

Eötvös Loránd Tudományegyetem  
Földrajz- és Földtudományi Intézet  
Meteorológiai Tanszék

# **Bright band azonosítási módszer kidolgozása az OMSZ radaradatainak felhasználásával**

DIPLOMAMUNKA



Készítette:

**Hajnal Erika Zsuzsanna**  
Meteorológus mesterszak  
Előrejelző szakirány

Témavezetők:

**Steib Roland, Szegedi Csaba**  
Országos Meteorológiai Szolgálat

Belső konzulens:

**Mészáros Róbert**  
ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2015



# Tartalom

Bevezetés .....	3
1. Radar, mint meteorológiai távérzékelési eszköz .....	4
1.1. Távérzékelés .....	4
1.2. A hazai radarmeteorológia története .....	5
1.3. A radar részei .....	7
1.4. Mérési tulajdonságok .....	7
1.5. Radaregyenlet .....	8
1.6. Doppler-radarok .....	12
1.7. Polarizációs radarmérések .....	13
1.7.1. Különbségi reflektivitás .....	14
1.7.2. Lineáris depolarizációs hányados .....	15
1.7.3. Specifikus terjedési fáziskülönbség .....	15
1.7.4. Kereszt-korrelációs együttható .....	16
2. A bright band jelenség és vizsgálata .....	18
2.5. A bright band jelenség .....	18
2.6. Európai helyzetkép .....	24
2.7. Nemzetközi eljárások, módszerek .....	25
3. Felhasznált adatok és módszerek .....	31
3.1. Felhasznált mérési adatok .....	31
3.2. Az olvadási réteg vizsgálatának módszere .....	34
4. Az azonosítási algoritmus kidolgozásának lépései, eredmények .....	35
Összefoglalás .....	53
Köszönetnyilvánítás .....	54
Irodalomjegyzék .....	55



# Bevezetés

A meteorológia tudományának fejlődésében mérföldkő volt a radarokkal történő időjárás megfigyelés kezdete, hiszen számos új információval szolgált a csapadék területi elhelyezkedéséről, majd később annak intenzitásáról, halmazállapotáról.

Az időjárás radar (Radio Detection And Ranging) egy aktív távérzékelési módszer, hiszen egy olyan rádiótechnikai eszközről van szó, amely nagy energiájú elektromágneses impulzusokat bocsát ki, ezek az útvonalukba kerülő akadályokon szóródnak, illetve visszaverődnek. A visszavert jeleket detektálva juthatunk információhoz az akadályt jelentő objektum méretéről, mozgásáról és visszaverési képességeiről.

A meteorológiai radarok mérési eredményeinek a felhasználásával került sor egy olyan algoritmus megalkotására, amely nagy biztonsággal detektálja az olvadási réteget, meghatározva annak vastagságát, ezáltal lehetővé téve az itt keletkező hibás mérési eredmények kiszűrését. A modern, duál-polarizációs mérési technikával rendelkező műszerek erre még inkább alkalmasak, mint elődjeik. Mára az Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) mérési hálózatát négy, duál-polarizációs mérésekre is alkalmas, Doppler-radar alkotja.

Az olvadási réteg a 0°C-os izoterma közelében található, itt kezdődik el a hókristályok megolvadása. Az olvadás sajátos fizikai folyamata miatt az ezekről a csapadékelemekről történő visszaverődés irreális, túl magas értékeket produkál a radarképeken, ezáltal valótlan információkat közöl. A hibás értékek gyűrűszerű alakzatba tömörülnek, ezt a jelenséget nevezzük, angol megfelelője szerint bright band-nek.

A körgyűrűk megjelenése nem csak optikailag kelt zavaró hatást, hanem az előrejelzés során is hibaforrás lehet, a csapadék intenzitásának felülbecslésére, indokolatlan veszélyjelzésre adhat indokot. Szükség van tehát a bright band azonosítására, a hiba szűrésére.

Dolgozatomban a rövid szakirodalmi áttekintés és a nemzetközi módszerek értékelése után az olvadási réteg radaradatokon való megjelenésének tulajdonságait elemzem, majd az azonosítási metódus megalkotásának lépéseit, eredményeit írom le.

Az eljárás kidolgozása során főként a szentesi radar adataival dolgoztam kihasználva a legkésőbb telepített, legmodernebb műszer kínálta kedvező feltételeket, ahol a reflektivitási érték és a kereszt-korrelációs együttható változásait vizsgáltam.

Az algoritmus működését néhány, kiválasztott időjárás helyzet alapján ellenőriztem, az ezekről készült beszámoló olvasható a dolgozat zárásaként.

# 1. Radar, mint meteorológiai távérzékelési eszköz

## 1.1. Távérzékelés

Távérzékelésnek nevezzük azokat a megfigyelési eljárásokat, amelyek segítségével úgy gyűjtünk információkat a környezetünkben lévő objektumokról, hogy azokkal közvetlen kapcsolat nem áll fenn. Az adatgyűjtő vagy szenzor a jelenség vizsgálatakor nem érintkezik a leírni kívánt tárggyal (Col, 1983).

Aktív távérzékelésről akkor beszélünk, ha a mérőműszer szenzora a saját maga által kibocsátott mesterséges energiát, amely általában elektromágneses hullámot vagy hanghullámot jelent, vagy esetleg mindkettőt, detektálja a céltárgyról való visszaverődést követően.

Az aktív távérzékelési eszközök legfontosabb tulajdonságait mutatja be az I. táblázat.

I. táblázat. Aktív távérzékelési eszközök és tulajdonságaik (Forrás: I1).

Távérzékelési eszköz	Felhasználási terület	Mérési tartomány	Mit mér?
<b>Időjárési radar</b>	időjárás előrejelzés, veszélyjelzés, hidrológiai információk	horizontálisan: 150–250 km vertikálisan: radar fölötti légréteg	- csapadék intenzitás - egyes típusok radiális szél
<b>SODAR (hangradar)</b>	információk erőművek tervezése, üzemeltetése számára	néhány 100 m-es magasságig	vertikális szélprofil
<b>Windprofiler (szélprofil-mérő)</b>	numerikus modellek számára bemenő adatok	akár 15 km-es magasságig	vertikális szélprofil
<b>RASS (Rádió akusztikus szondázó rendszer)</b>	numerikus modellek számára bemenő adatok	néhány km-es magasságig	vertikális szélprofil, vertikális hőmérsékleti profil
<b>LIDAR (lézer radar)</b>	légköri összetevők, áramlások vizsgálata	néhány km-es magasságig	légköri összetevők vertikális koncentráció profilja, vertikális szélprofil, vertikális hőmérsékleti profil

## 1.2. A hazai radarmeteorológia története

A II. világháborút követően nemzetközi szinten elterjedt a radarok meteorológiában történő alkalmazása, eddig csak a repülőgépek felderítésére használták, de már akkor is észlelték, hogy a méréseket a csapadékhullás erősen befolyásolja. Egyenes út vezetett tehát a radarmeteorológia kialakulásához.

A magyarországi radarmeteorológia kezdete az 1960-as évek végére tehető, amikor Budapest-Ferihegyen használatba helyezték az első NDK gyártmányú BWR-X12 radart. A mért adatok feldolgozása és megjelenítése akkor még kezdetleges módszerekkel, eszközökkel történt, a kódolt táviratot telex-térképes formában állították össze, valamint az URH hálózaton is történt adatközlés.

Az 1970-es évek elején az OMSZ ösztönzésére létrejött egy Radarmeteorológiai Csoport, melynek célkitűzése egy több műszerből álló radarhálózat kiépítése volt, valamint hogy folyamatos fejlesztéssel felgyorsítsák és automatizálják a mérési rendszert (*Kapovits, 2004*). 1978-ban Farkasfán, 1983-ban Napkoron is megtörtént az eszközök telepítése, így már három radarból álló rendszerrel folytak a megfigyelések.

Az első nagy lépés a korszerűsítésben az MRL-5 időjárásradarok beszerzése volt, amely üzembe helyezésére elsőként Ferihegyen, 1980-ban került sor. Ezeket a Szovjetunióban gyártották, 1977-től kezdődően. Az eddigi BWR X12 radar egy 1,5 x 4,5 m-es antennával rendelkező, 3 cm-es hullámhosszal dolgozó műszer volt, míg az MRL-5 mind a 3 cm-es, mind a 10 cm-es sávban nagy hatékonysággal végzett méréseket, antennája 4,5 m nagyságú, valamint nagyobb teljesítménye miatt is felülmúlta elődjét.

Mára már az OMSZ is az 5 cm-es hullámhosszt alkalmazza a mérések során, mint ahogyan ez az 1980-as években széles körben elterjedt.

Az idő múltával egyre nagyobb igény mutatkozott a képfeldolgozás digitalizálására és a radarmérések automatizálására, hiszen az információ az átlagolások és a mérések időigényessége miatt torzult és elavulttá vált. Olyan működőképes rendszer viszont nem állt még rendelkezésre, amely megfelelt volna az elvárásoknak. Ilyen nagy mennyiségű adat kezelése csak számítógépes feldolgozással végezhető és legalább középsebességű adatátvitelre van szükség, hogy a felhasználóhoz eljusson (*OMSZ, 1995*).

Az új rendszer kifejlesztésére hamarosan sor került a Felső-Tisza vidéki Vízügyi Igazgatóság finanszírozásának köszönhetően, így 1986 áprilisában elkészültek az első digitális képek Napkoron.

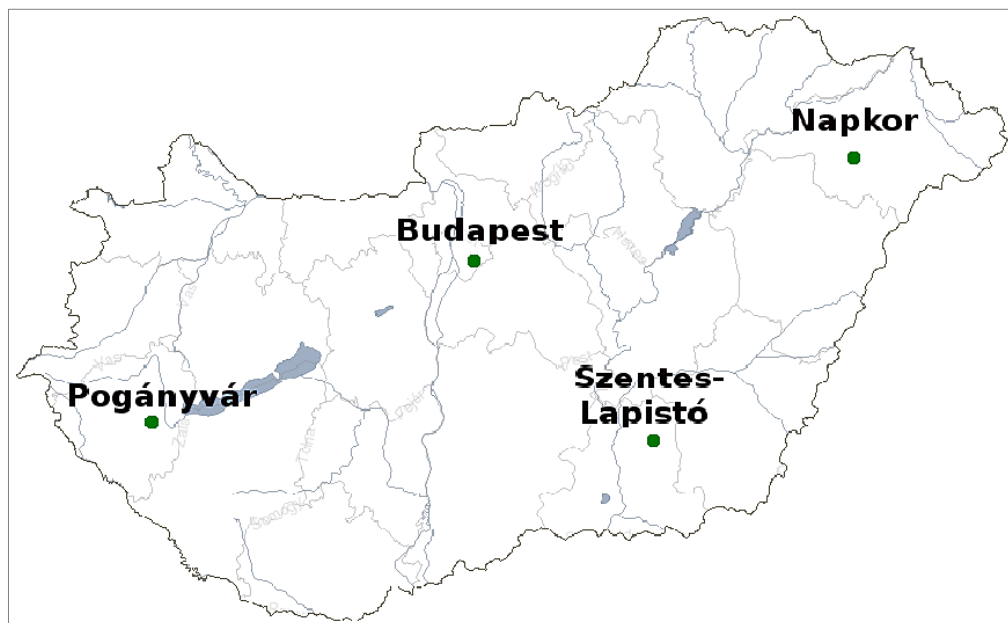
A napkori radarállomás után a farkasfai állomáson is megtörtént az automatizálás, ezáltal lehetővé vált a nemzetközi adatcserében való részvétel is (*Dombai, 2006*).

Korszerűsítésre a '90-es években is mutatkozott igény, elavulttá váltak az MRL-5 típusú műszerek, helyüket mind nagyobb mértékben kezdték átvenni a Doppler-radarok, így hazánkban is időszerűvé vált a műszercsere. 2000-ben Budapesten, 2003-ban Napkoron, majd 2004-ben Pogányváron indult el a mérés a Doppler, duál-polarizációs DWSR radarokkal, az utóbbi helyen kezdődő mérések következtében a farkasfai radar-állomás felszámolásra került.

2013-ban került sor a budapesti radar vevőegységének és jelfeldolgozásának korszerűsítésére.

2014-ben az Országos Meteorológiai Szolgálat pályázatot nyújtott be és nyert az „Új Magyarország Fejlesztési Terv” részét képező Környezet és Energia Operatív Program (KEOP) keretén belül, így telepítésre került a negyedik hazai időjárás-radar, Szentes közelében (*Szegedi et al., 2014*).

A Magyarországon jelenleg operatívan működő radarok helyét az 1. ábra mutatja.

