

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

A stabil éjszakai határréteg magasságának vizsgálata toronymérések alapján

Diplomamunka



Készítette:

Szabó Beáta

Meteorológus mesterszak,
Előrejelző szakirány

Témavezető:

dr. habil. Barcza Zoltán

ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2017

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	3
2. A stabil éjszakai határréteg	5
2.1 Alapfogalmak	5
2.2 Légköri gázok a határrétegben	9
2.3. A stabil éjszakai határréteg magasságának meghatározása a szakirodalomban ...	10
3. Felhasznált módszerek és adatok	14
3.1 Toronymérések bemutatása.....	14
3.1.1 A hegyhátsáli toronymérések	14
3.1.2 Cabauw toronymérések	15
3.2 A „jump” módszer bemutatása.....	16
3.3 A stabil éjszakai határréteg magasságának modellezése.....	22
3.4 A stabil éjszakai határréteg magasságának becslése numerikus időjárás előrejelző modell alapján	25
3.5 A modelladatok statisztikai értékelése	26
4. Eredmények	28
4.1 A származtatott SBL magasság adatok bemutatása	28
4.2 A modellezett SBL magasság értékek értékelése.....	33
4.2.1 A modelleredmények értékelése Hegyhátsálon	34
4.2.2 A modelleredménye értékelése Cabauw állomásra vonatkozóan	41
4.3 Az ECMWF által becsült SBL magasság adatok kritikai elemzése.....	46
5. Összefoglalás	49
Köszönetnyilvánítás.....	51
Irodalomjegyzék	53
Internetes források	57

1. Bevezetés

Az emberi élet színtere a teljes légkörnek csupán egy vékony rétege, ami a felszín közelében helyezkedik el. Ennek vizsgálata alapvető fontosságú, hiszen a talajközeli levegőréteg meghatározó módon befolyásolja mindennapi tevékenységünket, egészségünket, energia-felhasználásunkat, stb. A felszínközeli légréteg a planetáris határréteg (planetary boundary layer, PBL) része (Stull, 1988), így vizsgálata a határréteg-meteorológia tudománykörébe tartozik.

A felszínközeli levegő fizikai és kémiai tulajdonságainak vizsgálata csak megfelelő műszerezettséggel lehetséges. A szabványos meteorológiai mérések mellett az utóbbi évtizedekben a technika fejlődése révén lehetővé vált olyan légköri nyomanyagok mérése, amire korábban nem volt mód (Haszpra et al., 2008, Gelencsér et al., 2012). Ilyen anyagok pl. a szén-dioxid (CO_2), szén monoxid (CO), dinitrogén-oxid (N_2O), metán (CH_4), szálló por (particulate matter, röviden PM), kén-dioxid (SO_2), ózon (O_3), stb. A mérési adatok alapján ma már tudjuk, hogy ezen anyagok felhalmozódhatnak a felszín közelében, így veszélyeztetve az egészségünket is (Arya, 1999). A szennyezőanyagok feldúsulását a PBL aktuális szerkezete és a szélviszonyok határozzák meg. Éjszaka a sok esetben igen sekély stabil éjszakai határréteg záróréteggént viselkedve nem engedi kiszellőzni a szabad légkörbe a kibocsátott káros anyagokat, ezért a határréteg vizsgálata, a különböző rétegeinek a behatárolása alapvető fontosságú (Sárváry, 2011).

A PBL szerkezetének meghatározása komplikált feladat (Wenhardt, 2009). A rádiószondás felszállások információt nyújtanak a PBL szerkezetéről, azonban ezek térbeli reprezentativitása igen kicsi. Éjszaka a definícióból fakadó módszertani problémák nehezítik a stabil réteg vizsgálatát (Vickers és Mahrt, 2004).

Diplomamunkámban a stabil éjszakai határréteg vizsgálatával foglalkoztunk. Munkánk célja, hogy meghatározzuk a stabil éjszakai határréteg magasságát, valamint vizsgáljuk annak dinamikáját magyar és holland magas torony alapú mérések adatai alapján. Célunk egy olyan objektív módszer kifejlesztése és alkalmazása volt, mellyel meghatározható az éjszakai stabil határréteg magassága. Az általunk kifejlesztett eljárás a "jump módszer" nevet kapta, a CO_2 keverési arány gradiensevel összefüggő számításból kifolyólag. Hasonló, CO_2 keverési arány gradiens csökkenésen alapuló algoritmust alkalmaztak Yi és munkatársai (2001), azzal a különbséggel, hogy a kritikus gradiens

mértékét szubjektív módon határozták meg, és ott húzták meg a stabil határréteg magasságát, ahol az „nagyon kicsire” csökkent. Az ezen túlmutató, általunk létrehozott, objektív algoritmus alapján a hazai Hegyhátsál és a hollandiai Cabauw mérőállomásokra egyaránt elkészítettük az éjszakai stabil határréteg magasságát becsülő idősorokat. A mért értékeket összehasonlítottuk a szakirodalomban fellelhető, hasonló célra alkalmazott modellek alapján készített magasság adatsorokkal, illetve ERA Interim reanalízis adatbázis által származtatott értékekkel.

A dolgozatban irodalmi áttekintés formájában bemutatjuk a témakörhöz kapcsolódó fogalmakat, úgy, mint a nappali és éjszakai határrétegek fogalma, a Richardson-szám, a súrlódási sebesség, az Obukhov-hossz, az alacsonyszintű jet, stb., majd bemutatjuk a felhasznált toronymérések helyszíneit (2. fejezet). Ezt követően részletesen ismertetjük módszerünk elvét, és áttekintést adunk a már létező (későbbiekben alkalmazott) modellek számítási mechanizmusát illetően (3. fejezet). Az elkészült eredményeket a 4. fejezetben ismertetjük. Itt tekintjük át eredményeink modellekkel való összehasonlítását is. Ehhez elkészítettük mind a teljes időszakra, mind havi bontásban az egyes futások hibastatisztikáit, illetve az adatok közötti összefüggőséget jellemző diagramokat, majd következtetéseket vontunk le a modellek pontosságát illetően. A dolgozatot az eredmények összefoglalásával (5. fejezet) zárjuk.

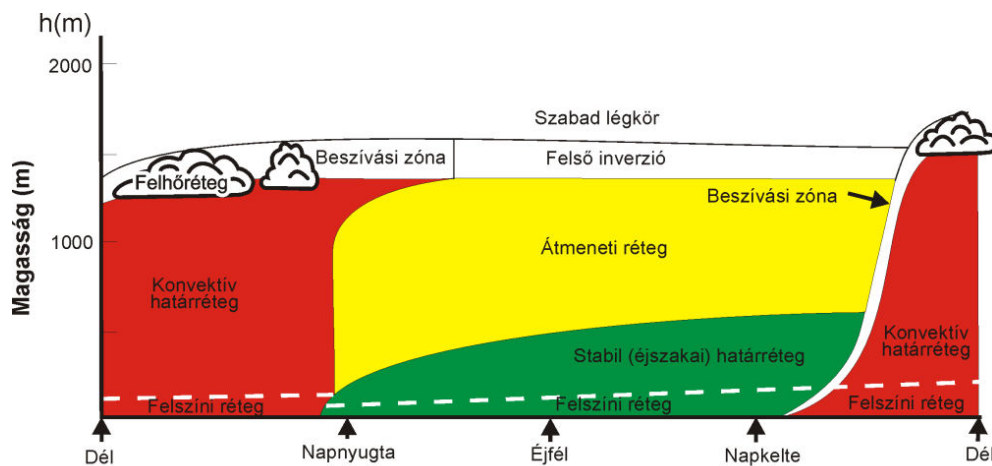
2. A stabil éjszakai határréteg

2.1 Alapfogalmak

A földfelszín és a légkör alsó rétege az emberi élet, és így meghatározó módon a szennyezőanyag-kibocsátás legfőbb helyszíne is egyben. Áramlástanból ismert jelenség, hogy az áramló folyadék és a szilárd határoló felszín mentén egy átmeneti zóna alakul ki, amit határrétegnek nevezünk (Lajos, 1992). Nincs ez másként a légkör esetén sem, ahol ennek az átmeneti tartománynak a neve planetáris határréteg (PHR). A PHR sajátossága, hogy viszonylag gyorsan (jellemzően egy óras időtartamon belül) reagál a felszíni folyamatok változásaira (Stull, 1988). Az itt zajló folyamatok ezáltal közvetett módon alakítják a szabad légköri eseményeket (Arya, 2001).

A planetáris határréteg szerkezetét a 2.1.1. ábra mutatja. A felszín közelében létrejövő határréteg szerkezete változó a nap folyamán. A nappali konvektív határréteg kialakulása a napsugárzás hatására felmelegedő talaj, és a fölötte elhelyezkedő melegedő levegő révén történik. A Nap közvetlenül a felszínt melegíti, mely hőjét átadja a felszínnel érintkező alsó légrétegeknek. A felmelegített levegő kisebb sűrűségéből adódóan turbulens áramlással felfelé áramlik, míg a termikus kényszerek mellett mechanikus kényszerek is szerepet játszanak az konvektív határréteg szerkezetének kialakításában (Stull, 1988). A konvektív határréteg napi menetét tekintve napkelte után jön létre, és délutánra éri el magasságának maximumát. Vastagsága 100 és 3000 méter között változhat, mely elsősorban a termikus viszonyoktól függ (Arya, 2001; Wenhardt, 2009).

A nappali határréteget a szélviszonyoktól függően két részre szokás bontani: az alsó felszínközeli rétegben (a PHR alsó 10%-a) a magassággal közel logaritmikus a szélsébség változása, míg a szél iránya a nagymértékű súrlódás miatt többé-kevésbé változatlan. Itt az áramlást a molekuláris viszkozitás és a turbulens diffúzió alakítja. Ezzel szemben a magasabban elhelyezkedő Ekman-rétegben, ahol a súrlódási erő összemérhető a nyomási gradiens erővel és a Coriolis-erővel, az áramlás az ezek által létrehozott Ekman-spirál mentén történik. Az Ekman-réteg és ezzel együtt a PHR felső határát az ún. beszívási zóna jelenti; eddig a magasságig fejti ki hatását a felszínről származó konvektív keveredés, és felette található a szabad troposzféra, ahonnan a termikek által átkevert levegő pótlódik (Gelencsér et al., 2012).



2.1.1 ábra: A határréteg napi menete (Stull, 1988 alapján)

Míg a nappali konvektív határréteg jól definiált a szakirodalomban, és magassága viszonylag pontosan meghatározható (Sutton, 1953; Wenhardt, 2009), a stabil éjszakai határreget (stable boundary layer, SBL) ezzel szemben többféleképpen értelmezik, és emiatt eltérő definíciók léteznek a magasságának meghatározására. Ezekre néhány példa:

- Az SBL az a réteg, ameddig a felszíni mechanikus turbulencia hatása kiterjed (Lenschow et al., 1988).
- Az SBL addig a magasságig húzódik, ameddig a vertikális szenzibilis hőáram lefelé irányul (Caughey et al., 1979).
- Az SBL magassága az a szint, ahol az ún. alacsony szintű jet található, illetve ahol a szélnyírásnak minimuma van (Melgarejo és Deardorff, 1974).
- Az SBL vastagságát a hőmérsékleti inverzió teteje határozza meg (Yamada, 1976).

A stabil éjszakai határregetben a tetején elhelyezkedő zárórég miatt a felszín közelében kibocsátott szennyezőanyag felhalmozódik, így vizsgálatuk a meteorológiai folyamatok elemzése mellett ipari, környezetvédelmi, levegőtisztaság-védelmi és humán egészségügyi szempontból is fontos (Sárváry, 2011).

A stabil éjszakai határreget létrejötte már napnyugta előtt megkezdődik. A felszálló konvektív örvények energia-utánpótlás hiányában megszűnnek, a földfelszín hosszuhullámú kisugárzása lesz a domináns tényező. Ez alulról hűteni kezdi a felszínközeli légréteget, és egy stabil, hőmérsékleti inverzióval rendelkező légköri réteg alakul ki, melyben besugárzás hiányában csupán a szélnyírásból származó mechanikus turbulencia

léphet fel. Magassága legfeljebb néhány száz méter lehet, de tiszta égbolt mellett, szélcsendes időben 100 méternél alacsonyabban is elhelyezkedhet. Másnap napkelte után pedig, ha újra a termikus átkeveréshez energiát biztosító besugárzás lesz a meghatározó fizikai kényszer, az SBL feloszlik (Stull, 1988; Mahrt et al., 1990), újra felépítve a konvektív határréteget, ami egybeolvad a felette található ún. maradvány (maradék vagy átmeneti) réteggel. Az éjszaka folyamán a maradvány réteg hőmérséklete nem változik a magassággal, tehát stabilitás szempontjából semleges, illetve lényegében nincs fizikai kapcsolatban a felszínnel, és mindössze csekély turbulencia jellemzi. Mivel jelentős turbulens áramlás a légkör ezen rétegében nincs, a nappal során ide került antropogén vagy felszíni, bioszférikus eredetű szennyezőanyagok vagy nyomanyagok átmeneti tározójaként szolgál (Gelencsér et al., 2012).

A stabil éjszakai határréteg számszerű jellemzéséhez ismernünk kell az olyan alapfogalmakat, mint az Obukhov-hossz, a Richardson-szám, az alacsonyszintű jet, illetve a súrlódási sebesség.

A **Richardson-féle szám** (Ri) egy dimenzió nélküli mennyiség, ami a termikus és mechanikus turbulencia viszonyozása. Megadja két légréteg között a jellemző turbulens energia különbségét. Megkülönböztethetőek vele a turbulens és nem turbulens áramlások, illetve segítségével meghatározható, hogy egy lamináris áramlás mikor válik turbulenssé. Kiszámítása adott rétegbeli szél és hőmérsékleti adatokból történik, értékét pedig rétegről rétegre vizsgálják, hogy meghatározzák a turbulens áramok jelenlétét. Kritikus értéke 0,25, melynél ha magasabb a Ri , az adott rétegben már nem alakulhatnak ki turbulens instabil hullámok (Seibert et al., 1998). Határréteg-magasság meghatározásához is szokás alkalmazni az ún. átfogó konvektív (angolul bulk) Richardson számot, mely az eredeti definíció véges különbséges módszerrel egyszerűsített alakja. A légköri stabilitást leíró gradiens Richardson-szám képlete:

$$Ri = \beta \frac{\Delta\theta_v}{(\Delta U)^2} \Delta z , \quad (1)$$

ahol β a stabilitási paraméter, azaz a nehézségi gyorsulás (g) és a virtuális hőmérséklet (T_v) hányadosa, $\Delta\theta_v$ a rétegre jellemző virtuális potenciális hőmérséklet különbség, ΔU a rétegen belüli szélesebbesség különbség, és Δz az adott réteg vastagsága. Ha a fenti képletet a következő alakban vizsgáljuk:

$$Ri = \beta \frac{\frac{\Delta \Theta_v}{\Delta z}}{\left(\frac{\Delta U}{\Delta z}\right)^2}, \quad (2)$$

akkor a hányados nevezőjében megjelenik a szélnyírás, számlálójában pedig a Θ_v -hez tartozó gradiens (Seibert et al., 1998; Stull, 2009; Szintai, 2010).

A **súrlódási sebesség** (u_* [m/s]) a légrétegek közötti távolság szerinti sebességkülönbség (azaz szélnyírás) jellemzésére szolgál, és a mechanikus turbulencia erősségét jelzi (Garcia, 2012). Turbulens áramlás esetén értéke közel állandó a légkör alsó rétegében, és ettől eltérő értékű a szabad légkörben, így jól jellemezhető vele a határretegbeli áramlási sebesség is (Pattison, 2011) [1]. A súrlódási sebesség definíciója a következő:

$$u_* = \sqrt{\left| \frac{\tau}{\rho} \right|} = [(\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2]^{1/4}, \quad (3)$$

ahol τ a nyírófeszültség ($\tau = \mu \frac{du}{dz}$: a dinamikai viszkozitás és a sebesség magasság szerinti változásának szorzata), ρ a levegő sűrűsége, $\overline{u'w'}$ és $\overline{v'w'}$ az x és y irányú felszíni momentum fluxusok (Sutton, 1953; Huzsvai, 2005).

A **Monin-Obukhov-féle hasonlósági elmélet** szintén a légköri rétegződés számszerű becslésére használható fel, és képet ad a talajközeli réteg turbulens áramairól. Alapja stabilitásfüggő univerzális függvények alkalmazásával a vertikális fluxusok (szenzibilis és látens hőáram) és a profilok (hőmérséklet, légnedvesség) közötti kapcsolat leírása (Foken, 2006). Az elmélet szerint horizontálisan homogén rétegződést feltételezve a felszín közelében a turbulens kicserélődési folyamatok egyértelműen meghatározhatóak a következő egyenletben szereplő paraméterek segítségével, melyekre az Obukhov-hossz (L [m]) ad megfelelő összefüggést (Foken, 2006.):

$$L = \frac{u_*^2}{k \beta T_*}, \quad (4)$$

ahol u_* a súrlódási sebesség, k a Kármán-konstans, β a már korábban bevezetett stabilitási paraméter ($\frac{g}{T_v}$), illetve T_* a dinamikus léghőmérséklet, mely a következőképp számítható:

$$T_* = -\frac{H}{u_* c_p \rho}, \quad (5)$$

ahol H a szenzibilis hőáram (W/m^2), c_p a levegő fajhője ($1,004 \text{ J/(gK)}$), ρ a levegő sűrűsége (g/m^3), melyet az általános gáztörvényből számoltunk. Az Obukhov-hossz értéke az a magasság, amelynél a mechanikai és termikus eredetű turbulencia kiegyenlítődik. Pozitív L esetén tehát stabil, negatív esetén instabil rétegződésről beszélünk, neutrális rétegződés esetén L végtelenhez tart. A korábbiakban tárgyalt Richardson szám megadható úgy is, mint a felszín feletti magasság és az L érték hányadosa (Domokos et al., 2014).

Az **alacsonyszintű jet** a stabil határréteg felső határán megjelenő, a környezetétől nagyobb sebességgel áramló ún. szuper-geosztrófikus szelet jelenti. Segítségével stabil helyzetek idején meghatározható a határréteg magassága. Megjelenése az esetek többségében anticiklonális időjárási helyzetben jellemző, kialakulása az éjszakai inverzióhoz köthető, és annak köszönhető, hogy a sűrűdés által meghatározott réteg jól elkülönül a felette lévőttől (Blackadar et al., 1957). Létrejöhet ezen kívül orografikus hatásnak köszönhetően, illetve melegszektor területén is (Bodolai és Bodolainé, 1970). Napi menetét tekintve az alacsonyszintű jet a hajnali órákban a legerősebb, délután pedig minimuma van (Blackadar, 1957; Wexler, 1961).

2.2 Léggöri gázok a határrétegben

A felszíni folyamatok révén sok olyan gáz is bekerül a légkörbe, amik elnyelik az infravörös sugárzást. Ezen gázokat nevezzük üvegházhatású gázoknak. Ezek képesek a terasztriális sugárzásból származó energiát a felszínközéiben tartani. Az iparosodás kezdete óta (kb. 1750-től) kibocsátott, megnövekedett mennyiségű üvegházhatású gázok sugárzási kényszerének – a vízgőzt leszámítva – több mint 55 %-áért ezen nyomanyagok (szén-dioxid, metán, ózon, dinitrogén-oxid, stb.) a felelősek (IPCC, 2007).

A felszínről nemcsak üvegházhatású gázok kerülnek a légkörbe, hanem a bioszféra által kibocsátott sok szerves anyag, illetve a talajról, kőzetekről származó szervesetlen vegyületek is. Ezeknek magas az antropogén kibocsátási rátája például oldószerek, autók kipufogó gázai által, illetve ipari, vegyipari folyamatok révén. Mégsem az ember a fő kibocsátójuk, mivel globális skálán léteznek eróziós folyamatok útján a légkörbe került

ásványi eredetű anyagok, hatalmas területet beborító érintetlen erdőségek, szavannák, továbbá az óceánok planktonjai, amelyek által jelentős a természetes kibocsátás is (Gelencsér et al., 2012).

A felszínről a légkörbe kerülő anyagok az éjszaka folyamán a nappali helyzettől eltérően viselkednek. Mivel a stabil éjszakai határréteg maradvány réteggel való kapcsolata az inverzió következtében elenyésző, ezért az éjszaka folyamára a bioszféra-légkör kölcsönhatás a stabilis rétegződés következtében bioszféra és stabil határréteg közötti kölcsönhatássá redukálódik. Itt a különböző, felszínről származó nyomanyagok, azaz a szennyezőanyagok mellett a szén-dioxid, metán, ózon, nitrogén-oxidok és kénvegyületek – amennyiben van helyi forrásuk – felhalmozódhatnak az éjszaka folyamán. A felszíni feldúsulás mértéke egyes anyagok esetében a 25 %-ot is eléri (Haszpra, 2000). (Érdekességgéppen meg kell jegyezzük, hogy bizonyos illékony szerves anyagok, melyeket a bioszféra vesz fel a besugárzás megszűnését követően, akár el is fogyhatnak; Arya, 1999). A szennyezőanyagok a légkör azon rétegben dúsulnak fel, ahol az ember él. Ezért is nagyon fontos vizsgálni a stabil réteg tulajdonságait, és ezen belül is a stabil réteg magasságát, mivel ez alapvetően meghatározhatja a szennyezőanyagok koncentrációját.

