, \bar{P} az átlagos jel a teljes vizsgált magasságtartományra, σ_P a jel szórása a vizsgált intervallumon. Adott kritikus *SNR* érték alatt zajról beszélünk (de Haij et al., 2007).

Zajszűrés

Az adatsor vizsgálatát az alsó zaj szűréséhez alulról fölfelé, 260 m-ig, a felső zaj szűréséhez felülről lefelé, a legalacsonyabb felhőalapig, vagy az alsó zajhatárig végezzük. Alsó zaj esetén – mivel itt kifejezetten nagy, akár az adott profilon belüli maximális érték is megjelenhet – a kritikus érték $SNR = 1$ lesz. Ha az ezt meghaladó érték fölött van olyan jel, ami kisebb, mint az aktuális érték 70%-a, akkor az adott pont nagy valószínűséggel zaj lesz, így a zajhatárt feljebb léptetjük erre a szintre. Ezután a kapott magasság értékek magasság szerint súlyozott, tízperces mozgóátlagait vesszük, s ahol az eredeti érték az átlagnál magasabb, ott megtartjuk az eredeti magasságot, mint alsó zajhatárt. A felső zaj szűrésénél jóval kisebb értékeket kell kiszűrni, ezért a kritikus érték $SNR = 0,1$ lesz. Az előbbihez hasonlóan, ha az *SNR* által kijelölt határ alatt van olyan érték, ami kisebb, mint az aktuális 30%-a, akkor ott lesz az új felső zaj határ. A zajszűrés eredménye a 9. ábrán látható. A két zajhatár között esetenként zajos pontok jelenhetnek meg (a jelenség általában alacsonyszintű (pl. stratocumulus), vagy közép magas felhőzet jelenlétéhez köthető). Az ilyen típusú zaj csökkentése érdekében, az alsó és felső zajhatár között 3 x 3-as medián filtert alkalmaztam, mivel ez hatékonyan szűri ki az úgynevezett „só/bors” zajt, azaz a kiugróan nagy és kis értékeket, emellett jobban megőrzi az éleket, mint a Gauss szűrő, vagy az átlagoló szűrők (Szeliski, 2010).



9. ábra: a zajszűrő algoritmus által kijelölt alsó és felső zajhatár.

A detektáló algoritmus

A Haar-függvény transzformációt tehát az alsó zajhatár és a 3000 m-es magassági szint között végezem, a mediánszűrt jel természetes alapú logaritmusával, 240 m-es dilatációval. Azért nem a felső határ alatt, mert a felső zaj eltűnésével a kapott függvény „nagy” lokális maximumai sok esetben a keveredési rétegen belül jelennének meg, így könnyen eltéríthetnék a határréteget kijelölő algoritmust. Ahogyan korábban utaltam rá, a konvektív határréteg teteje $W_p(a, b)$ egy lokális maximumához, de nem feltétlenül a legnagyobb lokális maximumhoz fog tartozni. A lokális maximumok keresését két részre bontottam:

- 00 UTC-től a napkelte és napnyugta közötti időszak első harmadáig a lokális maximumokat a felső zajhatár alatt keressük, így jobban kiemelkedik a keveredési réteg, sokszor kevésbé kontrasztos, emelkedő szakasza.
- a napkelte és napnyugta közötti időszak első harmadától már 3000 m-es magasságig végezzük a lokális maximum-keresést. Ekkor a keveredési réteg teteje a legtöbb esetben már elég markánsan kirajzolódik ahhoz, hogy a felső zajhoz tartozó maximumok ne jelentsenek problémát.

A lokális maximumok ismeretében már elindíthatjuk a detektáló algoritmust.

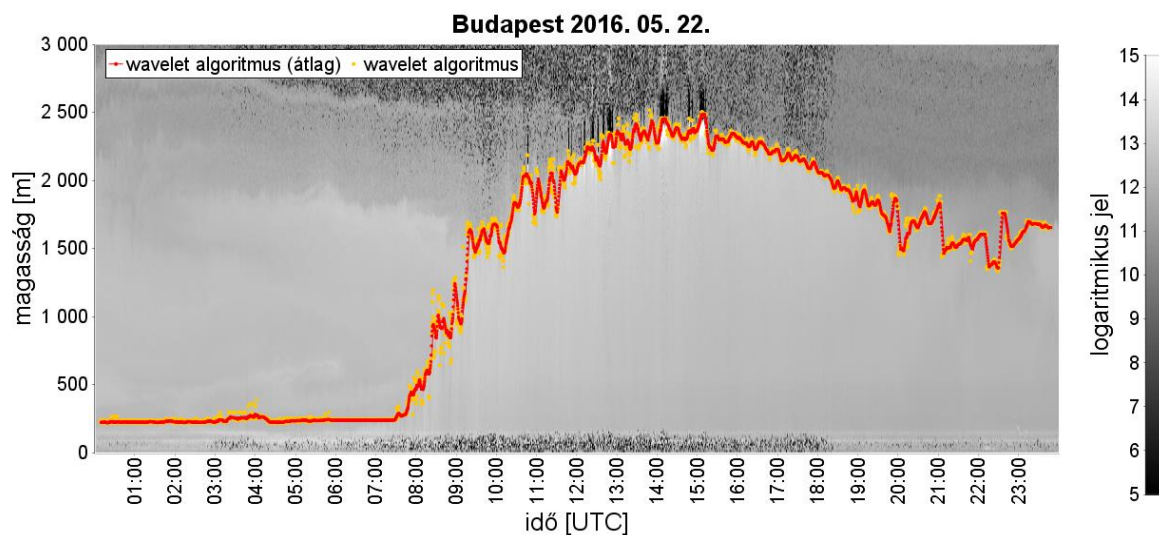
- A detektálás az alsó zajhatár tetejéről indul és keresi a legnagyobb lokális maximumot egy megengedett D távolságon belül, de még 300 m alatt.

A D értékkel kapcsolatban visszautalnék a 2.1.2 fejezetben megemlített beszívási zónára. Mint korábban említettem, ennek rétegnek a kiterjedése általában a konvektív határréteg 20%-a, de bizonyos esetekben ennél jóval nagyobb is lehet. Ennek eredményeképpen az egymást követő időlépcsőkben az egyes termiktetők magassága jelentősen eltérhet, ez pedig egyértelműen megjelenik a visszaszóródási idősorban. A detektáló algoritmusnak kezelnie kell ezt a fluktuációt. A vizsgált adatsorokon végzett tesztelések alapján, a konvektív határréteg magasságának (amely, a detektálás folyamata során az előző 10 percben detektált keveredési réteg magasságok átlaga lesz) harmada, mint megengedett fluktuáció, bizonyult célravezetőnek a határréteg detektálás során. Így az egyes időpontok közötti megengedett magasságkülönbség (D) a következőképpen számolható: *(az előző 10 perc kijelölt értékei közötti átlagos különbség) + (az előző 10 perc kijelölt értékeinek átlagos magassága / 3)*.

- Napkelte után 300 m fölé engedjük a keresést. Az algoritmus a legnagyobb olyan lokális maximumot választja ki, amelyik i) a megengedett távolságon belül van, ii) nem felhőalaphoz tartozik és iii) magasabban van, mint az előző 10 perc átlagos magasságának 60%-a.
- Ha az algoritmus nem talál a kritériumoknak megfelelő lokális maximumot, vagy azt a felső zajhatár felett találja meg, akkor az aktuális magasság az előző 10 perc átlagos magassága lesz.
- Előfordulhat, hogy az emelkedés annyira intenzív, hogy az egymást követő két időpontbeli határréteg magasság egymástól távolabb van a megengedett D értéknél, így emelkedés helyett a kijelölt értékek visszazuhannak a zajhatárig.
- Ennek kiküszöbölésére, amikor az algoritmus eléri a 10 UTC-s időpontot, ellenőrzést végez. Ha a 10 perces átlag magasság nem haladja meg a napkelte előtti átlagos érték másfélszeresét, az algoritmus visszaugrik a napkelte utáni második órához és a korábbi feltételek szerint indul újra a számítás. Amikor elér egy olyan ponthoz, ahol nem talál az előző időpontbeli magasságértékhez elég közeli lokális maximumot, akkor az előző 1 órában detektált maximális magassághoz viszonyítva végzi el a keresést. Az algoritmus 12 UTC után visszatér a korábbi módszerre.

A fenti lépéseket minden, a műszer által jelentett időpontra (2016 augusztusáig minden 15 másodpercre, augusztustól minden percre) elvégezzük. A simítás érdekében az így kapott határréteg magasságok ötperces mozgóátlagai kerülnek megjelenítésre. (Az egyes időpontokhoz tartozó magasságok kijelölésekor, a megengedett távolság meghatározásánál, illetve az esetleges hiányzó értékek átlagos magassággal történő áthidalásához 10 perces

időablakot használok. Így nagyobb időintervallumból kapok információt az egyes időpontok közötti eltérésekről, az átlagolt értéket pedig kevésbé befolyásolják a kis időszálan megjelenő fluktuációk. Ezzel szemben a gyakorlatban a keveredési réteg rövid ideig tartó megugrásai, visszazuhanásai is jelentőséggel bírhatnak, ezért a megjelenítéskor már 5 perces átlagolást alkalmazok.) Az így kijelölt konvektív határreteg menetet – a korábban vizsgált május 22-ei, budapesti mérésre – a 10. ábra szemlélteti.

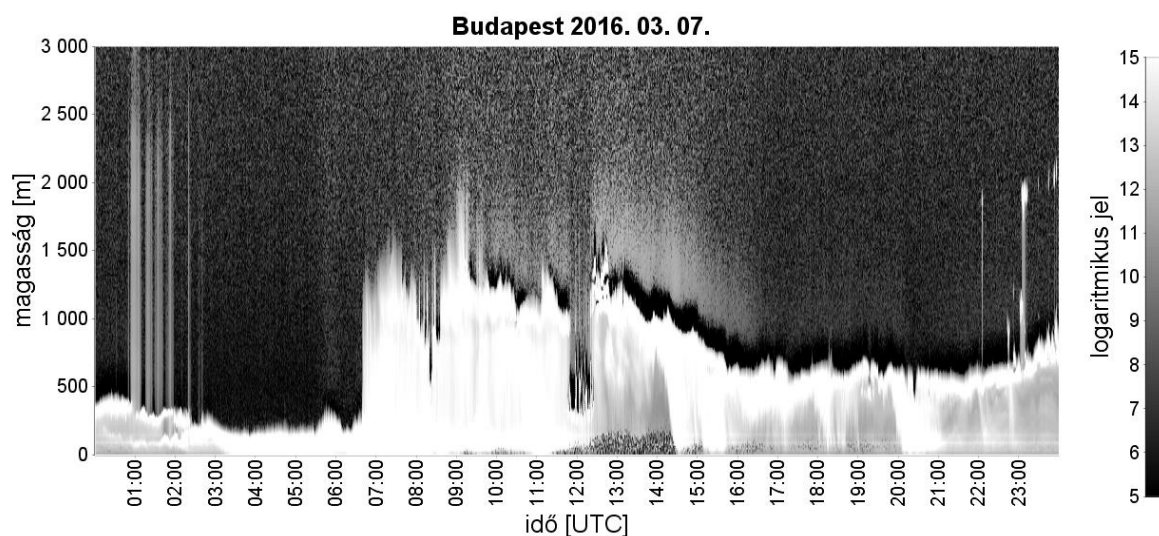


10. ábra: a detektáló algoritmus által kijelölt pontok, valamint azok ötperces mozgóátlaga.