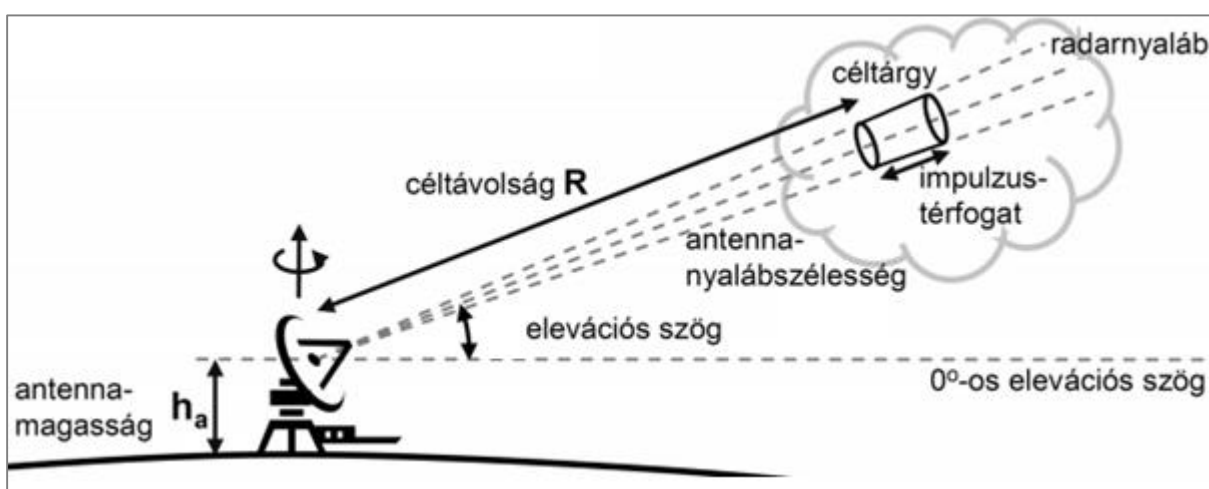


1. ábra. Az OMSZ radarhálózata (*Forrás: www.met.hu, 2014*).



### 1.3. A radar részei

Az időjárási radar legfontosabb részei az adó-vevő, és antenna. Az adó által másodpercenként több százszor fénysebességgel kibocsátott nagyfrekvenciás elektromágneses impulzust az antenna egy, általában egy-két fokos széles, nyalábbá koncentrálja, majd a visszavert jeleket (radar echó) felfogja (2.ábra). Mivel ezek erősen legyengült jelek, a vevő feladata, hogy felerősítve a feldolgozó rendszernek továbbítsa azokat. Az antenna folyamatos forgó mozgást hajt végre, mindeközben növeli az elevációt, így a meteorológiai radarok több magassági szögön, 360°-on végeznek méréseket.



2. ábra. A meteorológiai radarok mérési sajátosságai (Forrás: I2).

### 1.4. Mérési tulajdonságok

A radarokkal alapvetően három meteorológiai célú mérés végezhető, mégpedig:

- zivatarcellák és csapadékszél felderítése,
- csapadékmérés,
- és Doppler-szélmérés.

A felderítés történhet horizontális metszetben, ebben az esetben az antenna körben forog vagy vertikális irányban, amikor egy adott irányban bólogató mozgással pásztázza a légtérrel. Az eredmények megjelenítésére két mód áll rendelkezésre. A PPI (Plan Position Indicator) mód egy horizontális metszetet jelent, az antenna található az ernyő középpontjában és a koncentrikus körök segítségével a detektált objektum távolsága leolvasható a térképes formátumról, amely arányos a valódi távolsággal. Az RHI (Range Height Indicator)

indikátor esetében a pásztázó mozgás nem horizontális, hanem vertikális, így eredményként egy távolság-magasság metszetet kapunk (Czelnai, 1980).

A csapadékmérés során visszaérkező echó erőssége több tényező függvénye, függ a radar tulajdonságaitól, a mérési tényezőktől, valamint a hidrometeorok jellemzőitől. A hidrometeorok közül a radar a csapadékelemeket is érzékeli, ezek az esőcseppek, hókristályok, hópelyhek, hódara és jég szemek. A sugárzás távolsággal való gyengülése miatt a radartól nagyobb távolságra csak a nagy intenzitású csapadék felderítésére képes, a műszer közvetlen közelében viszont a kisebb intenzitású csapadékot is detektálja.

Azt hogy másodpercenként hány impulzus hagyja el az adó-vevő berendezést megadhatjuk egy értékkel, amelyet impulzus ismétlési frekvenciaként emlegetünk, és angol megnevezéséből (Pulse repetition frequency) PRF-ként rövidítünk. A radar hatótávolsága ennek az értéknek a függvénye, ugyanis két radarnyaláb kibocsátása között a jelnek meg kell tennie a céltárgyig vett távolságot, és onnan vissza is kell érkeznie a detektáláshoz.

Így a legnagyobb mérési távolsághoz ( $r_{max}$ ) a következő összefüggés segítségével juthatunk:

$$r_{max} = \frac{c}{2 \cdot PRF}, \quad (1)$$

ahol  $c$  a radarnyaláb terjedési sebessége, ami megközelíti a fénysebességet ( $3 \cdot 10^8$  m/s), a nevezőben lévő kettes pedig arra utal, hogy az elektromágneses hullámnak kétszer kell megtennie az adott távolságot (Peter, 1986).

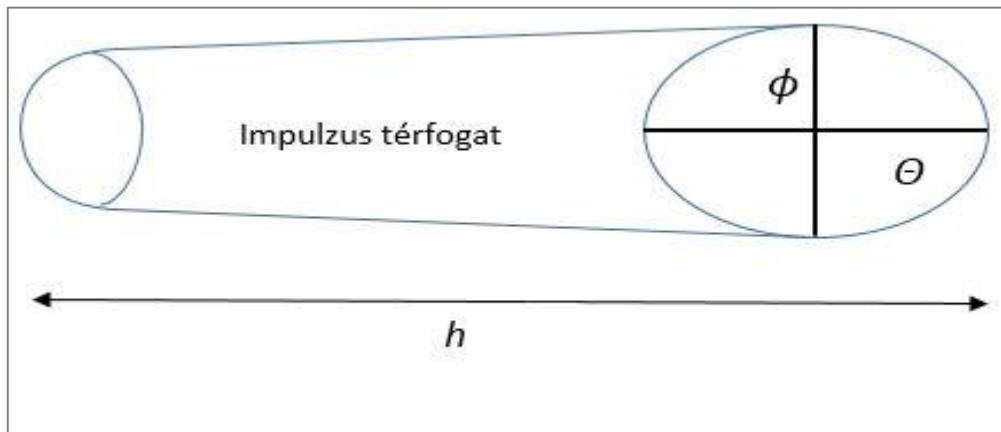
## 1.5. Radaregyenlet

A radar által kibocsátott és a visszavert elektromágneses jel közötti kapcsolatot a radaregyenlet írja le. A kisebb hullámhosszú nyalábok ugyan csak kisebb távolsáig jutnak el, de az egészen kisméretű csapadékelemeket is érzékelik, míg a nagyobb hullámhosszú sugarak nagyobb távolsáig hatolnak, de csak a jóval nagyobb méretű részecskék detektálására képesek, nem elhanyagolható még a radartól vett távolság sem. Továbbá a visszavert jel erősségét befolyásolja még az észlelt csapadék intenzitása is, minél intenzívebb a csapadékhullás, annál határozottabb a jel gyengülése.

Mindezen tényezőket figyelembe véve, a csapadék tényleges intenzitásának meghatározásához szükség van egy korrekciós eljárásra, amelyet Probert-Jones dolgozott ki és publikált 1962-ben. Az általa megalkotott egyenletet radaregyenletnek nevezzük és a következő alakban írhatjuk fel (Probert-Jones, 1962):

$$P_r = \frac{P_t \cdot G^2 \cdot \lambda^2 \cdot \Theta \cdot \phi \cdot h \cdot \sigma}{4^5 \cdot \pi^2 \cdot R^2 \cdot 2 \cdot \ln 2} \cdot \frac{\sigma}{V}, \quad (2)$$

ahol  $P_r$  a visszaérkező jel teljesítménye,  $P_t$  a kibocsátott impulzus teljesítménye,  $G$  az antenna erősítési tényező,  $\lambda$  a hullámhossz,  $\Theta$  a radarnyaláb ellipszis alakú keresztmetszetének nagytengelye,  $\phi$  a kis tengely,  $h$  az impulzus hossz,  $\sigma$  a visszaszórási keresztmetszet, amit egyébként a geometriai keresztmetszet helyett szokás használni,  $R$  a radartól vett távolság,  $V$  pedig az impulzus térfogat (3.ábra).



3. ábra. A radar által kibocsátott sugárnyaláb jellemzői.

A radaregyenlet végső alakjához több módon is eljuthatunk. A következőkben Steib (2015) munkája alapján tárgyalom a témakört.

A levegőben lévő részecskéket elérve a radar által kibocsátott sugárzás részben elnyelődik, részben szóródik. Az, hogy a kibocsátott teljesítmény hányad része érkezik vissza a vevőhöz, több tényező függvénye. Kiindulásképpen vegyünk egy pontszerű sugárforrás által kibocsátott „energiacsomagot”, amely egy, szintén pontszerű tárgyról verődik vissza, a visszavert teljesítmény ( $P_s$ ) ebben az esetben:

$$P_s = P_t G_t \frac{\sigma}{4\pi R^2}, \quad (3)$$

ahol  $G_t$  a kibocsátási antenna nyereséget jelöli.

A visszaverődési antenna nyereség ( $G_r$ ) függ az antenna felületétől ( $A_e$ ) és a sugárzás hullámhosszától ( $\lambda$ ):

$$G_r = \frac{4\pi A_e}{\lambda^2}. \quad (4)$$

Ha a (4)-es egyenletet  $A_e$ -re rendezzük, majd behelyettesítjük a (3)-as egyenletbe, valamint feltételezzük, hogy az antenna nyereség a két esetben egyenlő  $G_t = G_r$ , akkor

$$P_r = P_t \frac{G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} \sigma. \quad (5)$$

Az egyenletet egységtérfogatra normálva, csapadéokra felírva a következő formulához jutunk:

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \Theta^2 h}{1024 \ln(2) \pi^2 R^2} \sum_i \sigma_i. \quad (6)$$

A Rayleigh-féle szórást alkalmazva a  $\sigma$ -ról tudjuk, hogy

$$\sigma = \frac{\pi^5 |K|^2 D^6}{\lambda^4}, \quad (7)$$

ahol  $D$  a céltárgy átmérője és  $K$  a komplex dielektromos állandó. Ez az ún. Rayleigh-féle szórási törvény, amely csak abban az esetben alkalmazható, ha a hidrometeor mérete kisebb, mint a hullámhossz egytizede. A nagyobb jég szemek esetén a Mie-féle szórási törvényt kellene alkalmazni, viszont ezek koncentrációja kellően kicsi ahhoz, hogy ezt elhagyjuk. A  $K$  értéke függ a hőmérséklettől, hullámhossztól és a halmazállapottól is, ugyanis ha a hidrometeorok mérete egyezőséget mutat, a vízcseppek által okozott reflektivitási értékek nagyobbak, mint a jég szemek által előidézettek. Ez is hatással van az olvadó jégkristályok által okozott igen nagy intenzitásbeli növekedésnek. A  $|K|^2$  értéke víz esetében 0.93, jég esetében pedig 0.197 körül alakul.

A konstansokat kiemelve a szummából az egyenlet így módosul:

$$P_r = \frac{P_t G^2 \theta^2 \pi^3 h |K|^2}{1024 \ln 2 R^2 \lambda^2} \sum_i D_i^6. \quad (8)$$

Csapadék esetén tehát a visszaérkező jel teljesítménye lineáris függést mutat a csapadékelemek számától, függ a  $K$  értékétől, a halmazállapottól, valamint a részecskék átmérőjének hatodik hatványával arányos. A hidrometeorok mérete tehát az, ami döntően befolyásolja a visszaverődést.

Bevezetjük a radar reflektivitási értéket:

$$Z = \sum_i \frac{D_i^6}{\text{egységtérfogat}}, \quad (9)$$

$h$  helyére  $c\tau$ -t írva, és a rendszer veszteségeket  $L_{sys}$ -ben összefogva, felírhatjuk a radaregyenlet gyakorlatban is hasznosítható alakját:

$$P_r = \underbrace{\left[ \frac{\pi^3 c}{1024 \ln 2} \right]}_C \left[ \frac{P_t \tau G^2 \theta^2 L_{sys}}{\lambda^2} \right] \left[ |K|^2 \frac{Z}{R^2} \right]. \quad (10)$$

$K$ -t konstansnak tekintem, és mivel a visszavert jel teljesítménye és a reflektivitás is nagyságrendi változásokat mutat, az egyenletet logaritmikus alakban írjuk fel és szorozzuk tízzel:

$$10 \log P_r = 10 \log Z - 20 \log R + C. \quad (11)$$

Az egyenlet baloldalán található tag mértékegysége dBm (decibel), míg a jobb oldal első tagjának mértékegysége dBZ. A  $Z$ , radar reflektivitási érték jelenlétéből adódik a két mértékegység közötti különbség, ugyanis az utóbbi tag csak a radar paramétereiktől független  $Z$  értéket tartalmazza.