2.3. A stabil éjszakai határréteg magasságának meghatározása a szakirodalomban

A fent leírtak definíciók (2.1. fejezet) többértelműsége miatt egyszerű, objektív módon alkalmazható eljárás nem létezik az SBL magasságának meghatározására. A szakirodalomban több tanulmány is foglalkozik a kérdéskörrel, és javasol, illetve alkalmaz különböző módszereket.

Melgarejo és Deardorff (1974) az SBL magasságát az alacsonyszintű (szupergeosztrófikus) jet szintjének magasságával tekintették azonosnak. Ezzel összhangban Shapiro és Fedorovich (2010) szerint a határréteg magassága ott van, ahol a súrlódás hatása megszűnik, vagyis ahol a jet húzódik, a nyomási gradiens- és a Coriolis-erő egyensúlyához inerciális oszcilláció lép fel, ezáltal erős vertikális szélnyírás jön létre. Itt esetenként a turbulencia hiánya miatt fellépő áramlás hoz létre újabb turbulenciát, és így jön létre a jet a határréteg tetején. Ők a jet magasságának meghatározására egy egydimenziós egzakt analitikus egyenletet hoztak létre Blackadar (1957) alacsonyszintű jetre vonatkozó definíciója alapján LES – Large Eddy Simulation – modell segítségével,

melyben a turbulens viszkozitási együttható térbeli állandónak vett értékét megfigyeléseik alapján adták meg. Eredményeikből kiderül, hogy erősebb jet esetén volt szükség a viszkozitási együttható nagyobb csökkentésére, és ilyenkor alakult alacsonyabban a jet-magasság, azaz az SBL magasság is.

Ezen az elven indultak el Bradley és mts. (1993) is, illetve Andreas és mts. (2000) is. Ők szintén úgy ítélték, hogy a jet mag (vagyis az alacsonyszintű jet) magasságát kell használni az SBL magasság származtatására. Gyenge stabilitás esetén az alacsonyszintű jet alapján definiálták a magasságot, erősen stabil rétegzettség esetére azonban az erős inverzió miatt jobbnak találták a potenciális hőmérséklet gradiensen alapuló módszert alkalmazni. Yamada (1979) és Hanna (1969) korábban szintén a hőmérsékleti inverzió magasságát találták a megfelelő meghatározásnak, azaz ahol a potenciális hőmérsékleti profilban először megszűnik a folytonosság. Ehhez azonban ők az energiamérlegből származtatott prognosztikus egyenletet alkalmazták, mely elődjeihez képest már tartalmazta a hosszúhullámú sugárzásból származó hűtést is. Eredményeiket a Wangara kísérleti megfigyelési adatokkal hasonlították össze (Clarke et al., 1971). Adatsoruk átlagosan kevesebb, mint 50 méterrel tért el a megfigyelésektől.

Beyrich és Weill (1993) összegyűjtötték a szakirodalomban fellelhető egyéb határréteg-magasságra vonatkozó definíciókat, mint például (1) az a szint, ahol (másodlagos) maximuma van a Doppler-radar mérésekből származó reflektivitási profilnak, vagy (2) ahol a reflektivitás függőleges gradiensének változása egy folytonosan csökkenő reflektivitású zónán belül a lehangsúlyosabb (itt áll be a maximális görbülete a visszaverődési görbének). A reflexiós profilok alakjától függően különböző kritériumokat hoztak arra, hogy melyik módszert lehet használni az SBL magasság meghatározásához. Ezek nem jobbak vagy rosszabbak egymásnál, hanem akár többet is szükséges lehet egy éjszaka alatt alkalmazni. Amennyiben például csökkenő gradiens áll fent folytonosan csökkenő reflektivitás mellett, akkor az előbbi (1) módszer használata ajánlatos. Ha a profil nem monoton csökkenésű, abban az esetben az utóbbi (2) módszert érdemes alkalmazni. Eredményeiket Staudt (2006) összehasonlította a következőkben általunk is alkalmazott néhány modell SBL magasság eredményeivel (Vickers és Mahrt, 2004, 3.3. fejezet), kapcsolatot azonban nem tudott megállapítani a modellek megoldásai között.

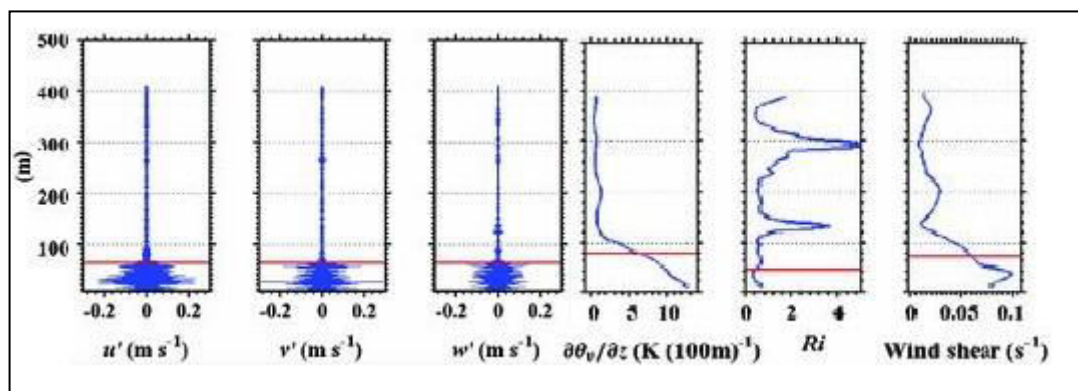
Kosovic és Curry (2000) azt indítványozták, hogy ideális körülmények között a határreteg magasságának három definíciója létezik, melyek egyenértékűek a magasságot tekintve. Ezek rendre: (1) az a szint, ahol a (felületi eredetű) turbulencia keltette feszültségek megszűnnek; (2) a határoló hőmérsékleti inverzió magassága (Caughey et al., 1979; Derbyshire, 1990), illetve (3) az inverziós helyzetben kialakuló szélmaximum magassága (Banta et al., 2002). Felvetődött, hogy a szenzibilis hőáram megszűnésének szintje (a magasság, ahol az nullává válik) is azonosíthatja az SBL-t, ezt azonban később elvetették, a légköri belső hullámok hatására hivatkozva, melyek szintén megszakíthatják a hőáramot (Kosovic és Lundquist, 2004).

Hyun és mts. (2005) az SBL modellek használhatóságát vizsgálták. Összevetették a hőmérsékleti inverzió alapuló módszerük eredményeit korábban közzétett alacsonyszintű jet-et, Brunt-Väisälä frekvenciát, illetve kritikus szélnyírást alkalmazó modellekével. Inverzió alapuló SBL adatsorukat a CASES-99 (The Cooperative Atmospheric Surface Exchange Study October 1999) támogatta légköri szonda segítségével hozták létre. A szükséges adatokat *in-situ* mérésekkel és távérzékelési eszközökkel szerezték be. Az inverzió erősségét a felszíni és a maradék réteg átlagos potenciális hőmérsékletéből származtatták, melyek közül a felszíni potenciális hőmérsékletet az 5 m-es potenciális hőmérséklet lineáris extrapolációjával adták meg. Az inverzió erősségéből és a felszíni potenciális hőmérsékletből létrehoztak egy küszöbértéket, amely az SBL magasságát jelzi. Eredményük szerint a legmagasabb korrelációt az inverziós módszerükkel a szélnyírást felhasználó eljárás eredményei mutatták. Ezen két adatsor abszolút különbségének átlaga kevesebb, mint 50 méternek adódott, míg a többi módszerrel ennél nagyobb különbségeket kaptak.

Az SBL vizsgálatához használatos változókat rangsorolta Li (2013). Úgy találta, hogy a felszíni súrlódási sebesség a leginkább domináns változó az SBL magasság becslésében. Ha az nem áll rendelkezésre, a második használatos változó a felszíni felhajtóerő. A Brunt-Väisälä frekvencia (N), a Coriolis-paraméter (f) és az érdességi magasság (z_0) relevanciáját szintén tárgyalta, és vizsgálatai alapján f hangsúlyosabb, mint N , és z_0 a legkevesbé meghatározó változója a határreteg magasságnak.

Dai et al. (2014) különböző, SBL magasság becsléshez használt módszerek paramétereinek vertikális profiljai alapján húzta meg az SBL magasságot, illetve adott meg

esettanulmányok alapján küszöbértékeket a változókhoz. Profiladatai repülőgépes mérésekből származtak. A kipróbált módszerek közt szerepelt a „turbulencia-módszer”, melyben a magasságot a folytonos profilú turbulencia alsó határa határozza meg, tehát ahol a turbulencia a leginkább csökken a magassággal. Ezt a megfelelő szélkomponensek fluktuációjából, azok vertikális profiljáról olvasták le. A „hőmérsékleti gradiens módszere” szerint a magasság ott van, ahol a hőmérsékleti inverzió teteje húzódik, mely a tanulmány alapján, adatsoruk statisztikai vizsgálata szerint egyenértékű a virtuális potenciális hőmérséklet gradiensének 6,5 K/100 m-es kritikus értékének szintjével. A „szélnyírás alapuló módszerhez” szintén széles skálán kipróbálták, hogy melyik kritikus érték lehet a megfelelő, majd 0,065 s^{-1} -t állapítottak meg. A „Richardson-szám módszerhez” a 0,5 kritikus mennyiségre esett a választás a vizsgálatok alapján. A különböző módszerek eredményeit a 2.3.1. ábra szemlélteti, mely egy erősen stabil rétegzettségű helyzetet dolgoz fel.



2.3.1 ábra: Az SBL magassága (piros vonal, [m]) a különböző módszerek szerint. Balról jobbra rendre a három szélkomponens, a virtuális potenciális hőmérsékleti gradiens, a Richardson-szám és a szélnyírás vertikális profiljai láthatók (Dai et al., 2014, 3. és 4. ábrája alapján)

A profilok alapján meghatározott magasságot ezután összehasonlította az adott módszert alkalmazó, szakirodalomban fellelhető egyéb modellek eredményeivel. Legjobb egyezés a potenciális hőmérsékleti gradiens alapuló módszer esetében jelentkezett, tehát a megfigyelések ennél támasztják alá leginkább a méréseket. Legkevésbé pontosnak a Richardson-szám alapú módszerek adódtak.

3. Felhasznált módszerek és adatok

3.1 Toronymérések bemutatása

3.1.1. A hegyhátsági toronymérések

Munkámhoz részben a hegyhátsági mérőtorony (3.1.1. ábra) adatain alapul. Hegyhátsál település Vas megyében, Körmendtől nem messze található. Itt a falu szélén helyezkedik el az Antenna Hungária Rt. TV adótornya, ahol egy komplex kutatási program keretén belül az Országos Meteorológiai Szolgálat és az ELTE Meteorológiai Tanszék munkatársai sok éve egy kutatóállomást üzemeltetnek ($\varphi = 46^{\circ}57'\text{É}$, $\lambda = 16^{\circ}39'\text{K}$, $h = 248$ m). A mérések 1994 végén kezdődtek meg dr. Haszpra László kezdeményezésére a légköri szén-dioxid koncentráció vizsgálatához. A tornyon – a műszaki lehetőségeket is figyelembe véve – 10 m, 48 m, 82 m és 115 m magasan mérnek folyamatosan, és 96 m magasságban eseti levegő-mintavétel történik. Monitorozzák a szén-dioxid keverési arányt (ppm), és az alapvető meteorológiai paramétereket is (léghőmérsékletet ($^{\circ}\text{C}$), szélesebbesség (m/s) relatív nedvesség (%), stb., Haszpra, 1999b; Haszpra és Barcza, 2001a,b; Haszpra et al., 2001). A mérőrendszer adataiból a profilmerések segítségével vizsgálható a légköri szén-dioxid keverési arány változása időben, illetve ez összevethető az időjárási helyzet lokális, profilra gyakorolt hatásával.

1997-től az ún. eddy-kovariancia módszerrel is végeznek itt méréseket, amihez a torony 82 m-es szintjére telepítettek egy szónikus anemométert és légbeszívócsöveket is, amelyek a levegőmintát a talajszinten lehelyezett infravörös gázanalizátorhoz juttatják (Haszpra et al., 2005; Barcza et al., 2009). 1999-ben indult egy második eddy-kovariancia mérés a torony kertjében elhelyezkedő gyeptető felett. Ezt követően a 2000-es évek elején repülőgépes mérések is indultak a régióban, majd 2006-tól az egyéb üvegházhatású gázok (CH_4 , N_2O , SF_6) mérésére is alkalmas gázkromatográfot telepítettek, amely 2015-ig üzemelt. 2015 közepén egy új műszerbeszerzés révén lehetővé vált a dinitrogén-oxid vertikális fluxusának a mérése is.

A profilrendszer részeként a torony műszerei átlagosan 8 percenként készítenek mérést, de technikai okokból (kalibráció, áramszünet, műszer meghibásodás) ez nem mindig valósul meg. A mérőrendszer az eltárolt fájlokban a következő mért adatokat rögzíti az egyes szintekre: év, hónap, nap, óra, perc, szélesebbesség (m/s), szélirány (fok), hőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$), relatív nedvesség (%), CO_2 keverési arány (ppm), globálsugárzás

(W/m^2), beérkező fotoszintetikusan aktív sugárzás (PAR), vagy más néven fotoszintetikusan aktív foton fluxussűrűség (PPFD) ($\mu\text{E/m}^2/\text{s}$), sugárzási egyensúly (W/m^2), vízgőz keverési arány (g/kg), talajhőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$), talajhőáram (W/m^2), és talajnedvesség (m^3/m^3).



3.1.1 ábra: A hegyhátsáli mérőtorony.

3.1.2. Cabauw toronymérések

A hegyhátsáli toronyhoz hasonlóan beépítetlen füves területen található a Hollandia nyugati partjai mentén fekvő Cabauw állomáson a kifejezetten meteorológiai célra épült 213 méter magas torony ($\varphi = 51^{\circ}58'\text{É}$, $\lambda = 4^{\circ}55'\text{K}$, $h = 213\text{ m}$; 3.1.2. ábra, Ulden és Wieringa, 1996). Cabauw rendszeres meteorológiai mérései 1972-ben indultak a Holland Királyi Meteorológiai Intézet (KNMI) jóvoltából. A 2 méter átmérőjű mérőtoronyt eredetileg a planetáris határréteg vizsgálatára építették, és csak később egészült ki szennyezőanyag-, illetve szén-dioxid mérésekkel. A 213 méteres tornyon napjainkban több különböző szinten (2, 10, 20, 40, 80, 140 és 200 méteren) folyik az alapvető meteorológiai paraméterek mérése, míg a légköri szén-dioxid és az egyéb nyomanyagok légköri mennyiségét (metán, szén-monoxid, dinitrogén-oxid, kén-hexafluorid) 27, 67, 127 és 207 méteres magassági szinteken monitorozzák.



3.1.2 ábra: A Cabauw mérőtorony

3.2 A „jump” módszer bemutatása

A stabil éjszakai határréteg tetejének zárórétegszerű tulajdonsága megakadályozza a felszínen kibocsátott anyagok magasabbra történő átkeveredését. Az olyan gázok és nyomanyagok, melyeknek létezik felszíni eredetű forrása, ily módon képesek feldúsulni a stabil éjszakai határrétegben (amennyiben nincs kémiai átalakulás). Ezt a koncentráció-növekedést kihasználva – amennyiben ezen anyagok légköri mennyiségét mérni lehet a magasság függvényében – a fentiekben leírtak alapján vizsgálható az SBL magassága.

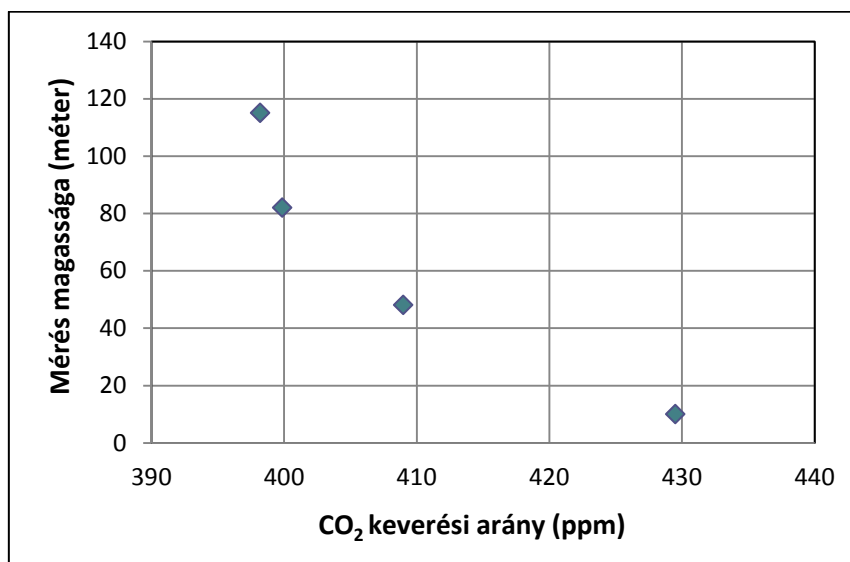
A stabil éjszakai határréteg magassága, és az azon belül zajló turbulens folyamatok hatással vannak a szén-dioxid koncentráció függőleges eloszlására. A felszín-légkör közötti CO_2 kicserélődésben a nappal folyamán kétirányú lehet a felszínközeli kibocsátás és az elnyelést biztosító fotoszintézis révén. Éjszaka azonban a szén-dioxid felvétel hiányában csak kibocsátás lehetséges. Emiatt a szén-dioxid gáz keverési aránya jól reprezentálhatja a légköri rétegzettséget (Goulden et al., 1996; Grare et al., 1996). Mivel éjjel csak CO_2 kibocsátás történik, a határrétegen belüli felhalmozódásból adódóan ez a gáz a záróréteg jelenléte mellett kiváló segédeszköz lehet az SBL magasságának vizsgálatához. Hegyhátsálon és Cabauw állomáson több szinten mérnek CO_2 keverési arányt, ami hasznos lehet a kitűzött célunk megvalósításához, és ezen alapul a kifejlesztett módszerünk is. A Hegyhátsálon illetve Cabauw-on zajló megfigyelések alátámasztják,

hogy a CO_2 koncentráció függőleges alakulása megfelelő képet adhat az SBL magasságáról.

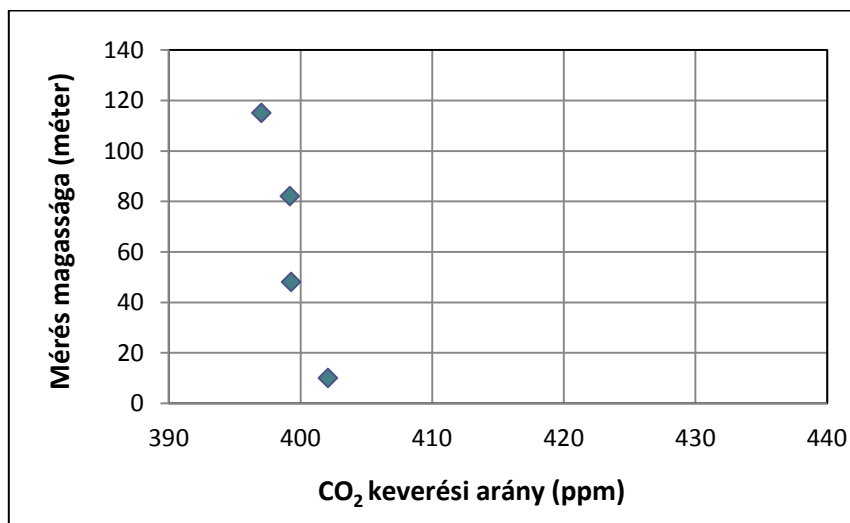
A módszerünk alapján az SBL tetejét azzal a magassággal definiáljuk, ahol a CO_2 koncentráció gradiense először csökken egy előre meghatározott küszöbérték alá (azaz az adott szint már a maradék rétegben helyezkedik el, amit kis függőleges gradiens jellemez). Az általunk kifejlesztett eljárásnak a „*jump módszer*” nevet adtuk. A „jump” a megadott koncentráció-ugrás küszöbérték (ppm-ben kifejezve), ami két szint közt a stabil rétegen belül megvan, afelett azonban már a két szint közti koncentrációbeli különbség a jump értéke alá csökken. A hegyhátsági mérőtorony magassága alapján a torony magassága miatt ez a módszer csak a nagyon stabil esetekben (100 m alatti határréteg magasság) teszi lehetővé az éjszakai réteg tetejének magasságának meghatározását. A jump módszerrel a legmagasabb mérhető magasság 65 m. A holland Cabauw torony esetében valamivel magasabb határrétegek is meghatározhatóak, hiszen annak CO_2 mérési szintjei 27, 67, 127, illetve 207 méter magasan találhatók. Algoritmusunk szerint az itt meghatározható legnagyobb SBL magasság értéke 97 méter.

