

Timár Ágnes, Szabó Zoltán Attila, Weidinger Tamás

A KEVEREDÉSI RÉTEG MAGASSÁGÁNAK MEGHATÁROZÁSA FELHŐALAP-MÉRŐK VISSZASZÓRÓDÁSI IDŐSORAIBÓL

A planetáris határréteg (PHR), más szóval a keveredési réteg magasságának ismerete – a szennyezőanyag terjedés és a levegőminőség vizsgálata mellett – a repülésmeteorológia számára is lényeges; gondoljunk csak a PHR felső határán gyakran megjelenő alacsonyszintű St, Sc felhőzet detektálására. A PHR vastagságának ismerete különösen fontos a repülőgépek fel- és a leszállás során, hiszen ez a termikus és mechanikus turbulencia „birodalma”. A PHR és a szabad légkör közötti aeroszolkoncentráció-különbségnek köszönhetően – megfelelő érzékenységű felhőalap-mérővel – lehetőség van a PHR magasságának folyamatos detektálására, ami segíti a felhőzet ultrarövid-távú előrejelzését. A cikkben áttekintjük a keveredési rétegvastagság meghatározására szolgáló módszereket, majd a budapesti (12843) mérési eredményeket ismertetjük és hasonlítjuk össze rádiószondás adatokkal és a korábbi hazai szabványmódszerrel. Az eredmények igazolják az OMSZ állomásain működő Jenoptik CHM 15-k felhőalap-mérők alkalmazhatóságát a PHR kutatásában és a repülőtéri információszolgáltatásban.

Kulcsszavak: határréteg, keveredési rétegvastagság, konvekció, aeroszol, felhőalap-mérő

BEVEZETÉS

A planetáris határréteg (PHR) vagy más szóval a keveredési réteg fejlődésével, magasságának meghatározásával számos tanulmány foglalkozik. E témakör mind elméleti, mind méréstechnikai 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 [1], ami a repülés-meteorológiában is fontos tényező [2][3][4].

A PHR-t vizsgálhatjuk i) numerikus modellek segítségével, ii) különböző műszeres mérések (rádiószonda, LIDAR, felhőalap-mérő, radiométer, windprofiler, stb.) adatai alapján, vagy iii) ezek együttes alkalmazásával.

Az Országos Meteorológiai Szolgálatnál (OMSZ) 2016 elején állították üzembe a Jenoptik CHM 15-k típusú felhőalap-mérőket. E műszerekkel közel kétszer akkora magasságig és jobb felbontásban lehet visszaszóródási profilokat készíteni, mint a korábbi Vaisala CL31-es típusal; 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.

A felhőalap-mérők a LIDAR-hoz hasonló elven működnek. A PHR számítási módszerek között szerepelnek i) a visszaszóródási profil minimális gradienseinek illetve ii) maximális szórásának a 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 továbbiakban egy wavelet transzformációs módszeren alapuló detektáló algoritmust mutatunk be, melynek fő célja a konvektív határréteg magasságának meghatározása. Az algoritmus elsősorban a délelőtti emelkedő szakaszra koncentrál, mivel naplemente után – az esetek jelentős részében – inkább a határréteg „szétesése” jelenik meg az aeroszol profilban, mintsem a keveredési réteg magasságának határozott csökkenése.

A PHR MAGASSÁG MEGHATÁROZÁSÁNAK MÓDSZEREI

A planetáris határréteg (PHR) a troposféra alsó 0,1–3 km-es tartománya, amelyet a felszín és a felszín által meghatározott termikus és mechanikus kényszerek közvetlenül befolyásolnak. A kényszerekre adott válasz órák időskálán mérhető [5]. Ez a mechanikus és termikus turbulencia színtere. A PHR magassága függ az évszaktól, a napszaktól és az éppen fennálló szinoptikus helyzettől, a domborzati viszonyoktól és a felszín érdességétől is [6][7][8].

A határréteg magasságának meghatározása kulcsfontosságú a PHR szerkezetének feltérképezéséhez. A határréteg (pontosabban a határréteg és a szabad légkör közötti átmeneti réteg) magassága közvetlenül nem mérhető, de becsülhető a különböző profilmérések, illetve modellek alapján. Ilyenek a rádiószondás mérések, a LIDAR és felhőalap-mérők által szolgáltatott adatok, a mikrohullámú radiométer (pl. a Szegeden használt Radiometrics MP-3000A típus), vagy a windprofiler mérések (pl. a szegedi LAP-3000 típusú). A továbbiakban a Jenoptik CHM 15-k típusú felhőalap-mérők idősorainak vizsgálatára szorítkozunk, emellett, a kapott eredmények alátámasztása érdekében vizsgáljuk a rádiószondás mérések adatsorait, valamint, egyszerűsége miatt, az 1980-as években bevezetett régi határréteg szabványt is [9].