A  $10 \log Z$  értékek jelentése (dBZ):

- 10 és 30 dBZ között közepes intenzitású eső vagy havazás
- 30 és 55 dBZ erős intenzitású csapadékra utal
- 55 dBZ feletti reflektivitás esetén már jégszemek is megtalálhatóak a felhőben.

Ha a mérési eredményekből a csapadék jellemzőire kívánunk következtetni, összefüggést kell felírni a reflektivitási és a csapadék jellemzője, ez esetben az intenzitás között.

A szakemberek által a leggyakrabban használt formula, amely megalkotásához figyelembe vették az esőcseppek határsebességét, a méret szerinti eloszlásukat (ezt általában a Marshall-Palmer-féle eloszlással közelítik), valamint a keverési arányt, így írható fel.

$$Z = AR^b. \quad (12)$$

A  $Z$  jelöli a reflektivitást, az  $R$  a csapadék intenzitását, az  $A$  és  $b$  pedig konstansok, amelyek leggyakrabban a következő értékeket veszik fel:

sztratiform csapadék:  $Z=200R^{1,6}$

orografikus csapadék:  $Z=31R^{1,71}$

zivatar esetén:  $Z=486R^{1,37}$  (Battan, 1973).

## 1.6. Doppler-radarok

A Doppler-radarok működése a jól ismert Doppler-eltolódási elven alapszik. 1842-ben az osztrák fizikus, Christian Johann Doppler magyarázta elsőként a mozgás közben hanghullámokat kibocsátó tárgyknál megfigyelt hangfrekvencia változásokat. Elmélete szerint a megfigyelő felé közeledő hangforrás esetében a hanghullámok összetolódnak, ezáltal magasabb frekvenciájú hangok érzékelhetők, míg a hangforrás távolodása esetén ennek ellenkezője tapasztalható.

Ez az eltolódás nem csak a hang-, de a fény-, és rádióhullámoknál is megjelenik, ezt a jelenséget hasznosítva működnek a Doppler-radarok is.

A frekvencia-eltolódás, amit  $\Delta v$ -vel jelölünk, elsődlegesen a radarhoz képest elmozduló objektum sebességétől függ, vagyis

$$\Delta v = \frac{2}{\lambda} v_r, \quad (13)$$

ahol  $\lambda$  a kibocsátott sugárzás hullámhossza,  $v_r$  pedig a visszaverő közegnek a sugárzás irányába mutató sebességkomponense (Geresdi, 2004).

A légkörben is vannak rádióhullámokat kibocsátó források (hidrometeorok, levegő molekulák), amelyeknél szintén megjelenik az eltolódás a közeledő vagy távolodó mozgásnak megfelelően. A kibocsátás intenzitása, amit termikus kisugárzásként is szokás megnevezni, a levegő hőmérsékletének függvénye.

Ez viszonylag nagy sávszélességet ölel fel, és bár a detektálás nagy teljesítményű vevő-készülékekkel történik, a Doppler-eltolódás mérése mégis problémát okoz a légtömb mozgásának fénysebességhez viszonyított elhanyagolható sebessége miatt (*Doviak, 2003*).

A termikus kisugárzásnál ugyan nem érzékelhető az eltolódás, de ha a hidrometeorokat, levegő molekulákat keskeny-sávú sugarakkal világítjuk meg, mint ahogyan azt a Doppler-radarok teszik, a szórt hullámok eltolódása mérhetővé válik (*Col, 1983*).

A Doppler-radarokkal történő szélmérés során szinte teljes mértékben megtörténik a háttérben fellépő zavaró hatások kiszűrése, hiszen a feldolgozási rendszer csak azokat az objektumokat tartja számon célként, amelyek a radarhoz képest vagy a radar háttérben fix pontként definiált ponthoz képest minimális helyváltoztatást tettek (*Büyükbabas et al., 2005*).

## 1.7. Polarizációs radarmérések

Ahogyan azt már korábban is említettem a vevő készülékéhez visszaérkező radarechó erőssége számos tényező függvénye. A céltárgy jellemzői közül fontos szerepe van a csapadékelemek méretének, halmazállapotának, alakjának és a térbeli orientációjának is.

Az elektromágneses sugárzást minden esetben polarizáljuk. Kezdetben a meteorológiai radarok által keltett elektromos tér rezgése legáltalánosabb esetben horizontális irányítottságú volt, ebben az esetben a földfelszínnel párhuzamosan haladt a hullám, vertikális esetben pedig a felszínre merőlegesen. Több információhoz juthatunk azonban, ha egy mérés során mindkét irányba bocsátunk ki sugarakat, amelyek visszaérkezve a céltárgy több paraméteréről is pontosabb adatot szolgáltatnak. Az ezen elven működő radarokat duál-polarizációs radaroknak hívjuk.

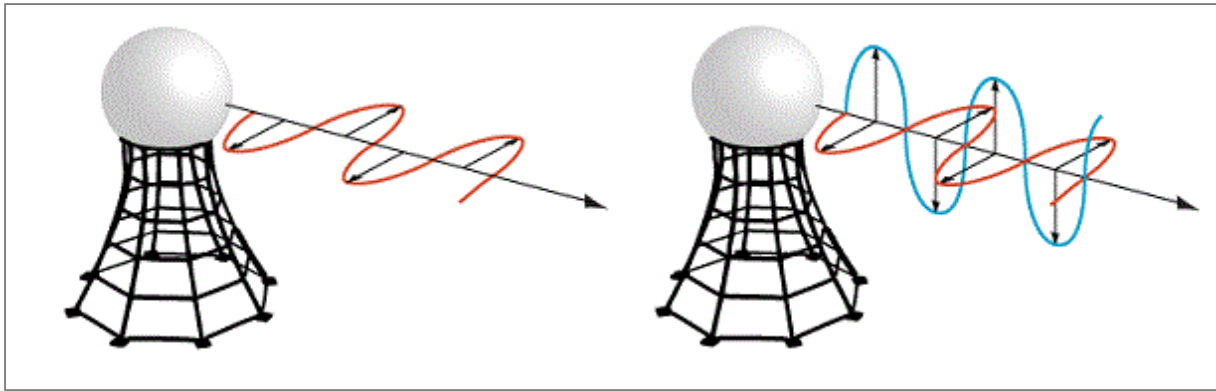
A 4. ábrán látható a radar által kibocsátott hullámok terjedésének iránya egy korai és egy modern, duál-polarizációs berendezés esetében.

Létezik egy, ettől eltérő eljárás is, a cirkulációs polarizáció, amikor is az elektromos térerősség vektor egy csavarvonalat ír le.

A mérés eredményeképpen meghatározható a cirkuláris depolarizációs arány (CDR):

$$CDR = 10 \log_{10} \frac{Z_{par}}{Z_{op}}, \quad (14)$$

ahol  $Z_{par}$  és  $Z_{op}$  a radar által kibocsátott sugárzással megegyező és ellentétes forgásirányú visszavert sugaraktól függő reflektivitási érték.



4. ábra. Horizontálisan-, valamint horizontálisan és vertikálisan kibocsátott sugárnyalábok irányítottsága (Forrás: I3).

Az OMSZ radarhálózatában működő duál-polarizációs mérési technika eredményeképpen számos paraméter áll rendelkezésre, melyek lehetővé teszik a hidrometeorok behatóbb vizsgálatát. A teljesség igénye nélkül tekintsünk át ezek közül néhányat.

### 1.7.1. Különbégi reflektivitás

A különbségi reflektivitás megállapításakor a radar először horizontális irányítottságú sugárzást bocsát ki, majd fogadja a visszaérkező jeleket, a következő nyaláb kibocsátásakor azonban már vertikálisan polarizált jeleket továbbít. A rendszer működéséhez a radarnak meglehetősen gyorsan kell a polarizáció irányát változtatni.

A radar a két irányban kibocsátott sugárzásból visszaérkező jeleket külön detektálja, így a különbségi reflektivitás definíciója a következőképpen alakul:

$$Z_{DR} = 10 \log \left( \frac{Z_h}{Z_v} \right), \quad (15)$$

ahol  $Z_h$  és  $Z_v$  a horizontális és vertikális sugárzás reflektivitási értékei.

Azt, hogy az egyes felhőelemek esetében hogyan alakulnak a  $Z_{DR}$  értékek, a '80-as években vizsgálták. Az eredmény a következőképpen alakult: ha csak vízcseppeket vizsgáltak a mérettől függően, vele arányosan növekedett, vagy adott esetben csökkent a reflektivitás is. Ez azzal magyarázható, hogy a nagyobb átmérőjű cseppek alakja egyre nagyobb mértékben eltér a gömbétől, lapultságuk nagyobb lesz (Bringi et al, 1986).

Meg kell említenünk egy kivételes esetet, még hozzá a hódara vagy apró jégszemek reflektivitási értékeivel kapcsolatban.



A hó dara egy kicsi (de átmérője nagyobb, mint 5 mm), kúp alakú jég szem. A graupel jellegzetes irányított sággal esik, általában szélesebb oldalával lefelé. Esés közben viszont a környezetében lévő apró jég szemekkel találkozá, laposabb oldala is növekedni kezd, vagyis kúp alakját elveszíti. Ebben az esetben a vertikális kiterjedése nagyobb lesz, mint a horizontális, ami negatív  $Z_{DR}$  értékeket is eredményezhet.

### 1.7.2. Lineáris depolarizációs hányados

A mérési eljárás során a radar horizontálisan bocsát ki sugárzást és mind horizontális, mind vertikális irányított ságu radarechót detektál:

$$LDR = 10 \log_{10} \left( \frac{Z_{HV}}{Z_{HH}} \right), \quad (16)$$

ahol  $Z_{HH}$  a horizontálisan polarizált csatorna reflektivitása,  $Z_{HV}$  pedig a vertikális csatorna reflektivitása. A meteorológiai célok általában -15 és -35 dB közötti LDR értéket mutatnak.

Egyesek az LDR értéket arra használják, hogy különbséget tegyenek az egyes csapadék típusok között (eső, havazás, vagy olvadt hó). A számunkra fontos bright band helyzetben az LDR a következő értékeket veszi fel: A bright band felett -25 dB körüli érték jellemző, az olvadási rétegben -15 dB, míg e szint alatt, az eső rétegében -30 dB vagy az alatti értékek figyelhetőek meg.

### 1.7.3. Specifikus terjedési fáziskülönbség

A polarizációs paraméterek jól leírják a visszavert jel erősségét. Vannak azonban olyan paraméterek is, amelyek nem az echó teljesítményét, hanem annak fázisát jellemzik. Ilyen például a specifikus terjedési fáziskülönbség.

A fény terjedése különböző közegekben kismértékben eltérő. Amikor a radar sugárnyaláb elindul a légkörben és áthalad a hidrometeorokon, sebessége lecsökken. Amíg a csapadékelem alakja közelít a gömbéhez, mindkét polarizációs irányban azonos a sugarak terjedési sebessége. A csepp méretének növekedése az alak változásához vezet, vagyis horizontális irányban megnyúlik, ezáltal a horizontális jel lemarad a vertikálishoz képest. Ez okozza, hogy a két jel között fáziskülönbség lép fel.

A polarizációs radarok a fázisváltozást mérik, amelyet  $\Phi_{DP}$ -vel jelölünk, és a következő módon számoljuk:

$$\Phi_{DP} = \Phi_{HH} - \Phi_{VV} . \quad (17)$$

A gyakorlatban viszont egy másik paraméter használatosabb, ez a specifikus terjedési fáziskülönbség  $K_{DP}$ , amelyet a következőképpen írhatunk fel:

$$K_{DP} = \frac{\Phi_{DP}(r_2) - \Phi_{DP}(r_1)}{2(r_2 - r_1)} . \quad (18)$$

A nevezőben lévő kettes arra utal, hogy a jelnek oda-vissza kell megtennie az utat.

#### 1.7.4. Kereszt-korrelációs együttható

A korrelációs együttható megadja a korrelációt a horizontális és a vertikális irányban polarizált jelek között a tér egy adott pontján egy időpontra vonatkozóan.

A következő egyenlet adja meg a kereszt-korrelációs együtthatót:

$$\rho_{HV} = \frac{\langle s_{VV} s_{HH}^* \rangle}{\langle |s_{HH}|^2 \rangle^{1/2} \langle |s_{VV}|^2 \rangle^{1/2}} , \quad (19)$$

ahol  $s$  a jel erőssége,  $s^*$  a jel erősségének komplex konjugáltja,  $H$  és  $V$  pedig a kibocsátott és visszaérkező horizontálisan és vertikálisan polarizált jelet szimbolizálja.