5. AZ EREDMÉNYEK KIÉRTÉKELÉSE

5.1. Az algoritmus hatékonysága, képességei és korlátai

Az előző fejezetben bemutatott, Haar-wavelet transzformáción alapuló algoritmus hatékonyságának vizsgálata során, figyelmen kívül hagytam azokat a napokat, amikor a visszaszóródási profilban nem mutatható ki keveredési réteg (pl.: 11. ábra).

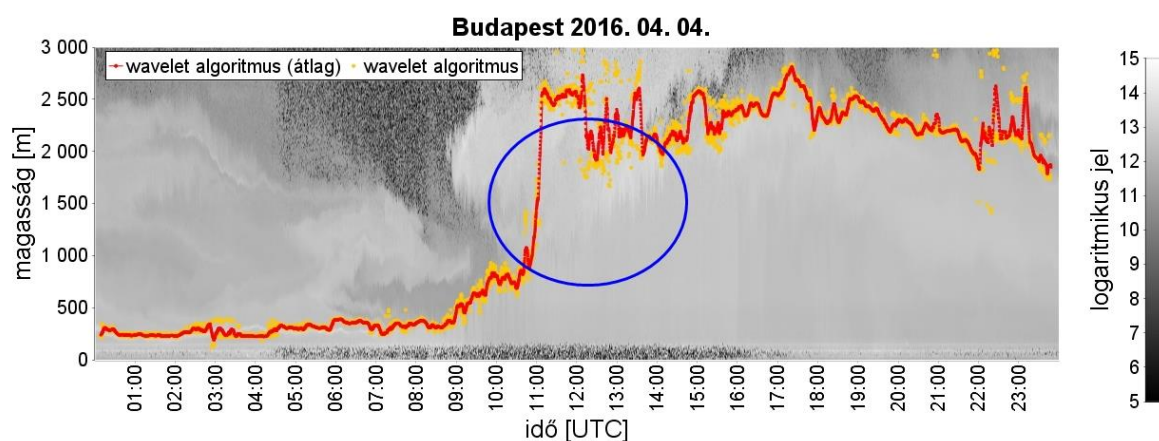
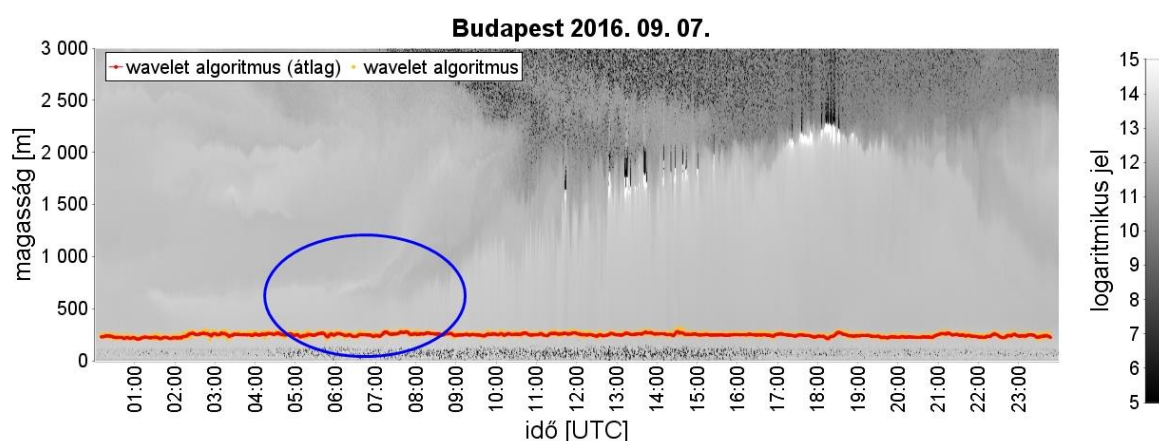
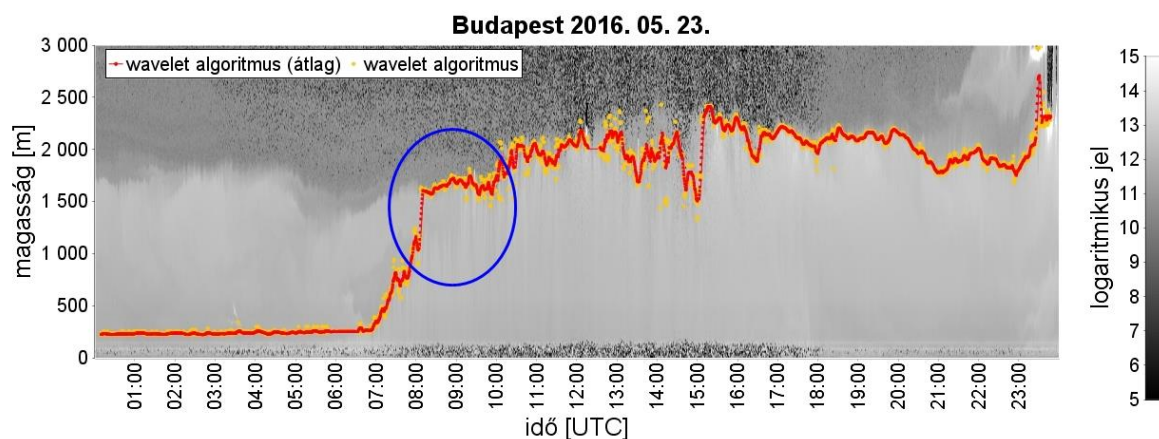


11. ábra: frontátvonulás miatt nincs detektálható konvektív határréteg.

Ilyenek azok a napok, amikor i) jelentős időtartamon át, folyamatosan, vagy kisebb megszakításokkal történik a csapadékhullás, ii) nagyon alacsony (néhány száz méteres) felhőalappal rendelkező, egész nap megmaradó stratiform felhőzet, vagy iii) tartós köd esetén. (Utóbbi két feltétel azt jelenti, hogy a módszer, hidegpárnás esetben ritkán alkalmazható.)

2. táblázat: A detektálásra alkalmas napok száma és azok százalékos aránya a rendelkezésre álló napokhoz képest, valamint a sikeres detektálások száma és azok százalékos aránya a detektálásra alkalmas napokhoz képest.

	Budapest		Szeged	
	<i>db</i>	%	<i>db</i>	%
Alkalmas napok	165	84%	83	83%
Sikeres detektálás	102	61%	52	63%



12. ábra: A sikertelen detektálás legjellemzőbb okai: erőteljes záróréteg, vagy maradványréteg közelsége (fent); az alsó néhány száz méteren nem mutatható ki az emelkedő szakasz (középen); nagyobb a jelerősség közvetlenül a keveredési réteg határa felett, mint alatta (lent).

A fentiek alapján, a vizsgált időszak közel 85%-ában volt elméleti lehetőség a felhőalap-mérővel történő keveredési réteg detektálásra. Az algoritmus a detektálásra alkalmas napok több mint 60%-ában volt sikeres (2. táblázat), azaz sikeresen kijelölte a konvektív határréteg magasságát.

A határréteg leépülése az aeroszol koncentráció változásában sokszor nem egyértelmű módon, inkább széteső jelleggel jelenik meg, ezért nyomon követésére sok esetben nincs lehetőség. Az előbbi ok miatt az algoritmus sikerességét 00 és 15 UTC között vizsgáltam. Sikeresnek tekintetem a detektálást, ha a visszaszóródási adatsorban, a vizuálisan is felismerhető keveredési réteg magasságától, az ötperces mozgóátlagolással kapott értékek a következőképpen tértek el:

- a hibás detektálás időszaka nem haladta meg a 10 időlépést
- a hibás detektálás időszaka nem haladta meg a közelítőleg egy órát és a feltételezett keveredési réteg magasságtól kevesebb, mint 500 méterrel tért el

A sikertelen detektálások jellemző okai:

- az emelkedő keveredési réteghez tartozó lokális maximum jóval gyengébb, mint az átmeneti, vagy a záró réteghez tartozó érték, így amikor az emelkedő réteg megközelíti a magasban lévő, előfordul, hogy az algoritmus „felugrik” (12. ábra: fent);
- az emelkedő szakasz nem jelenik meg az alsó 300–500 m-en, így az alsó zajhatárról induló réteg nem tudja megkezdeni az emelkedést (12. ábra: középen);
- nem teljesül az a feltétel, hogy a keveredési rétegben magasabb az aeroszol koncentráció (így nagyobb a visszaszóródási jel), majd fölötte hirtelen visszaesik, pl.: ha jelentős mennyiségű szaharai por kerül a légkörbe (12. ábra: lent).

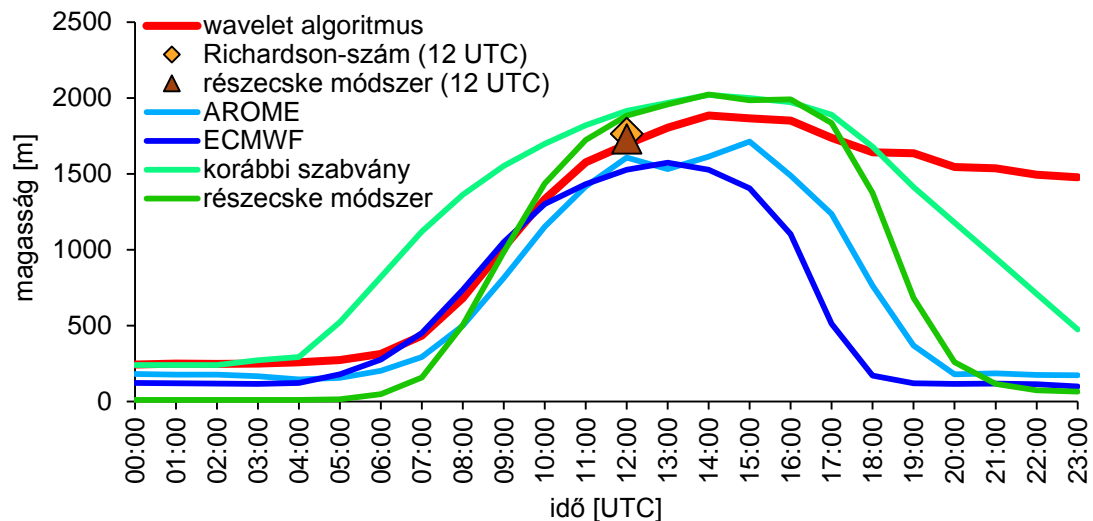
Meg kell említeni azt is, hogy ha az alsó zaj jelentős magasságba nyúlik fel, akkor a hajnali detektált érték nem feltétlenül a határréteg magasságának valós értéke lesz, hiszen a wavelet transzformációt az alsó zajhatár tetejéről indítjuk, így a legalacsonyabb detektálható érték az alsó zajhatár, plusz a wavelet dilatációjának fele lesz. Azzal, hogy a műszer átlagolási idejét egy percre állítottuk (a várakozásoknak megfelelően) jelentősen csökkent az alsó zaj mértéke, így az augusztustól folytatott mérések esetében a fenti probléma már jóval ritkábban jelentkezik, mint a korábbi időszakokban.