A Haar wavelet transzformáció

A Haar wavelet a gradiens detektálás egyszerű, de igen hatékony eszköze. A Haar függvény alakját az 1-es egyenlet adja meg, illetve az 1. ábra illusztrálja.

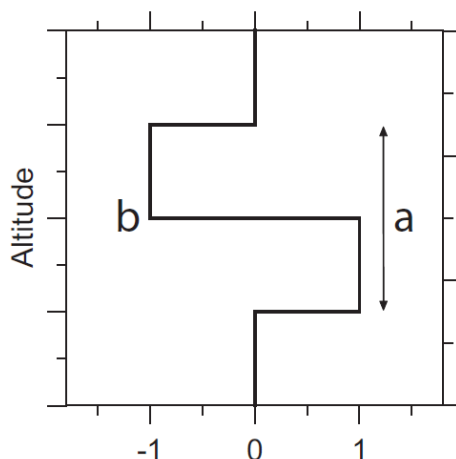
$$h\left(\frac{z-b}{a}\right) = \begin{cases} 1, & \text{ha } b - \frac{a}{2} \leq z < b \\ -1, & \text{ha } b \leq z < b + \frac{a}{2} \\ 0 & \text{különben} \end{cases} \quad (1)$$

ahol a a dilatáció (a wavelet szélessége), b a transzláció (a wavelet középpontjának elhelyezkedése), z pedig, esetünkben, a visszaszóródási jelhez tartozó magasságot jelöli [10].

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, az általunk vizsgált tartományban.

$$W_P(a, b) = a^{-1} \int_{z_b}^{z_t} P(z) \cdot h\left(\frac{z-b}{a}\right) dz \quad (2)$$

ahol ($P(z)$) a visszaszóródási jel erőssége (lásd a (8) egyenletet is).



1. ábra a Haar wavelet alakja [11]

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 a $W_p(a, b)$ lokális maximum helyéhez társíthatjuk [6]. A módszer minőségét jelentősen befolyásolja a dilatáció (a) 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 vizsgálhatjuk az energia spektrumot ($[W_p(a, b)]^2$), illetve a globális wavelet spektrumot ($D^2(a)$ számítása minden lehetséges a dilatációs értékre) [12].

$$D^2(a) = \int_{z_b}^{z_t} [W_p(a, b)]^2 db \quad (3)$$

Rádiószondás adatok használata

A rádiószondás felszállások a PHR magasságának hidro-termodinamikai szempontból történő meghatározását teszik lehetővé. A határréteg-magasság számítása a hőmérséklet-, nedvesség- és szélprofilokból, direkt módon történik. Az egyik elterjedt módszer, a részecske módszer, azon az elven alapul, hogy a felszín közelében – ha elég intenzív a besugárzás – olyan rétegződés jön létre, amelyben a potenciális hőmérséklet csökken a magassággal, majd feljebb, a jól átkevert határrétegben közel állandó. A határréteg tetejéhez közeledve a turbulens átkeveredés csökken, így a magasság növekedésével a potenciális hőmérséklet értéke nőni kezd. (A stabilis légrétegződés sajátja a magassággal növekvő potenciális hőmérsékleti profil.) A módszer szerint a PHR tetejét az a szint jelöli ki, ahol a virtuális potenciális hőmérséklet először egyezik meg a felszínen (pontosabban a 2 m-es szinten) mért értékkel [13][14][15]. Nyugodt időjárási körülmények között – ha nincs jelentős hőmérsékleti advekcio – az éjszakai 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.

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

Az 1980-as évek elején bevezetett szabvány [9] [16] csapadékmentes időben, ritkán beépített területekre alkalmazható, ha a vertikális hőmérsékleti gradiens a hajnali időszakban nem haladja meg az $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ -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:

$$h_e = \left(\frac{2Ql}{U\rho c_p \alpha} \right) \quad (4)$$

ahol $Q\text{ [Wm}^{-2}\text{]}$ a vizsgált terület antropogén hőemissziója, $l\text{ [m]}$ a vizsgált terület sugara, $U\text{ [ms}^{-1}\text{]}$ a szélsősebesség éjszakai középértéke, $\alpha\text{ [K/100 m]}$ 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:

$$h_n = \frac{T_n - T_{min}}{T_{max} - T_{min}} (h_{max} - h_e) + h_e \quad (5)$$

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:

$$h_n = h_{ny} + \left(k \frac{\Delta h}{\Delta t} \right) \quad (6)$$

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

$$\frac{\Delta h}{\Delta t} = \frac{h_e^* - h_{ny}}{t_{24} - t_{ny}} \quad (7)$$

ahol h_e^* a rákövetkező nap éjszakai keveredési réteg magassága, t_{ny} a napnyugta időpontját követő első óra, t_{24} az éjféli 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 [16][17][18]. (E számítási eljárás alkalmazása közeli jövő feladata lesz.)