Először a hegyhátsági mérőtorony összes mérését, azaz a 8 perces méréseket vettük alapul az SBL magasság meghatározására. Minden mérési időpontra meghatároztunk egy-egy magasságot, amennyiben elegendő számú mérési adatunk volt. Ha rendelkezésre állnak minden szinten a CO_2 keverési arány adatok, a stabil éjszakai határréteg magassága a jump módszer szerint azon két szint magasságának számtani közepe, ahol az általunk definiált küszöbértéket még eléri a vizsgált 2 szinten a koncentrációk különbsége, de a következő szinttel vett különbség már nem haladja meg. Így a magasság 29 m (ha a küszöb legfeljebb a 10 és 48 m-es szintek közt van csak meg) vagy 65 m (ha a küszöb legfeljebb a 48 és 82 m-es szintek közt van meg) lehet kizárólag, 8 perces szinten. Ezt az esetet a 3.2.1. ábra szemlélteti, ahol adott időpillanatban a fentiekben leírtak alapján a stabil éjszakai határréteg magassága kb. 65 m volt. Nem határozható meg magasság, ha nincs két olyan szint, ami között mérték a megadott jump-nál nagyobb keverési aránybeli különbséget. Ezt az esetet a 3.2.2. ábra közel homogén profilja szemlélteti. Ha a kiszabott küszöbértéket az összes szint koncentrációkülönbsége meghaladja, abban az esetben nincs elég adatunk a magasság meghatározására. Ilyen esetet mutat be a 3.2.3. ábra. Értelemszerűen csak abban az esetben határozunk meg magasságot, ha minden szinten történt mérés. Így ezen eljárás segítségével 8 perces adatok készültek az éjszakai órákra a magasság becslésére. Az

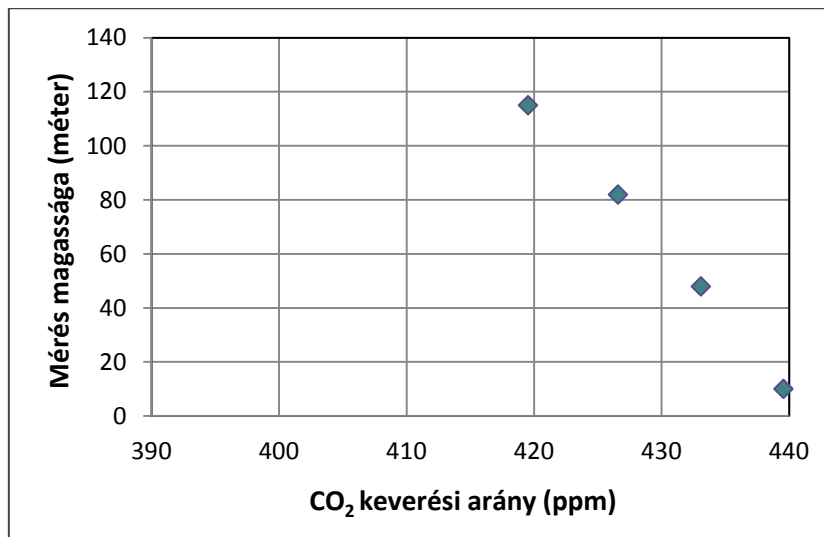
eredményfájlokban feltüntettük a nap óráját, a napszakot, és hogy volt-e mérés minden szinten, illetve meghatározható-e azokból a magasság. A napszakhoz figyelembe vettük a napkelte és napnyugta időpontját. Azokat az eseteket, ha nem volt mérés, vagy ha nem határozható meg az SBL, úgynevezett „flag” segítségével különböztettük meg a jó és elegendő mérésektől.



3.2.1 ábra: A CO₂ vertikális profilja 2014. augusztus 18-án 4:58-kor.



3.2.2 ábra: CO₂ vertikális profilja 2014. augusztus 20-án 23:32-kor.



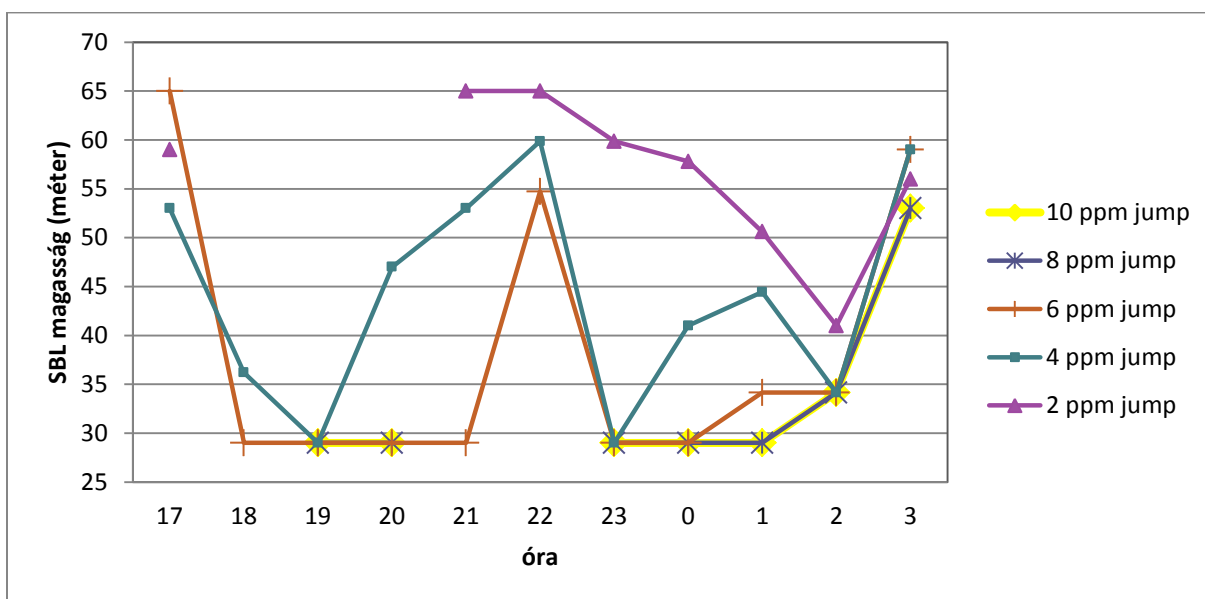
3.2.3 ábra: CO₂ vertikális profilja 2012. december 13-án 5:44-kor.

A legfontosabb feladat a megfelelő jump érték kiválasztása volt. Az adatok tanulmányozása alapján több lehetséges értéket is vizsgáltunk (2, 4, 6, 8 illetve 10 ppm). Az eredményeink alapján láthatóvá vált, hogy általában a kisebb jump értékek nagyobb SBL magasságot adnak. Ez várható is, mert például a 2 ppm különbség gyakrabban teljesül a magasabb szinteken is, mint ennek a többszörösei. Készítettünk az alkalmazott jump-ok által meghatározott SBL magasságokból egy átlagolt adatsort is, ez azonban a következőkben nem került felhasználásra. Helyette törekedtünk azon jump érték meghatározására, mely a lehető legreálisabban becsülheti a határréteg magasságokat.

A megfelelő jump értéket, az alapján választottuk ki, hogy a toronymérések további paraméterei (hőmérséklet és szélsébség) milyen SBL magasságra engednek következtetni. Arra jutottunk, hogy a 2 ppm jump semmiképp, és a 4 ppm sem alkalmas, mivel ha van 2-4 ppm különbség a CO₂ keverési arányban a szintek közt, akkor a legtöbb esetben az első pár alacsonyabb szint között megvan a 6 ppm, de akár a 8 ppm különbség is. Ezek között a nagyobb különbséggel rendelkező szintek között valószínűbb a határréteg teteje, mint a már csak 2 ppm, esetleg 4 ppm jump-pal rendelkezők között. Ezek a jump értékek (8 és 10 ppm) akkor megbízhatóbbak, amikor magas a légköri CO₂ koncentráció, illetve megfelelőek az időjárási körülmények a nagy gradiens kialakulásához a szintek között. Alacsonyabb CO₂ koncentrációjú légtömeg esetén kevesebb alkalommal figyelhetők meg ilyen nagy értékű ugrások szintenként, így ezen esetekben elég a 4-6 ppm különbség is az SBL magasságának becsléséhez. Ilyenkor ugyanis a kisebb

menyiségű légköri CO₂ miatt már ezek az értékek is éles elkülönülést mutatnak a szintek között.

Munkánk ellenőrzése céljából több napra vizsgáltuk, hogy igazodnak-e a meghatározott SBL értékek a CO₂ keverési arány aznapi menete révén meghatározott magasságokhoz. A 3.2.4. ábra szemlélteti a különböző nagyságú jump-okat. Jól látszik, hogy az alacsonyabb jump értékek könnyen adnak nagyobb SBL magasságot, a túl nagy jump-ok pedig rendszerint csak az alacsonyabb szinteken jönnek létre. Ebből kifolyólag a teljes időszakot vizsgálva 1,7-szer több a 2 ppm-es jump becsült SBL magasság értékeinek darabszáma, mint a 10 ppm-esnek, de az arányok eloszlása azt mutatja, hogy a 10 ppm-esnél a kisebb magasság értékekből van több, 2 ppm-esnél a nagyobbakból. A 4 és a 8 ppm jump minden tekintetben ezektől hasonlóbb a 6 ppm-eshez. Mindezekből kifolyólag munkánk során a 6 ppm jump-ot ítéltük a legmegfelelőbb értéknek, ami egy kompromisszum az eltérő időjárási helyzetek és a légköri CO₂ keverési arány változékonysága következtében különböző nagyságú gradiens értékekkel meghatározandó SBL magasságának kiszámítására. Az alábbiakban közölt eredményeket a 6 ppm-es küszöb alapján származtattuk.



3.2.4 ábra: 2009. január 24-én becsült éjszakai stabil réteg magasságok, a különböző jump értékek függvényében

A 8 perces eredményekből órás átlagokat készítettünk a hibás vagy hiányzó adatok figyelembe vételével. Az ehhez használatos program megadja az órás átlagos SBL magasságot, kiírja a napszakot, vizsgálja, hogy volt-e mérés, meghatározható-e a

határreteg, és ha meghatározható (minimum 2 jó adat esetén óránként), akkor hány jó adatot használt fel az átlagszámításhoz. Az eredményfájl utolsó oszlopában pedig az adott kiszámított határreteg magasság szórása szerepel az egyes órákban. Mivel a nappali adatok nem használhatóak, a nappali órákban nem történik átlagolás.

Elvégeztük ugyanezen számításokat és átlagolásokat Cabauw mérőtorony méréseire is, ahol a nyers adatok 30 percenként voltak elérhetőek. Így ebből származtattuk az ugyancsak 4 szint CO₂ keverési arány gradiensei által meghatározott SBL magasságokat, illetve ezután órás átlagokat készítettünk. Az órás átlagok számolásánál a hegyhátsági számításoktól eltérően olyankor is megengedtük az eredmény kiírását, mikor az adott órában mindössze 1 db jó SBL magasság adatunk volt származtatható a fél órás becslésekből. Ezt annak érdekében tettük, hogy több becslült magassághoz juthassunk (hiszen míg Hegyhátsálon 8 percenként, itt csak fél óránként voltak CO₂ méréseink), és amiatt is célszerű volt, mivel jóval rövidebb időszakra terjed ki a Cabauw adatsor. Az alkalmazott jump érték itt is 6 ppm volt hasonló megfontolásból, mint Hegyhátsál esetén. Az ennél kisebb szintenkénti keverési aránybeli különbség elég alacsony ahhoz, hogy könnyen fennálljon az összes szint között, míg alacsony légköri CO₂ tartalom esetén a túl nagy jump értékek nehezen alakultak ki.

Az órás átlagolást követően, az adatok későbbi felhasználását is figyelembe véve, a teljes időszakra 3 órás átlagokat képeztünk a már meglévő órás SBL magasságokból mind Hegyhátsál, mind Cabauw adatsort tekintve. A Cabauw-i becslések még így is értelemszerűen csak 9 féle értéket vehetnek fel, Hegyhátsálat illetően azonban közel 450 féle becslült SBL magasságra számíthatunk.

Szintén a homogenitás érdekében a további vizsgálatok előkészítéséhez a legkisebb és legnagyobb lehetséges SBL magasság értéket elhagytuk az elkészült adatsorból. Ez Hegyhátsál esetében 29 és 65 m, Cabauw esetében 47 és 97 m volt. Ezek az értékek a jump módszer alapján nem adnak pontos eredményt az SBL magasságáról, hiszen a hegyhátsági 29 m-es eredmény a valóságban 48 m-es SBL magasságot is takarhat, a 65 m-es eredmény pedig akár 82 m is lehet az algoritmus szerint. Ugyanígy Cabauw állomásnál a becslült 47 m 67 m-t is jelenthet, ennél alacsonyabb magasság mérésére azonban nem alkalmas a torony, a 97 m pedig az algoritmus alapján legfeljebb a valóságban 127 m-nek felelhet meg; ezek számításainak azonban határt szab a tornyok magassága.

Másképp megközelítve a dolgot, a szélsőértéket akkor veszi fel a 3 órás átlag, ha végig a szélsőérték jellemezte az SBL magasságát. Ilyenkor a valóságban a minimumnál kisebb, illetve a maximumnál nagyobb is lehet az SBL magasság, azonban a módszertan ennek a meghatározását nem teszi lehetővé. Emiatt a minimumhoz illetve a maximumhoz olyan értékek is hozzárendelődnek, amik a minimumnál kisebbek, illetve a maximumnál nagyobbak lennének. Ha van változékonyság az SBL magasságában, akkor ez a veszély nem áll fenn.

Az összes eredményt figyelembe véve, a többi magasságértékekhez képest sok olyan eset adódott, amikor az átlagolás után e két (minimális illetve maximális lehetséges) szintre esett a magasság. A megmaradt értékek a szélsőértékek eltávolítása után Hegyhátsál esetében 34,64 %-ra, Cabauwnál 34,17 %-ra csökkentették az eredmények rendelkezésre állását. Így a vizsgált eredmények jobban tükrözik a valóságot, kevesebb bizonytalansággal terheltek.

3.3 A stabil éjszakai határréteg magasságának modellezése

A stabil éjszakai határréteg magasságának modell alapú becslésére számos módszer közöltek az utóbbi évszázad során. Ezeket külön lehet választani azon modellekre, melyek a magasság becslésére a Richardson-számot alkalmazzák, figyelembe veszik a felszínközeli légköri rétegzettségét és a szélnyírást, illetve olyan algoritmusokra, melyek felszíni áramokon alapszanak, és szükség van hozzájuk a turbulens hő- és momentum fluxus mérésére is (Vickers és Mahrt, 2004). Munkánk során az utóbbi csoportba tartozó modelleket vizsgáltuk részletesebben, és teszteltük azok alkalmazhatóságát a mérőállomásokon. Figyelembe kell vennünk, hogy a magasságok becsléseihez használt felszíni áramok hibával terheltek, így ezt a kiszámított magasság is tartalmazni fogja.

Az első modellek közé tartozik Rossby és Montgomery (1935) módszere, miszerint a súrlódás (vagyis a szélnyírás) és a Föld forgása játsszák a fő szerepet a SBL magasságának (a következő egyenletekben indexszel ellátott ' h ') alakulásában:

$$h_1 = C_n \frac{u_*}{f}, \quad (6)$$

ahol f a Coriolis-paraméter, C_n egy dimenziótlán együttható, melynek értéke 0,1-0,5 között változik a rétegzettség függvényében (a magasabb értékek tartoznak a neutrális rétegzettséghez). Saját modellünkkel való összehasonlításakor a konstans értékét 0,3-nak állítottuk be.

Monin (1970) és Clarke (1970) a következő formulát hozták létre az SBL modellezésére:

$$h_2 = k \frac{u_*}{f}, \quad (7)$$

ahol k a Kármán-konstansot (0,4) jelöli. Majd 1979-ben az együtthatót Benkley és Schulman ~0,3-ra, illetve annál kevesebbre (a) csökkentették:

$$h_3 = a \frac{u_*}{f}. \quad (8)$$

Esetünkben a együttható 0,1 értéket kapott, mivel Rossby és Montgomery is hasonló képlettel dolgoztak, így bár az intervallumok átfedésben vannak, itt más, Benkley és Schulman (1979) módosításának megfelelően kisebb konstansot használtunk.

Koracin és Berkowicz (1988) modellje stabil és neutrális körülményekre is használható, $C_4 = 0,07$ állandóval:

$$h_4 = C_4 \frac{u_*}{f}. \quad (9)$$

Látható, hogy a 6-9. egyenletek csupán egy konstansban térnek el egymástól, ezért ezek strukturálisan azonosak. Munkánk során mind a négy egyenletet használjuk.

Kitaigorodskii (1960) később arra a következtetésre jutott, hogy a magasságot meg lehet adni az Obukhov-hossz és egy b , 100-nál kisebb és 10 vagy annál nagyobb értékű együttható segítségével (Kitaigorodskii és Joffe, 1988). A hegyhátsági és Cabauw-i alkalmazás során b -re 10-et vezettünk be, tekintettel arra, hogy módszerünk főleg erősen stabil rétegzettségű esetek vizsgálatára alkalmas, és az egyenletet a későbbiekben kifejezetten ilyen stabil esetekben használták, és ennek megfelelően b -t legfeljebb tízes nagyságrendűnek ítélték. Számítása során az Obukhov-hosszra egy, a szokásostól eltérő, Kármán-konstans tagot nem tartalmazó, felszíni felhajtóerőből származó hőáram alapján számolt képletet alkalmazott:

$$h_5 = bL' . \quad (10)$$

Venkatram (1980) becslése a következő, $C_3 = 2400 \text{ m}^{-1} \text{ s}^{3/2}$ együtthatóval:

$$h_6 = C_3 u_*^{3/2} . \quad (11)$$

Zilitinkevich (1972) az alábbi egyenletet alkalmazta $C_2 = 0,7$ konstanssal a stabil határreteg magasságának számítására:

$$h_7 = C_2 \left(\frac{u_* L}{f} \right)^{\frac{1}{2}} . \quad (12)$$

Egy másik képletben újra a Föld forgására, továbbá a felszíni fluxusokra is hagyatkozott (Zilitinkevich, 1972):

$$h_8 = C_{sr} \frac{u_*^2}{\sqrt{-f B_s}} , \quad (13)$$

ahol $B_s = \frac{g}{\theta} \overline{w' \theta_v'}$ a felszíni felhajtóerő mértéke, C_{sr} értéke pedig 1, Zilitinkevich (1989) későbbi módosítása által. A számítások során θ_v virtuális potenciális hőmérsékletet θ potenciális hőmérséklettel közelítettük, melyet a $\theta = t \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R_d}{c_p}}$ képlettel származtattunk, ahol t a hőmérséklet Celsius-fokban, p az állomásszíni légnyomás, amit a későbbiekben a barometrikus magasságformula segítségével számoltunk, $p_0 = 1013,25 \text{ hPa}$ a referencia légnyomás, $\frac{R_d}{c_p}$ a száraz levegőre vonatkozó specifikus gázállandó és az állandó nyomáson vett fajhő hányadosa (értéke $\sim 0,286$).

Pollard et al. (1973) javaslata a magasság becslésére, felhasználva az 'N' Brunt–Väisälä-frekvenciát [$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}$] a határreteg feletti szabad légkörből, és $C_{ir} = 1,7$ konstans együtthatót, a következő:

$$h_9 = C_{ir} \frac{u_*}{\sqrt{f N}} . \quad (14)$$

Yu (1978) egy korábbi algoritmus (Deardorff, 1972) alapján az alábbi egyenletet alkotta:

$$h_{10} = \left(\frac{1}{30L} + \frac{f}{0,35u_*} \right)^{-1} . \quad (15)$$

Végül Zilitinkevich et al. (2002) javasolta az alábbi formulát, mely implicit módon tartalmazza a turbulens kinetikus energiát, együtthatói $C_R = 0,4$, $C_S = 0,75$, $C_{UN} = 0,25$, és a következőképp áll elő:

$$h_{11} = \frac{C_R u_*}{f} \left[1 + \frac{C_R^2 u_* \left(1 + \frac{C_{UN} L N}{u_*} \right)}{C_S^2 f L} \right]^{-1/2}. \quad (16)$$

3.4 A stabil éjszakai határreteg magasságának becslése numerikus időjárás előrejelző modell alapján

A planetáris határreteg magasságát, és azon belül az éjszakai stabil határreteg magasságát számos operatív használt időjárás előrejelző modell is származtatja. Az Európai Középtávú Előrejelző Központ (ECMWF) operatív modellje, az IFS is készít előrejelzést 0 és 12 UTC időpontokban a határreteg magasságra (analízis ezen adattípusra nem készül). Az operatív modell mellett a határreteg magassága különböző reanalízis adatbázisokban is elérhető (Dee et al., 2011). Ezen utóbbi adatbázisok előnye, hogy az alkalmazott modellt a reanalízis idősor készítésekor “befagyasztják”, vagyis egységes módszertan szerint, céljának megfelelően készül el a reanalízis.