5.2. Összehasonlító vizsgálatok

A detektáló algoritmus által kapott keveredési réteg magasságokat összevettem a 3.2. és 3.3. fejezetben bemutatott módszerek eredményeivel, valamint a 3.4. fejezetben szereplő numerikus modellek által előrejelzett értékekkel. Mivel a kétméteres hőmérsékleti adatsorok és a modellkimenetek is órás felbontásban álltak rendelkezésemre, az összehasonlításnál a detektált értékek órás átlagaival dolgoztam. A sikeresen detektált napok közül kiválasztottam azokat, amelyekre teljesültek a régi szabvány módszer és a részecskemódszer alkalmazásához szükséges (korábban említett) feltételek, és amelyekre az egyes módszerek és numerikus modellek nem adtak irreálisan kicsi, vagy nagy értékeket. Az így vizsgált esetek száma Budapestre 55, Szegedre 30 nap.

A 3.2.1. fejezet alapján, a Richardson-szám, $R_i = 0,25$ -nek vett kritikus értékével, valamint a 3.2.2. fejezetben szereplő részecske módszer alapján, a 12 UTC-s rádiószondás profilokból meghatároztam a 12 UTC-s határréteg magasságokat. Emellett a 00 UTC-s rádiószondás profilok, és az órás felbontású, kétméteres hőmérsékleti és nedvesség adatok felhasználásával, a 3.3. fejezetben bemutatott korábbi magyar határréteg szabvány és a részecskemódszer segítségével becsültem a határréteg napi menetét. Az összehasonlítás során használt numerikus modellek (ECMWF és AROME) eredményei 00 és 12 UTC-ből indított 12 órás futtatás eredményeként állnak elő, órás felbontásban. A rádiószondás felszállások adatsorait, valamint a modelleredményeket az Országos Meteorológiai Szolgálat bocsátotta rendelkezésemre, melyért ezúton is köszönetet mondok. A rádiószondás adatok egy részét a <http://weather.uwyo.edu/upperair/europe.html> honlapról töltöttem le. A kétméteres mérési adatokat az <http://www.ogimet.com/home.phtml.en> honlapról töltöttem le szinoptikus távirat formájában, melyeket Excel makró segítségével rendeztem adatbázisba.

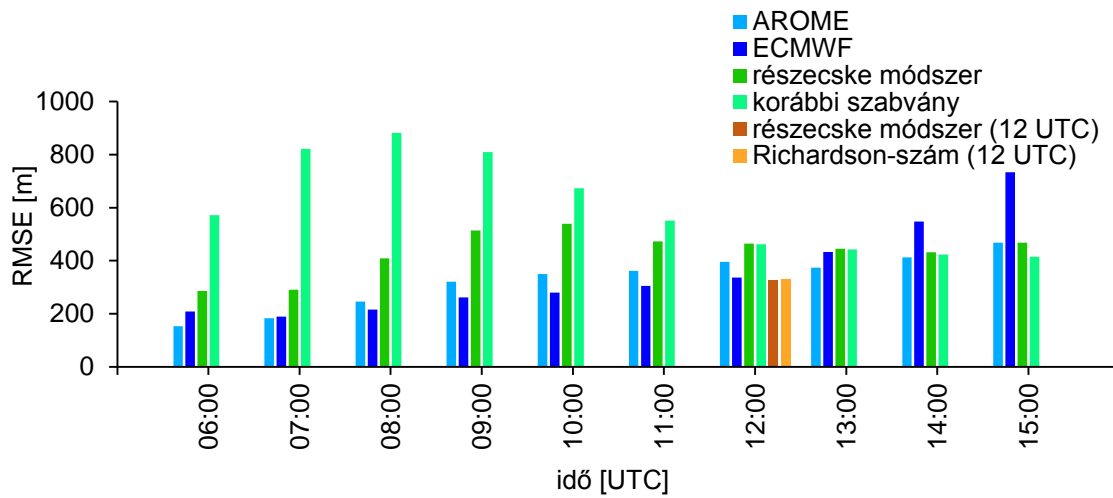
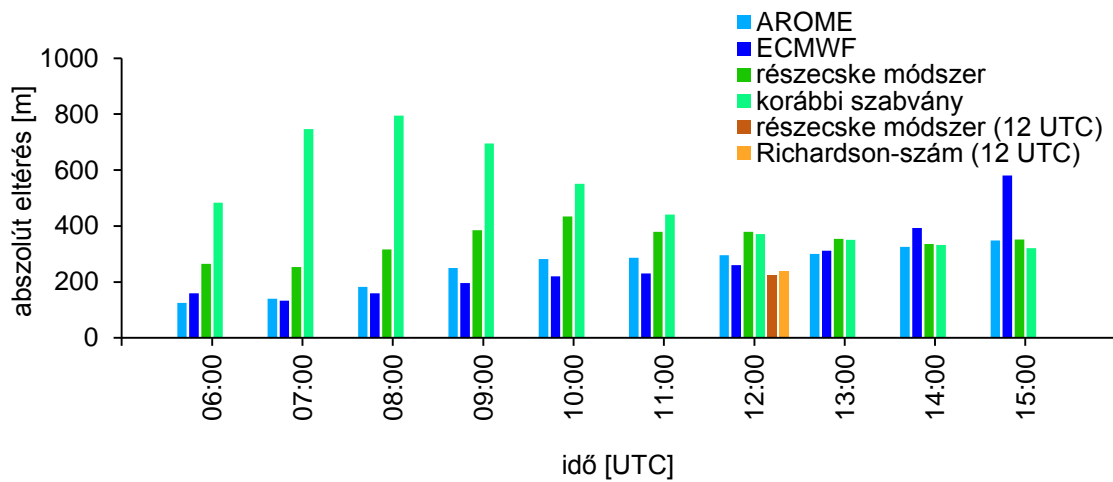
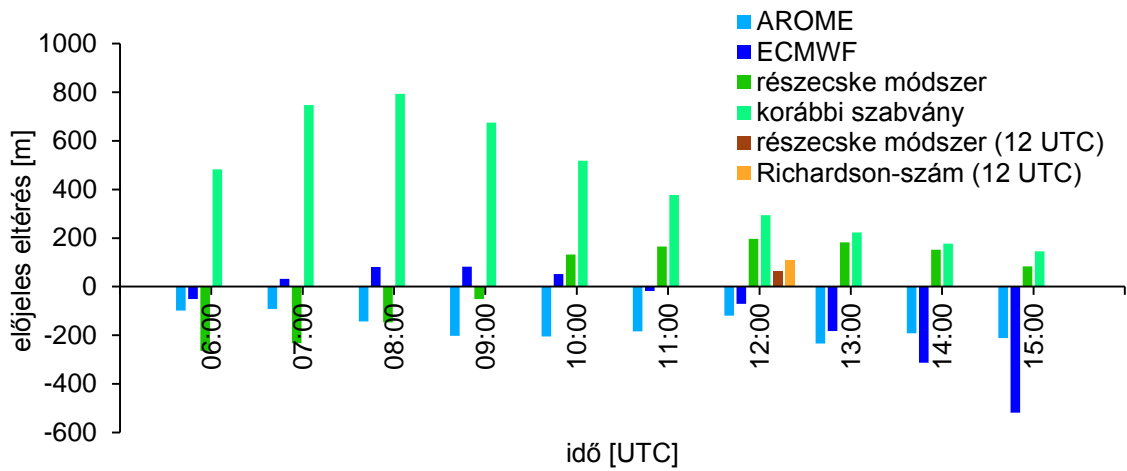
A kapott határréteg értékek átlagait és szórásait a Budapesti adatsor nyári hónapjaira (június, július, augusztus) vizsgáltam. Az átlagos órás határréteg magasságokat a 13. ábra szemlélteti, a számszerű eredmények a 3. táblázatban láthatóak. A módszerek és modelleredmények detektált értéktől vett eltéréseit a kiválasztott napokra együttesen vizsgáltam a 06 és 15 UTC közötti időszakra.



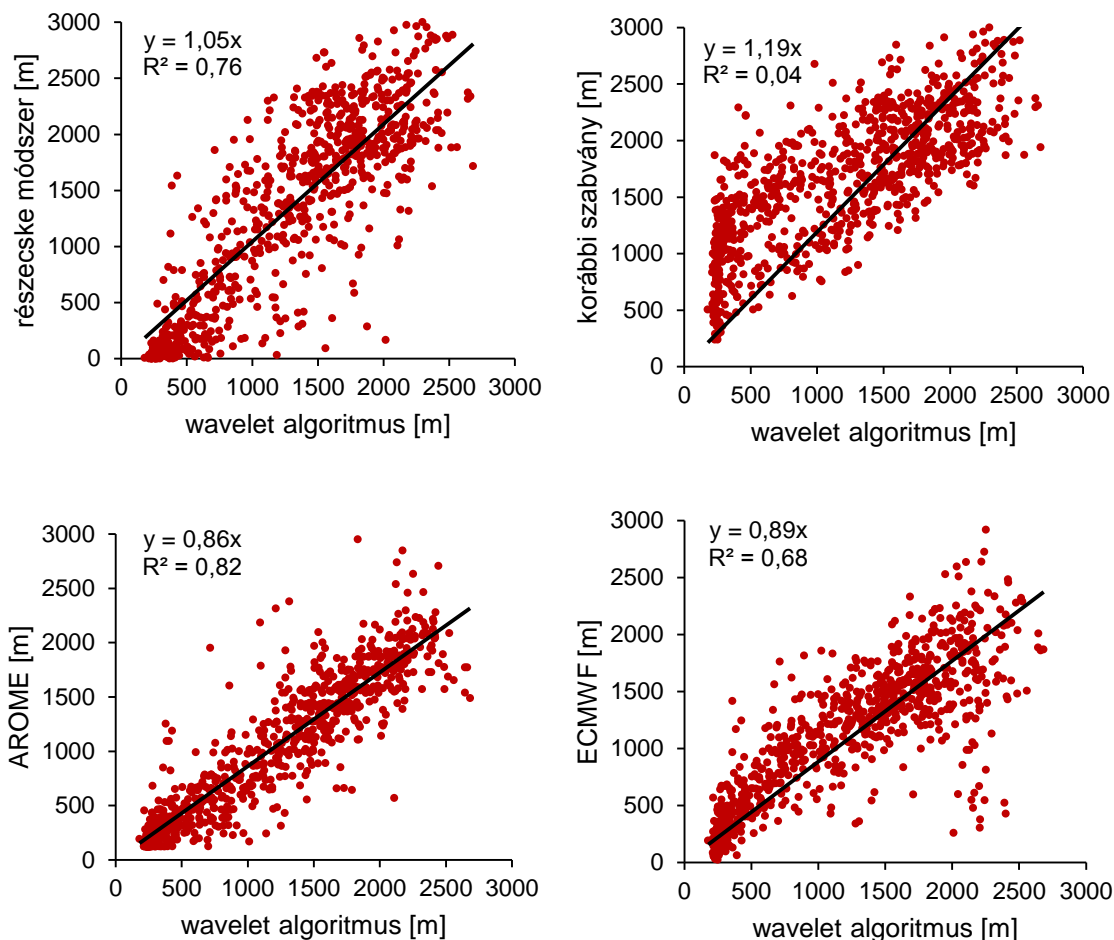
13. ábra: a keveredési réteg magasságának óránkénti átlagos értékei a nyári időszakra (június, július, augusztus hónapok), Budapestre.

3. táblázat: a keveredési réteg magasságának óránkénti átlagos értékei és szórásai a nyári időszakra (június, július, augusztus hónapok), Budapestre.