A korrelációs együttható nagysága függ a detektálni kívánt céltól. Tökéletes gömb alakra a  $\rho_{HV}$  értéke 1,0. Eső esetében, ez az érték megközelíti ugyan az egyet, de nem éri el egészen, általában 0,97 és 0,99 tetőzik, attól függően, hogy milyen intenzív a csapadékhullás.

Szabálytalan alakú hidrometeoroknál a legtöbb esetben 0,8 alatt, de legalábbis 0,95 alatt maradnak az együttható által felvett számok. Az együttható tehát alkalmas arra, hogy különbséget tegyünk az egyes hidrometeor típusok között (Rinehart, 2004).

A II. táblázat összefoglalja a felsorolt polarizációs paraméterek jellemző értékeit X- és C-sávú radarokra, néhány fontosabb esetben.

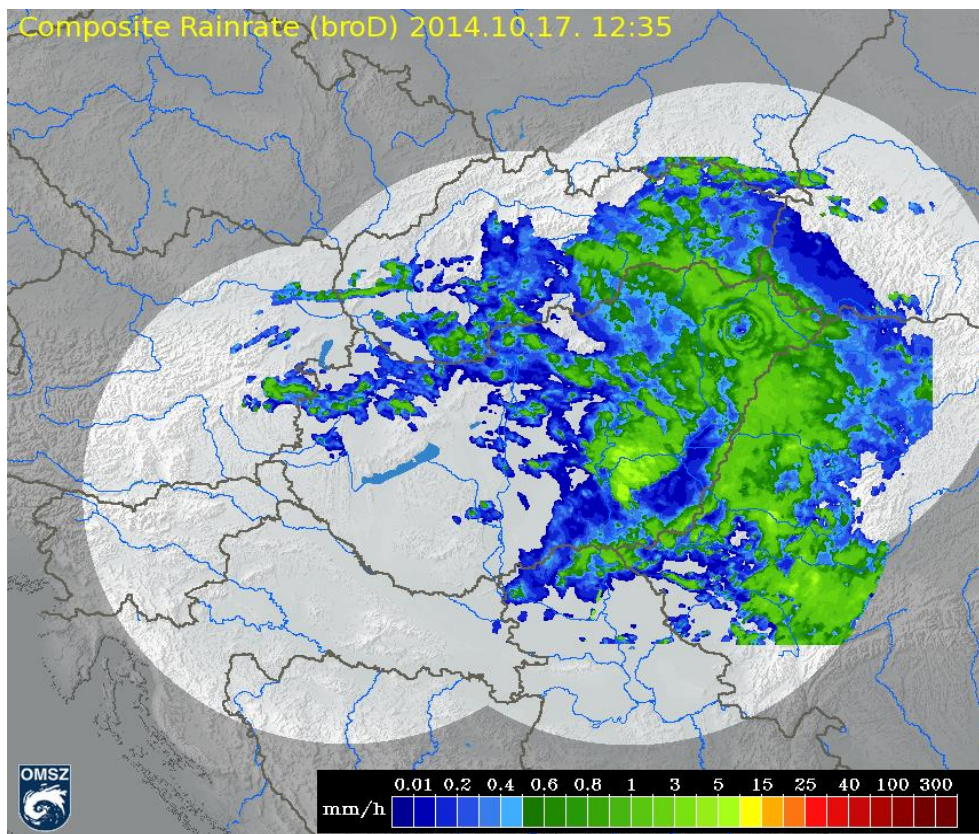
II. táblázat. A polarizációs paraméterek értékei különböző hidrometeorok, valamint felhőzet esetén  
(Forrás: Reinhart, 2004).

Paraméter	Felhőzet	Szitálás	Eső	Havazás	Jég	Szükséges pontosság
<b>Reflektivitás <math>Z</math></b> (dBZ)	- 30 és 20 között	10- 20	20 -55	10 -40	40 -77	<1 dB
<b>Különbségi reflektivitás <math>Z_{DR}</math></b> (dB)	0	0	0,5 -4	0 -3	-0.5- 0.5	<0,1 dB
<b>Specifikus terjedési fázisszög <math>K_{DP}</math></b> (°/km)	0	0	0 -10	0 -2	-1 -1	<1 °/km
<b>Lineáris depolarizációs hányados <math>LDR</math></b> (dB)	< -34	< -34	-27 és -34 között		< -20 és -10 között	<1 dB
<b>Korrelációs együttható <math>\rho_{HV}</math></b>	< 0,9	< 0,9	> 0,95	0,8 - 0,95	0,9 -0,95	±0,005

## 2. A bright band jelenség és vizsgálata

### 2.5. A bright band jelenség

A rétegfelhőzet, latin megnevezéséből sztratiform felhőzet, kialakulása rendszerint valamilyen nagytérségű feláramláshoz kötött, ezek esetünkben többnyire mérsékeltövi ciklonok, időjárási frontok, de ritkább esetben zivatarfelhők környezetében is megjelenhetnek. Keletkezési feltételei miatt méreteire jellemző, hogy vertikális kiterjedése jóval kisebb a horizontálisnál, benne intenzív feláramlások nincsenek. Ennek hiányában a vízcseppek, jégkristályok növekedése lassú, a belőle hulló csapadéokra is az egyenletes intenzitás jellemző. A viszonylag nagy területre kiterjedő csapadékhullás évszaktól függően lehet eső, havas eső, esetleg havazás. Az 5. ábrán egy, az ország nagy területére kiterjedő, csapadékszóna látható, valamint a bright band jelenség a napkor radar közelében.

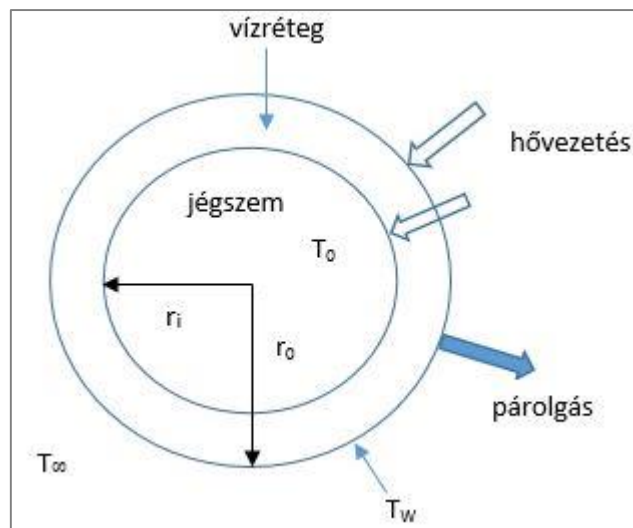


5. ábra. Magyarország felett húzódó sztratiform csapadék zóna 2014.10.17-én (12:35 UTC), kompozit radarképen.

A csapadékhullás közben lejátszódó eseményeket a bright band jelenség értelmezéséhez fontos megértenünk.

A földfelszínen folyékony halmazállapotú csapadék, a magasban ritkán található ugyanezen halmazállapotban. Gyakoribb eset, hogy a magasban még szilárd halmazállapotú hópehely vagy jégszem az esés során megolvad, és a felszín közelében már vízcseppként jelenik meg. A két halmazállapotra két különböző esési sebesség is jellemző. A hópehely sebessége kisebb, míg ahogyan nő a víz aránya, esése is gyorsul, különbség mutatkozik még a mért reflektivitási értékekben is. Ugyanis a víz esetében ez az érték nagyobb, mint a jégrészecskék esetében. A légkörben a földfelszín felé mozgó csapadékelemek, ebben az esetben jégrészecskék (hódara, jégszemek, hópelyhek) áthaladva a 0 °C-os hőmérsékleti szinten, olvadni kezdenek. Egy nagyobb hópehely olvadása jóval több időt vesz igénybe, mint a fagyása, ugyanis az olvadási sebesség függést mutat a részecske felszín-tömeg arányától.

Az olvadás a megközelítőleg gömb alakú hódara vagy jégszem felszínén indul meg, ennek következtében egy vízbevonat keletkezik, így míg belül szilárd fázis, addig kívül már a folyadék fázis uralkodik. A belső részek olvadása során a részecske mérete folyamatosan csökken, mígnem eléri a teljes folyadékfázist, ekkor azonban mérete már jóval kisebb, mint az indulás állapotában.

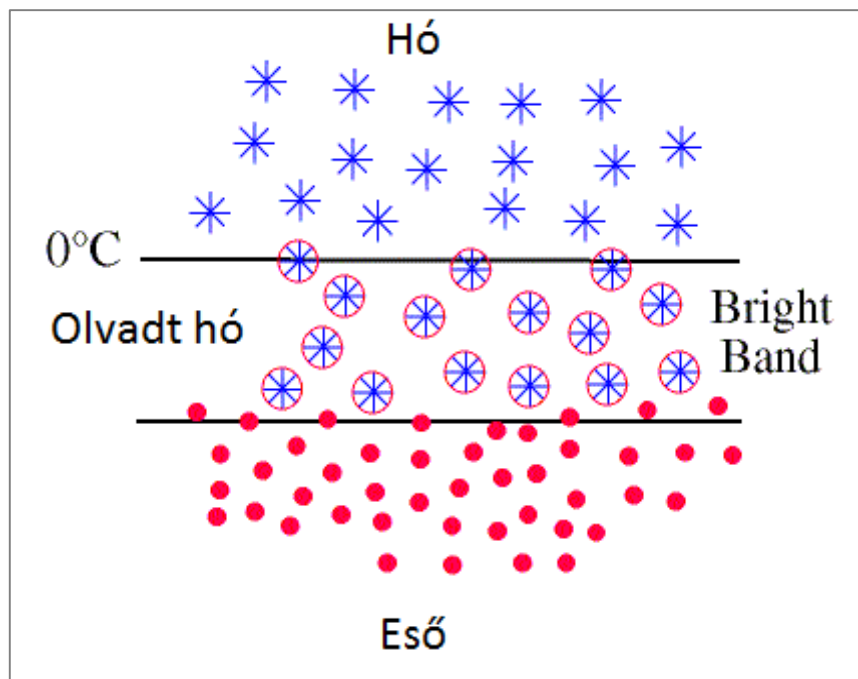


6. ábra. Jégrészecske olvadása során fennálló hőmérsékleti viszonyok és a fellépő hőáramok.

Az olvadási sebességet a rendelkezésre álló hő mennyisége határozza meg, amely a víztől a jégszem felszíne felé irányuló hőáramban szállítódik, a 6. ábrán látható módon, ezt a következő formulával írhatjuk le (Geresdi, 2004):

$$L_m \frac{dm_i}{dt} = \frac{4\pi r_0 r_i k_w (T_0 - T_\infty)}{r_0 - r_i}, \quad (20)$$

ahol  $L_m$  az olvadási hő,  $m_i$  a jégfázis tömege az olvadó jégyszemben,  $r_0$  és  $r_i$  a jég szem sugara az olvadást megelőzően és az olvadás alatt,  $k_w$  a víz hővezetési együtthatója,  $T_0$  és  $T_\infty$  pedig a jég szem és a levegő hőmérséklete. A légkörben a csapadékelemek vertikális eloszlása a 7. ábrán látható.



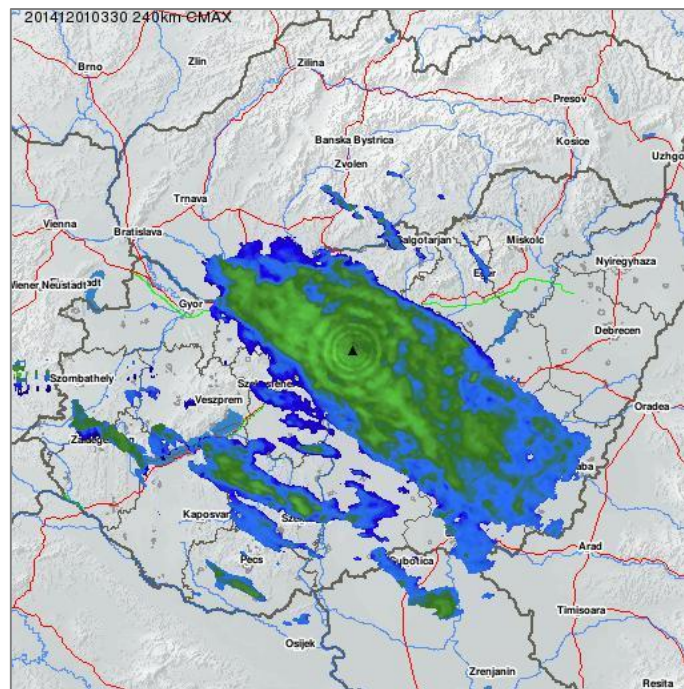
7. ábra. A csapadékelemek vertikális profilja az olvadási réteg környezetében (Forrás: I4).