A KONVEKTÍV HATÁRRÉTEG DETEKTÁLÁSA

A továbbiakban a Haar wavelet transzformáción alapuló algoritmust mutatjuk be. Célunk, hogy időben folytonosan detektáljuk a nap folyamán kiépülő konvektív határréteget. A módszer önmagában nem képes a folytonos detektálásra, hiszen a felhőalap-mérő, a konvektív határréteg mellett átmeneti réteget, lokálisan megugró aeroszol koncentrációt, csapadékot, ködöt, zajt és természetesen felhőzetet is detektálhat. Az egyes alkotók elkülönítése nem minden helyzetben egyszerű. A detektálás 3000 m alatt történik, hiszen ami éghajlati viszonyaink közt az esetek túlnyomó részében ez a tartomány megfelel a planetáris határréteg várható maximális magasságának.

Méréstechnikai információk

A Jenoptik CHM 15-k típusú felhőalap-mérő – ahogy már említettük – 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 ($P(z)$) az úgynevezett LIDAR-egyenlettel [19] számítható:

$$P(z) = \frac{C}{z^2} \beta(z) \exp(-2 \int_0^z \alpha(z') dz') \quad (8)$$

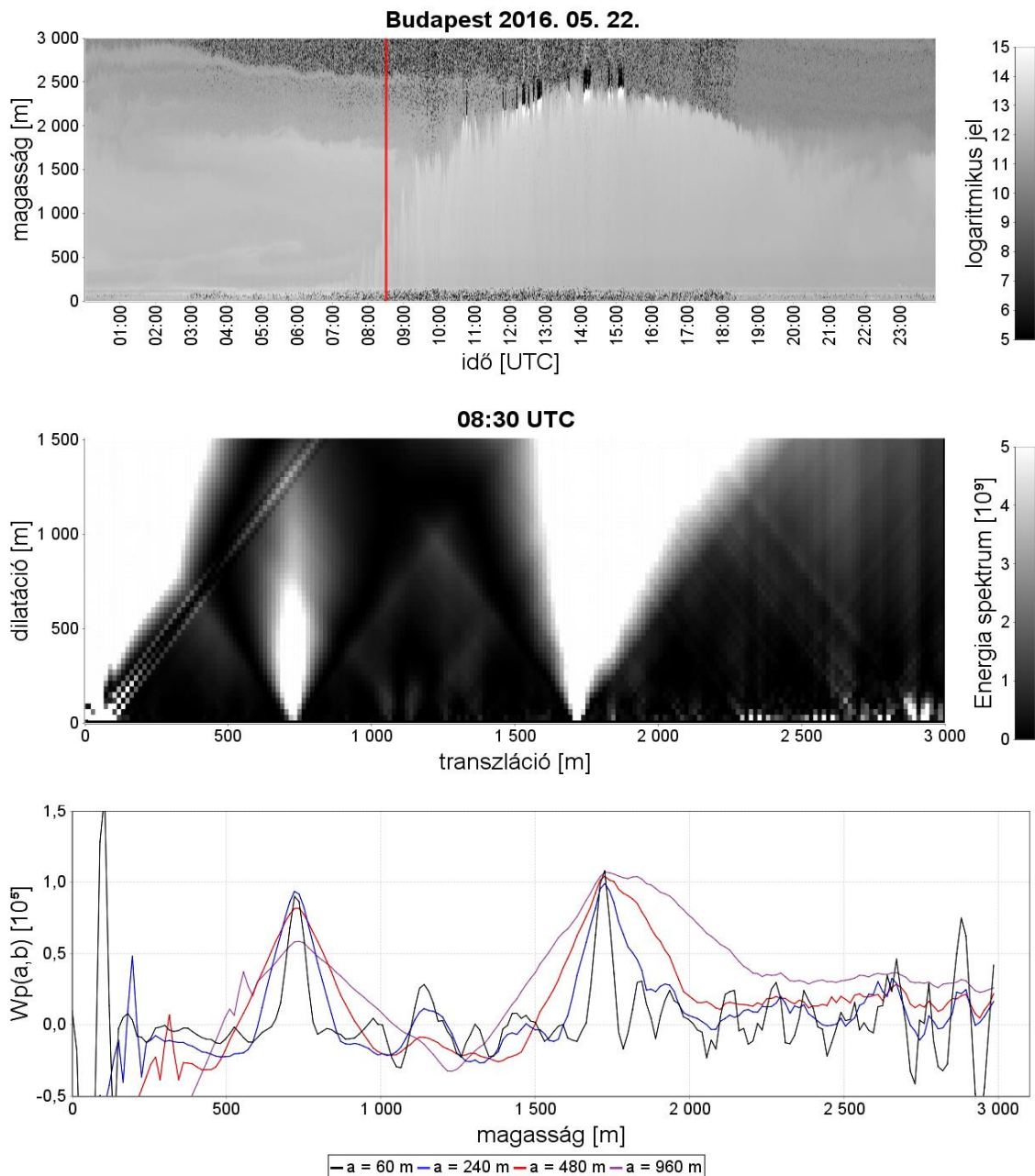
ahol z a detektálási magasság, $\beta(z)$ a visszaszóródási együttható, $\alpha(z)$ a kioltási együttható és C a ceilométer konstans (műszer-karakterisztika).