Munkánk során a magasság értékeket az ERA Interim reanalízis adatbázisából nyertük ki, 0,75°-os rácsfelbontással, GRIB állomány formájában.

A felhasznált modell a határreteg magasság meghatározására nappal és éjjel egyaránt Troen és Mahrt (1986) munkája alapján készít előrejelzéseket. Az erre használt képlet a következő:

$$h = Ri \frac{T_0 |v(h)|^2}{g(\theta_v(h) - \theta_s)}, \quad (17)$$

ahol $\theta_v(h)$ a virtuális potenciális hőmérséklet, $v(h)$ a horizontális szélesség a réteg tetején, T_0 a felszíni hőmérséklet, θ_s a felszínközeli levegő potenciális hőmérséklete, mely korrigálva számítható a rétegzettség függvényében.

A modell minden egyes időpontban (lépésenként) fokozatosan növeli a h értékét, amíg $\theta_v(h)$ és a módosított átfogó konvektív Richardson-szám nő, így kapjuk a

meghatározott kritikus értékét az átfogó konvektív Richardson-számnak. A határréteg magasságát úgy definiálják, mint az a szint, ahol ezen Richardson-szám alapján a különbség az adott szinten mért mennyiségek, és a legalacsonyabb modellszinten mértek között eléri a kritikus értéket (0,25). $\theta_v(h)$ és θ_s számítása a tanulmányban foglaltak szerint történik (Troen and Mahrt, 1986).

3.5 A modelladatok statisztikai értékelése

A hegyhátsági és Cabauw állomási mérésekből származtatott stabil éjszakai határréteg magasságokat alapul véve összehasonlítottuk eredményeinket és vizsgáltuk kapcsolatukat a 3.3. és 3.4. fejezetben felsorolt, alkalmazott modellek alapján készült eredményekkel. E kapcsolat számszerűsítésére statisztikai módszereket használtuk fel. Modellenként származtattunk a Pearson-féle lineáris korrelációs együttható négyzetét (R^2), az átlagos szisztematikus hibát (bias) és a négyzetes középérték hibát (RMSE).

A méréseink és a modellek közti lineáris kapcsolat erősségét a korrelációs együtthatóval szokás jellemezni. Az R korrelációs együttható megadja a két adatsor közti összefüggés mértékét. Ha az adatsorok függetlenek egymástól, R értéke 0, ha gyenge a kapcsolat, R 0-hoz közeli értéket vesz fel, ha pedig erősen negatív (negatív meredekségű egyenes mentén helyezkednek el az adatpontok a szórásdiagramon) vagy erősen pozitív (pozitív meredekségű egyenes menti adatpontok) a korrelációs kapcsolat -1-hez illetve 1-hez közelít. R négyzetét szokás determinációs együtthatónak is nevezni, és százalékos formában megadni, amely érték megmutatja, hogy a modelleredmények hány százalékban határozzák meg a mért értékek varianciáját. A négyzetes korrelációs együttható képlete a következő:

$$R^2 = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \right]^2, \quad (18)$$

ahol x_i a modell által meghatározott SBL magasság, y_i a saját mérésből származó SBL magasság, $\bar{x}$ és $\bar{y}$ a modellezett és mért SBL magasságok átlagát jelöli.

Az átlagos hiba, vagy másképp szisztematikus hiba a mérés átlagos hibáját, torzítását adja meg, akképpen, hogy a modellek eredményeinek várható értéke (vagyis a modell

alapján becslő magasságok átlaga) mennyire tér el a vizsgált paraméter valós várható értékétől (jelen esetben az alkalmazott jump módszer eredményeitől). Előállítás a modellezett és a valós értékpárok különbségének átlagával történik:

$$\text{bias} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - y_i) , \quad (19)$$

ahol n az eredménypárok száma. Értéke felülbecslés esetén pozitív, alulbecslés esetén negatív, pontos egyezéskor nulla lesz (a pontos egyezés az átlagok tekintetében értendő kizárólag).

Az átlagos négyzetes hiba gyöke, vagy négyzetes középérték hiba (angol „Root Mean Squared Error”, RMSE) definíció szerint az általunk becslő és a mért eredmények különbségeinek négyzetes összege és az eredménypárok számának hányadosának négyzetgyökeként:

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2} , \quad (20)$$

melynek értéke nulla és plusz végtelen közötti változik. A modell és a mérés tökéletes egyezésekor az RMSE értéke 0.

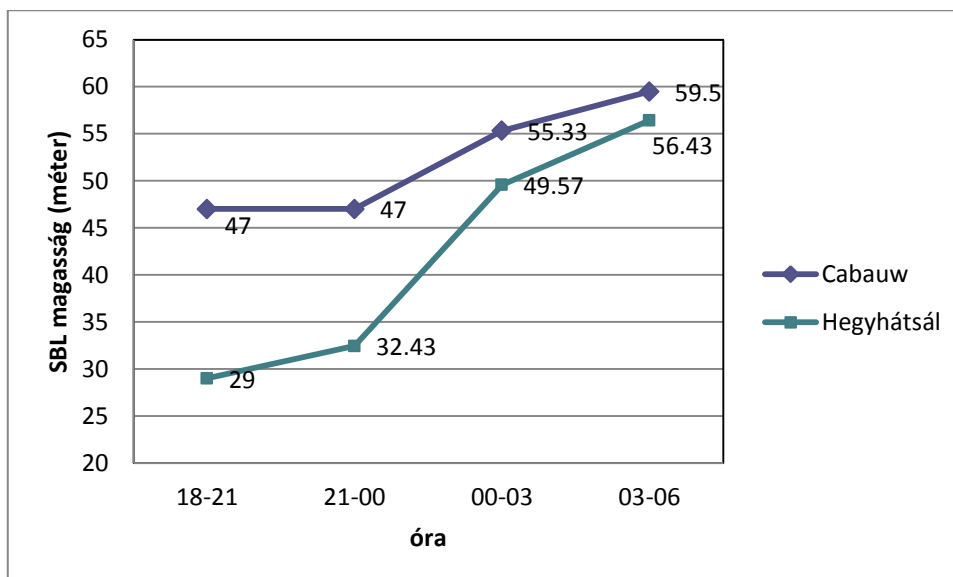
4. Eredmények

4.1 A származtatott SBL magasság adatok bemutatása

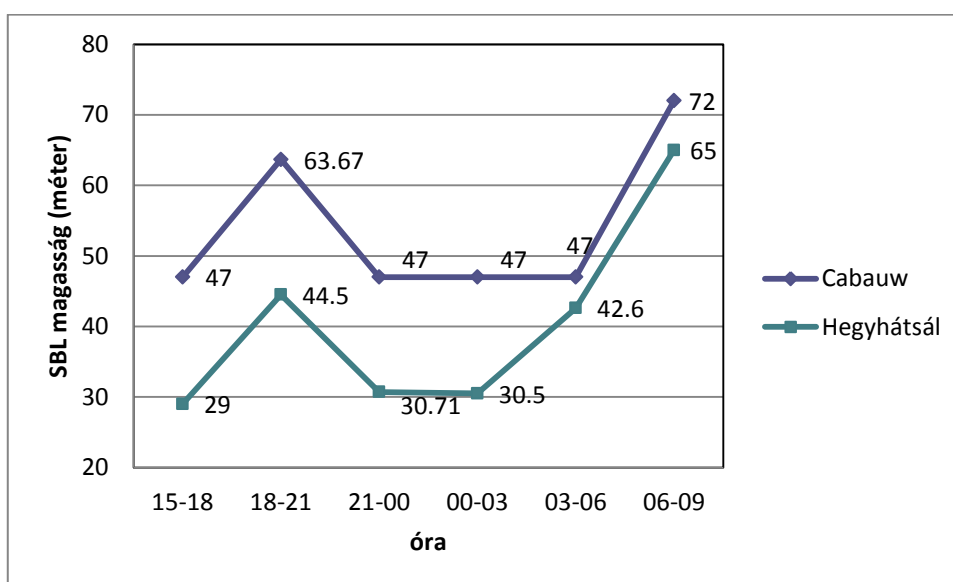
Az alábbiakban a monitoring-állomásokra vonatkozó számszerű eredményeket mutatjuk be. A következő néhány példa azt szemlélteti, hogyan alakultak a becsült SBL magasságok a toronymérések adatai alapján készült számítások szerint.

A bemutatott ábrákon a kiválasztott bemutatott időpontokban mindkét állomáson értékelhető eredmények születtek. Ez annak is köszönhető, hogy az adott nap időjárása kedvező feltételeket biztosított a kellően sekély SBL kialakulásához. 2011. szeptember 23-án (4.1.1. ábra) Cabauw állomáson az éjszakai órákban 9,5-12,3°C-os harmatpont mellett a léghőmérséklet 10-13°C volt, 97-99 %-os páratartalmat mértek, és 10 m-es magasságban mindössze 2 m/s-os gyenge szél fújt [2]. Hegyhátsálon 9°C-os harmatpont, 10°C-os léghőmérséklet, és 10 m-en kb. 5,4 km/h gyenge szél jellemezték az időjárást [3]. Anticiklonális helyzet jellemezte mindkét térséget, ezáltal létrejöhetett a felhasznált eljárás alapján mérhető alacsony határréteg. Az ábrán (4.1.1.) az első két intervallumban Cabauw állomásra a legkisebb számítható értéket, azaz 47 métert adott az algoritmus (mely itt még szerepelt az adatsorban), de elképzelhető az is, hogy ezen időszakban ennél alacsonyabb SBL magasság állt fenn, amit a toronymérések alapján nem lehet meghatározni. A hajnali órákra közel azonos magasságban húzódott a határréteg teteje a két állomáson, mely akár betudható a hasonló időjárási körülményeknek is.

2013. november 12-éről 13-ára virradóan (4.1.2. ábra) Cabauw és Hegyhátsál időjárása is anticiklonális volt, Cabauw torony állomását 10 méter magasan gyenge 2 m/s-os szél jellemezte. Az éjszaka folyamán 8,6°C-ról 2,2°C-ra hűlt a hőmérséklet, napfelkelte előtt köd képződött, ekkor harmatpontnak 2,6°C-ot, hőmérsékletnek 2,7°C-ot mértek. Hegyhátsálon ~4°C harmatpontot, 6°C körüli hőmérsékletet és szélcsendet mutatnak az archív adatok. Cabauw állomásra a legkisebb meghatározható magasság itt is megjelenik, mely nem feltétlenül tükrözi a valóságot. Szintúgy a hajnali órákban megjelenő legmagasabb magasságok mindkét állomás esetén akár magasabb értékeket is takarhatnak.

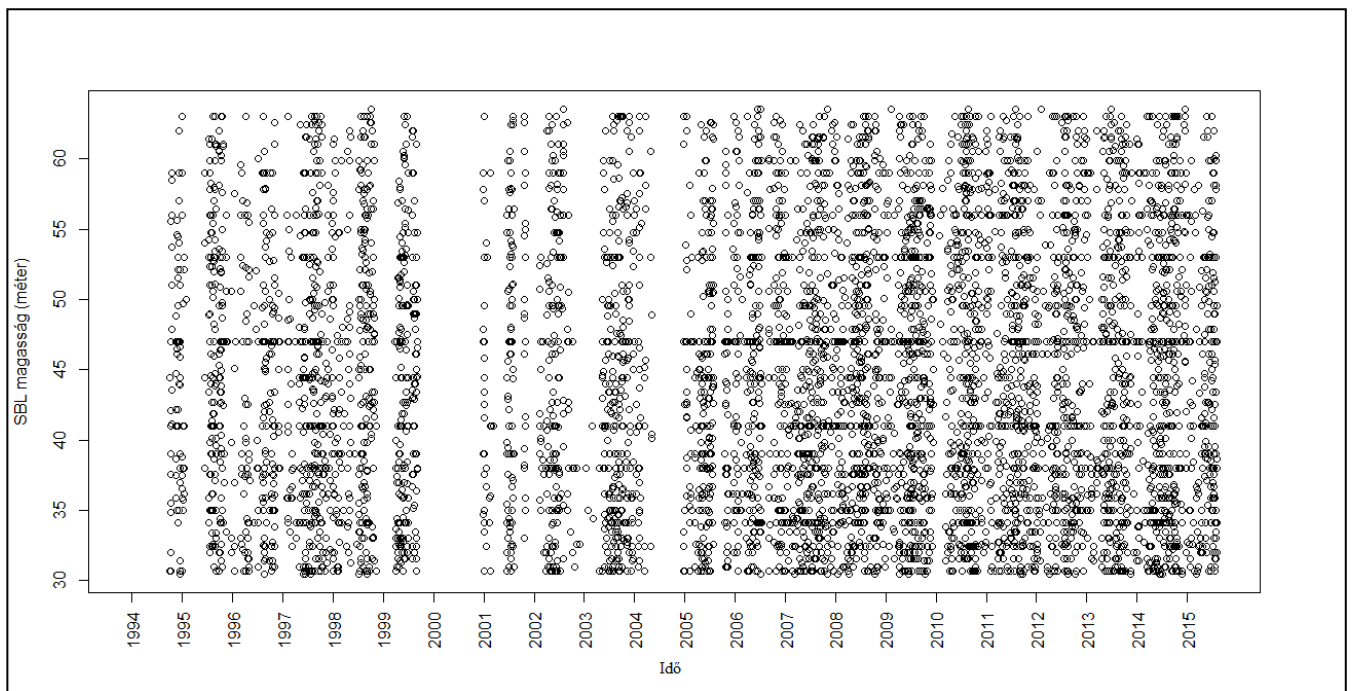


4.1.1 ábra: 2011. szeptember 23-ai becsült stabil éjszakai határréteg magasságok Cabauw és Hegyhátsál állomásokon



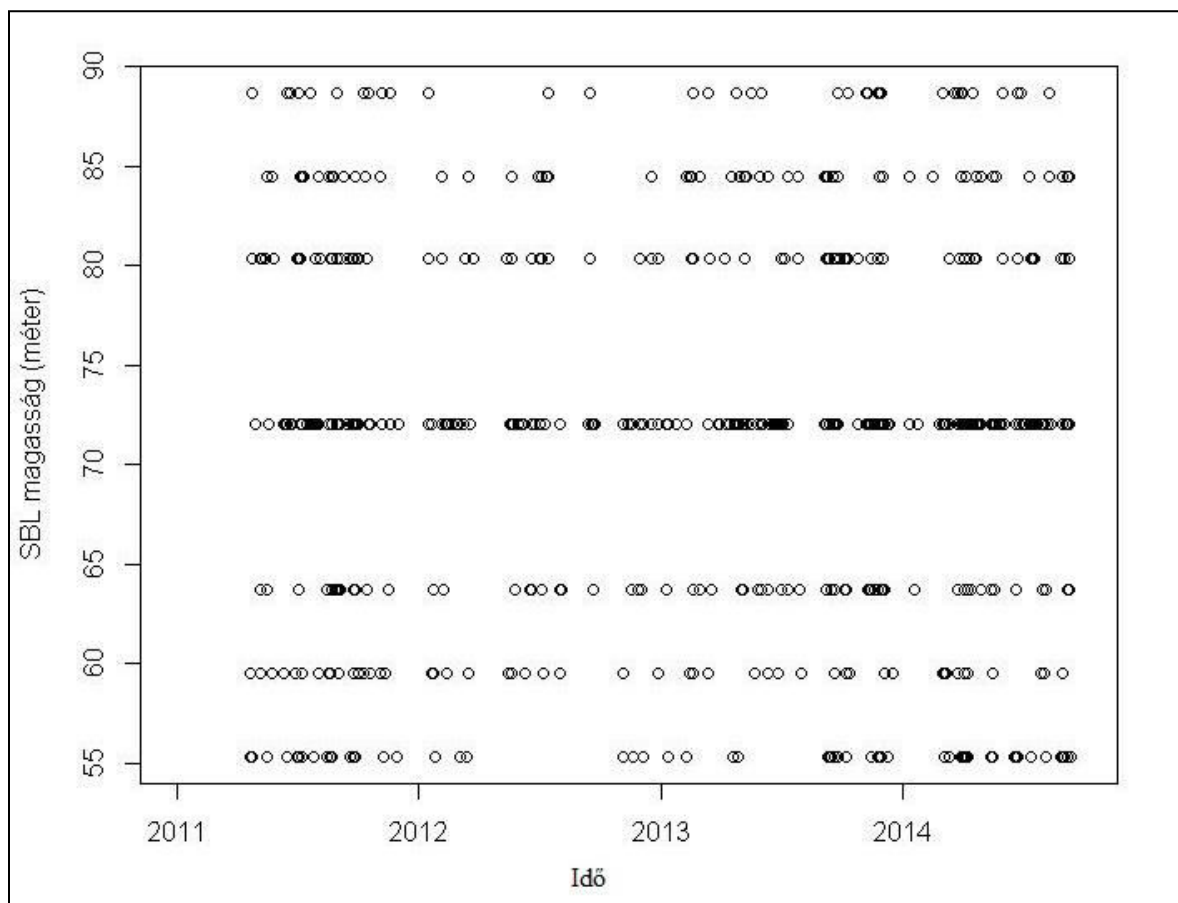
4.1.2 ábra: 2013. november 12-ei becsült stabil éjszakai határréteg magasságok az Cabauw és Hegyhátsál állomásokon

A számításokat elvégeztük a teljes rendelkezésre álló adatsorra. A hegyhátsáli adatsor kezdete 1994. október 1, az utolsó felhasznált adatok dátuma pedig 2015. augusztus 3.. A vizsgált időszak hosszát a 4.1.3. ábra szemlélteti. A feltüntetett SBL magasságok a 3 órára átlagolt, 6 ppm jump-pal számolt adatsorból kerültek ábrázolásra.



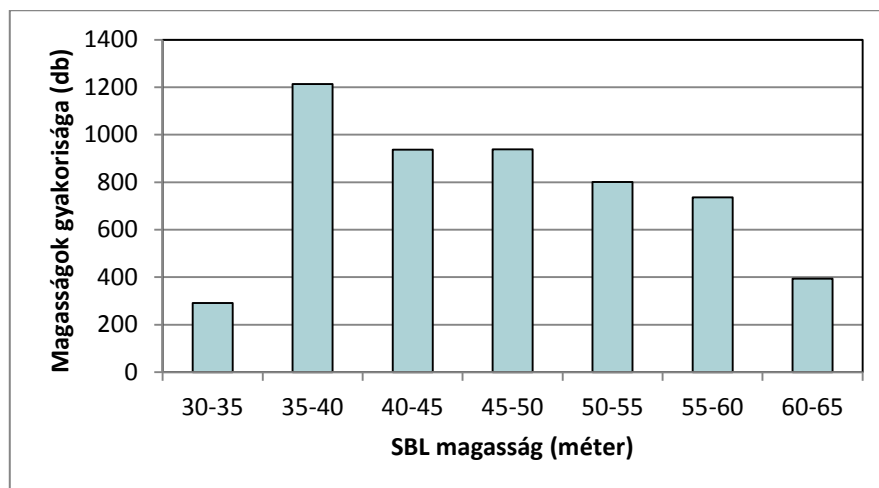
4.1.3 ábra: Becsült SBL magasságok Hegyhátsálon a vizsgált időszak teljes hosszára

A Cabauw állomás mérőtornya esetében a rendelkezésre álló időszak 2011. január 1-jétől 2014. szeptember 28-ig tartott. Az időszak hosszát demonstrálva, a 4.1.4. ábra szemlélteti a Cabauw állomásra becsült határréteg magasságokat a teljes időtartamra. A feltüntetett SBL magasságok 3 órás átlagolás útján születtek. Az adatok a módszertanból fakadóan eredendően kvantáltak.