	óra [UTC]	11	12	13	14
Algoritmus	Átlag [m]	1575	1693	1804	1884
	Szórás [m]	338	351	345	355
Részecske	Átlag [m]	1723	1883	1956	2022
	Szórás [m]	416	391	357	393
Szabvány	Átlag [m]	1820	1915	1967	2020
	Szórás [m]	330	344	349	372
AROME	Átlag [m]	1416	1606	1532	1613
	Szórás [m]	365	460	351	401
ECMWF	Átlag [m]	1431	1527	1573	1527
	Szórás [m]	347	374	458	477
Részecske (12 UTC)	Átlag [m]		1729		
	Szórás [m]		280		
Richardson (12 UTC)	Átlag [m]		1762		
	Szórás [m]		273		



14. ábra: az egyes módszerek és modellek eredményeinek detektált értéktől vett eltérései a 06 és 15 UTC közötti időszakban.



15. ábra: a detektált értékek és az egyes módszerekkel kapott, valamint a modellek által előre jelzett határréteg magasság értékek összevetése a 06 és 15 UTC közti időszakra.

4. táblázat: a felhőalap-mérővel detektált, valamint a módszerek és modellek által szolgáltatott határréteg magasságok korrelációs együtthatói a 06 és 15 UTC közötti időszak alapján.

	Részecske	Szabvány	ECMWF	AROME
Korreláció (R)	0,88	0,77	0,84	0,91

Az adott órára megnéztem az előjeles eltérések átlagát (D_e), az abszolút eltérések átlagát (D_a) és az átlagos négyzetes hibát ($RMSE$).

$$D_e = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (H_m - H_d), \quad (31)$$

$$D_a = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |H_m - H_d|, \quad (32)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (H_m - H_d)^2}, \quad (33)$$

ahol H_m az adott módszer (részecske, vagy régi szabvány) által számolt határreteg magasság, H_d a felhőalap-mérővel detektált magasságérték, N a vizsgált napok száma. A kapott előjeles eltérések a 14. ábrán fent, az abszolút eltérések közepén, az RMSE értékei lent láthatóak. Az eredményeket szórásdiagram segítségével is összevettem, szintén a 06 és 15 UTC közötti időszak alapján. Ugyanezen időszakra a felhőalap-mérővel detektált, valamint a módszerek és modellek által szolgáltatott határreteg magasságok korrelációs együtthatói a 4. táblázatban olvashatóak.

Az összehasonlító vizsgálatok eredménye jól mutatja, hogy az emelkedő és a kora délutáni szakasz tekintetében a detektált határreteg magasságok az ECMWF eredményeivel mutattak legjobb egyezést. Az AROME modell a délelőtti időszakban alulbecslést mutat, később kezdi meg a határreteg emelését. Azonban az ECMWF-hez képest a leépülő szakaszt is későbbre teszi, így a délutáni órákban már az AROME határreteg magasságai állnak közelebb a detektált értékekhez.

Az egyszerű határreteg becslő módszerek közül egyértelműen a részecske módszer bizonyult pontosabbnak. Ez a módszer a reggeli órákban inkább alul-, míg a délelőtti órákban felülbecslést mutat. A régi szabvány a teljes időszakban felülbecsli a detektált értékeket. A felülbecslés mértéke az emelkedő szakaszon igen jelentős. Megjegyzendő azonban, hogy a részecske módszerrel számolt határreteg sok esetben nagyon későn kezdi meg az emelkedést és nagyon gyorsan „visszazuhan”. Ilyen tekintetben a régi határreteg szabvány, habár igen erős felülbecslést mutat, megbízhatóbban produkál folytonos menetet.

Az ábrákból kitűnik, hogy a felhőalap-mérő alapján meghatározott keveredési réteg maximális magasságát a numerikus modellek alul-, a hajnali szondafelszállás alapján meghatározott értékek felülbecslik. A magas nappali értékek egy része az éjféλι rádiószondás észlelés, mint kiindulási profil alkalmazásából származik, hiszen nem számolunk a sugárzási hűléssel, valamint nem vesszük figyelembe a magasabb rétegek hőmérsékleti és nedvesség profiljának változását. Nem meglepő módon az abszolút eltérés és az RMSE esetén is a 12 UTC-s rádiószondás profilból számolt értékek mutatták a legjobb egyezést mind a részecske módszer, mind a Richardson-szám alkalmazása esetén. Legkisebb eltérések a részecske módszerrel adódtak, ezt követte a Richardson-szám, majd alig nagyobb

különbséggel az ECMWF, valamivel jelentősebb eltéréssel az AROME és hasonlóan nagy eltérésekkel a 00 UTC-s profilból számoló módszerek. Az átlagos előjeles eltérések alapján a 12 UTC-s profilból számolt értékek kis mértékben felülbecslik a detektált határréteg magasságokat a részecske módszer esetén 65 m-rel, a Richardson-számot alkalmazva 110 m-rel. A modellek alulbecslést mutatnak, de ezek az értékek sem nagyok, az ECMWF átlagosan 70, az AROME 120 méterrel becsli alul a detektált értékeket. A 00 UTC-s profilból számoló módszerek jelentősebb felülbecslést mutatnak. A délelőtti emelkedő határréteget az ECMWF fogja meg legjobban, 10 UTC-ig minden esetben 200 m körüli, vagy az alatti eltéréssel számol. Megjegyzendő, hogy a részecske módszer sok esetben kifejezetten jó becslést ad az emelkedő szakaszra. A reggeli és délelőtti határréteg magasság becslésére, ezen vizsgálat alapján a korábbi határréteg szabvány nem ajánlott. A délutáni értékek esetében – az abszolút eltérések és az RMSE tekintetében - az AROME, a részecske módszer és a régi szabvány is hasonló eltérésekkel számol. Mivel az ECMWF jellemzően korábban megkezdí a határréteg leépítését, a délutáni időszakban már jelentős mértékben alulbecsülhet.

A 15. ábrán szintén jól látható, hogy az AROME, és az ECMWF eredményei a felhőalap-mérő által detektált határréteg menethez nagyon hasonlóan viselkednek. A részecske módszer a kisebb határréteg magasságok esetében alul, a nagyobb értékeknél inkább felülbecsül. A korábbi szabvány, az előző három eredményhez képest ismét alul marad, jellemzően erősen felülbecsli az alacsonyabb értékeket.

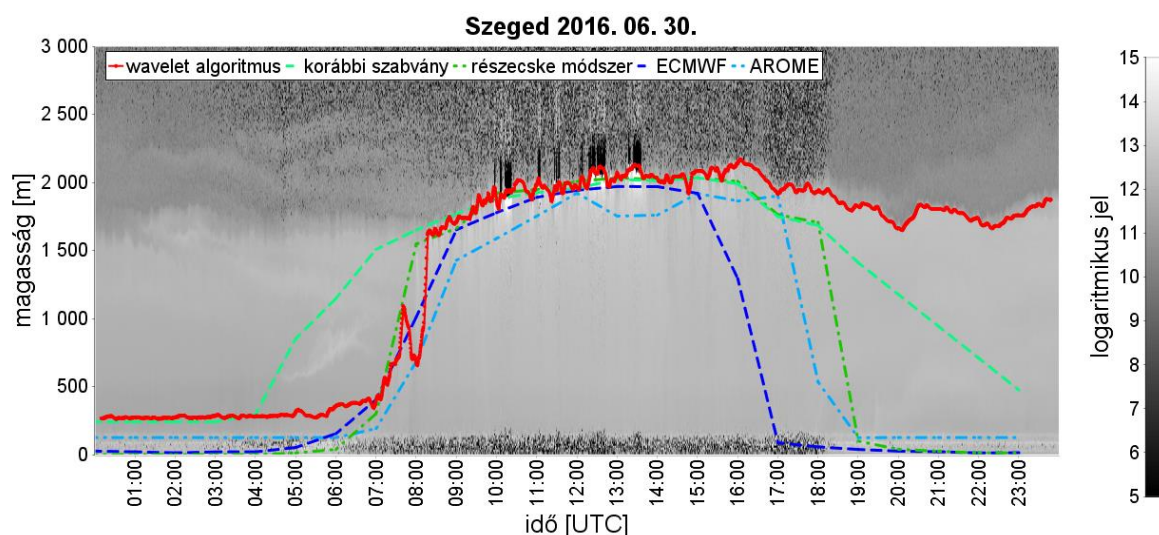
A 4. táblázatban látható korrelációs értékek az mutatják, hogy bár sok esetben alulbecsül, a határréteg menetét, és főként annak kisebb időskálán bekövetkező átmeneti változásait (pl. átmeneti visszaesés, majd emelkedés) az AROME modell képes jobban leírni. Külön hangsúlyoznám, hogy a fenti vizsgálatokat a nyugodtabb időjárási körülményekre (pl. anticiklonális helyzet, nyitott melegszektor) korlátoztam, hogy a modellek és módszerek adatsorait azonos körülmények között vizsgálhassam. A nagyfelbontású, nem-hidrosztatikus AROME modell a bonyolultabb időjárási körülmények között kifejezetten jónak bizonyult, ezt a következő fejezet esettanulmányai is alátámasztják.

5.3. Esettanulmányok

A következő fejezetben néhány olyan kiemelkedően jó, vagy épp rossz esetet mutatok be, melyekből láthatóvá válik, hogy milyen időjárási helyzetekben nyújthat segítséget operatív módon a felhőalap-mérővel detektált határreteg magasság.

2016. június 30., Szeged:

Ciklon előoldali helyzet alakította az időjárást, csapadék nem volt. Mérsékelt délies irányú szél fújt. A nappali gomolyfelhő képződés, legintenzívebb (10–11 UTC körüli) időszakában 3 oktányi cumulus humilist termelt ki. A késő délutáni óráktól a hidegfront közeledtével erősen megnövekedett a fátyolfelhőzet mennyisége. Az aznapi határreteg meneteket a 16. ábra szemlélteti.



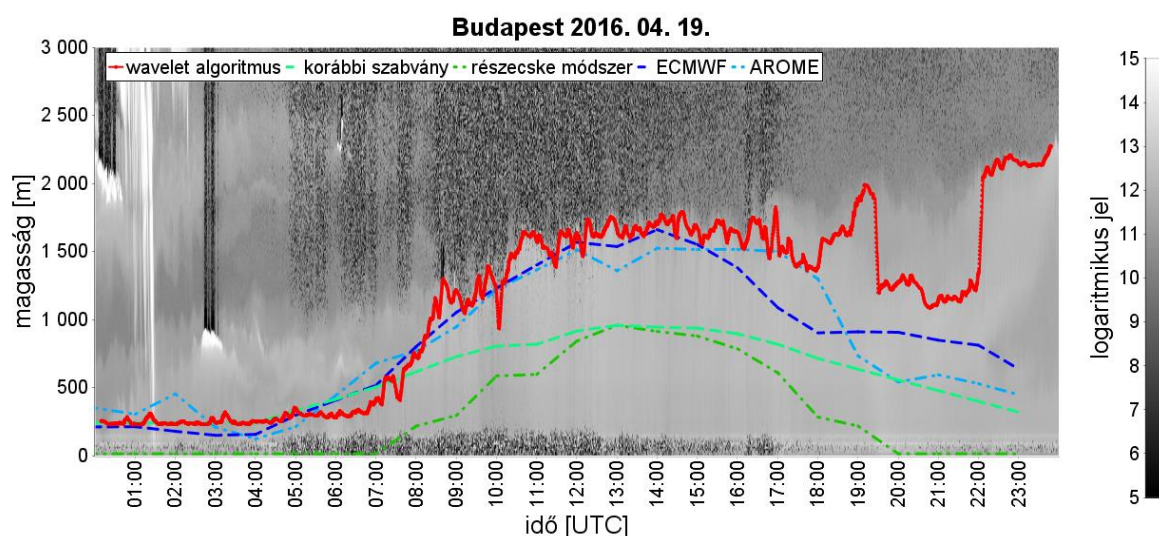
16. ábra: a 2016. június 30-ai, szegedi konvektív határreteg menetek a korábban bemutatott módszerek alapján.