A műszer fotonszámlálásos 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 15 másodpercre átlagolva, 15 m-es vertikális felbontással, 2016 augusztusától egy percre átlagolva, 10 m-es vertikális felbontással kerültek tárolásra.

A műszerek Budapesten a 2016-os év elejétől, Szegeden az év közepétől végzik 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 végzik folyamatos detektálást. A továbbiakban a budapesti adatsorral foglalkozunk. Az 1. táblázatban látható a 2016. március-szeptemberi időszakból rendelkezésre álló napok száma. A keveredési réteg detektálására azok a napok alkalmasak, amikor nem volt markáns frontátvonulás és tartós csapadék.

Hónap:	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	Összes	Alkalmas
Napok száma:	31	20	27	30	31	27	30	194	165

1. táblázat A rendelkezésre álló és detektálásra alkalmas napok száma az egyes hónapokban
Budapesten, 2016 márciusa és szeptembere között



2. ábra A dilatació 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 dilatació két mérési magasságonkénti léptetésével), lent $W_p(a, b)$ menetei 60, 240, 480 és 960 m-es dilataciókra

A Haar wavelet transzformáción alapuló módszer

A Haar wavelet transzformációs módszer alkalmazhatóságában döntő jelentőséggel bír a megfelelő dilatació megválasztása. A 2. ábrán fent a május 22-ei nap visszaszóródási idősora, középen a 08:30 UTC-s profilra számított energia spektrum, lent a különböző dilataciók (a) esetén kapott $W_p(a, b)$ kovariancia függvény értékek láthatóak. Az energia spektrumon jól látszik az

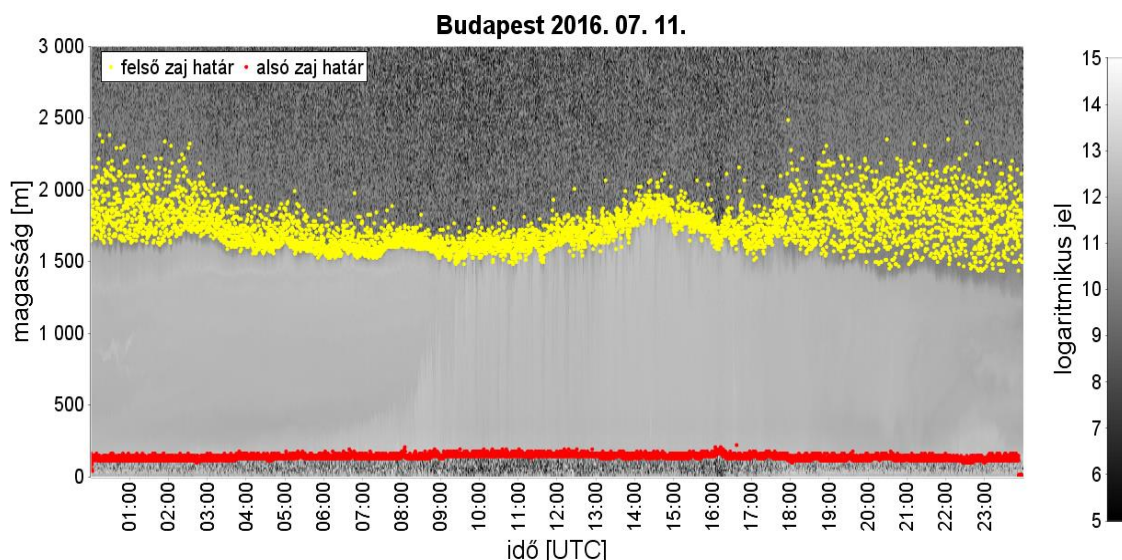
alsó zajhoz, a konvektív határréteghez, valamint az átmeneti réteghez tartozó energia maximum. Ez utóbbi az esetek többségében jóval erőteljesebb, mint az emelkedő konvektív határréteg, ez pedig megnehezíti a fejlődő PHR detektálását. A zaj kiemelkedő értéke jelzi, hogy zajsűrés szükséges. A 2. ábrán alul látható, hogy a dilatáció (α) 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.