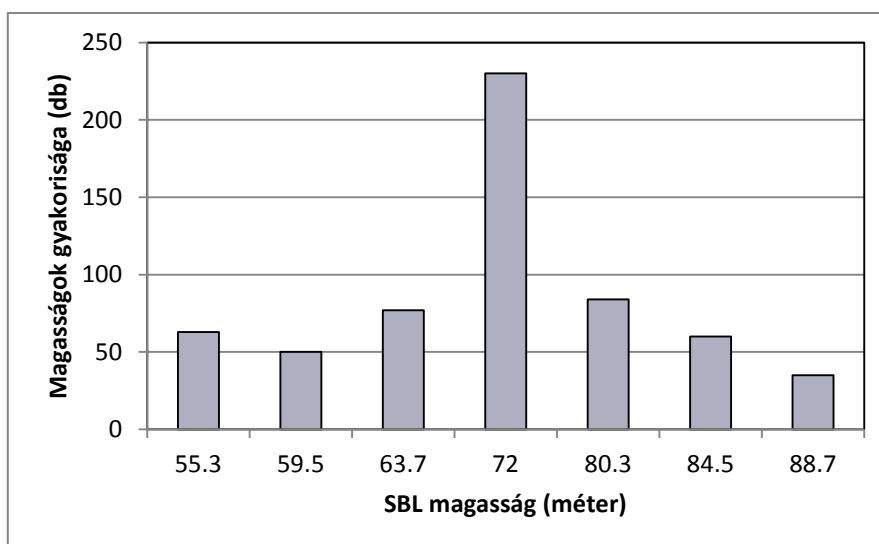


4.1.4 ábra: Becsült SBL magasságok Cabauw állomáson a vizsgált időszak teljes hosszára

Az egyes állomások becsült magasságaihoz tartozó hisztogramokon (4.1.5. és 4.1.6. ábrák) az látszik, hogy a szélsőértékek (az egyes állomások legkisebb és legnagyobb magasságának) eltávolítása után az adott intervallumokba eső magasságok gyakoriságai között legfeljebb egy nagyságrendnyi különbség van. Cabauw állomás esetén (4.1.6. ábra) kevésbé kedvezőbb a helyzet, mert a 3 órás átlagolás során a rendelkezésre álló fél óránkénti mérések miatt csak kevesebb számú permutáció jöhetett létre az eredményekből, a vizsgált időszak hossza pedig lényegesen rövidebb, így gyakran előfordult, hogy az átlagolás után is az eredetileg becsült (két szint magasságának az átlaga) értéket kaptunk. Mivel ezek közül a szélsőértékeket nem tartottuk meg, így a leggyakoribb magasság, ami szerepel a hisztogramon, 72 méter. Hegyhátsál SBL magasságainak gyakoriságai (4.1.5. ábra), ha figyelembe vesszük, hogy a vizsgált időszak is sokkal hosszabb, arányaiban ennél jóval homogénebbek, azaz nem szerepel köztük olyan érték, ami sokszorosa lenne az összes többinek.



4.1.5 ábra: Hegyhátsál állomás becsült stabil éjszakai határréteg magasságainak relatív gyakorisága a teljes időszakra



4.2.6 ábra: Cabauw állomás becsült stabil éjszakai határréteg magasságainak relatív gyakorisága a teljes időszakra. Mivel Cabauw állomás esetén diszkrét értékek születtek, itt ezek szerepelnek tizedes pontossággal.

Miután a jump módszerrel becsült, 3 órára átlagolt határréteg magasságokat mindkét helyszínre elkészítettük, különböző statisztikai vizsgálatokat végeztünk, amiből következtetéseket vontunk le.

A becsült magasságok alapján a Hegyhátsálra vonatkozó SBL magasságok átlaga 44,6 méternek, a Cabauw állomásra vonatkozó átlag 71,5 méternek adódott. Mivel a tornyok magasságából adódó korlátok csak az erősen stabil rétegződés becslését teszik lehetővé, ezért ezek az értékek reálisnak mondhatók (Lagzi et al., 2013).

A hegyhátsági állomás eredményeiről havi bontást készítettünk, melyből kiderült, hogy a legszelesebb hónapok alkalmával, azaz decembertől márciusig adódott a legkevesebb olyan éjszaka, amikor meg tudtuk határozni az SBL magasságát. Ezekben a hónapokban a teljes időszakra vonatkozó SBL magasság mérések darabszáma nem haladta meg a 350-et, az átlagos magasság a teljes átlaghoz közelített, vagy annál alacsonyabb volt. A kevésbé szeles hónapokban, azaz az év többi részében a magasságok darabszáma a teljes időszak hosszát tekintve havi bontásban a szeles hónapokkal ellentétben 410 vagy annál több volt, vagyis ennyi alkalommal állt fenn meghatározható magasságú SBL. Megfigyelhető még, hogy a nyári hónapokban a magasság átlaga a teljes átlagot meghaladva 44,7 m-nél magasabb. Hasonló összefüggés Cabauw állomás esetén nem állítható fel, mivel a felhasznált időszak hossza mindössze nem egész 4 évet foglal magába.

Az éjszaka folyamán mindkét helyszínen azonos tendencia figyelhető meg a magasság alakulásáról. Átlagosan a legalacsonyabb magasságok a naplementét követő első 3 órában, a legmagasabbak pedig a napfelkelte előtti 3 órában voltak megfigyelhetőek.

4.2 A modellezett SBL magasság értékek értékelése

Vizsgálatainkhoz a hegyhátsági és a Cabauw mérőállomás adatsorait használtuk fel az 1994 és 2015, illetve 2011 és 2014 közti időszakra vonatkozóan, három óras időléptékben. Munkánk célja az volt, hogy vizsgáljuk a szakirodalomban fellelhető módszerek használhatóságát az általunk számított, referenciaként használt SBL magasság alapján. Ezt oly módon valósítottuk meg, hogy számszerűen összevetettük eredményeinket a modellekből származtatott értékekkel, és számszerűsítettük a becslések hatékonyságát a korábban bemutatott statisztikai mérőszámok segítségével.

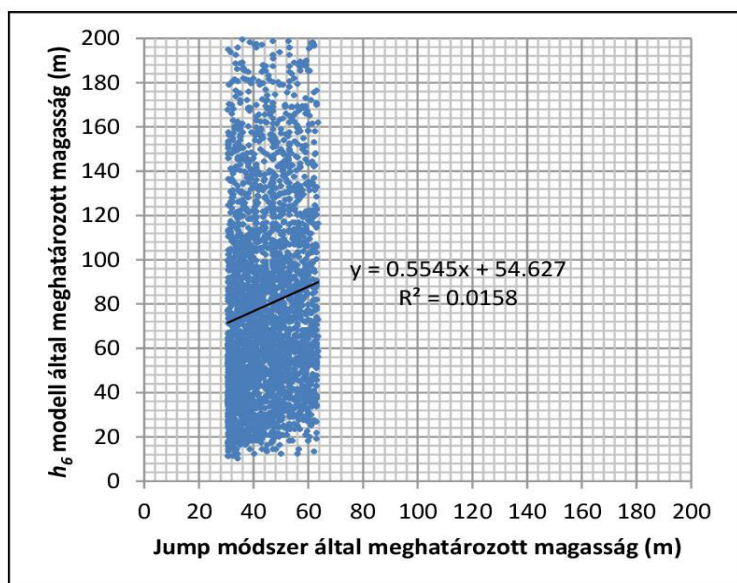
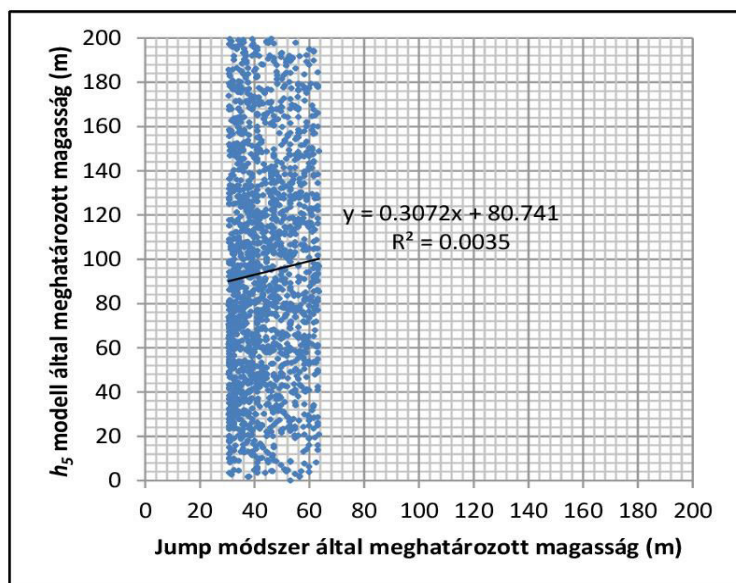
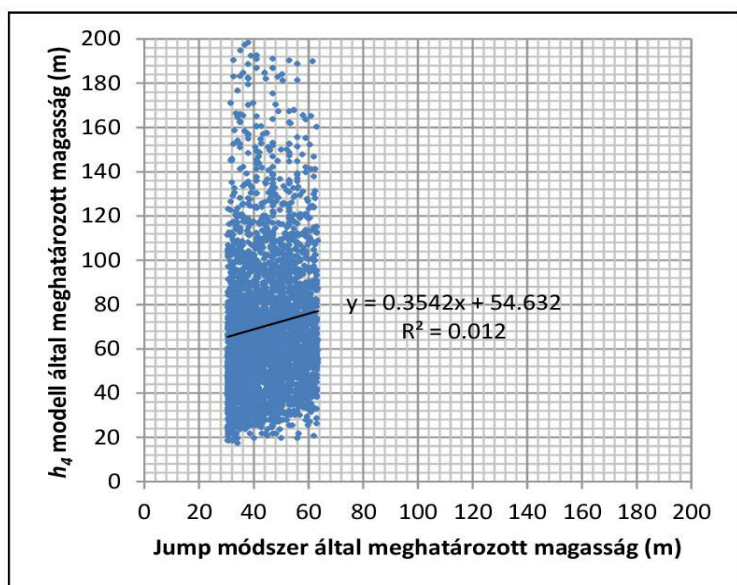
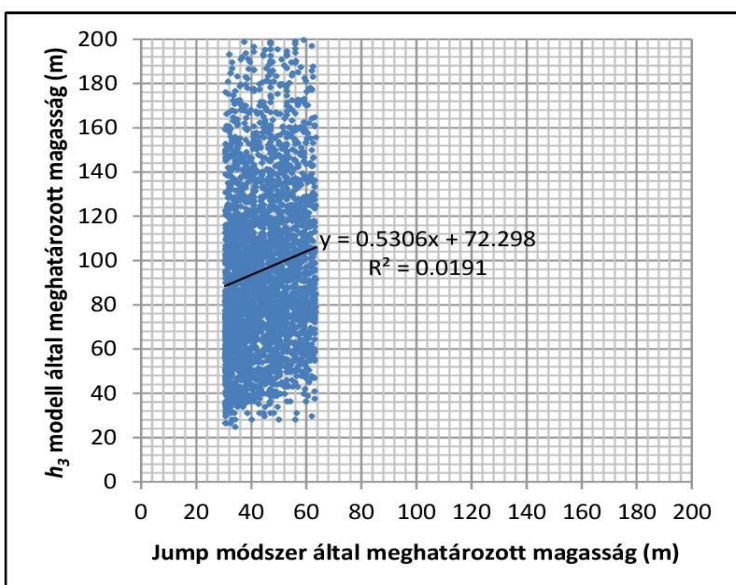
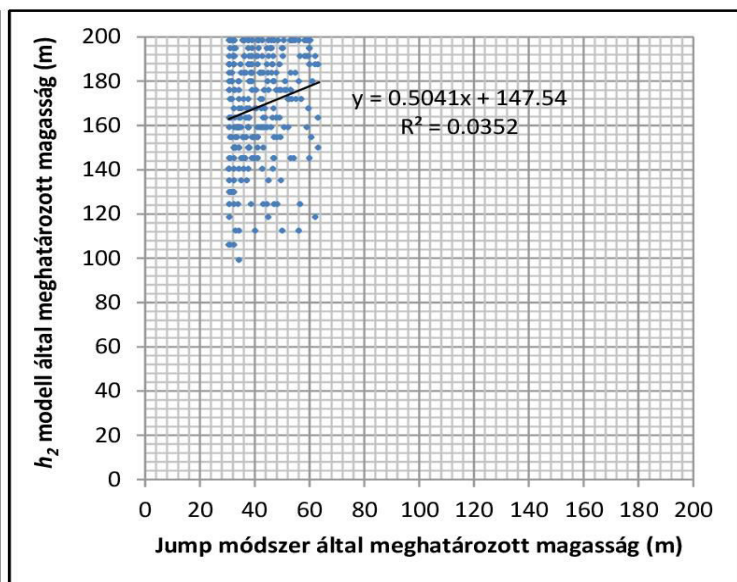
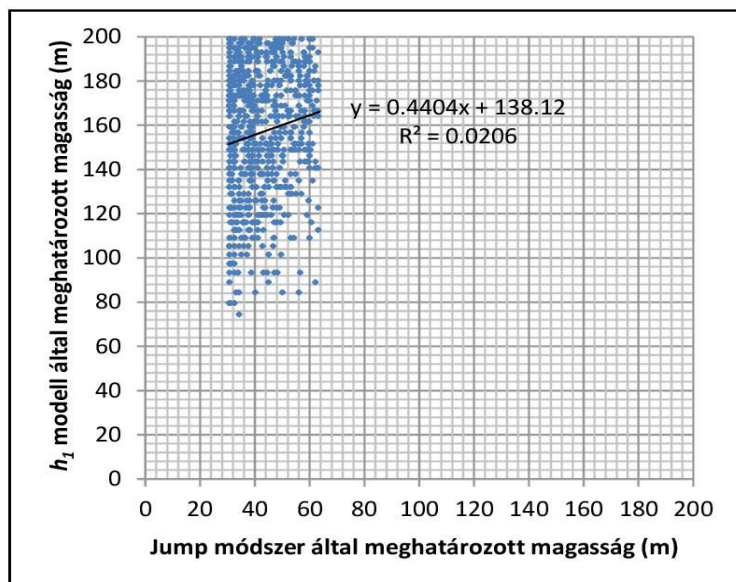
Munkánk során 11 modellfuttatást végeztünk, melyekhez a korábbiakban bemutatott 6-16. egyenletekkel definiált modelleket alkalmaztuk. A szimulációk nagy részét IDL programnyelv, illetve Microsoft Excel segítségével végeztük el. Azon adatsor, melyben a modellekhez használatos paraméterek, vagy azok számításához szükséges változók szerepelnek, Hegyhátsál esetében 2007. január 1-jétől állt rendelkezésünkre a 3 méteres eddy-kovariancia mérések formájában (Barcza et al., 2003), míg Cabauw esetén 2011-től mért 5 méteres eddy-kovariancia adatokat használtunk.

4.2.1 A modelleredmények értékelése Hegyhátsálon

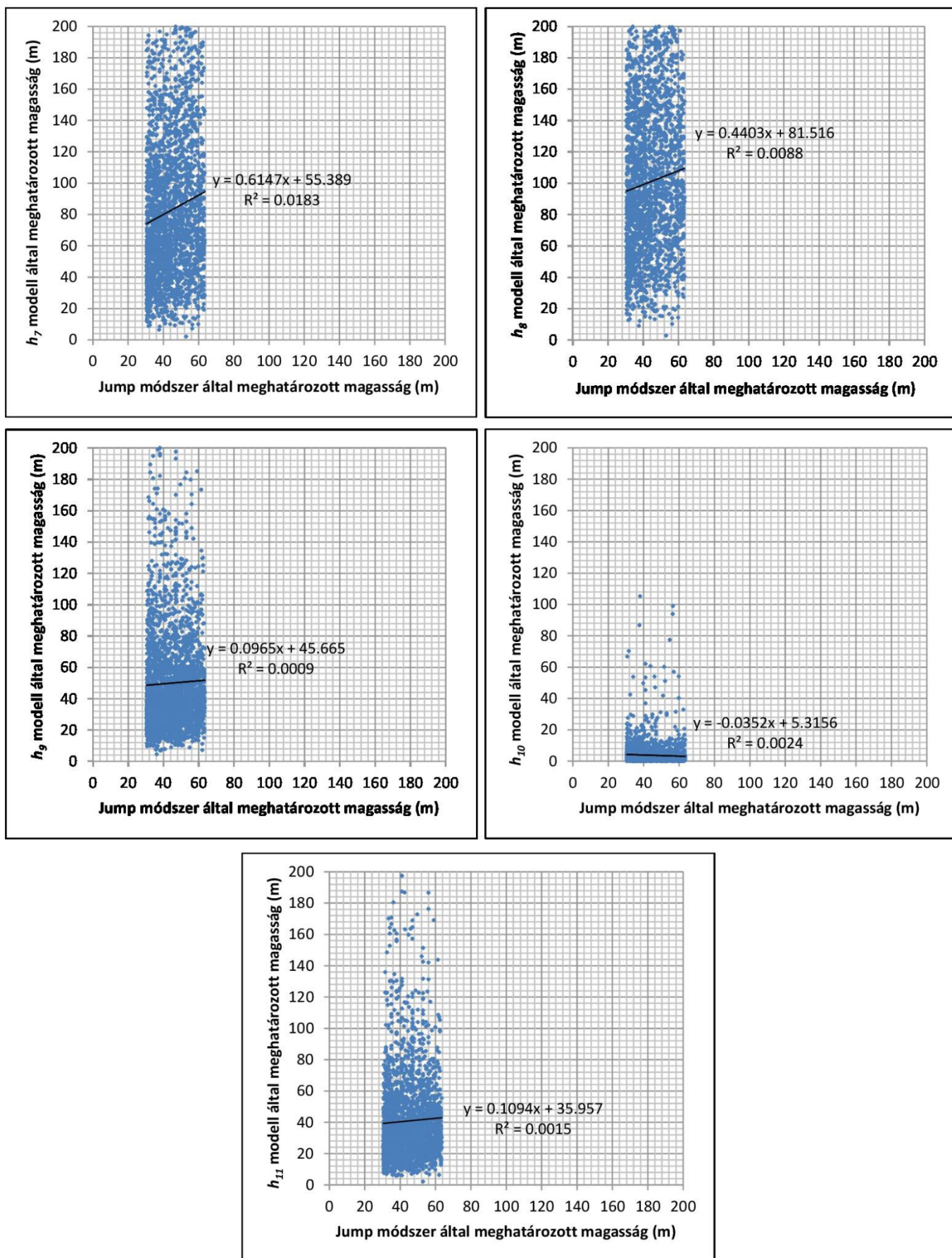
A módszertani korlátok miatt a legmagasabb mérhető SBL magasság Hegyhátsál esetén 65 m, mely csak erősen stabil légköri rétegzettség esetén áll fenn. Mivel a modellek sok esetben ennél jóval nagyobb eredményeket is produkáltak, az összehasonlíthatóság érdekében maximalizáltuk a modellfutások magasságra adott becsléseit. A küszöbérték önkényesen lett megválasztva 200 m-nek. Az eredményeket x-y pontdiagramok segítségével mutatjuk be (4.2.1. ábra). Feltüntettük rajtuk az adatpárokat ábrázoló ponthalmazra illesztett egyenes egyenletét és a négyzetes korrelációs együtthatót. A statisztikai módszerek eredményeit a 4.1. táblázat foglalja össze.

	h_1	h_2	h_3	h_4	h_5	h_6	h_7	h_8	h_9	h_{10}	h_{11}
R²	0.0206	0.0352	0.0191	0.012	0.035	0.0158	0.0183	0.0088	0.0009	0.0024	0.0015
bias [m]	114.3	127.1	51.3	25.8	50.4	34.7	38.3	56.8	5.4	-40.9	-3.8
RMSE [m]	117.9	129.3	62.9	40.4	71.5	54.5	57.8	72.6	32.7	42.6	28.5

4.1 táblázat: A különböző modellek SBL magasság becslései és az erre vonatkozó megfigyelések összehasonlításából adódó hibastatisztikák. A legnagyobb eltérések pirossal, a legkisebbek zölddel vannak kiemelve.



4.2.1 ábra első része, második rész és leírás a következő oldalon



4.2.1 ábra: A különböző modellek és a referencia mérések SBL magasságra vonatkozó szórásdiagramjai

Elsőként a 6. egyenlet alapján bemutatott Rossby és Montgomery által 1935-ben készült modellt használtuk. Míg a Hegyhátsálra meghatározott SBL magasságok 30,5-től 63,5 méterig terjednek a jump módszer alkalmazása révén, addig az első (h_1) modell eredményei 74 métertől kezdődnek és elérik a megadott maximális 200 méteres magasságot (4.2.1. ábra). Az ábra alapján és a hibastatisztikák értékei szerint is megállapítható, hogy ezen modell eredményei nem összeegyeztethetők az általunk meghatározott, megfigyelés alapú értékekkel, R^2 -re ugyanis közel 0 adódott, ami a kapcsolat hiányára utal. A szisztematikus hiba értéke 114,2 m, vagyis a modell átlagosan felülbecsüli a mérést, az RMSE pedig 117,9 méteres modellhibát ad, ami igen nagy érték, tekintve a mérés nagyságrendjét.

A második (7. egyenlet, Monin, 1970 és Clarke, 1970) és a harmadik (8. egyenlet, Benkley és Schulman, 1979) modell, melyek az elsőhöz hasonlóan szintén a súrlódási sebességet és a Coriolis-paramétert használják fel a magasság meghatározásához, annyiban térnek el mindössze, hogy 0,4 illetve 0,1 értékű együtthatót alkalmaznak. Ennek megfelelően a második modell esetén kaptunk nagyobb határréteg-magasság értékeket (99-200 méter), míg a harmadik, kisebb konstanssal számoló modell 25-200 méteres intervallumon belül becsülte a magasságokat. A második modell esetén a várakozásoknak megfelelően nagyobb szisztematikus hibát kaptunk. Ez annak tudható be, hogy algoritmusunk főleg erősen stabil rétegzettséget képes detektálni, míg a modellfuttatások általi eredmények nem hordoznak ilyen korlátokat. A harmadik modell szisztematikus hibájára 127 méter adódott, a negyedikre 51,3 m. A négyzetes középérték hiba a szisztematikus hibához hasonlóan rendre 129,3 és 62,9 m lettek. Ezek a modellek is tehát (mint a h_1) jóval felülbecslik méréseinket. Az azonban elmondható, hogy vizsgálva a három azonos algoritmus alapján dolgozó modellt, azok pontossága az együttható értékének csökkenésével arányosan nő, így közülük legmegbízhatatlanabbnak a második, legpontosabbnak a harmadik, egyben legkésőbb (1979-ben) publikált modell adódott. Ezt a megállapítást a 4.2.1. ábra h_1 , h_2 és h_3 magasságokhoz tartozó szórásdiagramja is megfelelően szemlélteti.