Látható, hogy az emelkedő szakaszt az ECMWF és a részecske módszer gyakorlatilag tökéletesen lekövette. Az AROME valamivel később indította meg az emelkedést. A régi szabvány a jellegzetes módon felülbecsülte a reggeli, kora délelőtti szakaszt. A délutáni határreteg magasságban viszonylag kis eltérések jelentkeztek. Az AROME kis visszaesést mutat a koradélutáni időszakban. Az AROME modell esetén gyakori jelenség, hogy a cumulusok mennyiségének növekedésével kissé visszaesik a határreteg magassága. A vártak megfelelően a keveredési rétegmagasság csökkenését az

algoritmus nem követte le, e helyett az erőteljes záróréteget detektálta. Az ECMWF valószínűsíthetően a szükségesnél korábban kezdi leépíteni a határrejteget.

2016. április 19., Budapest:

A korahajnali órákban egy „száraz hidegfront” vonult át az országon. Számottevő csapadék csak a déli országrészben hullott. Budapesten csapadékot nem észleltek. Közepesen, erősen felhős volt az ég. A nap folyamán mérsékelt északnyugati szél fújt.



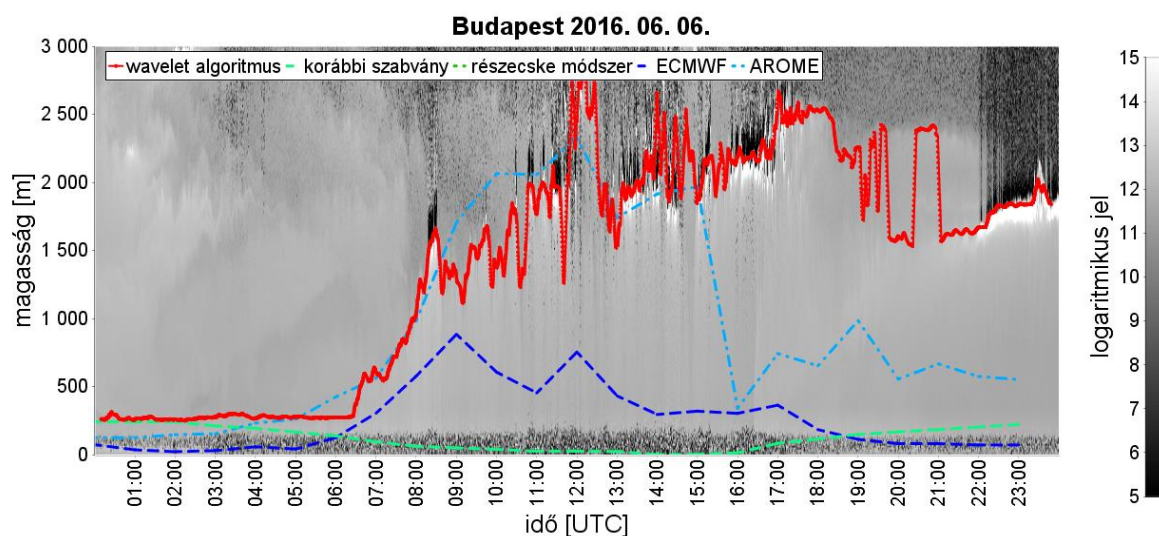
17. ábra: a 2016. április 19-ei, budapesti keveredési réteg menetek a korábban bemutatott módszerek alapján.

A 17. ábrán látható, hogy a modellek szépen követik a határrejteget. A reggeli órákban az AROME és az ECMWF is szinte tökéletesen követi az emelkedő szakaszt és igen jó egyezést mutatnak a délutáni időszakban is. Az ECMWF az AROME-nál valamivel korábban kezdi meg PHR magasságának csökkentését. A késő délutáni detektált PHR magassággal az AROME értékei mutatnak jobb egyezést. A méréseken alapuló módszerektől ebben az esetben természetesen nem várható el jó eredmény, hiszen a 00 UTC-s szondafelszálláshoz képest alapvetően megváltoztak a légkör tulajdonságai.

2016. június 6., Budapest:

Anticiklon délkeleti peremén északkelet felől érkező hidegfront határozta meg időjárásunkat. Csapadék Budapesten nem volt, a délnyugati országrészben a délután

folyamán záporok, zivatarok alakultak ki. Napközben erőteljes volt a gomolyfelhő képződés. A mérsékelt északnyugati szél 16 UTC után fordult északkeletibe.



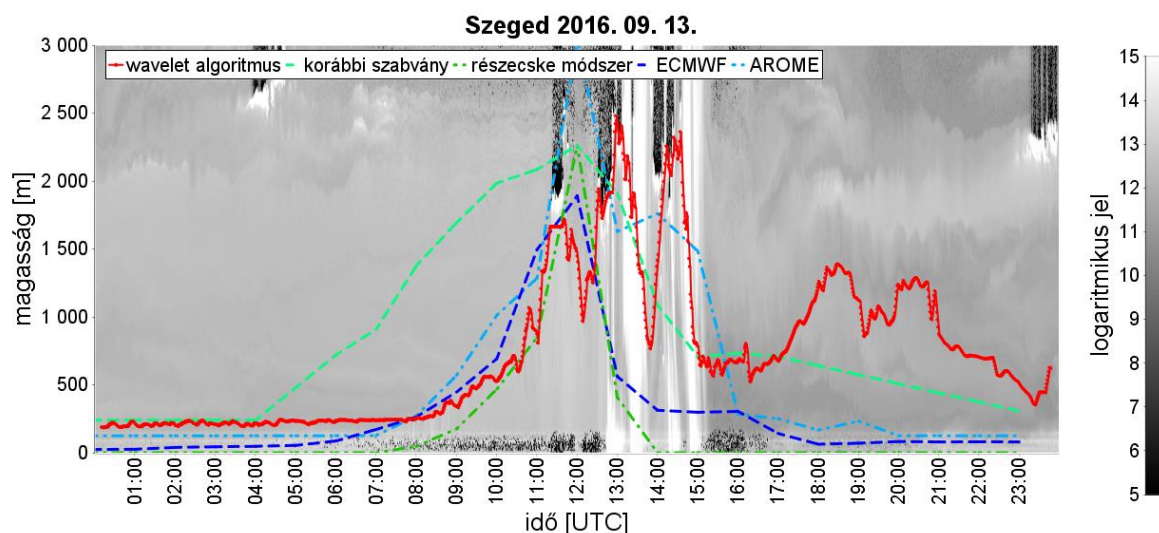
18. ábra: a 2016. június 6-ai, budapesti keveredési réteg menetek a korábban bemutatott módszerek alapján.

A határreteg magasságát becsülő módszerektől az előbbihez hasonló módon ismét nem várhatunk el helyes eredményt. A 18. ábrán látható, hogy az északkelet felől érkező hidegfront esetében a két numerikus modell között is jelentős eltérés adódott. Az AROME, kissé felülbecsülte a délelőtti szakaszt, de alapvetően jól követte le a helyzetet. Ezzel szemben az ECMWF-nél számottevő alulbecslés jelentkezik. Hasonló helyzetekben szintén az AROME bizonyult pontosabbnak, míg az ECMWF, akár 1000 m-t közelítő alul és felülbecslést is mutatott. A kb. 11:30 és 12:30 UTC közötti időszakban a detektáló algoritmus is hibás értéket szolgáltatott.

2016. szeptember. 13., Szeged:

Anticiklon déli peremén és a Nyugat-Európában örvénylő ciklon előoldali áramlásával melegebb nedvesebb légtömeg érkezik a Kárpát-medence térségébe. Emellett az ország déli vidékei felett egy kisméretű hidegcsepp halad át, így a légkör labilizálódása kedvez a záporok, zivatarok kialakulásának. A délelőtti órákban még felhőtlen volt az égbolt, majd a 12 UTC körül kipattanó gomolyok két órán belül már zivatarfelhőkké fejlődtek.

A helyzetnek megfelelően az egyes modellek és módszerek között a délutáni zivataros időszakban jelentős a „széttartás”.



19. ábra: a 2016. június 6-ai, budapesti keveredési réteg menetek a korábban bemutatott módszerek alapján.

A határréteg emelkedő szakaszát a részecske módszer jól lekövette. A modellek mutatnak némi felülbecslést a délelőtti időszakban. A korábbi határréteg szabvány a megszokott módon viselkedett, túlbecsülve az emelkedő szakaszt. Az AROME a 12 UTC körüli időszakban jelentősen „túllőtt” a valószínűsíthető határréteg magasságon. Ez a jelenség több alkalommal is előfordult, általában olyan helyzetekben, amikor nagyobb esély volt konvektív csapadék kialakulására. A detektáló algoritmus a nem egybefüggően megjelenő csapadéksávot nem tudta kezelni, így a detektált értékek esetében a 13 UTC utáni időszak már nem tekinthető határréteg magasságnak.

A különböző időjárási helyzetek vizsgálatából kitűnik, hogy nyugodt, anticiklonális helyzetben biztonsággal támaszkodhatunk a numerikus modelleredményekre és az egyszerű sémák is jó eredményt adnak. A „klasszikus” frontátvonulások esetében a modellek még mindig elég jó pontossággal határozzák meg a keveredési réteg magasságát. A felhőalap-mérő által meghatározott érték a bonyolultabb helyzetekben nyújthat segítséget. Ilyenek a nagy bizonytalanságot hordozó anticiklonon belüli zivataros helyzetek, a lassan átvonuló, visszahullámzó, de jelentős csapadékkal nem járó frontálzónák, vagy a retrográd módon mozgó ciklonok frontjai. (Megjegyzendő, hogy a jobb felbontású, nem-hidrosztatikus AROME modell az ilyen helyzetekben az ECMWF-nél megbízhatóbbnak bizonyult.)

6. A CHM 15k FELHŐALAPMÉRŐ ALKALMAZÁSÁBAN REJLŐ TOVÁBBI LEHETŐSÉGEK: A FELHŐZET ÉS LÁTÁSTÁVOLSÁG ULTRARÖVID-TÁVÚ ELŐREJELZÉSE

A CHM 15k felhőalap-mérő detektálási érzékenysége elegendően nagy ahhoz, hogy megfigyelhetőek legyenek a PHR-ben megjelenő finom struktúrák, illetve az aeroszol koncentráció kis tér- és időbeli változásai. Felmerül a kérdés, hogy ezek a visszaszóródási jelben megnyilvánuló „lokális megugrások”, vagy éppen „visszaesések” mennyire kötődnek szilárd részecskék eltérő koncentrációjához és mennyire jelzik a kikondenzálódott vízgőz megnövekvő mennyiségét.