Zajsűrés

A zajsűréshez a jel-zaj arány (SNR) a következőképpen definiálható:

$$SNR = \frac{P(z)}{\bar{P} + \sigma_P} \quad (9)$$

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 [6]. 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.



3. ábra A zajsűrő algoritmus által kijelölt alsó és felső zajhatár

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 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 kiszűrnünk, 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 zajsűrés eredménye a 3. ábrán látható. A két zajhatár között megjelenő zajos pontok szűrésére 3×3 -as medián filtert alkalmazunk [20].

A konvektív határréteg magasság detektálása

A Haar függvény transzformációt az alsó zajhatár és a 3000 m-es magassági szint között végezzük, a mediánszűrt jellel, 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 említettük a konvektív határréteg teteje $W_p(a, b)$ egy lokális maximumához fog tartozni. A lokális maximumok keresését két részre bontjuk:

- ➔ 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 meg kell említenünk a határréteg tetején elhelyezkedő, úgynevezett beszívási zónát. Itt a nagy energiával rendelkező termiek a határréteg tetején túlfutva belépnek a szabad légkörbe, visszasüllyedve pedig annak szárazabb levegőjét hozzák magukkal (keverik le), tehát ebben a zónában megy végbe a konvektív réteg és a szabad légkör keveredése [6]. A zóna kiterjedése általában a konvektív határréteg 20%-a, de bizonyos esetekben elérheti a 90–95%-os kiterjedést is [21]. A detektáló algoritmusnak kezelnie kell ezt a fluktuációt. A vizsgált adatsorokon végzett tesztek alapján, a konvektív határréteg magasságának (amely, esetünkben 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.

ÖSSZEHASONLÍTÓ VIZSGÁLAT ÉS AZ EREDMÉNYEK ÉRTÉKELÉSE

Az algoritmus, a vizsgált időszakban, a detektálásra alkalmas napok (1. táblázat) 60%-ában volt sikeres, azaz sikeresen kijelölte a konvektív határréteg magasságának változását a napnyugta időpontjáig. A határréteg leépülése az aeroszol koncentráció változásában sokszor nem egyértelmű módon, inkább széteső jelleggel jelenik meg, ezért nyomon követésére sok esetben nincs lehetőség. 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”;
- ➔ az emelkedő szakasz nem jelenik meg az alsó 300–500 m-en, így az alsó zajhatárról induló réteg nem tudja megkezdeni az emelkedést;
- ➔ 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.

A kapott eredményeket összevetettük a korábban bemutatott két módszer, a részecske módszer és a régi PHR szabvány [16] eredményeivel. A számszerű összehasonlítást a nyári hónapokra (június, július, augusztus) végeztük el. Azokat a napokat vizsgáltuk, amelyeken teljesültek a két módszer alkalmazhatóságára korábban tett kritériumok (27 eset). Az összehasonlítást 12 és 16 UTC között végezzük.