Az 1988-as Koracin és Berkowicz modell (9. egyenlet, h_4) algoritmus megegyezik a már vizsgált h_1 , h_2 és h_3 modellekével, de az együttható értékét tovább csökkentették 0,07-re. Ennek megfelelően, az eddigi tendenciák alapján a négy modell közül ez adja a legpontosabb eredményeket 25,7 méteres szisztematikus hibával és 40,4 méteres RMSE

értékkel, melyek még mindig igen magas értékek, tekintettel arra, hogy nagyságrendjük megegyezik a mért magasságok nagyságrendjével. A produkált eredmények azonban 17 és 200 méter közé esnek, tartalmazzák a mérési eredmények intervallumát, ami azt mutatja, hogy ennél kisebb együtthatóval sem jutnánk már pontosabb egyezésre. Tehát a jump módszert alapul véve ezen azonos algoritmus alapján működő modellek, függetlenül a konstans értékétől, nem hoztak megfelelő egyezést a referencia mérésekkel. Mivel a modellek egy konstans értékben különböznek, így a konstans értékének változtatása nem befolyásolja a magyarázott variancia értékét.

Az ötödik modellre (10. egyenlet, Kitaigorodskii, 1960), mely az Obukhov-hossz alapján számít határréteg magasságot, az előzőekhez hasonlóan 0 közeli négyzetes korrelációs együttható adódott. A további statisztikai módszerek, mint a bias és RMSE azonban javulást mutatnak a korábbi, 1935-ös modellhez képest. A szisztematikus hiba 50,4 m lett, és a négyzetes középérték hiba is kisebb mértékű 71,5 méteres értékével, Kitaigorodskii modellje pontosabb eredményeket ad h_1 -nél, illetve a h_2 , h_3 , ezzel azonos algoritmus alapján dolgozó, h_4 -nél nagyobb értékű együtthatóval rendelkező modelleknél. Ez azért jöhetett létre, mert ezen modell már 0 és 200 m között közel egyenletesen ad SBL magasság értékeket, tehát teljes egészében tartalmazza az általunk vizsgált erősen stabil rétegzettség intervallumot is.

Venkatram (1980) egyenlete alapján történő modellfuttatás eredményei (11. egyenlet, h_6) 10 és 200 közötti értékeket vesznek fel. Megfelelő kapcsolat továbbra sem határozható meg egyértelműen a mérésekkel, az azoktól való eltérés átlagosan 34,7 m, míg az RMSE hibastatisztika módszerrel vizsgált pontatlanság 54,4 m.

A hetedik modell (12. egyenlet, Zilitinkevich, 1972), melynek képletében már megjelenik a korábban ismertett definíciónak (4. egyenlet) megfelelő Obukhov-hossz is, hibastatisztikai szempontból R^2 -re hasonlóan nulla közeli eredményt produkált, ugyanúgy, mint az eddig tárgyalt modellek. Itt azonban az egyenes egyenlete számottevően javult az elvárt $x = y$ egyenlet irányába a többi modellhez képest. Meredeksége jobban közelíti az 1-et, és y tengellyel való metszéspontja is közelebb került a 0-hoz. Ehhez a pontosabb tendenciához igazodnak a bias és RMSE eredmények is, vagyis az eddigiek közül a legkisebb a szisztematikus hiba (38,3 m), és az átlagos négyzetes hiba gyöke (57,8 m)

adódott. A felülbecslés itt is megmaradt, de mértéke átlagosan több mint 10 méterrel jobban közelíti méréseinket.

A következő modell (13. egyenlet, Zilitinkevich, 1972) képletében a súrlódási sebesség és a Coriolis-paraméter mellett a nevezőben a felszíni felhajtóerő jelenik meg. A korreláció továbbra sem különbözik nullától. A modell itt is felülbecsli a méréseinket, átlagosan 56,8 méterrel, míg az RMSE 72,6 méternyi pontatlanságot tulajdonít a h_6 magasságoknak.

A kilencedik modell a Brunt–Väisälä-frekvenciát is alkalmazza a magasságok származtatásához (14. egyenlet, Pollard et al., 1973). Esetében a becsült magasságok 4,5 m-től 200 m-ig terjednek. Az R^2 értéke nem ad információt a mérésekkel való kapcsolatról, a szisztematikus hiba azonban mindössze 5,36 méteres eltérést mutat a két adatsor között, a négyzetes középérték hiba pedig 32,7 métert.

A tizedik modell (15. egyenlet, Yu, 1978) újra a kedvezőtlen pontosságú modellek közé sorolható. Szisztematikus hibája az eddigiekkel ellentétben azonban negatív, azaz átlagosan a modell alulbecsli a mérési értékeinket 40,9 méterrel. Eredményei 0 és 105 m-es értékek között mozognak, de 20 m felett igen kevés érték született, ezért is kaptunk alulbecslési értéket a bias vizsgálatával. RMSE értéke az összehasonlításhoz alkalmazott modellek között átlagosnak mondható, 42,6 m-es pontatlanságot ad.

A szakirodalomban fellelhető legújabb, 2002-es, Zilitinkevich-től származó modell (16. egyenlet, h_{11}) hozta a legpontosabb eredményeket a mérésekkel való összehasonlítás során. A becsült magassági értékei ugyan kitöltik a feltüntetett intervallum egészét, de ahogy az a 4.2.1. ábrán is látszik, eredményei leginkább 5 és 80 m közé összpontosulnak. A szisztematikus hiba alulbecslést mutat a referencia adatsorhoz képest, 3,8 méterrel, ami azt bizonyítja, hogy a fennálló helyzetben, mely időpontokra az adatpárok vonatkoznak, feltehetően tényleg erősen stabil rétegzettség és alacsony határréteg magasság volt jellemző. Az RMSE 28,5 m-es pontatlanságra hívja fel a figyelmet, mely még mindig elég nagy a magassági értékek hasonló nagyságát tekintve, de a többi modellhez képest ez a statisztikai mérőszám is ennél a modellnél adta a legkisebb eltérést a mérésektől.

A modellek vizsgálatát követően a két legpontosabb modellre elkészítettük havi szinten is a fenti statisztikai elemzéseket (4.1.1. és 4.1.2. táblázat). Arra kerestük a választ, hogy van-e éven belüli változékonysága az egyes modellek minőségének.

h_9	jan.	febr.	márc.	ápr.	máj.	jún.	júl.	aug.	szept.	okt.	nov.	dec.
bias [m]	-9.4	-7.6	-7.9	4.1	13.8	17.7	12.9	8.5	2.9	-8.3	-7.8	-3.9
RMSE [m]	24.3	21.8	19.2	28.7	38.3	39.9	37.6	35.8	29.7	23.9	23	27.4

4.1.1 táblázat: Hegyhátsál állomásra meghatározott és a Pollard et al. (1973) modell alapján becslült mérések SBL magasságra vonatkozó statisztikai mérőszámai havi bontásban. A legkisebb hibaértékeket zöld szín jelöli.

h_{II}	jan.	feb.	márc.	ápr.	máj.	jún.	júl.	aug.	szept.	okt.	nov.	dec.
bias [m]	-13.4	-12.1	-14.6	-5.8	4.2	4.7	2.3	-2.7	-5.6	-15	-14.7	-9.6
RMSE [m]	23.8	21.9	20.8	22.6	33.2	31.7	31.8	28.6	27.1	26.5	26.8	26.1

4.1.2 táblázat: Hegyhátsál állomásra előrejelzett és a h_{II} (Zilitinkevich et al., 2002) modell alapján becslült mérések SBL magasságra vonatkozó statisztikai mérőszámai havi bontásban. A legkisebb hibaértékeket zöld szín jelöli.

A négyzetes korrelációs együttható ezen esetekben itt sem mérvadó az adatsorok kapcsolatát tekintve. Tekintve a felhasznált időszak azonos havi adatait, Pollard et al. (1973) modellje alapján (14. egyenlet) az az eredmény született, hogy a legpontosabb becsléseket február és március hónapokban adja a modell, 21,8 illetve 19,2 méteres RMSE értékekkel. Ugyan ez a modell a szisztematikus hibát tekintve szeptember és december hónapokban téved a legkisebbet, 2,9 és -3,9 métert. Az egyenes egyenletét vizsgálva a két adatsorra, februárban született az elvárthoz legközelebb álló képlet 0,65 meredekséggel és 6,94 méteres y metszésponttal.

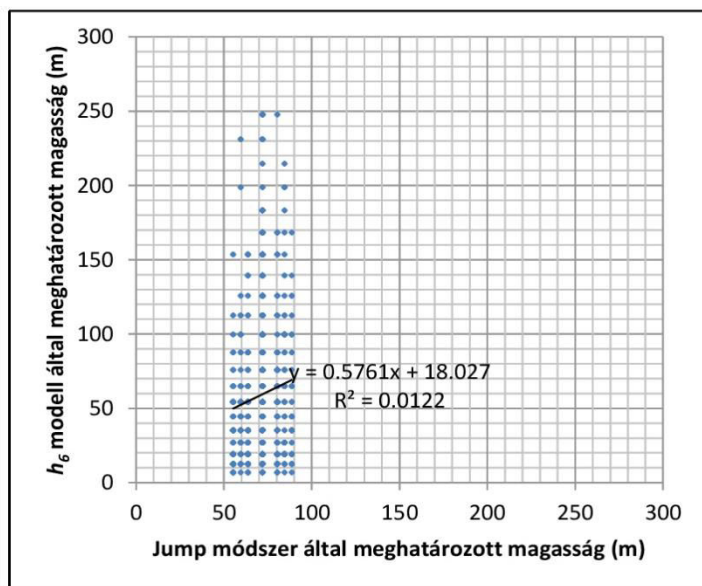
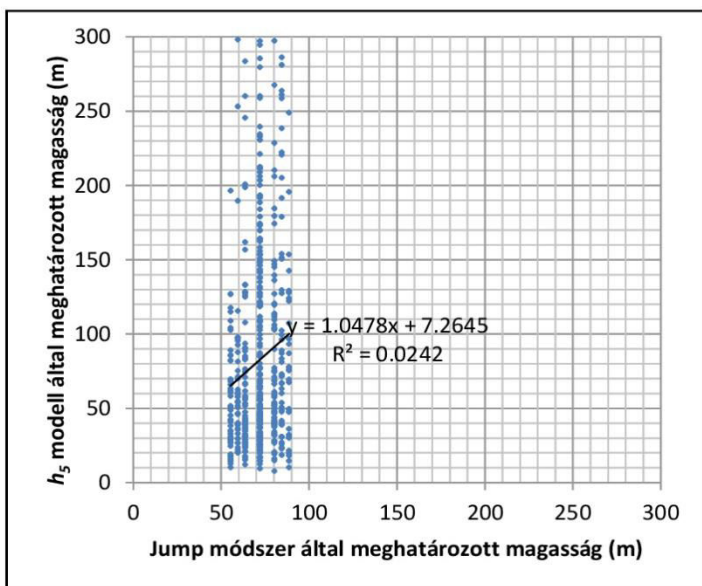
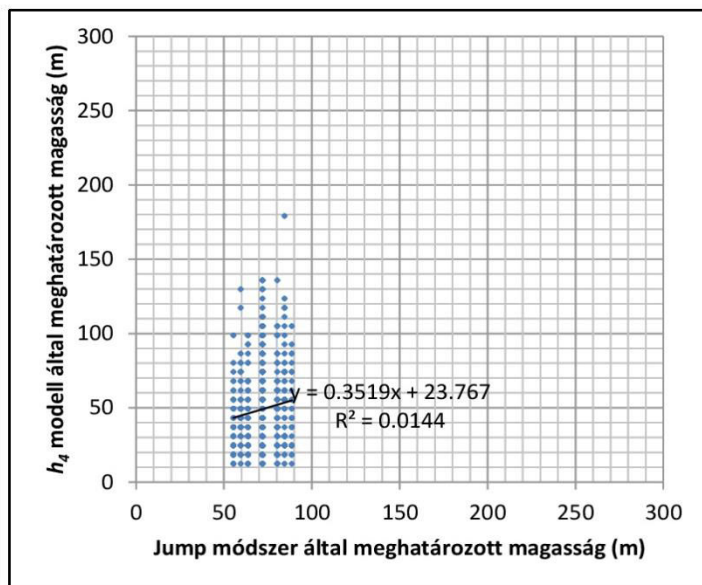
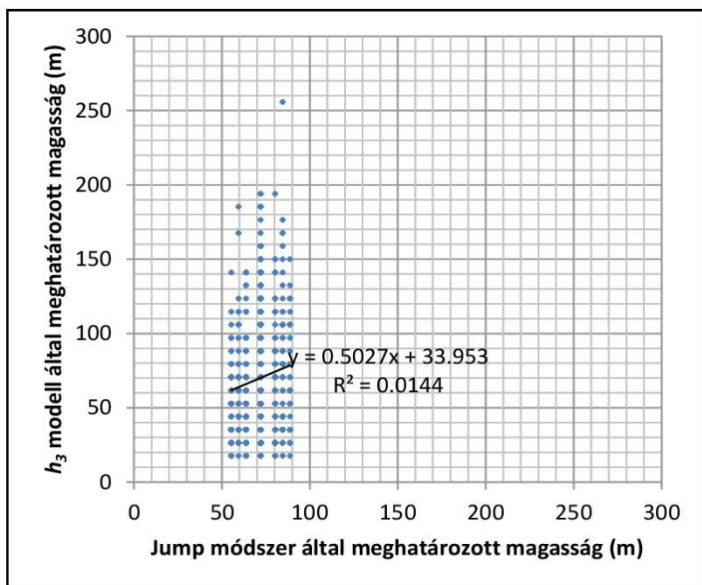
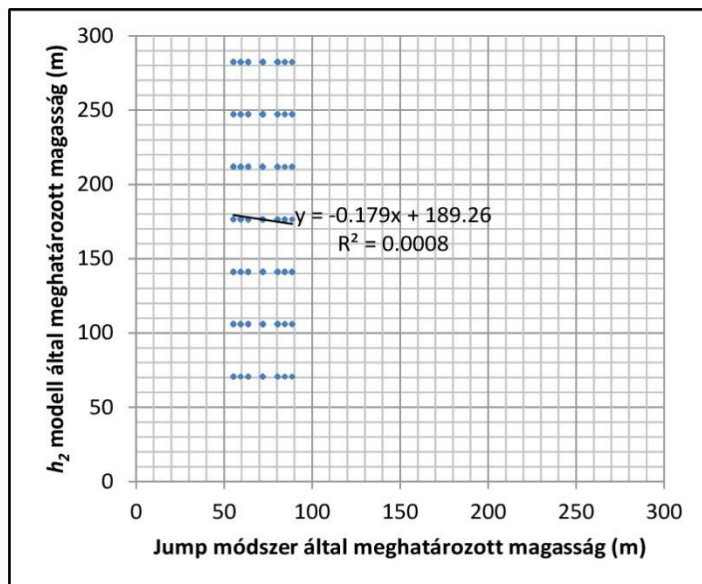
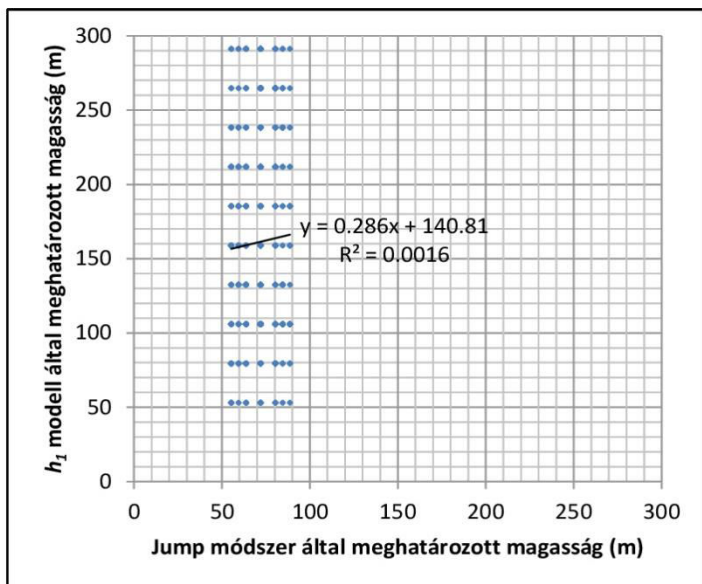
A teljes időszak alapján értelmezett legpontosabb algoritmus, azaz Zilitinkevich (2002) modellje, szintén a februári és márciusi hónapokban hozta a legjobb eredményt a méréseinkhez képest, 21,9 és 20,8 méteres RMSE értékekkel, míg a bias eredményei július és augusztus hónapokban voltak a legalacsonyabbak, rendre 2,3 és -2,7 méter. A legkedvezőbb egyenes egyenlet ennél a modellnél is februárban született, 0,7 m meredekség és 1,6 méteres metszéspont jellemzi.

Az eredmények alapján elmondható, hogy bár egyik modell sem magyarázza megfelelően 3 órás felbontásban az SBL magasságának varianciáját, hosszú időszak átlagában néhány modell reális szisztematikus hibát, és viszonylag kicsi RMSE értéket produkál. Ez alapján valószínűsíthető, hogy hosszabb időszak átlagában érdemes csak használni a modelleket, nem pedig individuális napokra.

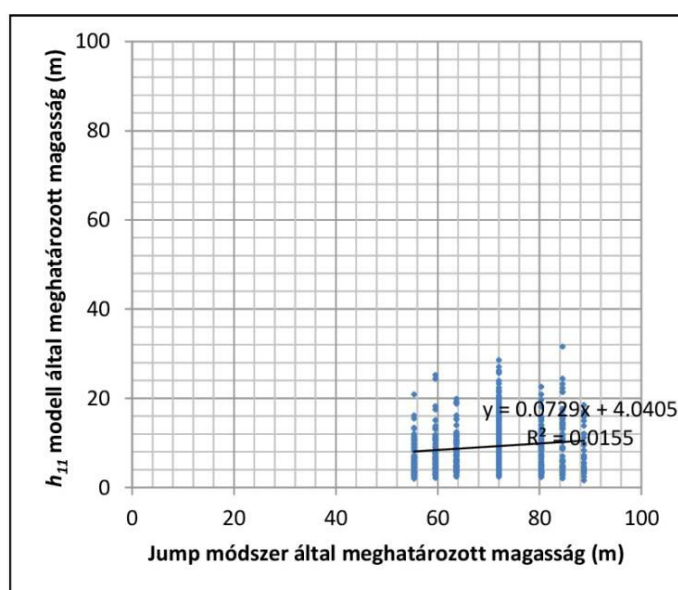
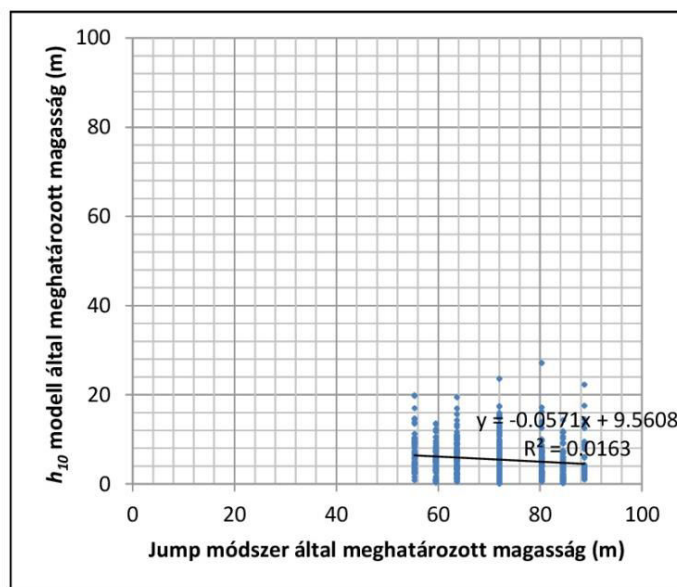
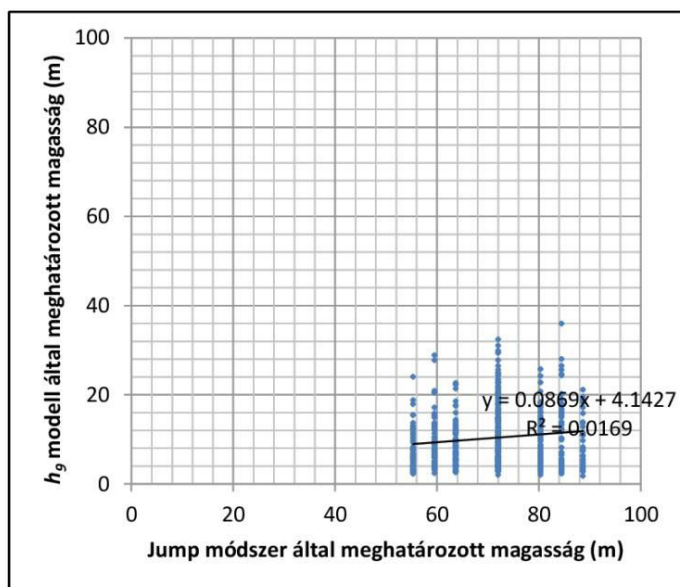
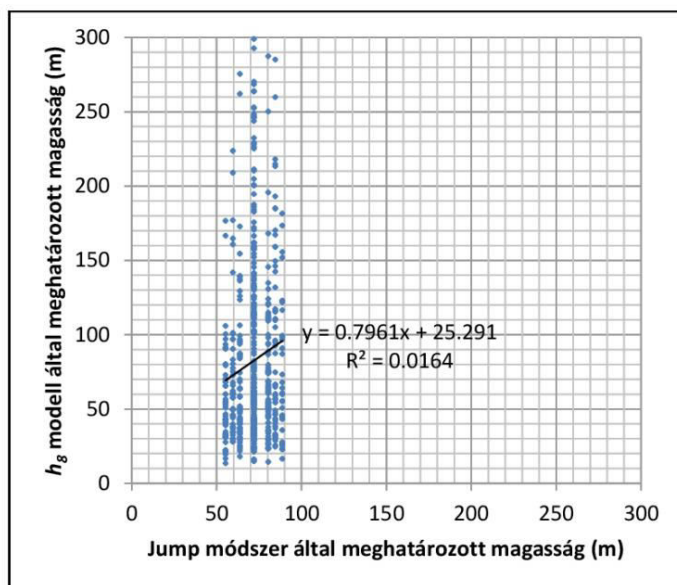
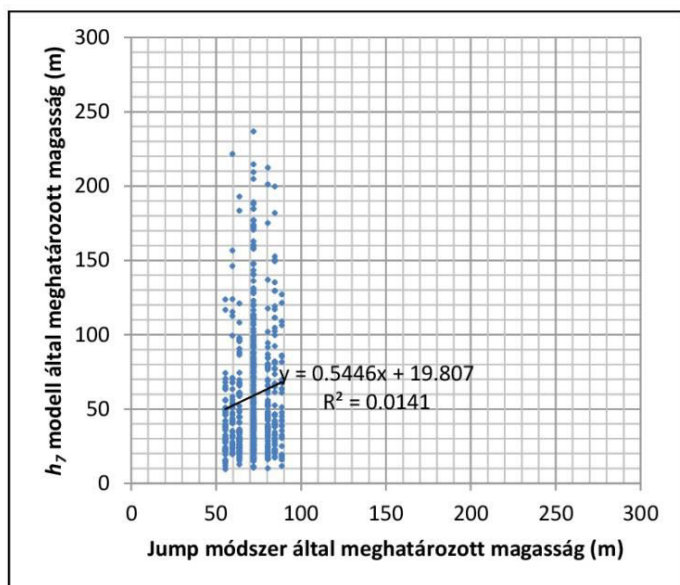
4.2.2 A modelleredménye értékelése Cabauw állomásra vonatkozóan