A radarmérések során, azon a magasságon, ahol a nyaláb belemetsz az olvadási rétegbe, az ábrázolás során egy sáv jelenik meg, ennek az oka, a vízbevonat sugárzás-visszaverő képességében keresendő. Mint ahogyan arról már szó volt, a víz nagyobb mértékben veri vissza a kibocsátott sugárzást, mint a hó, vagy a jég. Bár az olvadó részecske mérete csökkenni fog, az adott pillanatban a radar úgy érzékeli a vízbevonattal rendelkező hópelyhet, mint egy nagyobb méretű vízcsepp, emiatt nagyobb reflektivitás értékeket fog visszaadni, mint a valóság, és nagyobb méretű cseppeket és erősebb intenzitást vár a talajon is. Az olvadási réteg a régi megjelenítő eszközök felhasználásával, mivel ezek színeket nem használtak, csak árnyalatokkal tudtak különbségeket ábrázolni, egy fényes sávként jelent meg. Ez a réteg, angol megfelelőjéből, bright band-ként került a köztudatba, majd később a teljes jelenségkört is ezzel a névvel illették.

A hókristályokon lévő vízbevonat folyamatos olvadásával a részecske mérete csökken, ezáltal az esési sebessége nő. A víz arányának növekedésével a részecske reflektivitása nagyobb lesz, a gyorsuló esés miatt pedig a rétegben a részecskék koncentrációja is megnő, ami tovább növeli a reflektivitást.

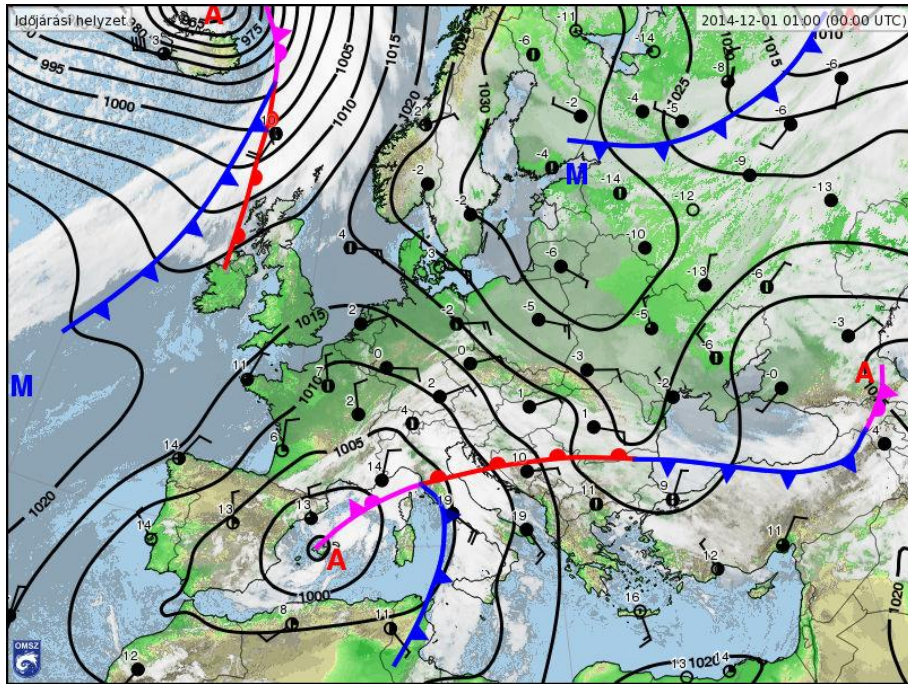
Tehát a mért magasabb reflektivitási értékek miatt látható a bright band, és a modern kori ábrázolás során az ezen értékekhez rendelt világosabb színek hozzák létre. Természetesen nem csak a reflektivitás- és abból származtatott értékeken fellelhető az eltérés, hanem a fizikai sajátosságoktól befolyásolt egyéb paraméterek is kirajzolják a jelenséget. Dolgozatomban a reflektivitáson kívül, a kereszt-korrelációs együtttható ( $\rho_{HV}$ ) viselkedését vizsgáltam behatóbban.

A 8. ábrán jól látható a gyűrűs szerkezet, ami a radar forgó mozgásának következménye, valamint hogy minden mérési szöghöz egy-egy körív tartozik.



8. ábra. Az olvadási réteg megjelenése a budapesti radar felvételén, 2014.12.01. (03:30 UTC).

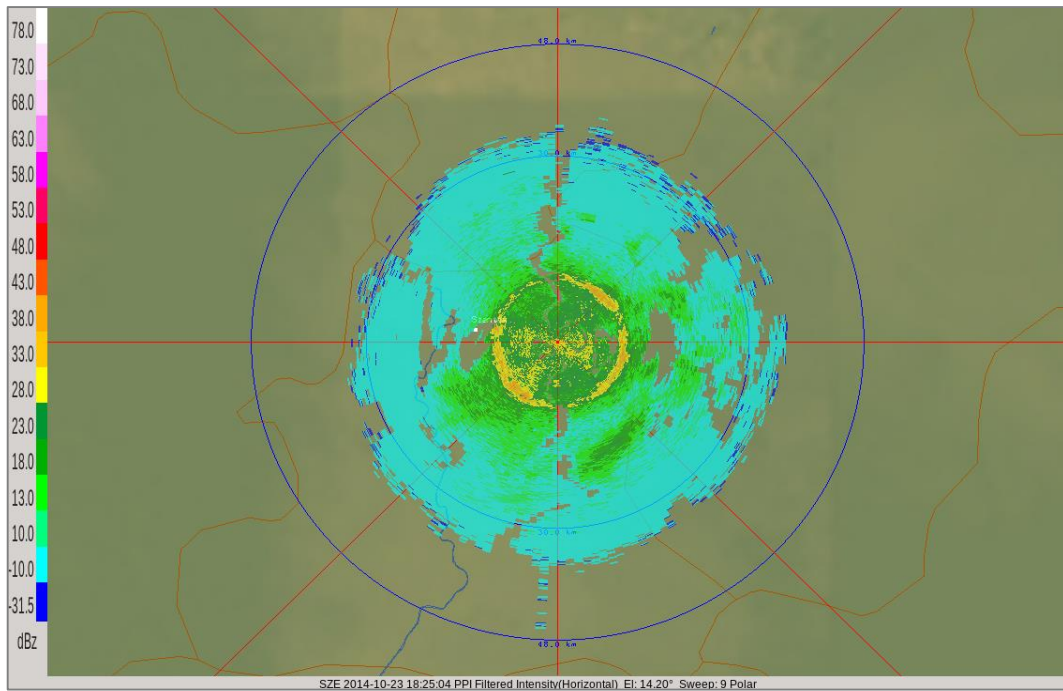




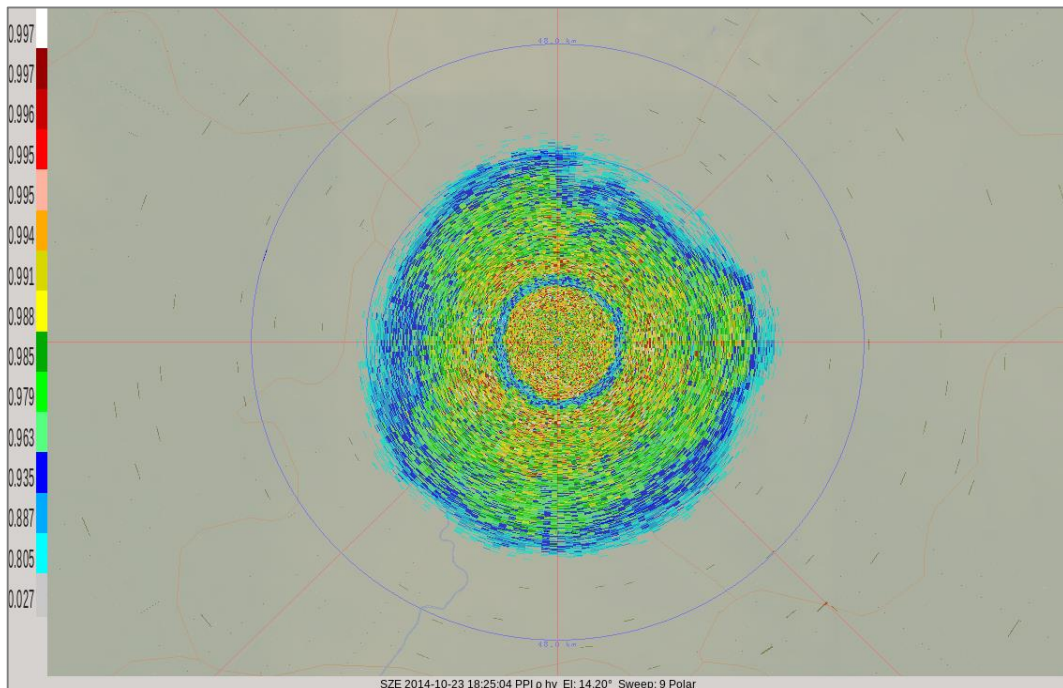
9. ábra. Időjárási helyzet Európában 2014.12.01-én (Forrás: www.met.hu).

A 2014. december 1-i időjárási helyzet nagy figyelmet kapott, nem csak a szakemberek körében, de az általános köztudatban is, hiszen az akkor hullott nagy mennyiségű ónos eső jelentős károkat okozott a természetes és az épített környezetben is. Ahogyan az a 9. ábrán is látható, hazánkat egy mediterrán ciklon közelítette meg és délnyugat felől a magasban meleg advekciónak okozott. Mindeközben kelet felől továbbra is hideg levegő áramlott a Kárpát-medence felé az alsóbb szinteken a tőlünk keletre elhelyezkedő, Kelet-európai-síkság-központú anticiklon irányából. Hosszabb ideig országszerte csapadékos időjárás uralkodott, amely az inverziós réteg jelenléte miatt leginkább ónos esőként, ónos szitálásként jelentkezett. Budapesten is jelentős mennyiségű csapadék hullott, az olvadási réteg jól kivehető volt a radarképeken, ezt mutatja a 10. és 11. ábra.





10. ábra. Olvadási réteg megjelenése a reflektivitási értékeken, antenna-eleváció: 14,20°, Szentes, 2014.10.23. (18:25 UTC).



11. ábra. Az olvadási réteg megjelenése a  $\rho_{HV}$  értékeken, eleváció:14,20°, Szentes, 2014.10.23. (18:25 UTC).

A fényes sáv megjelenése a radarképeken számos problémát vet fel. Az ezen a magassági rétegen leolvasható értékek nem reálisak, nem felelnek meg a tényleges értékeknek, ami önmagában is hibának számít.

A további feldolgozás tekintetében azonban hibás kiindulási állapotként tartható számon, az operatív felhasználás során pedig egyenesen veszélyforrás is lehet, a várható csapadék mennyiségének és intenzitásának előrejelzésében, ezek túlbecslése miatt, mind a belső munkafolyamatban, mind a lakossági figyelmeztető előrejelzés, és veszélyjelzési eljárás során. Nemzetközi szinten több tanulmány is született, amely a jelenségkör vizsgálatával foglalkozik. A hazai gyakorlatban azonban még nem áll rendelkezésre olyan algoritmus, amely az operatív eljárás során is alkalmazható lenne, és kellő pontossággal végezné a szűrést. Az Országos Meteorológiai Szolgálat fontosnak tartja radarhálózatának, valamint mérési eljárásának folyamatos fejlesztését, ezért a téma fontosságára való tekintettel célul tűzte ki a bright band jelenség azonosítását végző algoritmus kidolgozását is. A jelenségkör vizsgálatát, és egy operatíván alkalmazható, tovább fejleszthető azonosítási algoritmus kidolgozásának lépéseit kívánom tárgyalni ezen dolgozat keretein belül.

## **2.6. Európai helyzetkép**

Hazánkban négy 5 cm-es hullámhosszon működő Doppler, duál-polarizációs radar működik, melyekkel kellő mértékű lefedettség biztosítható. Mielőtt a kidolgozott módszerekre térnénk, vizsgáljuk meg néhány ország radarhálózatának jellemzőit.

### **Egyesült Királyság**

15 radar alkotja a brit radarhálózatot. Mindegyik hatósugara 255 km, öt percenként négy magassági szögről szolgáltatnak információkat. 2014-ben kezdték el a következő generációs radarhálózat kiépítését. A hálózat bővítésének legfontosabb célja, hogy javítsa a lefedettséget Anglia észak-keleti részén és Dél-kelet Skóciában, a modernizálás során pedig duál-polarizációs mérési technikára állnak át (I5).