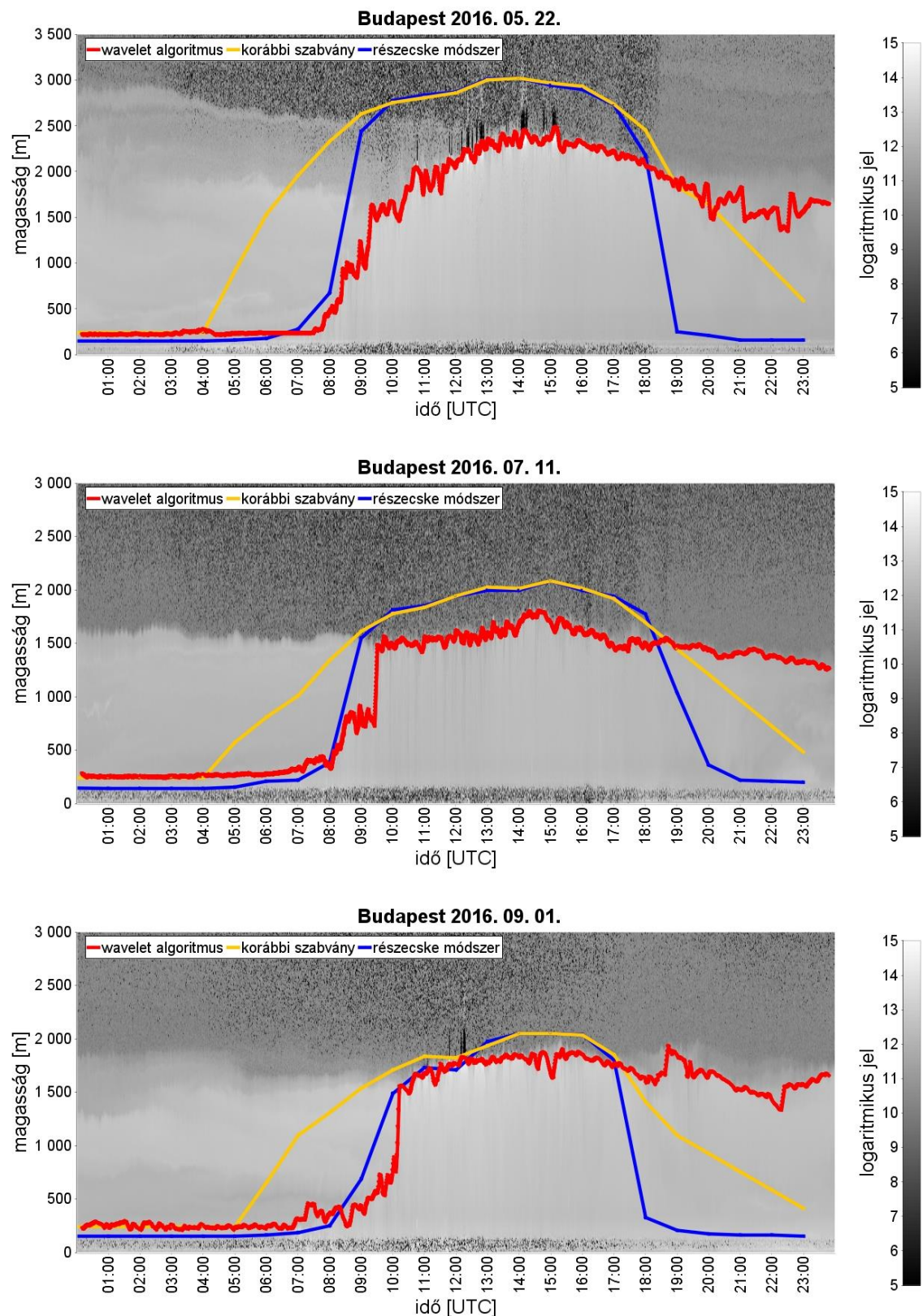
A detektált magasság és a két módszer közti eltéréseket háromféle módon vizsgáltuk. Az adott órára megnéztük az előjeles eltérések átlagát (D_e), az abszolút eltérések átlagát (D_a) és az átlagos négyzetes hibát ($RMSE$).

$$D_e = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (H_m - H_d) \quad (10)$$

$$D_a = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |H_m - H_d| \quad (11)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (H_m - H_d)^2} \quad (12)$$

ahol H_m az adott módszer (részecske, vagy régi szabvány) által számolt határréteg magasság, H_d a felhőalap-mérővel detektált magasságérték, N a vizsgált napok száma. Az eredmények a 2. és 3. táblázatban láthatók.



4. ábra Az algoritmus által detektált keveredési réteg ötperces mozgóátlagolással, a korábbi magyar határréteg szabványból [12] és a részecske módszerrel számolt keveredési réteg magasságok

Óra [UTC]	Átlag [m]			Szórás [m]		
	Részecske	Szabvány	Algoritmus	Részecske	Szabvány	Algoritmus
12	1981	2024	1721	427	340	377
13	2064	2081	1803	369	346	367
14	2154	2151	1922	399	379	365
15	2064	2104	1959	383	362	346
16	2015	2050	1933	534	399	331

2. táblázat A detektált, a régi magyar határréteg szabványból [12] számolt és a részecske módszerrel kapott átlagos keveredési réteg magasságok valamint a magasságok szórása az egyes órákban, a 12 és 16 UTC közötti időszakban, június, július és augusztus hónapokra

A felhőalap-mérő alapján meghatározott magasságértékekhez az emelkedő szakaszon a részecske módszer eredményei állnak közelebb (a korábbi szabvány általában jelentősen felülbecsli az emelkedő szakaszt). A maximális határréteg vastagság tekintetében a két módszer hasonlóan viselkedett, általában felülbecsülve a felhőalap-mérő által detektált magasságot. A magas nappali eltérések egy része az éjféle rádiószondás észlelés, mint kiindulási profil alkalmazásából származik (sugárzási hűlés elhanyagolása).

Óra [UTC]	Előjeles eltérés [m]		Abszolút eltérés [m]		RMSE [m]	
	Részecske	Szabvány	Részecske	Szabvány	Részecske	Szabvány
12	261	304	435	381	492	454
13	261	278	384	366	468	455
14	232	228	371	364	440	434
15	106	146	323	308	392	376
16	82	118	412	340	578	409

3. táblázat A detektált keveredési réteg magasság egyes módszerektől vett átlagos előjeles eltérései (az adott módszerrel kapott magasságból kivonva a detektált értéket), átlagos abszolút eltérései, valamint az RMSE (az átlagos négyzetes hibák négyzetgyökei) értékek a 12 és 16 UTC közötti időszakban, június, július, augusztus hónapokra