A nap folyamán, a felszínről elpárolgó nedvesség, jól átkevert konvektív határreteg esetén feljuthat a PHR tetejéig. A naplemente közeledtével, az átkeveredés megszűnésekor, a nedvesség megragad a maradványrétegben (Stull, 1988). Ennek vizsgálatához a hajnali maradványréteg és a 00 UTC-s szondafelszállás (másodperces felbontású) adatsorát vettem össze. A 00 és 01 UTC közötti maradványréteget a következőképpen vizsgáltam: a wavelet transzformációs módszer segítségével, 500 m fölött meghatároztam a három legnagyobb lokális maximummal jellemezhető réteghatárt, majd az egyes réteghatárok átlagos magasságát vettem össze a 00 UTC-s szondafelszállásokkal. Az összehasonlításához azokat a napokat választottam, amikor a vizsgált időszakban 3000 m alatt nem volt jelen felhőzet.

Ilyen rövid (egy órás) időtávon a nagyság szerint sorba rendezett lokális maximumok általában jól elkülönítik egymástól az egyes rétegeket (pl. a legnagyobb lokális maximum szinte minden időlépcsőben ugyan ahhoz a réteghez tartozik), de természetesen akadnak kiugrások. Mivel ezek a maradványrétegben megjelenő, nagyobb jelintenzitású sávok egymástól akár több száz méterre is elhelyezkedhetnek, a fent említett kiugrások, az átlagolás során eltorzítanak a valódi értéket, ezért a kiugró értékekre a következő szűrőeljárást alkalmaztam külön-külön az első, második és harmadik lokális maximumok esetén:

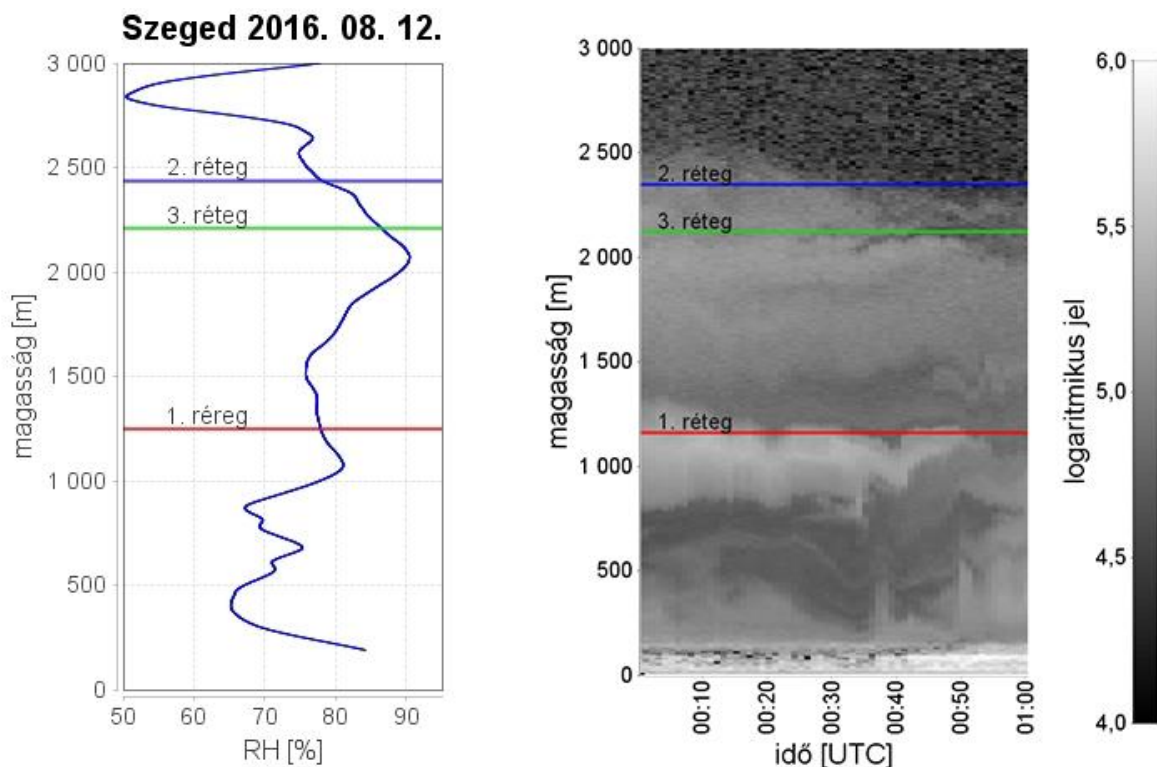
$$d_i = \frac{|L_i - m|}{s}, \quad (34)$$

$$m = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N L_j, \quad (35)$$

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^N (L_j - m)^2}{N-1}}, \quad (36)$$

ahol L_j a lokális maximum magassága az egyes időlépésekben, N a vizsgált időlépések száma. Ha az éppen vizsgált időlépésben $d_i \geq 1$, akkor L_i -t (a lokális maximum magassága a vizsgált időlépésben) kihagyjuk a réteg átlagos magasságának kiszámításából (Csereháti, 2004).

A rádiószondás profilmérésekből a relatív nedvességi profilokat vizsgáltam. A simítás érdekében a profilon 200 m-es mozgóátlagolást végeztem. Ezután megkerestem a profil olyan lokális szélsőértékeit, melyek legalább 200 m-es vastagságú rétegre érvényesek voltak. Az így kapott lokális szélsőértékek magasságait összevetettem a felhőalap-mérő alapján kijelölt rétegekkel. Ha a réteg magassága 200 m-nél közelebb esett egy relatív nedvességbeli lokális szélsőértékhez, akkor a két értéket azonos réteghez társítottam. Ezek alapján a felhőalap-mérővel meghatározott rétegek 74%-a társult a relatív nedvességi profil lokális szélsőértékéhez, ezek 60%-a lokális nedvességi maximumhoz. A relatív nedvességi profilok lokális maximumainak 67%-ához társult a felhőalap-mérő alapján kijelölt réteg. Példaként az augusztus 12-ei napot mutatom be Szegedre. Az eredményt a 20. ábra szemlélteti.



20. ábra: a 00 UTC-s rádiószondás felszállásból származó relatív nedvesség profil, valamint a 00 és 01 UTC közötti visszaszóródási adatsor. Az 1., 2. és 3. réteg magasságok a felhőalap-mérővel meghatározott réteghatárokat jelölik, a hozzájuk tartozó lokális maximum szerint csökkenő sorrendben.

A fentiek alapján elmondható, hogy összefüggés mutatkozik a visszaszóródási jel nagyobb értékei és a relatív nedvesség értékek között. Ennek jelentősége, hogy az ilyen lokális nedvességi maximumok egyfajta tartalékot képezhetnek a nappali felhőképződés számára, hiszen, az emelkedő konvektív réteg átkeveredésével olyankor is megjelenhet felhőzet, amikor a többi körülmény azt nem támogatná (Stull, 1988).

Az előbbiekhöz kapcsolódó megállapítás, hogy a párásság vagy köd³ definícióját elérő, látásromlás előtt, valamint a gomolyfelhőzet megjelenését megelőző termiktetőkön⁴ már detektálható mértékben növekedhet meg a kikondenzálódott víz mennyisége. Ahhoz, hogy a visszaszóródási adatsorból kiemelkedjenek a fenti jelenségek (azaz a párásság, vagy a gomolyfelhőzet kialakulását megelőzően megnövekvő kikondenzálódott víz jelenléte) azt vizsgáltam, hogy az aktuális visszaszóródási jel mennyire közelíti meg a már valószínűsíthetően felhőzethez tartozó jel értékét. Ennek az értéknek a meghatározásához egyelőre csak alapvető statisztikai vizsgálatokat végeztem. (Nyilvánvaló, hogy a módszer még pontosításra szorul.)

Az összes rendelkezésre álló adatsor esetén a 00 és 06 UTC-s időszak és a 300 és 1000 m közötti magasság intervallum által határolt mintát vizsgáltam. Azért ezt, mert itt általában nem jelentkezik zajos pontok, valamint a konvektív határréteg emelkedése még nem kezdődött meg (a már jól fejlett keveredési rétegen belül igen magas jelértékek is megjelennek, melyek jelen esetben nem lennének reprezentatívak, mivel az éjszakai/hajnali időszakban kialakuló párásság, köd, valamint az első kipattanó gomolyok előrejelzése a cél). A kijelölt mintában megkerestem a visszaszóródási értékek maximumát, valamint számítottam az értékek átlagát, ha azok nem felhőzethez, vagy csapadékhoz tartoztak. Erre azért volt szükség, mert a visszaszóródási jelek erőssége - így a felhőalaphoz tartozó jelé is - függ az adott helyzettől (pl. jelentős különbség van az aeroszol koncentráció tekintetében egy tartós anticiklonális és egy hidegfront mögötti helyzet között). Ezután, szintén az összes rendelkezésre álló mérés alapján, számítottam a felhőzethez tartozó átlagos és maximális értékeket. A CHM 15k-ra jellemző, hogy a felhőalaphoz tartozó jelerősségek jelentősen elmaradhatnak a maximálisan detektált jelintenzitástól és értékük viszonylag széles skálán változhat (de Haij et al., 2016). A vizsgálatok során a visszaszóródási jel tízes alapú

³ Ködről (illetve párásságról) akkor beszélünk, ha a talaj közeli légrétegben lebegő vízcseppecskék, vagy jégkristályok hatására a látástávolság 1 km (5 km) alá csökken (Deák, 2010).

⁴ A nappali felmelegedés hatására termikek indulnak meg a felszínről. Az emelkedő légréteg jó közelítéssel adiabatikus állapotváltozásokon megy keresztül. Az adiabatikus tágulás hatására hőmérséklete csökken, relatív nedvességtartalma nő. Ha elegendő nedvesség és kondenzációs mag áll rendelkezésre, megindulhat a gomolyfelhő képződés (Lohmann et al., 2016).

logaritmusával számoltam. A kapott eredmények az 5. táblázatban láthatóak. (A kapott felhőalaphoz tartozó jelintenzitások megfelelnek a CHM 15k-val történő felhőalaphoz tartozó átlagos és maximális jelértékek átlaga, szórása, minimuma, maximuma, 10. és 90. percentilise a rendelkezésre álló adatsorok alapján. A zöld mezőben szereplő értékek felhasználásra kerülnek a jellemző felhőérték meghatározásánál.

5. táblázat: a 00 és 06 UTC-s időszak és a 300 és 1000 m-es magasságok közötti átlagos és maximális visszaszóródási értékek, valamint az egyes napokra vonatkozó felhőalaphoz tartozó átlagos és maximális jelértékek átlaga, szórása, minimuma, maximuma, 10. és 90. percentilise a rendelkezésre álló adatsorok alapján. A zöld mezőben szereplő értékek felhasználásra kerülnek a jellemző felhőérték meghatározásánál.