### **Franciaország**

2002-ben a francia ARAMIS radarhálózatnak 18 tagja volt. Egy projekt keretében 2007-re ezt a számot 24-re növelték. 2010-ben az ország területének 80 %-án, főként városok környezetében és lakott területen a hidrológiai lefedettség jó minősítést kapott, csupán a hegyvidéki részekben mutatkozott gyengének. Ezért ennek a régióknak a fejlesztése lett a következő cél. 2012 és 2016 között végzik 8 radar felújítását, valamint sor kerül 4 X-sávon mérő radar telepítésére is. Ezzel párhuzamosan új technológiák is kerülnek a radarhálózatba, mint a térfogat szkennelési stratégiák, Doppler mérési eljárás és a polarizációs mérések (I6).

## Németország

A német meteorológiai szolgálat 17 időjárási radart működtet operatívan a hálózatában, melyek a legújabb duál-polarizációs Doppler technikával dolgoznak. A minőségbiztosításhoz és teszteléshez további egy radart üzemeltet a hohenpeißenbergi obszervatóriumban. A 2013-ban korszerűsített radarok nagy térbeli és időbeli felbontásban szolgáltatják az adatokat, horizontálisan 150 km-ig, vertikálisan egészen a troposzféra tetejéig (I7).

## 2.7. Nemzetközi eljárások, módszerek

Az időjárás radarral történő megfigyelésének kezdetétől foglalkoztatta a szakembereket az olvadási réteg megjelenése a radarképeken. Később egyre több információ állt rendelkezésre a jelenség fizikai hátteréről, és a számítástechnika fejlődésével lehetőség nyílt a zavaró hatás azonosítására, majd kiszűrésére.

Napjainkra az európai országok közül néhány már rendelkezik kidolgozott módszerrel a bright band jelenség megfigyelésére, illetve azonosítására, viszont ezek közül is csak néhány alkalmazza operatívan a megalkotott eljárást.

A következő fejezetben a témában megjelent fontosabb nemzetközi szinten publikált cikkeket tekintem át, az azonosítási eljárás kidolgozására összpontosítva.

Az Egyesült Államokban leginkább 10 cm-es hullámhosszal működő radarokat alkalmaznak, ez eltér a hazánkban telepítettektől, ugyanis ezek 5 cm-es hullámhosszal dolgoznak. Bár a mérési tulajdonságokban vannak eltérések, a mérési metódus és a jelenség vizsgálatának módszere azonos lehet.

Az azonosítási eljárások többnyire ugyanazon paraméterek ingadozásait vizsgálják, amelyek leggyakrabban a reflektivitás ( $Z$ ), különbségi reflektivitás ( $Z_{DR}$ ), lineáris depolarizációs hányados ( $LDR$ ), és a specifikus terjedési fáziskülönbség ( $\phi_{dp}$ ).

Gourly és Calvert (2003) célja a mennyiségi csapadék-bebecslés javítása volt, ugyanis az olvadási réteg jelenléte miatt jelentős túlbecslés lépett fel, minden réteges felhőzetből hulló csapadék esetén. Első lépésben a reflektivitás értékek maximumát keresték a mérési rács egyes oszlopaiban. Küszöbértéknek a 30 dBZ-t választották, vagyis az oszlopban talált maximumnak meg kellett haladnia ezt a határt. Az adott cellától vett mindkét irányban megkeresték azt a reflektivitást, ahol már a maximumhoz képest 20 %-os csökkenés mutatkozott.

Az ilyen módon leválogatott értékeket összegezve, ezt a kritériumnak eleget tevő cellák számával elosztva, kaptak egy átlagos  $Z$  értéket, ha az adott mérési rács oszlopában az értékek legalább 6 %-a nagyobb, mint az átlagos  $Z$ , akkor az esetet bright band-es esetnek minősítették, és ennek megfelelően kezelték a továbbiakban.

Több ország kutatója által kidolgozott módszerben az olvadási rétegre vonatkozó küszöbértékek a következőképpen alakultak (Saavedra et al., 2012):

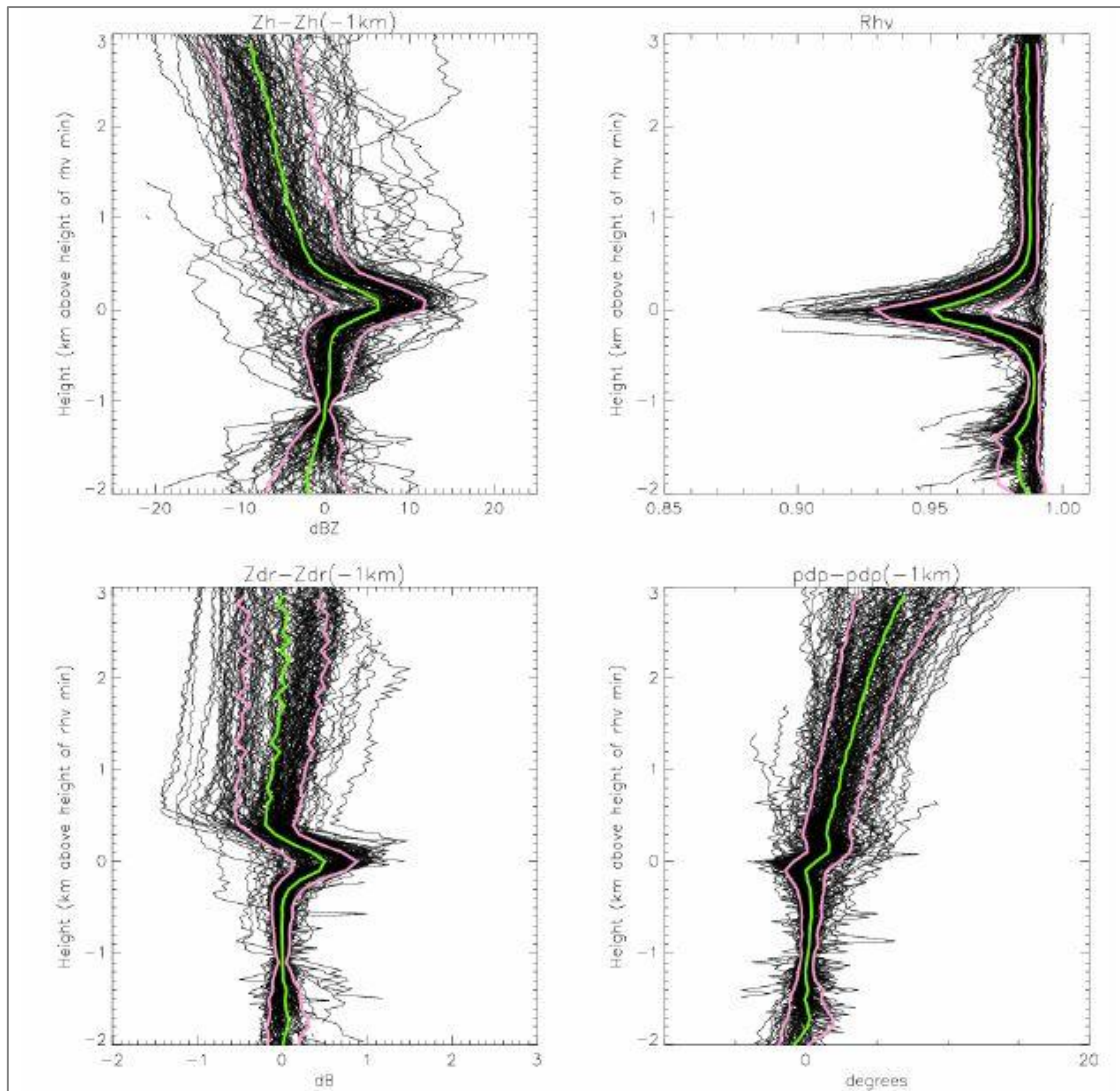
- $Z_H > 10$  dBZ
- $Z_{dr} > 1,5$
- $\phi_{dp} > 3,5$
- eleváció  $> 0,5^\circ$ .

Európában már több, a magyarországihoz hasonló mérési technikával rendelkező radart találunk, így az itt kidolgozott módszerek is alkalmasabbak az átgondolásra.

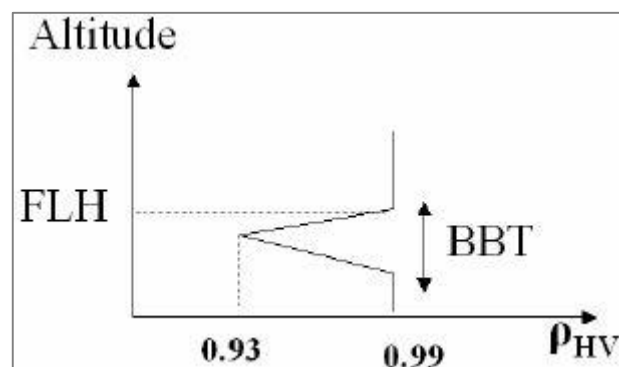
Tekintsük most át ezeket.

Franciaországban az elmúlt évtizedben jelentős fejlesztések történtek a radarmeteorológia területén. Itt és Nagy-Britanniában is C-sávon mérő radarokat alkalmaznak.

A csapadék mennyiségi becslésének javítása érdekében foglalkoztak az olvadási réteg detektálásával is, melyhez felhasználták a sokévi vertikális profil adatokat is. A polarizációs paraméterek értékeiből hosszabb időtartamra átlagot számolva a következő eltérések adódtak a bright band-re: a reflektivitás tekintetében + 8 dB, az LDR-re az eltérés +9 dB, a  $\rho_{HV}$  értékeknél az olvadási réteghez tartozó értékcsökkenés 0,92. A vertikális profilokat a 12. ábrán láthatjuk.



12. ábra. A  $Z_H$ ,  $Z_{DR}$ ,  $\rho_{HV}$  and  $\Phi_{DP}$  paraméterek klimatológiai vertikális profilja 2004 decembere és 2006 márciusa között a Trappes-i radar adatai alapján, sztratiform csapadékhullások esetében, zölddel az átlagot, rózsaszínnel pedig a szórást jelölve (Forrás: *Sugier et Tabary, 2006*).



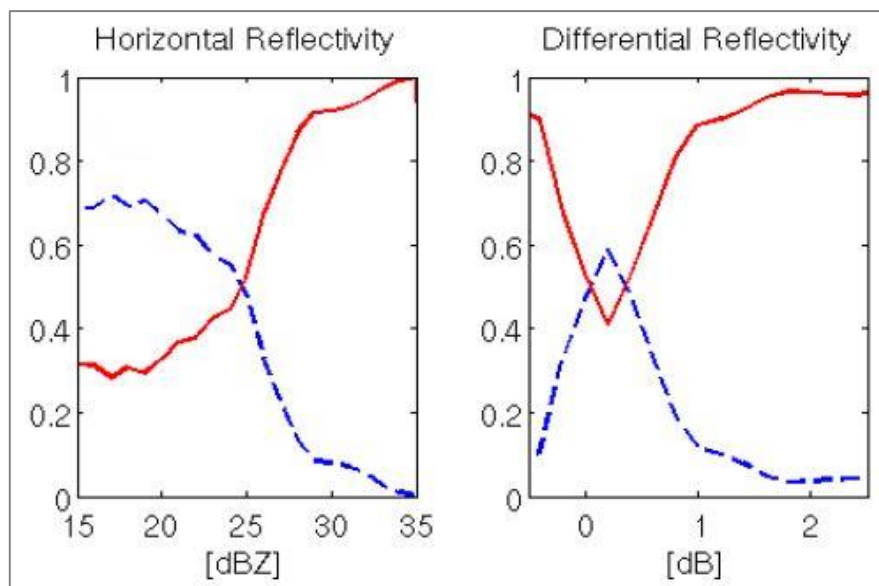
13. ábra. Vertikális légköri profil a  $\rho_{HV}$  értékek alapján (Forrás: *Sugier et Tabary, 2006*)

A vertikális profilok alapján próbálták szimulálni a légköri rétegződést, ehhez elegendőnek találták a 0 °C-os izoterma szintjének a magasságát, illetve az olvadási réteg vastagságának megadását. Mindezt a  $\rho_{HV}$  paraméter alapján, ezt mutatja a 13. ábra.

Az FLH (Freezing Level Height) az olvadási szintet, míg a BBT (Bright Band Thickness) az olvadási réteg vastagságát jelöli. Az FLH magasságát 0 és 4000 méter közé, míg az olvadási réteg vastagságát 200 és 1000 méter közé sorolták az átlagolás eredményeként.