4. ábrán, példaként, három olyan nap látható, ahol a konvektív határréteg zavartalan emelkedéséhez, így szabályos napi menetéhez kedvező időjárási feltételek uralkodtak. Mindhárom napon anticiklon alakította időjárásunkat. Május 22-én és július 11-én már ciklon előoldalhoz tartozó gyenge melegadvekcio is jelen van. Bár a hőmérsékleti advekcio mértéke 850 hPa-on 00 és 12 UTC között nem haladta meg az 1 °C-ot, mégis elegendő volt ahhoz, hogy a 00 UTC-s profilból számoló módszerek jelentősen felülbecsüljék a keveredési réteg magasságát. Szeptember 1-jén, 00 és 12 UTC között, elhanyagolható volt a hőmérsékleti advekcio mértéke, így ezen a napon, a maximális határréteg magasságot mindkét módszer pontosabban közelítette.

KITEKINTÉS

Módszert dolgoztunk ki a keveredési rétegvastagság napi menetének nyomon követésére, az OMSZ mérőrendszerében alkalmazott korszerű Jenoptik CHM 15-k típusú felhőalap-mérő adataira támaszkodva, a Haar wavelet transzformáció alkalmazásával. A 2016. április-szeptemberi budapesti (12843) mérések feldolgozásából kitűnik, hogy a műszer az esetek több mint 85%-ában volt alkalmas a határréteg folytonos detektálására, míg e napok hozzávetőlegesen 60%-ában volt sikeres a konvektív határréteg fejlődésének nyomon követése. A felszíni meteorológiai és az éjféle rádiószondás méréseken alapuló egyszerű becslési technikák (részecske módszer, korábbi hazai szabványmódszer [9]) fölé becsülik a koradélutáni maximális keveredési

rétegvastagságot, amit figyelembe kell venni levegőkörnyezeti és repülésmeteorológiai becsléseknél. Nem használhatók viszont a délelőtti konvektív határréteg fejlődésnek leírására. Sokkal erősebb kezdeti növekedést (harang görbeszerű változást) adnak, mint a mérések.

A kapott eredmények alapján szükség van a keveredési réteget detektáló – Haar wavelet transzformáción alapuló – algoritmus további fejlesztésére is (zajszűrés, a wavelet paraméterek időjárási helyzetek szerinti optimalizálása, stb.). A távlati célok között szerepel a keveredési réteg magasság, felhőalap-mérő adatsoron alapuló, ultrarövid-távú előrejelzése, így fontos kutatási cél a délelőtti emelkedő konvektív szakasz pontosabb detektálása. A PHR tetején megjelenő felhőzet (St, Sc) előrejelzéséhez a várható maximális határréteg magasság a legfontosabb. E területen is tervezünk további módszerfejlesztést.

Vizsgálataink alapján, az egyszerűen használható módszerek nem bizonyulnak elég megbízhatónak (különösen a reggeli és a délelőtti órákban), ugyanakkor nagy a valószínűsége, hogy a valós határréteg magasság nem fogja meghaladni az így becsült értékeket, tehát a számítási módszerek (részecske, régi hazai szabvány [9]) felső korlátot adnak a további keveredési rétegvastagság vizsgálatokhoz.

FELHASZNÁLT IRODALOM

- [1] Garratt, J.R., 1994: Review: the atmospheric boundary layer. *Earth-Science Reviews*, 37 89–134.
- [2] Jacobs, A.J.M. and Maat, N., 2005: Numerical Guidance Methods for Decision Support in Aviation Meteorological Forecasting. *Weather and Forecasting*, 20, 82–100.
- [3] Sándor V. és Wantuch F., 2005: Repülésmeteorológia. Könyv, Kiadja az Országos Meteorológiai Szolgálat, 272 p.
- [4] Hadobács, K., Tuba Z., Wantuch F., Bottyán Zs. és Vidnyánszky Z., 2013: A pilóta nélküli légijárművek meteorológiai támogató rendszerének kialakítása és alkalmazhatóságának bemutatása esettanulmányokon keresztül. *Repüléstudományi Közlemények XXV. évf. 2. szám*, 405–421.
- [5] Stull, R.B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, 666 p.
- [6] 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.
- [7] Matyasovszky I. and Weidinger T., 1998: Characterizing air pollution potential over Budapest using macro-circulation types. *Időjárás*, 102(4), 219–238.
- [8] Mona T, Ács F. és Horváth Á., 2016: Jellegzetes planetáris határréteg-magasság napi menetek a Kárpát-medence nyári időszakában. *Meteorológiai Tudományos Napok, Előadások összefoglalói*.
- [9] Fekete K., Popovics M., Szepesi D., 1983: Légszennyező anyagok transzmissziójának meghatározása. *Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest*, 168 p.
- [10] 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.
- [11] Baars, H., 2007: Continuous monitoring of the planetary boundary-layer depth with lidar. MSc Thesis (Supervisors: Heintzenberg, J., Tetzlaff, G.), University of Leipzig, Faculty of Physics and Earth Sciences, Leipzig, 77 p.
- [12] 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.
- [13] 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.
- [14] 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.
- [15] Munkácsi Zs., Muntag A., Pávó Gy., Weidinger T., Szarvas G., 2010: A légközközelkedési zaj tulajdonságai és terjedésének vizsgálata Budapest-Ferihegy nemzetközi repülőtér környezetében. *Repüléstudományi Közlemények* (2), VII/2. 24 p.