Cabauw állomás SBL magasságainak modellezése során szintén megszabtunk egy küszöbértéket a modelleredmények vonatkozásában, hogy azok összevethetőek legyenek a toronymagasság által megengedett legmagasabb (97 méteres) meghatározható határreteg-magassággal. A küszöbérték jelen esetben 300 m-nek lett megválasztva. Az eredményeket, a hegyhátsáli eredményekhez hasonlóan, x-y pontdiagramok és a származtatott hibastatisztikák segítségével mutatjuk be (4.2.2. ábra). Itt is feltüntettük az adatpárokat ábrázoló ponthalmazra illesztett egyenes egyenletét és a négyzetes korrelációs együtthatót. A referenciaként szolgáló jump módszer eredményeivel összehasonlított egyes modelleredményekhez tartozó szisztematikus hiba és négyzetes középérték hiba statisztikák eredményeit a 4.2. táblázat tartalmazza.

Ahogy az a pontdiagramokon is látszik, a Cabauw állomáson származtatott mérések a durvább időbeli felbontás miatt diszkrétebb eredményeket produkálnak az átlagolások után, mint Hegyhátsál esetében. A korrelációs együtthatók négyzete közel zérus minden modell esetén, így nem magyarázzák a megfigyelésekben jelen lévő varianciát. Megmutatkozik továbbá, illetve a 4.2. táblázat számértékekkel is alátámasztja, hogy a holland torony eltérő méretéből kifolyólag az alkalmazott modellek pontossága sem egyezik meg a Hegyhátsálon vizsgáltakéval. Jelen esetben már magasabb SBL magasságok is szóba jöhettek, így azon modellek is adhattak pontosabb eredményeket, melyeket nem kifejezetten erősen stabil rétegzettség esetére fejlesztettek ki.



4.2.2 ábra első része, második rész és leírás a következő oldalon



4.2.2 ábra: A különböző modellek és a referencia mérések SBL magasságra vonatkozó szórásdiagramjai

	h_1	h_2	h_3	h_4	h_5	h_6	h_7	h_8	h_9	h_{10}	h_{11}
R²	0.0016	0.0008	0.0144	0.0144	0.0242	0.0122	0.0141	0.0164	0.0169	0.0163	0.0155
bias [m]	90.1	106	-1.6	-22.6	10.7	-12.3	-12.8	10.7	-59.5	-66.1	-60.9
RMSE [m]	113.9	124.1	40	36.3	64.8	51	45.2	59.5	60.1	67	61.9

4.2 táblázat: A különböző modellek SBL magasság becslései és az erre vonatkozó méréseink összehasonlításából adódó hibastatisztikák. A legnagyobb eltérések piros, a legkisebbek zöld színnel szerepelnek.

Az első négy modell (6-9. egyenletek), melyek algoritmusai egyetlen konstans értékben tér el, egymástól lényegesen különböző eredményeket hozott. A nagyobb értékű konstanssal rendelkező első és második modell bizonyultak a legpontosabbnak. Ezt az is alátámasztja, hogy az összes modell közül a második, Monin (1970) és Clarke (1970) által alkotott modell, melynek együtthatója a Kármán-konstans (0,4), eredményezte a legmagasabb hibát az elemzés során, így szisztematikus hibája 106 méternyi átlagos felülbecslésre utal a jump módszerrel szemben, az RMSE értéke pedig 124 méteres pontatlanságra hívja fel a figyelmet. Ezzel szemben a harmadik és a negyedik modell, melyek Benkley és Schulman (1979) illetve Koracin és Berkowicz (1988) nevéhez fűződnek, osztoznak a legpontosabb hibastatisztikai eredményeken. A harmadik modell becsli legkevésbé alul az eredményeinket, 1,6 méterrel, és bár a negyedik modell bias értéke abszolút értékben ezt jóval meghaladja, a Koracin és Berkowicz modell magasságai adják a legpontosabb RMSE értékeket (36,3 méter).

A következő modell (10. egyenlet; Kitaigorodskii, 1960) esetében a hibastatisztika értékek nem adnak kimagaslóan jó eredményeket. A négyzetes korrelációs együttható nem mutat kapcsolatot a jump módszerrel készített adatsorral, a bias érték szerint átlagosan 10,7 méterrel felülbecsli azt, az RMSE értéke pedig 64,8 m. Mindezek ellenére azonban ennél a modellenél figyelhető meg, hogy az egyenes egyenlete közelít a legpontosabb egyezést jelentő $x = y$ egyenlethez, hiszen a meredekség közel 1, az y tengellyel való metszéspont pedig csak 7 méterre esik a 0-tól.

Az ezt követő modellek semmilyen tekintetben nem kiemelkedőek, a korrelációs együttható alapján nem állítható fel kapcsolat a referencia-mérésekkel szemben. Venkatram (1980) modellje 250 m-ig ad eredményeket, egyenlete a jobbák közé tartozik, 12 méteres alulbecslés és 51 méteres RMSE jellemzi. A két következő modell (12-13.

egyenlet), Zilitinkevich (1972) modelljei, közel hasonló pontossággal bírnak, annyi eltéréssel, hogy az Obukhov-hosszt tartalmazó egyenlet 12,8 méteres alulbecsléssel, míg a felszíni felhajtóerő alapján magasságot számító utóbbi modell átlagosan 10,7 méteres felülbecsléssel bír a méréseinkhez képest. RMSE értékeik rendre 45,1 m és 59,4 m.

A három utolsó modellt Pollard et al. (1973), Yu (1978) és Zilitinkevich et al. (2002) hozták létre. Közös jellemzőjük, hogy a Cabauw állomáson mért paraméterekkel számolva nem adnak 40 méternél magasabb eredményt az SBL magasságra, ezért az x-y pontdiagramokon az eddigi 300 méteres maximum helyett 100 méteres felső korlátot határoztunk meg. Korreláció ezen modellek esetén sem különbözik a nullától. Mindhárom futtatás eredményei alulbecslik a mérési adatsorunkat átlagosan közel 60 méterrel. Ugyanígy az RMSE értékek is 60 méter körüli pontatlanságra hívják fel a figyelmet. Ez a nagy mértékű eltérés azért jöhetett létre, mert a használt modellek mindegyike más és más rétegzettségi helyzetekben volt használatos, erről azonban pontos, számszerű információ nem lelhető fel a felhasznált forrásokban. Ennek a használatbeli eltérésnek tulajdonítható az is, hogy míg a hegyhátsági vizsgálatok alkalmával az ottani mérhető helyzetekből és magasságokból adódóan ezen utolsó három modellből kerültek ki a legjobb eredményt hozó adatsorok, úgy Cabauw esetében ezt már nem lehet elmondani.

A modellek kiértékelése után Cabauw állomásra is elvégeztük az éven belüli vizsgálatokat, havi statisztikákat készítve a legjobb modellek eredményeiről (4.2.1. és 4.2.2 táblázatok). A harmadik alkalmazott modell (8. egyenlet; Benkley és Schulman, 1979) áprilisban és augusztusban produkálta a legjobb bias hibaértékeket, -2,42 és 1,53 métert. RMSE értékei a januári és novemberi hónapokban ígérkeztek a legpontosabbnak, 31,9 és 31,7 méteres eltérésekkel a referencia adatsortól.

h_3	jan.	febr.	márc.	ápr.	máj.	jún.	júl.	aug.	szept.	okt.	nov.	dec.
bias [m]	-14.7	-11.2	-10	-2.4	11.9	14.6	17.9	1.5	-8	-25.5	-11.1	-7.1
RMSE [m]	31.9	35.3	33	37.4	48.3	47.1	47.8	37.2	39.7	41.4	31.7	32.6

4.2.1 táblázat: Cabauw állomásra számított és a Benkley és Schulman (1979) modell alapján becsült mérések SBL magasságra vonatkozó statisztikai mérőszámai havi bontásban. A legkisebb hibaértékeket zöld szín jelöli.

h_4	jan.	febr.	márc.	ápr.	máj.	jún.	júl.	aug.	szept.	okt.	nov.	dec.
bias [m]	-31.6	-29.8	-28.4	-23.2	-13.3	-10.9	-9.5	-20	-27.2	-39.2	-28.8	-26.3
RMSE [m]	38.2	38.4	35.9	35.7	35.7	33.3	32.9	33.1	38.9	45.7	35.9	34.9

4.2.2 táblázat: Cabauw állomásra előrejelzett és Koracin és Berkowicz (1988) modell alapján becslült mérések SBL magasságra vonatkozó statisztikai mérőszámai havi bontásban. A legkisebb hibaértékeket zöld szín jelöli.

A 9. egyenlet szerinti modellfuttatás (Koracin és Berkowicz, 1988) átlagosan júniusban és júliusban becsülte legkevésbé alul a méréseinket 10,9 és 9,5 méterrel. Ehhez a modellhez tartozó RMSE értékek júliusban és augusztusban bizonyultak a legpontosabbnak, 32,9 és 33,2 méteres eredményekkel. A havi bontásban készített korrelációs statisztikák egyenletei közül a Benkley és Schulman (1979) modell augusztusi adatsora adta a legkedvezőbb egyenletet, 0,68 meredekséggel és 27,3 m metszésponttal. Ennél jobbnak bizonyult a Koracin és Berkowicz modell júniusi hónapokra vonatkozó egyenesének egyenlete, mely a referencia adatsorral egy 0,7 meredekségű és 10,3 m y tengellyel való metszéspontú képletet eredményezett.

A 10. egyenlet alapján lefuttatott modell (Kitaigorodskii, 1960) a referencia mérésekkel való összevetés után bár az $x=y$ összefüggéshez jobban közelítő egyenlettel rendelkezett a többihez képest, havi statisztikai nem hoztak kiemelkedően jó eredményt sem az egyenes egyenleteket, sem a statisztikai mérőszámokat tekintve.

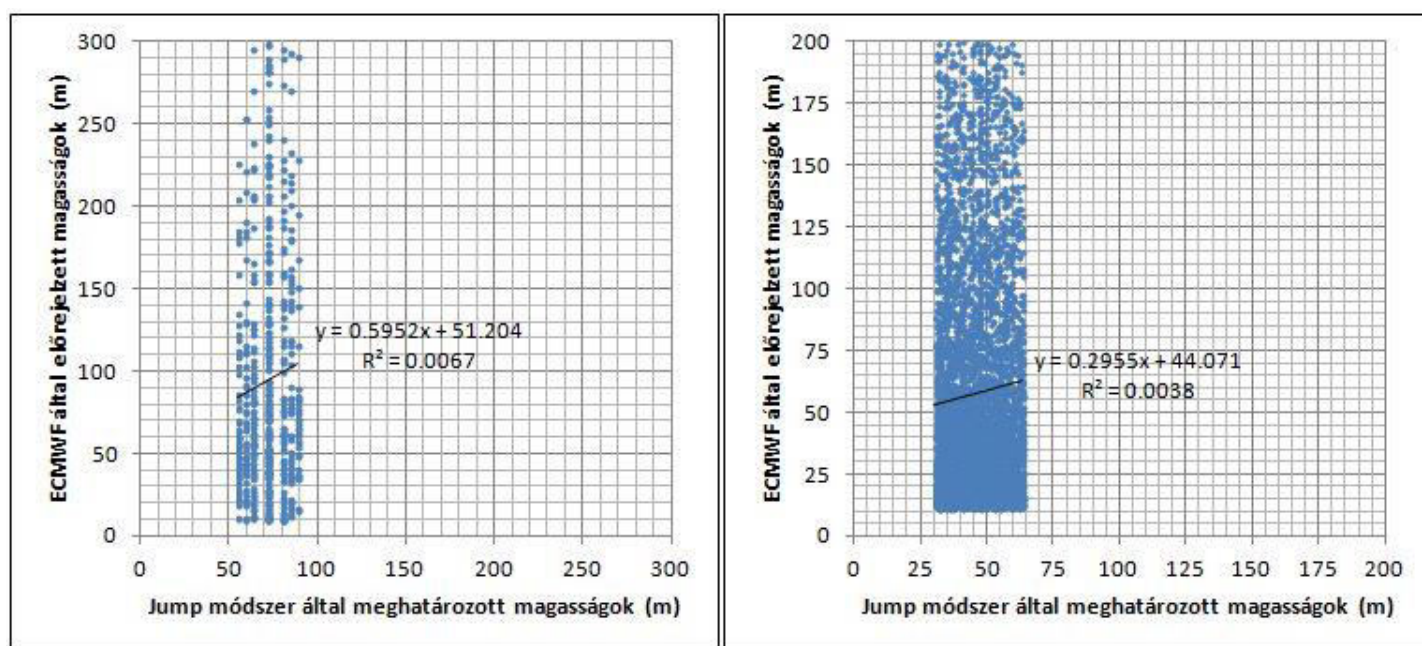
4.3 Az ECMWF által becsült SBL magasság adatok kritikai elemzése

A 3.4. fejezetben foglaltak szerint az ERA Interim adatbázisból rövid távú előrejelzésen alapuló határréteg magasság adatokat töltöttünk le a mérésekhez is használt időszakokra vonatkozóan. Munkánkhoz Hegyhátsál és Cabauw állomásokhoz legközelebb eső rácspontokban, $0,75^\circ \times 0,75^\circ$ -os felbontással, 0 és 12 UTC-kor indított előrejelzések alapján, rendre +3, +6, +9 és +12 órás előrejelzési időpontokra kértünk le adatokat. Az így kapott eredmények rácspontjai az ERA Interim adatbázisa alapján Hegyhátsál esetén az állomástól 34 km-re, a Cabauw toronytól pedig 33 km-re esnek. Ezeket az eredményeket a 4.2. fejezetben használt statisztikai módszerek alapján vizsgáltuk. A Hegyhátsálra vonatkozó 200 méteres, és a Cabauw állomásra használt 300 méteres maximalizált

magasságokat ismét alkalmaztuk. A legkisebb és legnagyobb jump módszerrel mért magasságokat itt is kiszűrtük az adatsorból (lásd 4.1. fejezet), és így vetettük össze a reanalízis értékekkel.

Elkészítettük az adatsorokhoz tartozó x-y pontdiagramokat, melyeket a 4.3.1. ábra szemléltet. Az adatsorok között sem az illesztett egyenes egyenlete, sem a négyzetes korrelációs együttható nem mutat összefüggést. A bias értéke azonban mindössze 12,6 méter, ami a modellekhez képest a legpontosabbakkal veszi fel a versenyt. Az RMSE értéke 48,4 méter, mellyel szintén a jobb modellekhez hasonlítható.

A 4.3.1. ábra bal oldalán a Cabauw állomásra vonatkozó magasság értékekkel vetettük össze a mérési adatsorunkat. Az illesztett egyenes egyenlete a meredekséget tekintve közelebb esik az elvárt $x = y$ egyenlethez, azonban a hibastatisztikai értékek rosszabbak, mint Hegyhátsál esetén. A szisztematikus hiba szerint az előrejelzések 22,3 méterrel felülbecslik a méréseket, a pontatlanság értéke az RMSE szerint pedig 72,9 méter. Ezen értékeknél a legtöbb alkalmazott modell pontosabb eredményeket adott a mérésekhez viszonyítva.



4.3.1 ábra: A Cabauw (balra) és Hegyhátsál (jobbra) állomásra az Interim adatbázis által becsült értékek és a referencia mérések SBL magasságra vonatkozó szórásdiagramjai

Az ECMWF eredményekről is készítettünk havi összehasonlítást a referencia adatsorral. A hibastatisztika értékek Cabauw állomás esetén a márciusi és októberi

hónapokban hozták a legjobb eredményt (4.3.1. táblázat). Ezen hónapokban a szisztematikus hiba szerint a modell 5 méterrel, illetve 6,9 méterrel alulbecsülte méréseinket. Az RMSE értékek januárban és márciusban voltak a legalacsonyabbak (55 és 57,5 méter). Hegyhátsálra ugyanezek a statisztikák (4.3.2. táblázat) a márciusi és októberi hónapokban hozták a legpontosabb értékeket, mind a szisztematikus hibát, mind a négyzetes középérték hibát tekintve. Ezek márciusban átlagosan 4,6 méteres felülbecslést, 36,5 méteres RMSE pontatlanságot, októberben 0,8 méteres felülbecslést és 40,3 méteres RMSE hibát jeleznek. Ezen hónapok egybeesnek, és így ok-okozati összefüggésben is állhatnak a Kárpát–medencében évente előforduló leggyakoribb talajközeli inverziós helyzetek kora tavaszi és őszi időszakával (Cséki, 2010).

	jan.	febr.	márc.	ápr.	máj.	jún.	júl.	aug.	szept.	okt.	nov.	dec.
bias [m]	13.9	30	-5	14.75	27.2	29	46.5	24	16.4	-6.9	19.6	50.7
RMSE [m]	55	87.4	57.5	70.5	69.1	82.7	93.9	68.8	68.1	65.7	64.4	92.4

4.3.1 táblázat: Cabauw állomásra előrejelzett és a referencia mérések SBL magasságra vonatkozó statisztikai mérőszámai havi bontásban. A legkisebb hibaértékeket zöld szín jelöli.

	jan.	febr.	márc.	ápr.	máj.	jún.	júl.	aug.	szept.	okt.	nov.	dec.
bias [m]	18.8	11.7	4.6	16.4	19.8	12	15.6	11.1	12.8	0.8	10.7	20.3
RMSE [m]	50.5	44.7	36.5	48.3	54.2	48.6	53.3	49.4	48.5	40.3	45	51.7

4.3.2 táblázat: Hegyhátsál állomásra előrejelzett és a referencia mérések SBL magasságra vonatkozó statisztikai mérőszámai havi bontásban. A legkisebb hibaértékeket zöld szín jelöli.