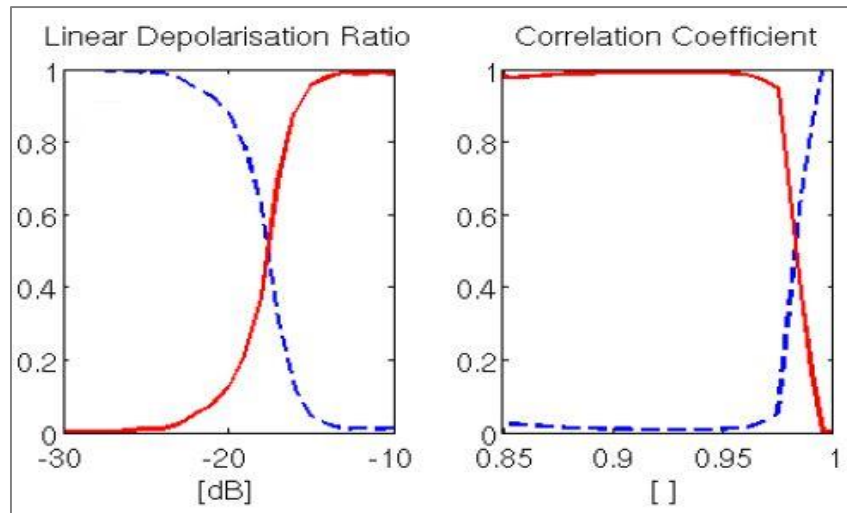
A polarizációs paraméterek felhasználásával lehetőség nyílik a csapadék halmazállapotának megállapítására is, ami az olvadási réteg közelében jóval bonyolultabb. 10 időjárási helyzet vizsgálatával és az úgynevezett tagfüggvények alkalmazásával dolgoztak ki módszert a bright band azonosítására brit és német meteorológusok 2014-ben. 7 eset alapján készült el a program, amit 3 eseten teszteltek,  $\rho_{HV}$  és  $Z_{dr}$  értékeket alapul véve.

A tagfüggvények jól szemléltetik a csapadék halmazállapotának előfordulási valószínűségeit.



14. ábra. Eső/hó (kék görbe) és olvadt hó (piros görbe) előfordulási valószínűsége a horizontális- és differenciális reflektivitás értékek függvényében (Forrás: *Hall et al.*, 2014)

A 14. ábrán jól látható, hogy mindkét típusú reflektivitási érték növekedésével a csapadék egyre nagyobb valószínűséggel olvadt hó lesz. Tehát azokon a szinteken, ahol ezen értékeknél nagyobb mértékű növekedés tapasztalható, az olvadási réteg jelenléte valószínűsíthető. Másként alakul a helyzet az LDR és a korrelációs koefficiens értékek esetében (15. ábra).



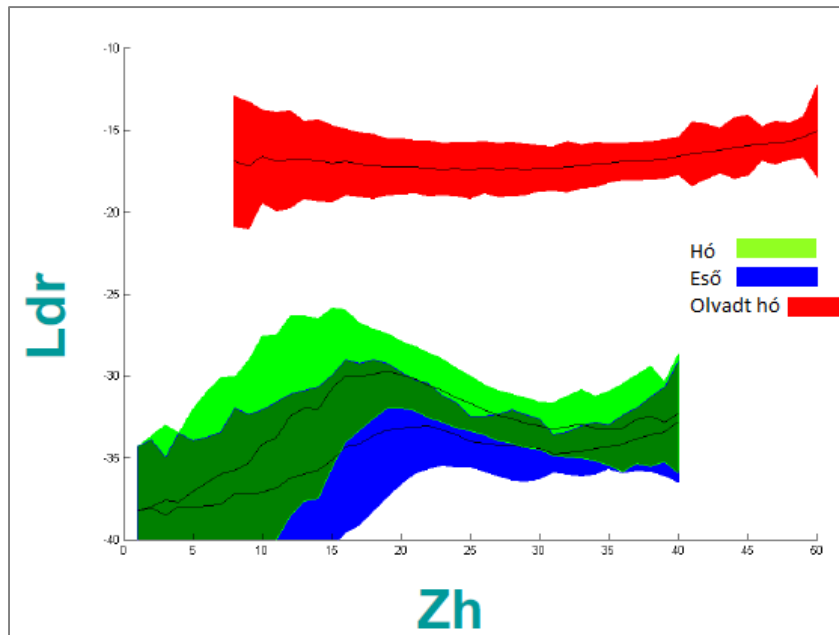
15. ábra. Eső/hó (kék görbe) és olvadt hó (piros görbe) előfordulási valószínűsége a lineáris depolarizációs hányados és a korrelációs koefficiens függvényében (Forrás: *Hall et al.*, 2014).

Ezeknél a paramétereknél egyértelmű a csapadék állapotának milyensége, egy bizonyos érték alatt kizárólag az egyik halmazállapot fordul elő, míg egy viszonylag éles átmenetet követően a másik halmazállapot lesz a domináns és a kizárólagos.

Mindezeket figyelembe véve, minden rácsponton elvégezték a besorolást, az olvadási réteg alsó szintje ott kezdődik, ahol 4- 5 rácspont is az olvadt hó kategóriájába kerül, és akkor éri el a felső határt, ahol már egyetlen pont sem esik ebbe a kategóriába. A bright band minimális vastagsága ezzel a módszerrel 310 méter, míg a maximális vastagsága 750 méter volt.

Szintén a csapadék halmazállapot szerinti csoportosításával foglalkoztak a bristoli egyetemen. Abban az esetben ugyanis, ha az olvadási réteg jól elkülöníthető, az a hidrometeorok halmazállapot szerinti szegregációjával magyarázható. A bright band felett a hókristályok, bright band-ban az olvadt hó, míg a bright band alatt az esőcseppek túlsúlya a jellemző. A csapadékelemek között a különbség a polarizációs paraméterekben is jól látható, két paraméter felhasználásával, nagy bizonyossággal megállapítható a halmazállapot. Bár az eredmények a 10 cm-en méréseket végző radarokra jellemzőek, a csoportosítási eljárás C-sávú radarok esetében is alkalmazható lehet. Az OMSZ radarhálózatában jelenleg nincs operatív LDR mérés, így ezt a változót nem építhetjük be a hazai azonosítási algoritmusba sem.





16. ábra. Csapadék halmazállapot szerinti osztályozása LDR és Zh paraméterek alapján (Forrás: Rico-Ramirez, 2014).

Spanyol és német együttműködés eredményeképpen létrejött egy algoritmus, amely elsődlegesen a lineáris differenciális reflektivitás értékekre támaszkodik. A részecskéket elért sugárzás részben szóródik, ezt a szórt sugárzást jellemzi az LDR. Amennyiben nem szabályos kör alakú a részecske, vagyis halmazállapota, mérete eltérő, az LDR értékben is változás történik. Ahol nagysága meghaladja a - 15 dB-t, olvadt hóról beszélünk (16. ábra). Az algoritmus 4 fő szakaszból áll. Első lépésben néhány esetre vonatkozóan átlagot számoltak a 0 °C-os izoterma magasságára, aztán egy bizonyos küszöbérték felett maximumot kerestek a reflektivitásban. A harmadik lépésben különbséget tesznek a konvektív és a sztriform csapadék között. Ezt a vertikális profil alapján lehet elvégezni, ugyanis a konvektív csapadék esetében a reflektivitás értékek a magasság növekedésével egyenletesen magasak, kisebb növekedés bekövetkezhet, de nem annyira markánsan, mint az olvadási réteg közelében, ahol azonban erőteljes növekedés tapasztalható.

Aztán következik az LDR vizsgálata egy bizonyos határérték felett, a radarhoz közeli területeken természetesen nem veszik figyelembe a magasabb értékeket, ugyanis azok, nem az olvadási réteg miatt vannak jelen.

A tapasztalat azt mutatja, hogy a lineáris differenciális reflektivitás értékek által behatárolt területnél nagyobb területre is kiterjedhet a bright band, ezért szükség van egy további paraméterre is, ami egyértelművé teszi a különbséget.



### 3. Felhasznált adatok és módszerek

#### 3.1. Felhasznált mérési adatok

Dolgozatomban az Országos Meteorológiai Szolgálat radarhálózatának mérési eredményeit használtam fel. Valamennyi radarállomás (Budapest, Szentes, Napkor, Pogányvár) vizsgálatára sor került, hiszen a cél egy olyan algoritmus kidolgozása volt, ami a radar helyétől és a csapadékhullás időpontjától, jellegétől függetlenül képes azonosítani a bright band jelenséget, annak megléte esetén.

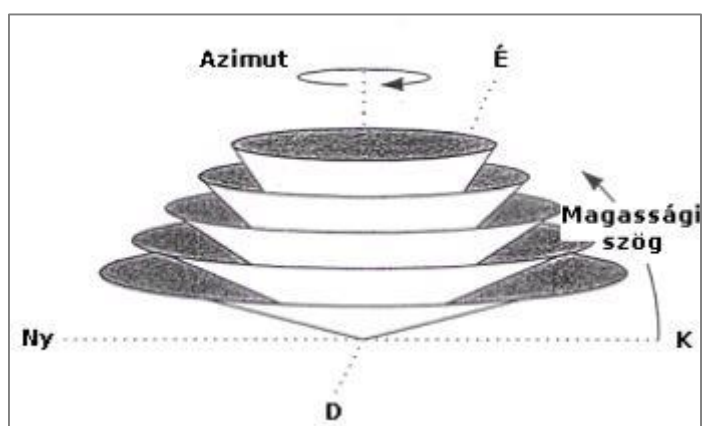
Mivel azonban a mért adatok teljes körű vizsgálatára ezen dolgozat keretein belül nincs lehetőség, nagyobb részletességgel a szentesi radar mérési eredményeivel dolgoztam. A választás azért erre a radarra esett, mert a telepítése a legkésőbb, 2014-ben történt, tehát a legkorszerűbb mérési eljárással rendelkezik, ezáltal a mérési eredményei feltehetően a legnagyobb pontosságúak.

Szentesen EEC gyártmányú DWSR-5001C típusú radar üzemel, melynek a fontosabb tulajdonságai a csapadékmérésre vonatkozóan a III. táblázatban láthatók:

III. táblázat. Az OMSZ radarhálózatának mérési tulajdonságai.

<b>Mérési ciklus</b>	5 percenként
<b>Hullámhossz</b>	5,5 cm
<b>Impulzusismétlési frekvencia</b>	600 Hz
<b>Max. mérési távolság</b>	240 km
<b>Polarizáció</b>	Duál polarizáció
<b>Mért adatok</b>	Z, V <sub>r</sub> , Z <sub>DR</sub> , K <sub>DP</sub> , $\phi_{DP}$
<b>Mérési szög (°)</b>	0,0; 0,5; 1,1; 1,9; 3,0; 4,7; 7,0; 10,0; 14,2; 20,0

A mérés az antenna körbefordulásával történik, így a radar 240 km sugarú környezetére lesznek mérési adatok. Egy teljes fordulat megtétele után az antenna dőlésszögét növelve kezdődik ismét a mérés, egészen addig, míg mind a 10 magassági szögön le nem zajlott a folyamat. Az egy szögön kapott mérési eredmények egy kúpfelületet fednek le, ezeket sweepeeknek nevezzük. A tíz kúpfelület a radar feletti légkör vertikális szerkezetét megfelelően jellemzi (17. ábra).



17. ábra. A radarmérés letapogatási kúpfelületei különböző magassági szögeken (Forrás: [www.met.hu](http://www.met.hu)).

A radarmérések adatait az ún. Volume fájl tartalmazza. Ebben megtalálható a tíz mérési szög, minden szöghöz tartozó kúpfelület meghatározott számú körcikkre van felosztva a forgási sebesség és a mintavételezési frekvencia függvényében, ezeket ray-nek nevezzük, valamint minden ray-en azonos számú, 1920 bin található. A ray definíciója (radarmérés azimutális felbontása):

$$S_a = \frac{\text{samples}}{PRF} \cdot v_a, \quad (21)$$

ahol (reflektivitás mérés esetében):  $\text{samples}=36$ ,  $PRF=600$ ,  $v_a=18-36$  fok/s  $\rightarrow S_a= 1,08-2,16$  fok.

Egy bin (radarmérés radiális felbontása) egy impulzus térfogathoz tartozó információt tárol, többek között az egyes paraméterek mért értékeit, ezek a  $Z_H$ ,  $Z_{DR}$ ,  $\rho_{HV}$ ,  $\phi_{DP}$ , definíciója:

$$S_r = \frac{c_0 \tau}{2} = \frac{3 \cdot 10^8 \cdot 0,8 \cdot 10^{-6}}{2} \approx 125m. \quad (22)$$

A vizsgálat megkezdésekor minden magassági szögön, a teljes területet figyelembe vettem, majd a részeredmények birtokában szűkítettem a feldolgozandó adatmennyiséget.

A mérési adatok megjelenítését a radarokhoz tartozó gyári EDGE (Enterprise Doppler Graphics Environment) szoftver segítségével végeztem. A szoftver számos produktum előállítására alkalmas, ezek közül leginkább a kúpfelület mérési eredményeinek a síkra történő vetítésével előállított PPI produktumot használtam, de gyakran alkalmazott még az RHI (vertikális metszet indikátor), CAPPI (horizontális metszet indikátor), valamint a CMAX (maximális reflektivitás, oszlopmaximum), amely kompozitkép készítésekor alkalmazandó.