- [16] Kovács, R., 2002: A keveredési rétegvastagság számítása az új magyar transzmissziós szabványban. Diplomamunka, (témavezetők: Baranka Gy. és Weidinger T.), Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar, Meteorológiai Tanszék, Budapest, 72 p.
- [17] Weidinger, T., Baranka, Gy. and Bordás, Á., 2008: Comparison study in mixing height determination for dispersion models. *Időjárás* 112(2), 113–123.
- [18] Bordás, Á., Weidinger T., Gyöngyösi A.Z., Bottyán Z. és Istene Z., 2013: A planetáris határréteg szerkezetének vizsgálata 1D modell segítségével. *Repüléstudományi Közlemények* (1997-től) 25(2), 556–569.
- [19] Kovalev, V.A. and Eichinger, W.E., 2004: *Elastic Lidar: Theory, Practice, and Analysis Methods*. John Wiley & Sons, 615 p.
- [20] Szeliski, R., 2010: *Computer vision: algorithms and applications*. Springer Science & Business Media, 957 p.
- [21] 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.

MIXING LAYER HEIGHT DETERMINATION BASED ON CELIOMETER BACKSCATTER DATA

Knowing the height of the planetary boundary layer (PBL), also known as the mixing layer, is an important factor for the aviation meteorology as well (beside pollutant dispersion modeling or air quality monitoring) since it determines the height of the low-level cloud base related to the boundary layer. Due to the aerosol concentration difference between the planetary boundary layer and the free troposphere, it is possible to continuously detect the height of the mixing layer (with a sufficiently sensitive ceilometer), which can help in achieving better clouds nowcasting. Information regarding the thickness of the PBL is particularly important for aircraft takeoff and landing. We shall review the methods used for determining the thickness of the mixing layer. Then we shall provide the data measured at Budapest (12843) and compare them to the radiosonde detections and the formerly nationally used standard method. The results support the suitability of the Jenoptik CHM 15 ceilometers (used at the OMSZ stations) for PBL research and airport information providing services.

Keywords: planetary boundary layer, mixing layer height, convection, aerosol, ceilometer

Timár Ágnes
MSc hallgató
Eötvös Loránd Tudományegyetem
Meteorológiai Tanszék
timar.a@met.hu
orcid.org/0000-0003-0613-4977

Timár Ágnes
MSc student
Eötvös Loránd University
Department of Meteorology
timar.a@met.hu
orcid.org/0000-0003-0613-4977

Szabó Zoltán Attila
okl. meteorológus
szabo.z.attila@gmail.com
orcid.org/0000-0003-1113-2116

Szabó Zoltán Attila
Meteorologist, MSc
szabo.z.attila@gmail.com
orcid.org/0000-0003-1113-2116

Dr. Weidinger Tamás, PhD
egyetemi docens
Eötvös Loránd Tudományegyetem
Meteorológiai Tanszék
weidi@caesar.elte.hu
orcid.org/0000-0001-7500-6579

Dr. Weidinger Tamás, PhD
Associate Professor
Eötvös Loránd University
Department of Meteorology
weidi@caesar.elte.hu
orcid.org/0000-0001-7500-6579

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

A szerzők köszönetet mondanak az OMSZ-nak a Jenoptik CHM 15-k típusú felhőalap-mérő adatainak rendelkezésre bocsátásáért és az adatfeldolgozásban nyújtott segítségért. A kutatás az OTKA NK101356 és a GINOP-2.3.2-15-2016-00007 program támogatásával folyt.

A GINOP 2.3.2-15-2016-00007 „A légiközlekedés-biztonsághoz kapcsolódó interdiszciplináris tudományos potenciál növelése és integrálása a nemzetközi kutatás-fejlesztési hálózatba a Nemzeti Közszolgálati Egyetemen – VOLARE” című projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Regionális Fejlesztési Alap társfinanszírozásával valósul meg.

A kutatás a fenti projekt „AVIATION_ENVIRON” nevű kiemelt kutatási területén valósult meg.



http://www.repulestudomany.hu/folyoirat/2017_1/2017-1-15-0387_Timar_A-Szabo_Z_A-Weidinger_T.pdf