	Felhő (átlag)	Felhő (max.)	Minta (átlag)	Minta (max.)
Átlag	5,67	8,18	5,22	5,72
Szórás	0,32	0,76	0,25	0,54
Minimum	5,16	5,60	4,07	5,01
10. percentilis	5,33	7,29	4,97	5,22
90. percentilis	6,19	8,92	5,49	6,72
Maximum	6,66	9,52	6,48	7,51

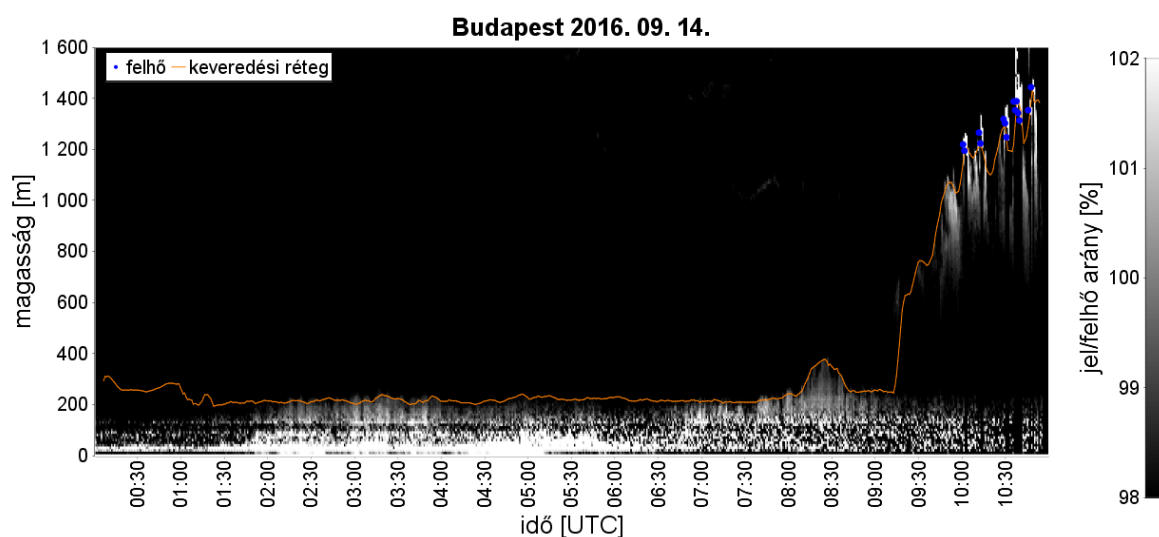
Az adott napra jellemző felhőértéket (F) a következőképpen adtam meg:

$$F = \begin{cases} F_x, & \text{ha } P_{max} \geq P_x \\ F_n + (P_{max} - P_n) \frac{(F_x - F_n)}{(P_x - P_n)}, & \\ F_n, & \text{ha } P_{max} \leq P_n \end{cases}, \quad (37)$$

ahol F_n a felhőzetnek tulajdonítható „legkisebb” érték, jelen esetben a felhőalaphoz tartozó átlagos értékek átlaga (azért nem szerencsés a detektált felhőalaphoz tartozó minimális jelintenzitás használata, mert bonyolultabb esetekben (pl. felhőoszlopok, virgák jelenlétében) a műszer egészen alacsony értékekhez is felhőalapot társít). F_x a felhőalaphoz tartozó átlagos értékek maximuma, P_n a fenti vizsgálat alapján a mintatartományban kapott maximális jelértékek 10. percentilise, P_x maximális jelértékek 90. percentilise, P_{max} a vizsgált adatsor – korábban definiált idő és magasságintervallumon belüli – maximális jelértéke. (Azért alkalmazom a 10. illetve 90. percentiliseket intervallumhatárként, mert a mintatér megválasztása ellenére is előfordulhatnak nem reprezentatív kis és nagy értékek (pl.: felhőzet alatt megjelenő visszaeső jelintenzitás, illetve elpárolgó csapadéksáv, vagy virgák jelenléte)) Azért a felhőalaphoz tartozó átlagos értékeket és a maximális jelértékeket

alkalmaztam, mert a vizsgált paraméterek közül e kettő között mutatkozott a legerősebb kapcsolat (0,54-es korrelációs együtthatóval). F tehát nem lesz más, mint az aktuális maximális jelértékhez (P_{max}) – a felhőzethez tartozó és a maximális jelérték előre megadott intervallumai szerint arányosan $((F_x - F_n)/(P_x - P_n))$ – társított érték. Ezután minden pontra meghatároztam az adott ponthoz tartozó jelérték és F arányát.

A módszer működését a szeptember 14-ei, budapesti példán mutatom be (21. ábra). Ezen a napon P_{max} értéke 5,54 volt, így F 5,83-nak adódott. A párásság és köd mindig az igen erős alsó zajban fog megjelenni, mégis viszonylag könnyen azonosítható, mivel a jelerősség növekedése mellett a zajszint csökkenésével jelentkeznek. Nem szabad elfelejtenünk, hogy a műszer (a 21. ábrán bemutatott példában) 10 m-es felbontással detektál, tehát a 2 m-en észlelhető köd, párásság megjelenése biztosan csak a legalsó mérési pont jelerősségének megugrásához társítható.



21. ábra: a detektált jel és a felhőzethez társított érték segítségével kiemelt, a párásság, köd és gomolyfelhőzet megjelenését megelőző megnövekvő jelerősség. Az ábrán fel van tüntetve a detektált keveredési réteg magasság és felhőalap-mérő által bemért felhőzet.

A példában bemutatott napon, a lőrinci állomáson nem észleltek ködöt, vagy párásságot, ugyanakkor a szinoptikus távirat szerint, 04 és 06 UTC között mindössze 0,3 °C volt a harmatpont-depresszió, míg 98% a relatív páratartalom értéke. Ugyanekkor a Liszt Ferenc repülőtéren kiadott METAR táviratban 03:30 UTC-kor sekély ködöt, 04:30 UTC-től 06 UTC-ig párásságot és ködfoltokat észleltek. Jól látható, hogy a megnövekvő „jel/felhő arány” már valamivel 02 UTC előtt megjelenik a legalsó mérési magasságban is. A leghosszabb egybefüggő nagy jelintenzitású időszak kb. 04:20 és 05:10 UTC közé tehető,

míg a strukturált jel kb. 06:30 UTC-kor megszűnik és ismét a zaj lesz az uralkodó. A műszer által detektált gomolyfelhők megjelenését jól láthatóan megelőzik a detektált konvektív határréteg tetejéhez közeli megnövekvő értékek. Ezek egyre gyakoribb és intenzívebb megjelenésével – egy kellő pontossággal detektált határréteg emelkedés tendenciáját követve – arra mindenképpen következtethetünk, hogy mi az a magasság, ami alatt már nem kell gomolyfelhőzet megjelenésére számítanunk, valamint igen nagy pontossággal követhető és ultra-rövid távon becsülhető a termiktető magassága is. (Ezen a paraméterek ismerete fontos tényező pl. a sportrepülés, siklórepülés, hőlégballonos repülés számára.) Ugyanakkor meg kell jegyeznünk, hogy a felhőalap-mérő által detektált felhőzet a műszer csak egy kis környezetére érvényes (természetesen itt a lokális hatások által befolyásolt, határréteghez kapcsolódó felhőzetről beszélünk).

ÖSSZEFOGLALÁS

Az OMSZ mérőrendszerében alkalmazott korszerű Lufft CHM 15k típusú felhőalap-mérő adataira támaszkodva kidolgoztam egy algoritmust a keveredési rétegvastagság napi menetének nyomon követésére a Haar-wavelet transzformáció alkalmazásával. A 2016. március-szeptemberi budapesti (12843) és június-szeptemberi szegedi (12982) mérések feldolgozásából kitűnik, hogy a műszer az esetek közel 85%-ában volt alkalmas a határréteg folytonos detektálására, míg e napok több mint 60%-ában a konvektív határréteg fejlődésének nyomon követése is sikeres volt (ami már közel kétszeres hatékonyságot jelent a 2016 decemberében, a kari TDK konferencián közölt eredményekhez képest).

A felszíni meteorológiai és az éjféli rádiószondás méréseken alapuló egyszerű becslési technikák (részecske módszer, korábbi hazai szabványmódszer) fölé becsülik a koradélutáni maximális keveredési rétegvastagságot, amit figyelembe kell venni levegőkörnyezeti és repülésmeteorológiai becsléseknél. A korábbi szabvány módszer nem használható a délelőtti konvektív határréteg fejlődésnek leírására, mivel sokkal erősebb kezdeti növekedést (harang görbeszerű változást) ad, mint a mérések. A részecske módszer ellenőrzés nélküli használata szintén kerülendő, ebben az időszakban, azonban elmondható, hogy amennyiben a napfelkeltét követő néhány órán belül megindul az emelkedés, úgy igen pontosan képes becsülni a konvektív határréteg emelkedő szakaszát.

A numerikus modellek közül az AROME modell (főként az emelkedő szakaszon) hajlamos alulbecsülni a keveredési réteg magasságát, viszont tendenciájában és a rövid ideig tartó fluktuációk tekintetében jól követi a magasság változását. Az AROME problémája, hogy sokszor megjelennek „erősen megugró csúcsok”, jellemzően hidegfronthoz, vagy erősen labilis helyzethez kötődően. Ennek oka lehet, hogy az AROME a turbulens kinetikus energia alapján számítja a határréteg magasságokat. Az ECMWF modell általában pontosabb eredményt ad, az emelkedő szakaszon kifejezetten megbízhatónak mondható. A maximális magasság tekintetében, az algoritmus által detektált értékhez képest alulbecsül, a PHR leépítését hajlamos túl korán megkezdeni.

Megkezdtem a vizsgálatokat azzal kapcsolatban is, hogy a van-e lehetőség az ultrarövid-távú előrejelzés támogatására a felhőalap-mérő által szolgáltatott nagyfelbontású határréteg profilok alapján. A jelenlegi eredmények szerint az első gomolyok megjelenésének időpontja nem határozható meg kellő pontossággal, mivel a műszer egyrészt csak a saját lokális környezetét méri (a távolabbi vizuálisan már észlelhető gomolyok nem

mindig jelennek meg a felhőalap-mérő adatsorában), másrészt az egy oktányi gomolyfelhőzetből lehetséges, hogy hosszabb időszakon át egy sem keresztezi a felhőalap-mérő által belátott térrészt. A keveredési réteg magasság nyomon követése azonban segít meghatározni azt a magasságot, ami alatt már nem kell gomolyfelhő képződésre számítanunk, emellett nagy pontossággal megadja az erősebb termikek átlagos magasságát. Az adatsorok vizsgálata során az is látható volt, hogy a párásság, köd kialakulásra utaló jelek már azt megelőzően (akár egy, másfél órával) is mutatkoznak. A fenti tulajdonságok alapján, a pontosított módszerek főként a kisgépes repülés számára jelenthetnek majd többletinformációt.

A kapott eredmények alapján szükséges és érdemes a keveredési réteget detektáló – wavelet transzformáción alapuló – algoritmus további fejlesztése, mint például a wavelet paraméterek helyzettől függő változtatása, akár más típusú wavelet alkalmazása. A zajszűrés más féle megközelítése a műszer saját karakterisztikáinak (pl. átfedési függvény (Hervo et al., 2016)) segítségével. Valamint a detektáló algoritmus továbbgondolása, például az emelkedésnél megengedett távolság optimalizálásával (melyre a jelentős számú, immár rendelkezésre álló, jól detektált határreteg menet ismeretében lehetőség nyílik).

A távlati célok között szerepel a keveredési réteg magasság, így a termiktető magasság, az alacsonyszintű felhőalap magasság (pl. Cu, Sc kialakulása, éjszaka képződött St feloszlása) ultrarövid-távú előrejelzésének, valamint a párásság, köd ultrarövid-távú előrejelzésének felhőalap-mérő adatsoron alapuló támogatása. Továbbá a keveredési detektálására fejlesztett algoritmus megbízhatóságának növelése, illetve a módszer pontosabb verifikálása.

Köszönetnyilvánítás

Szeretném megköszönni témavezetőmnek, Szabó Zoltánnak az ötleteket, valamint az elméleti és gyakorlati téren nyújtott segítséget. Köszönetet mondok konzulensemnek, Dr. Weidinger Tamásnak az ösztönzésért és a dolgozat elkészítésében nyújtott segítségért.