5. Összefoglalás

Diplomamunkámban a stabil éjszakai határréteg magasságának meghatározásával foglalkoztam. A határréteg szerkezetének vizsgálata alapvető fontosságú, hiszen magassága befolyásolja a felszínközeli légrétegben a szennyezőanyagok koncentrációját is. A kidolgozott, objektív SBL magasság módszer tudomásunk szerint új, mivel nem találtunk hasonló publikált módszert a szakirodalomban. Egyedül Yi és munkatársai (2001) dolgoztak hasonló elvek alapján, azonban az ő esetükben a magasságokat szubjektív módon állapították meg (C. Yi, személyes kommunikáció).

A felhasznált mérőtornyok kialakítása (a mérési szintek száma, és azok magassága) korlátozta a módszerünk alkalmazhatóságát, aminek következtében csak erősen stabil légrétegzettség esetén tudtuk becsülni a stabil éjszakai határréteg magasságát.

Munkánk során az alkalmazott algoritmus alapján a két helyszínrre elkészült adatsorokat különféle statisztikai módszerek segítségével összehasonlítottuk mind a szakirodalomban fellelhető módszerekkel szimulált, mind az ECMWF ERA Interim reanalízis adatbázisából kinyert SBL magasság adatsorokkal. Referencia adatsoraink egyik modellel sem mutattak szoros összefüggést (a korrelációs együttható négyzete minden esetben közel nullának adódott), vagyis a modellek nem magyarázták a megfigyeléseken alapuló adatsorban lévő varianciát. A további statisztikai mérőszámok alapján azonosítani tudtuk a használhatóbb modelleket.

Hegyhátsál állomás mérőtornya alapján készített referencia adatsorhoz képest a legjobbnak Pollard et al. modellje (1973, 14. egyenlet) és a 2002-es, Zilitinkevich-től származó modell (16. egyenlet), illetve az ECMWF előrejelzései adódtak mind RMSE, mind bias tekintetében. A szisztematikus hiba szerint ezen modellek a teljes időszakra vonatkozóan csupán néhány métert tévednek a mért SBL magasságokhoz képest. Az RMSE értékek ennél jóval pontatlanabb értéket mutatnak. A felhasznált modellek közül Cabauw állomásra számolt SBL magasságokhoz viszonyítva a hegyhátsáli eredménytől eltérően Benkley és Schulman (1979, 8. egyenlet) illetve Koracin és Berkowicz (1988, 9. egyenlet) modelljei adták a legjobb eredményt a teljes időszakot vizsgálva. Előbbi átlagosan néhány méterrel alulbecsli az SBL magasságot, utóbbi RMSE értékeket tekintve rosszabb eredményt ad. A hegyhátsáli legjobb eredményt hozó két modell Cabauw

állomáson a rosszul teljesítő modellek közé sorolható, ami a modellek eltérő alkalmazhatóságára utal. Az ERA Interim reanalízis adatok Cabauw állomáson bias értékükkel átlagos modellnek számítanak a többi modellhez képest, míg RMSE értékükkel a legpontatlanabbak közé sorolhatóak.

A legjobb eredményt produkáló modelleket havi bontásban is vizsgáltuk. Az eredmények alapján megállapítható, hogy a havi bontás után a szóban forgó modellek a legjobb magasságbecsléseket az év azon hónapjaiban adták, mikor a legnagyobb a felszínközeli inverzió, azaz az erősen stabil rétegzettség kialakulásának valószínűsége. A módszertani korlátok miatt a továbbiakban érdemes lenne kiterjeszteni a méréseinket a légkör magasabb tartományaiban is, vagyis szükség lenne olyan mérőtorony adatainak a használatára, amelyek magasabbak.

A modell kidolgozása és vizsgálata alapot jelenthet a további, stabil éjszakai határréteggel kapcsolatos kutatások számára, mely fontos tudományos és légszennyezettségi, illetve közegészségügyi szempontból is.

Köszönetnyilvánítás

Elsőként természetesen szeretném megköszönni, témavezetőmnek, Barcza Zoltánnak, hogy a végsőig teljes odaadással segítette munkám. Türelmével, tudásával nagyban hozzájárult dolgozatom elkészültéhez, mindig elérhető és segítőkész volt. Az e-mailjeimre egy szusszanásnyi időt sem hagyva, percek alatt válaszolt. Ha esetleg nem jutottunk előre azonnal, akkor is motivált kedves üzenetekkel.

Köszönöm a többi tanszéki oktatónak is, hogy segítették az előre jutást! Köszönet Mészáros Robinak, aki mindig segített, hogy vajon merre lehet Zoli, emellett együttérző és szellemes volt a konzultációk alkalmával, a nagy koncentráció közepette megszínesítette azokat. Köszönet Breuer Hajninak, aki mindig minden határidőről akár többször is figyelmeztetett minket, segítőkész, és gondoskodó volt a félévek során. Nagyon köszönöm Kristóf Erzsinek, hogy bármikor lehetett hozzá fordulni segítségért!

Köszönöm továbbá barátaimnak és csoporttársaimnak, hogy meghallgatták panaszkodásom, megértően és együttérzően tartották bennem a lelket. Legfőképpen köszönöm Eszternek, aki minden alkalommal készséggel megkérdezte, írjuk-e együtt aznap a szakdolgozatot, vagy lelkifurdalást keltett bennem, hogy én éppen nem azzal foglalkozom; de olyankor is ott volt, és lehetett rá számítani, amikor kikapcsolódásra, pihenésre volt szükség. Köszönöm még Ritának is, aki bármikor felvidített sziporkázó megjegyzéseivel a félévek folyamán.

Köszönettel tartozom Danielle Dinther, Arnoud Frumau, Arjan Hensen meteorológusoknak, akik azzal segítették munkánkat, hogy rendelkezésünkre bocsátották a Cabauw toronymérések adatait.

Szeretném megköszönni a támogatást családomnak, nagyszüleimnek is! Nyugalmat, szeretetet, bizalmat és sok időt biztosítottak dolgozatom megírásához. Köszönöm még a barátomnak, Macinak, aki hasonló okokból kifolyólag bármikor kapható volt egy kis tanulásra, szakdolgozat írásra. Az ő szorgalma is motivált, de főleg az együtt töltött napok tartották bennem a lelket a további asztalhoz üléshez.

Köszönöm Atesz bának, hogy rávett a futásra, így az utolsó félévben bármikor lelkiismeret furdalás nélkül felkelhettem a dolgozat fölé, és kitisztíthattam a fejem. Ugyan ez igaz Liza kutyára, aki mindennapos munkát biztosított, rendre kihúzta a slagot a kertben, ellopott, szétrágott, kiásott ezt-azt, hogy mikor éppen eleget dolgoztam az írással, legyen mit csinálnom a rövid pihenőben.

Hálás vagyok azért is, hogy a lassan 10 éves laptopom nem mondta fel a szolgálatot!

Irodalomjegyzék

- Andreas, E. L., Claffey, K. J., Mahshtas, A. P., 2000. Low-level atmospheric jets and inversions over the western weddell sea. *Boundary-Layer Meteorology*, 97, 459–486.
- Arya, S. P., 1999. *Air Pollution Meteorology And Dispersion*. Oxford University Press, New York, pp 320.
- Arya, S. P., 2001. *Introduction to Micrometeorology*. Academic Press, San Diego, pp 420. doi: 10.1017/S0022112003227063
- Banta, R. M., Newsom, R. K., Lundquist, J. K., Pichugina, Y. L., Coulter, R. L., Mahrt, L., 2002. Nocturnal lowlevel jet characteristics over kansas during CASES-99. *Boundary-Layer Meteorology*, 105, 221–252.
- Barcza, Z., Kern, A., Haszpra, L., Kljun, N., 2009. Spatial representativeness of tall tower eddy covariance measurements using remote sensing and footprint analysis. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149, 795–807. doi: 10.1016/j.agrformet.2008.10.021
- Benkley, C. W., and Schulman, L. L., 1979. Estimating hourly mixing depths from historical meteorological data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 18, 772–780.
- Beyrich, F., Weill, A., 1993. Some aspects of determining the stable boundary layer depth from sodar data. *Boundary-Layer Meteorology*, 63, 97–116.
- Blackadar, A. K., 1957. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 38, 283–290.
- Bodolainé, I., Bodolainé Jakus, E., 1970. A jet model of the warm sector. *Időjárás*, 239–244.
- Bradley, R. S., Keimig, F. T., and Diaz, H. F., 1993. Recent changes in the North American Arctic boundary layer in winter. *Journal of Geophysical Research*, 98, 8851–8858. doi: 10.1029/93JD00311
- Caughey, S. J., Wyngaard, J. C., Kaimal, J. C., 1979. Turbulence in the evolving stable boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36, 1041–1052.
- Clarke, R. H., 1970. Observational studies in the atmospheric boundary layer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96, 91–114.
- Clarke, R. H., Dyer, A. J., Brook, R. R., Reid, D. G., Troup, A. J., 1971. Wangara experiment: boundary layer data. *Division Meteorological Physics, CSIRO Australia*, pp 316.
- Cséki, G., 2010. Inverziós helyzetek kialakulása a Kárpát-medencében. Diplomamunka, ELTE TTK Meteorológia tanszék, Témavezető: Dr. Bonta Imre, pp 32.
- Dai, C. Y., Gao, Z. Q., Wang, Q., Cheng, G., 2011. Analysis of atmospheric boundary layer height characteristics over the Arctic Ocean using the aircraft and GPS soundings. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 4, 124–130.

Dai, C., Wang, Q., Kalogiros, J. A., Lenschow, D. H., Gao, Z., Zhou, M., 2014. Determining Boundary-Layer Height from Aircraft Measurements. *Boundary-Layer Meteorology*, 152, 277. doi: 10.1007/s10546-014-9929-z

Deardorff, J. W., 1972. Parameterization of the planetary boundary layer for use in general circulation models. *Monthly Weather Review*, 100, 93–106.

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., Berg, L. van de, Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., Rosnay, P. de, Tavolato, C., Thépaut, J.-N., Vitart, F., 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, pp 137. doi: 10.1002/qj.828.

Derbyshire, S. H., 1990. Nieuwstadt's stable boundary layer revisited. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 116, 127–158.

Dobos, L., 2005. Léggör radon-koncentrációjának kapcsolata a határrétegbeli folyamatokkal. Országos Tudományos Diákkonferencia Dolgozat, ELTE Természettudományi Kar, Budapest, Témavezetők: Horváth Ákos, Weidinger Tamás, pp 31.

Domokos, E., Somogyi, V., Yuzhakova, T., Lakó, J., 2014. Levegőtisztaság-védelem és klímakutatás. Pannon Egyetem, Környezetmérnöki Intézet, 9.2 fejezet

Foken, T., 2006. 50 years of the Monin–Obukhov similarity theory. *Boundary-Layer Meteorology*, 119, 431–447. doi:10.1007/s10546-006-9048-6.

Foken, T., 2006. *Angewandte Meteorologie*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp 325.

Garcia, O. V., 2012. Determination of the correlation between turbulence intensity and acoustic noise level – two clockwise – turning rotors case. Master Thesis, Politechnika Łódzka, Łódz (Supervisor: Jaroslaw Blaszcak, Ph.D.) pp 66.

Gelencsér, A., Molnár, Á., Imre, K., 2012. Levegőkörnyezet és az emberi tevékenység. Pannon Egyetem, Veszprém, 7-12.

Gelencsér, A., Molnár, Á., Imre, K., 2012. Az éghajlatváltozás okai és következményei. Pannon Egyetem, Veszprém, 10.2 fejezet

Goulden, M. L., Munger, J. W., Fan, S. M., Daube, B. C., Wofsy, S. C., 1996. Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: Methods and a critical evaluation of accuracy. *Global Change Biology*, 2, 169-182. doi: 10.1111/j.1365-2486.1996.tb00070.x

Grace, J., Malhi, Y., Lloyd, J., McIntyre, J., Miranda, A. C., Meir, P., Miranda, H. S., 1996. The use of eddy covariance to infer the net carbon dioxide uptake of Brazilian rain forest. *Global Change Biology*, 2, 209-217. doi: 10.1111/j.1365-2486.1996.tb00073.x

Hanna, S. R., 1969. The thickness of the planetary boundary layer. *Atmospheric Environment*, 3, 519-536.

Haszpra, L., 1999b. On the representativeness of carbon dioxide measurements. *Journal of Geophysical Research*, 104D, 26953-26960. doi: 10.1029/1999JD900311

Haszpra, L., 2000. A légköri szén-dioxid-koncentráció méréseinek újabb eredményei. *Magyar Tudomány: A Magyar Tudományos Akadémia lapja* 2000/2, Kutatás és környezet

Haszpra, L., Barcza, Z., 2001a. A magyarországi légkör/bioszféra szén-dioxid fluxusmérések eredményei. Fizikai Szemle, 2001/2, 50-52.

Haszpra, L., Barcza, Z., 2001b. A bioszféra és a légkör közötti szén-dioxid-csere Magyarországon. Magyar Kémikusok Lapja, 56, 423-425.

Haszpra, L., Barcza, Z., Bakwin, P. S., Berger, B. W., Davis, K. J., Weidinger, T., 2001. Measuring system for the long-term monitoring of biosphere/atmosphere exchange of carbon dioxide. Journal of Geophysical Research, 106D, 3057-3070.

Haszpra, L., Barcza, Z., Davis, K. J., Tarczay, K., 2005. Long-term tall tower carbon dioxide flux monitoring over an area of mixed vegetation. Agricultural and Forest Meteorology, 132, 58-77. doi: 10.1016/j.agrformet.2005.07.002

Haszpra, L., Barcza, Z., Tarczay, K. N., 2008. A bioszféra szerepe a légkör szén-dioxid tartalmának alakulásában. OTKA T042941, Zárójelentés.

Huzsvai, L., 2005. Az agroökológia modellezés technikája. Debreceni Egyetem Agrártudományi Centrum, pp 18.

Hyun, Y.-K., Kim, K.-E., Ha, K.-J., 2005. A comparison of methods to estimate the height of stable boundary layer over a temperate grassland. Department of Atmospheric Sciences, 30., Pusan National University, South Korea, 11.

IPCC, 2007. Summary for Policymakers. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., Manning, D. Q., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor M., Miller H. L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. pp 88.

Kataoka, T., Yunoki, E., Shimizu, M., Mori, T., Tsukamoto, O., Ohhashi, Y., Sahashi, K., Maitani, T., Miyashita, K., Fujikawa, Y., Kudo, A., 1998. Diurnal Variation in Radon Concentration and Mixing-Layer Depths. Boundary-Layer Meteorology, 89, 225-250. doi: 10.1023/A:1001739424400

Kitaigorodskii, S. A., 1960. On the computation of the thickness of the wind-mixing layer in the ocean. Izvestiya Akademii Nauk SSR, Seriya Fizicheskaya, 3, 425-431.

Kitaigorodskii, S. A., and Joffre, S. M., 1988. In search of simple scaling for the heights of the stratified atmospheric boundary layer. Tellus, 40A, 419-433.

Koracin, D., Berkowicz, R., 1988. Nocturnal boundary layer height: observations by acoustic sounders and predictions in terms of surface layer parameters. Boundary-Layer Meteorology, 43, 65-83.

Kosovic, B., Curry, J. A., 2000. A large eddy simulation study of a quasi-steady, stably stratified atmospheric boundary layer. Journal of the Atmospheric Sciences, 57, 1052-1068.

Kosovic, B., Lundquist, J. K., 2004. Influences on the height of the stable boundary layer as seen in LES, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, CA. Atmospheric Science Division. 4.20

Lagzi, I., Mészáros, R., Gelybó, Gy., Leelőssy, Á., 2013. Atmospheric Chemistry, Eötvös Loránd Tudományegyetem, 1.5 fejezet

Lajos T., 1992. Az áramlástan alapjai. Előadási jegyzet. Budapesti Műszaki Egyetem Áramlástan Tanszék, Budapest, pp 106.

- Lenschow, D. H., Li, X. S., Zhu, C. J., Stankov, B. B., 1988. The stably stratified boundary layer over the Great Plains. I. Mean and turbulent structure. *Boundary-Layer Meteorology*, 42, 95–121. doi:10.1007/BF00119877
- Li, W., 2013. Stable Boundary Layer Height Parameterization: Learning from Artificial Neural Networks. Department of Marine, Earth, and Atmospheric Sciences, North Carolina State University, Raleigh, USA, 3, 523-531.
- Mahrt, L. J. Sun, Blumen W., Delaney T., Oncley S., 1998. Nocturnal Boundary-Layer Regimes. *Boundary-Layer Meteorology*, 88, 255–278. doi: 10.1023/A:1001171313493
- Melgarejo, J. W., Deardorff, J. W., 1974. Stability functions for the boundary layer resistance laws based upon observed boundary layer heights. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31, 1324–1333. doi: 10.1175/1520-0469(1974)031<1324:SFFTBL>2.0.CO;2
- Monin, A. S., 1970. The atmospheric boundary layer. *Annual Review of Fluid Mechanics*, Annual Reviews, Inc., 225-250.
- Pollard, R. T., Rhines, P. B., Thompson, R. O. R. Y., 1973. The deepening of the wind-mixed layer. *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*, 3, 381–404.
- Rossby, C. G., Montgomery, R. B., 1935. The layer of frictional influence in wind and ocean currents. *Papers in Physical Oceanography and Meteorology*, 3, 1–101.
- Sárváry, A., 2011. Környezetegészségtan. Debreceni Egyetem, Debrecen, 53-81.
- Seibert, P., Beyrich, F., Gryning, S. E., Joffre, S., Rasmussen, A., and Tercier, P., 1998. Mixing height determination for dispersion modelling. COST Action 710 Final Report, pp 121.
- Shapiro, A., Fedorovich, E., 2011. Analytical description of a nocturnal low-level jet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136, 1255-1262.
- Staudt, K., 2006. Determination of the atmospheric boundary layer height in complex terrain during SALSA 2005. Diploma thesis in Geoecology, (Supervisor: Thomas Foken), Department of Micrometeorology University of Bayreuth, pp 112.
- Stull, R. B., 1988. *An Introduction To Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 2-70., 499-545. doi: 10.1007/978-94-009-3027-8
- Stull, R. B., 2009. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht, Netherlands, Springer Science + Business Media B. V. pp 670.
- Sutton, O. G. 1953. *Micrometeorology*, McGraw-Hill, New York, pp 333. doi: 10.1002/qj.49707934125
- Szintai, B., 2010. Improving the Turbulence Coupling between High Resolution Numerical Weather Prediction Models and Lagrangian Particle Dispersion Models. PhD Thesis. (Supervisor: Marc Parlange), Environmental Fluid Mechanics Laboratory, pp 142.
- Troen, I and Mahrt, L., 1986. A simple model of the atmospheric boundary layer; sensitivity to surface evaporation. *Boundary-Layer Meteorology*, 37, 129-148. doi: 10.1007/BF00122760
- Ulden, A. P. van, Wieringa, J., 1996. Atmospheric boundary layer research at Cabauw. *Boundary Layer Meteorology*, 78, 39-69.

- Venkatram, A., 1980. Estimating the Monin Obukhov length in the stable boundary layer for dispersion calculations. *Boundary-Layer Meteorology*, 19, 481-485.
- Vickers, D., Mahrt, L., 2004. Evaluating Formulations of Stable Boundary Layer Height. *Journal of Applied Meteorology*, 1736/43, 17.
- Wenhardt, T., 2009. Hegyhátsál térségében végzett repülőgépes mérések feldolgozása és elemzése. Diplomamunka: ELTE TTK Meteorológia Tanszék, Témavezetők: dr. Barcza Zoltán, dr. Haszpra László, pp 44.
- Wexler, H., 1961, A boundary layer interpretation of the low level jet. *Tellus* 13, 368–378.
- Yamada, T., 1976. On the similarity functions A, B and C of the planetary boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33, 781–793. doi: 10.1175/1520-0469(1976)033<0781:OTSFAO>2.0.CO;2
- Yamada, T., 1979. Prediction of the nocturnal surface inversion height. *Journal of Applied Meteorology*, 18, 526-531.
- Yi, C., Davis, K. J., Berger, B. W., 2001. Long-term observations of the dynamics of the continental planetary boundary layer. *Journal Of Atmospheric Sciences*, 58, 1288
- Yu, T., 1978. Determining height of the nocturnal boundary layer. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 17, 28-33.
- Zilitinkevich, S. S., 1972. On the determination of the height of the Ekman boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 3, 141-145.
- Zilitinkevich, S., 1989. Velocity profiles, resistance law and dissipation rate of mean flow kinetic energy in a neutrally and stably stratified planetary boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 46, 367–387.
- Zilitinkevich, S., Baklanov, A., Rost, J., Smedman, A. S., Lykosov, V., and Calanca, P., 2002. Diagnostic and prognostic equations for the depth of the stably stratified Ekman boundary layer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128, 25–46.

Internetes források

- [1] Pattison, M.J., 2011. Friction velocity, Thermopedia, doi: 10.1615/AtoZ.f.friction_velocity:
<http://www.thermopedia.com/content/790/>
- [2] Cabauw időjárési archívum:
http://rp5.co.uk/Weather_archive_in_Cabauw
- [3] Hegyhátsál időjárési archívum:
<http://www1.wetter3.de/Archiv/>