Köszönettel tartozom Sebők Istvánnak, az Országos Meteorológiai Szolgálattal való kapcsolattartásért, valamint neki és Németh Mózesnek a rendelkezésemre bocsátott mérési adatsorokért. Köszönöm Berényi Líviának a modell eredmények elkérésének koordinálását és az irányomban tanúsított türelmét. Köszönetet mondok Ihász Istvánnak az ECMWF és Dr. Szintai Baláznak az AROME modellek eredményeiért. Valamint szeretném megköszönni az Országos Meteorológiai Szolgálatnak, amiért támogatta a munkámat és rendelkezésemre bocsátotta az adatokat.

Köszönettel tartozom a családomnak, akik mindvégig türelmesek maradtak és a legnagyobb mértékben támogattak dolgozatom elkészítése során.

Irodalomjegyzék

- Arya, S.P., 2001: Introduction to micrometeorology. *Academic Press. Second edition*, 420p.
- Ács F., Kovács M., 2001: The surface aerodynamic transfer parameterization method SAPA: description and performance analyses. *Időjárás* 105, 165-182.
- Baranka Gy., Bordás Á., Gyuró Gy., Havasi Á., Leelőssy Á., Mészáros R., Szépszó G., Tasnádi P. (szerkesztő), Weidinger T. (szerkesztő), 2013: Klasszikus dinamikus meteorológiai feladatgyűjtemény II., *Eötvös Loránd Tudományegyetem*, Budapest, 547p.
- Bhavani, K. Y. and Purusotham, S., 2010: Mathematical Algorithms for Determination of Mixed Layer Height from Laser RADAR Signals. *International Journal of Computer Science and Engineering*, 2(6): 2059-2063.
- Baars, H., 2007: Continuous monitoring of the planetary boundary-layer depth with lidar. *Diplomamunka, (témavezetők: Heintzenberg, J., Tetzlaff, G.), University of Leipzig, Faculty of Physics and Earth Sciences, Leipzig, 77 p.*
- Bordás Á., Weidinger T., Gyöngyösi A. Z., Bottyán Z. és Istenes Z., 2013: A planetáris határréteg szerkezetének vizsgálata 1D modell segítségével. *Repüléstudományi Közlemények (1997-től)* 25(2), 556–569.
- Csáki A., 2013: Az AROME modell által előrejelzett planetáris határréteg magasság összevetése rádiószondás mérésekkel. *Diplomamunka, (témavezető: Szintai B., konzulens: Weidinger T.), Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar, Meteorológiai Tanszék, Budapest, 56 p.*
- Csereháti Z., 2004: Az outlierok meghatározása és kezelése gazdaságstatisztikai felvételekben. *Statisztikai szemle*, 8, 728-746.
- Davis, K. J., Gamage, N., Hagelberg, C. R., Kiemle, C., Lenschow, D. H. and Sullivan, P. P., 2000: An objective method for deriving atmospheric structures from airborne lidar observations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17, 1455–1468.
- Deardorff, J. W., Willis G.E. and Stockton, B. H., 1980: Laboratory studies of the entrainment zone of a convectively mixed layer. *Journal of Fluid Mechanics*, 100, 41-64.
- Deák B., 2010: A látástávolság és a köd rövidtávú előrejelzésének lehetőségei. *Diplomamunka, (témavezető: Wantuch F., Bottyán Zs., konzulens: Weidinger T.), Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar, Meteorológiai Tanszék, Budapest, 69 p.*
- de Haij, M., Wauben, W. and Baltink, H. K., 2007: Continuous mixing layer height determination using the LD-40 ceilometer: a feasibility study. *Royal Netherlands Meteorological Institute, De Bilt, 102 p.*

- de Haij, M., Apituley, A., Koetse, W., Bloemink, H. I., 2016: Transition towards a new ceilometer network in the Netherlands: challenges and experiences. *Papers and Posters presented at the WMO Technical Conference on Meteorological and Environmental Instruments and Methods of Observation (CIMO TECO)*, 201.
- Dupont, E., Pelon, J. and Flamant, C., 1994: Study of the Moist Convective Boundary-layer by Backscattering Lidar. *Boundary-Layer Meteorology*, 60, 1-25.
- Eresmaa, N., Karppinen, A., Joffre, S. M., Räsänen, J. and Talvitie, H., 2006: Mixing height determination by ceilometer. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 1485-1493.
- Fekete K., Popovics M., Szepesi D., 1983: Légszennyező anyagok transzmissziójának meghatározása. *Országos Meteorológiai Szolgálat*, Budapest, 168 p.
- Gamage, N. and Hagelberg, C., 1993: Detection and analysis of microfronts and associated coherent events using localized transforms. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 50, 750–756.
- Garratt, J. R., 1994: Review: the atmospheric boundary layer. *Earth-Science Reviews*, 37 (1994) 89-134.
- Geresdi I. 2004: Felhőfizika. *Dialog Campus Kiadó*, Budapest-Pécs, 272 p.
- Götz G., Rákóczi F., 1981: A dinamikus meteorológia alapjai. *Tankönyvkiadó*, Budapest, 483 p.
- Granados-Muñoz, M. J., Navas-Guzmán, F., Bravo-Aranda, J. A., Guerrero-Rascado, J. L., Lyamani, H., Fernández-Gálvez, J. and Alados-Arboledas, L., 2012: Automatic determination of the planetary boundary layer height using lidar: One-year analysis over southeastern Spain. *Journal of Geophysical Research*, 117, D18208.
- Hervo, M., Poltera, Y., Haeefe, A. 2016: An empirical method to correct for temperature dependent variations in the overlap function of CHM15k ceilometers. *Atmospheric Measurement Techniques*, 9, 2947–2959.
- Holton, J. R., 2004: An introduction to dynamic meteorology, 4th edition. *Elsevier Academic Press*, 553p.
- Jacobs, A. J. M. and Maat, N., 2005: Numerical Guidance Methods for Decision Support in Aviation Meteorological Forecasting. *Weather and Forecasting*, 20, 82-100.
- Kovalev, V. A. and Eichinger, W.E., 2004: Elastic Lidar: Theory, Practice, and Analysis Methods. *John Wiley & Sons*, 615 p.
- Kovács, R., 2002: A keveredési rétegvastagság számítása az új magyar transzmissziós szabványban. *Diplomamunka, (témavezetők: Baranka Gy. és Weidinger T.), Eötvös Loránd Tudományegyetem Termé-szettudományi Kar, Meteorológiai Tanszék*, Budapest, 72 p.

- Kugler Sz., 2014: A Balaton és légkör közötti nitrogénforgalom meghatározása. *PhD dolgozat, ELTE Meteorológiai Tanszék, Budapest, 100p.*
- Lohmann, U., Lüönd, F., Mahrt, F., 2016: An Introduction to Clouds From the Microscale to Climate. *Cambridge University Press, 399 p.*
- Melfi, S. H, Spinhirne, J. D., Chou, S. H. and Palm, S. P., 1985: LIDAR observations of vertically organized convection in the Planetary Boundary Layer over the ocean. *Journal of Applied Meteorology and Climatology, 24, 806-82.*
- Menut, L., Flamant, C., Pelon, J. and Flamant, P.H., 1999: Urban boundary-layer height determination from LIDAR measurements over the Paris area. *Applied Optics, 38, 945-954.*
- Mészáros R., 2002: A felszínközeli ózon száraz ülepedésének meghatározása különböző felszíntípusok felett. *Doktori értekezés, ELTE, Budapest, 113p.*
- Mona T, Ács F. és Horváth Á., 2016: Jellegzetes planetáris határréteg-magasság napi menetek a Kárpát-medence nyári időszakában. *Meteorológiai Tudományos Napok, Előadások összefoglalói.*
- Munkácsi Zs., Muntag A., Pávó Gy., Weidinger T., Szarvas G., 2010: A légiközlekedési zaj tulajdonságai és terjedésének vizsgálata Budapest-Ferihegy nemzetközi repülőtér környezetében. *Repüléstudományi Közlemények (2) Paper VII/2. 24 p.*
- Oke, T. R., 1987: Boundary Layer Climates. *Routledge, London/New York, 460p.*
- Sarkadi N., 2016: Csapadékképződési folyamatok számítógépes modellezése. *PhD értekezés, Pécsi Tudományegyetem., 115 p.*
- Seidel, D., Zhang, Y., Beljaars, A., Golaz, J.-C., Medeiros, B., 2012: Climatology of the planetary boundary layer over continental United States and Europe. *Journal of Geophysical Research, 117, D17106.*
- Shapiro, A. and Fedorovich, E., 2009: Nocturnal low-level jet over a shallow slope. *Acta Geophysica, 57, 950–980.*
- Sicard, M., Pérez, C., Rocadenbosch, F., Baldasano, J. M. and García-Vizcaino, D., 2006: Mixed-Layer Depth Determination in the Barcelona Coastal Area From Regular LIDAR Measurements: Methods, Results and Limitations. *Boundary-Layer Meteorology, 119, 135-157.*
- Stachlewska, I. S., Piądlowski, M., Migacz, S., Szkop, A., Zielińska, A. J. and Swaczyna, P. L., 2012: Ceilometer observations of the boundary layer over Warsaw, Poland. *Acta Geophysica, 60(5), 1386-1412.*
- Steyn, D. G., Baldi, M. and Hoff, R., 1999: The Detection of Mixed Layer Depth from LIDAR Backscatter Profiles. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 16, 953–959.*

- Stull, R. B., 1988: An Introduction to Boundary Layer Meteorology. *Kluwer Academic Publishers*, 666 p.
- Szeliski, R., 2010: Computer vision: algorithms and applications. *Springer Science & Business Media*, 957 p.
- Szintai, B., Szűcs, M., Randriamampianina, R., Kullmann, L., 2015: Application of the AROME non-hydrostatic model at the Hungarian Meteorological Service: physical parameterizations and ensemble forecasting. *Időjárás* 119, 241–266.
- Wang, Z., Cao, X., Zhang, L., Notholt, J., Zhou, B., Liu, R. and Zhang, B., 2012: LIDAR measurement of planetary boundary layer height and comparison with microwave profiling radiometer observation. *Atmospheric Measurement Techniques*, 5, 1965-1972.
- Weidinger, T., Pinto, J., Horváth, L., 2000: Effects of uncertainties in universal functions, roughness length, and displacement height on the calculation of surface layer fluxes. *Meteorologische Zeitschrift* 9, 139-154.
- Weidinger, T., Baranka, Gy. and Bordás, Á., 2008: Comparison study in mixing height determination for dispersion models. *Időjárás* 112(2), 113–123.
- White, A. B., Senff, C.J. and Banta, R.M.A, 1999: A comparison of mixing depths observed by ground-based wind profilers and airborne LIDAR. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16, 584-590.
- Zhang, Y., Gao, Z., Li, D., Li, Y., Zhang, N., Zhao, X. and Chen, J., 2014: On the computation of planetary boundary-layer height using the bulk Richardson number method, *Geoscientific Model Development*, 7, 2599-2611.

Internetes hivatkozások:

<http://www.ecmwf.int/en/elibrary/17117-part-iv-physical-processes>

<http://eumetnet.eu/activities/observations-programme/current-activities/e-profile/alc-network/>

<http://weather.uwyo.edu/upperair/europe.html>

<http://www.ogimet.com/home.phtml.en>