Az általam végzett számítások eredményeinek a megjelenítését táblázatkezelő szoftver segítségével végeztem.

## 3.2. Az olvadási réteg vizsgálatának módszere

Az olvadási réteget azonosító algoritmus megalkotása során két olyan paramétert vizsgáltam, amelyek segítségével egyértelműen megállapítható az olvadási réteg jelenléte a radarmérési eredményeken, abban az esetben, ha az valóban jól kivehető, ezek a reflektivitás és a korrelációs-együttható. Leginkább tavasszal és ősszel észlelhető a bright band, valamint jellemzően sztratiform felhőzetből hulló csapadéknál, ugyanis a gyors vertikális mozgások itt nem szabdálják szét a csapadékelemek halmazállapot szerinti rétegződését. Természetesen nyáron, valamint télen is jelen van a légkörben az olvadási réteg, de nyáron viszonylag nagy magasságban található, így már jóval magasabban megtörténik a teljes olvadás, télen pedig a talajhoz közel helyezkedik el, és az olvadás elmarad, ezek az esetek nem befolyásolják a radarképek minőségét.

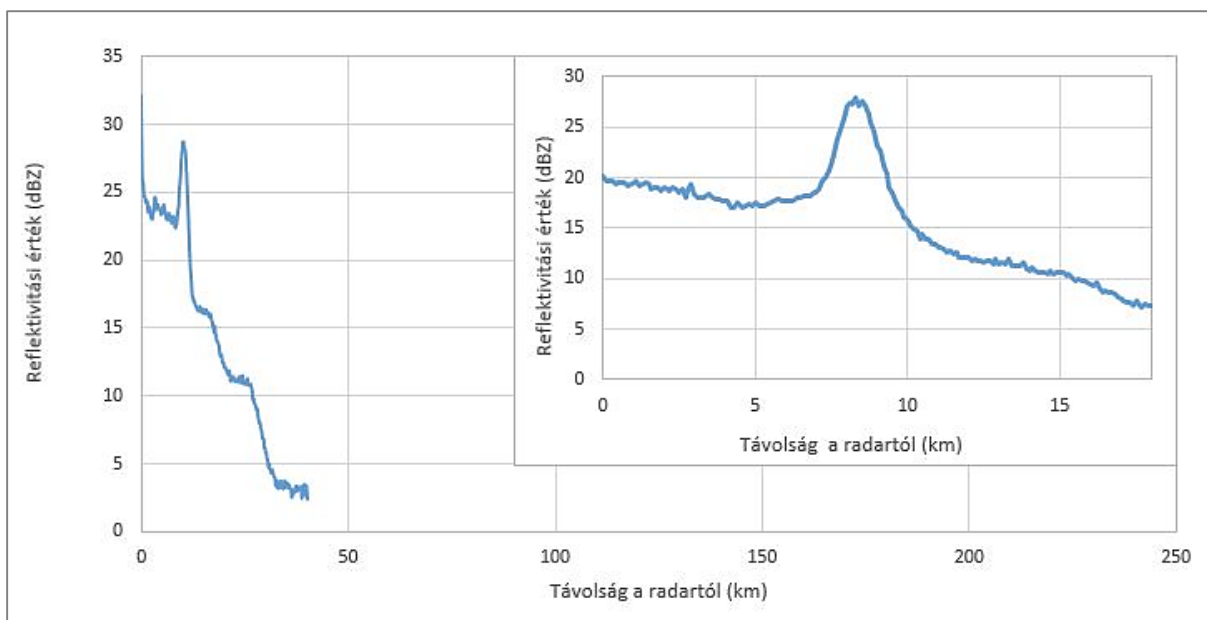
A Volume fájlok feldolgozásához, valamint a bright band jelenség vizsgálatához a C++ programozási nyelvet használtam. A dolgozat írását a nyelv alapjainak az elsajátításával kezdtem. Könnyebbséget jelentett, hogy az adatok Volume fájlból való kinyeréséhez rendelkezéseimre állt az Enterprise Electronics Corporation által C++ nyelven írt osztályok gyűjteménye, amelyek közül a Volume osztály függvényeit és változóit használtam.

Annak megállapításához, hogy mely paraméterek alkalmasak az olvadási réteg azonosítására, teljeskörű áttekintést kellett kapnom az egyes radarok által mért paraméterek minőségi jellemzőiről. A másik fontos tényező, hogy a bright band megjelenik-e ezen paraméterek értékeiben, és ha igen milyen módon történik ez a radarhálózatot alkotó egyes műszerek méréseiben. Mivel az eljárás minden radaron alkalmazásra kerülne, ezt a jellemzést, minden állomásra elvégeztem.

A nemzetközi tanulmányok, valamint az előzetes megfigyelések alapján a reflektivitás és a korrelációs együttható mutatkozott erre alkalmasnak, ezért ezek jellemzőit tekintettem át.

## 4. Az azonosítási algoritmus kidolgozásának lépései, eredmények

Az olvadási réteg radarképen való gyűrűs szerkezetű megjelenését kihasználva végeztem az adatok kinyerését, illetve feldolgozását az inputfájlból. A két paramétert külön programban kezeltem. A megalkotott program a radartól kiindulva egy adott sugarú körben lépdel, és összegzi egyik esetben a reflektivitás, másik esetben a korrelációs-együttható értékeket, majd elosztja a köríven megtalálható impulzus térfogatok számával. A reflektivitás esetében ez csak akkor történhetett meg, ha az adott térfogathoz tartozó érték olyan területről származott, ahol volt csapadék, ezáltal értékelhető adat is. Az átlagszámítás pedig akkor valósult meg, ha az adatok legalább 25%-a ebbe a csoportba esett. Az így kapott átlag jól jellemzi a körívet, hiszen az esetlegesen előforduló kiugró értékek nem okozhatnak nagyobb zavart, de azok a körívek, ahol a magasabb értékek nagyobb gyakorisággal jelennek meg, egyértelműen elkülöníthetők. Ezzel a számítással, annyi körívre vonatkozó átlagértékhez jutunk, ahány bin (impulzustérfogat) van a kúpfelületen, ez a szám minden esetben azonosan 1920.

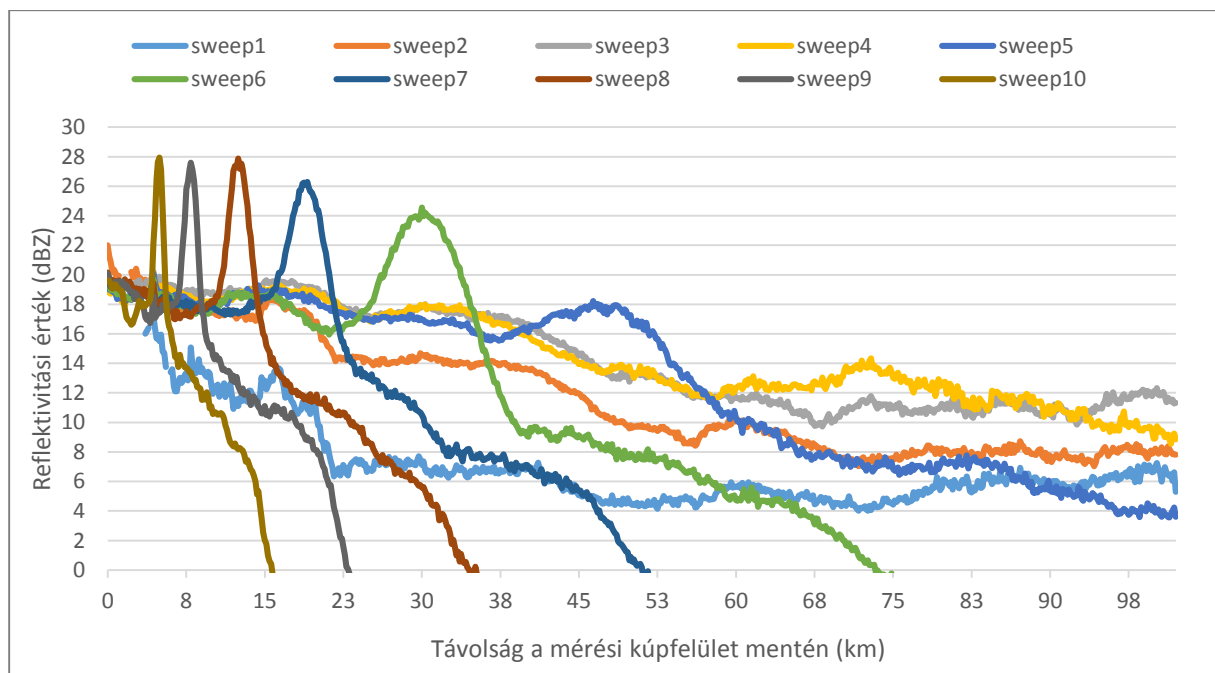


18. ábra. Reflektivitási értékek 2014.12.01-jén Budapesten a 8. magassági szögön ( $10,0^\circ$ ), (03:30 UTC).

Azonban, mint ahogyan azt a 18. ábrán is láthatjuk, a reflektivitás értékeken a radartól távolodva erőteljes csökkenés mutatkozik. Valamint adott távolságtól már nem érkezett értékelhető adat, a csapadék hiánya miatt. Nagy távolságban a mérés pontossága csökken. Ez nem csak a reflektivitás, de a korrelációs-együttható értékeinél is megfigyelhető. Mivel a bright band a radartól néhány kilométerre érzékelhető, nincs szükség a tulajdonságok nagy távolságon történő vizsgálatára, hiszen az azonosításhoz nem nyerhető több, számunkra hasznos információ.

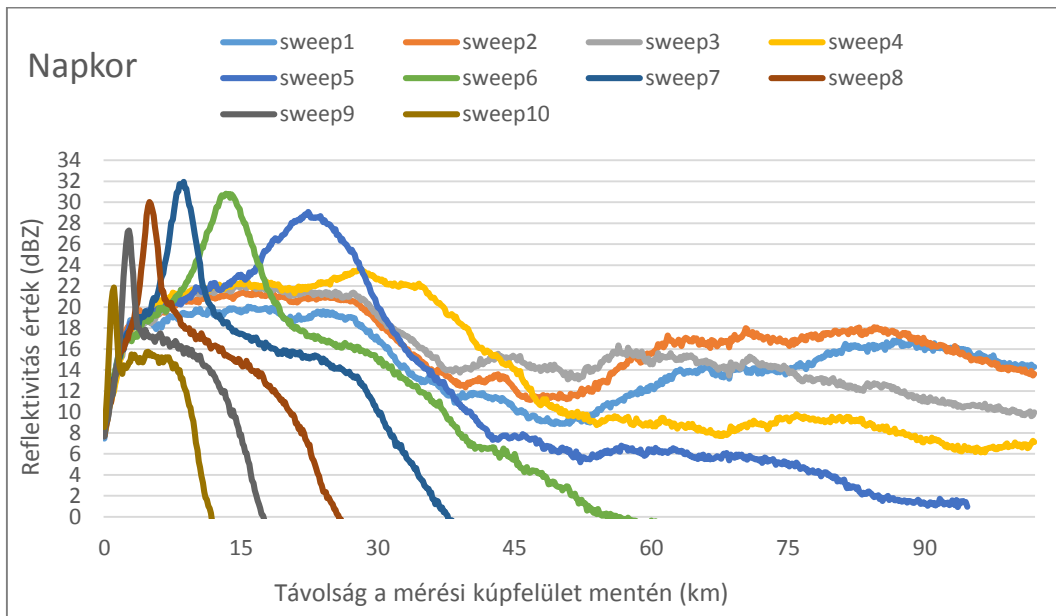
Az ábra jobb felső része ugyanazt a mérést mutatja, de a radar néhány km-es környezetére szűkítve. Megállapíthatjuk tehát, hogy az olvadási réteg detektálásához elegendő a hatótávolság törtrészének az ellenőrzése.

Eltérő magassági szögeken más távolságban jelenik meg az olvadási réteg, hiszen az állandó magasságon található hőmérsékleti szintet a kisebb szögön érintő nyaláb nagyobb, míg a nagyobb szögön mozgó nyaláb kisebb távolságban éri el. Ez az eltolódás is jól látszik a 19. ábrán, amelyen szintén az eddig látott eset látható, a reflektivitási értékek tekintetében. A különböző színű görbék az egyes magassági szögön végzett méréseket jelölik. A felső mérési szögeken jól elkülöníthető a reflektivitási értékekben bekövetkező növekedés, majd csökkenés által kirajzolódó csúcs, amely az olvadási réteg jelenlétének következménye, a korábbi fejezetekben tárgyalt, jellemző olvadási tulajdonságok miatt.

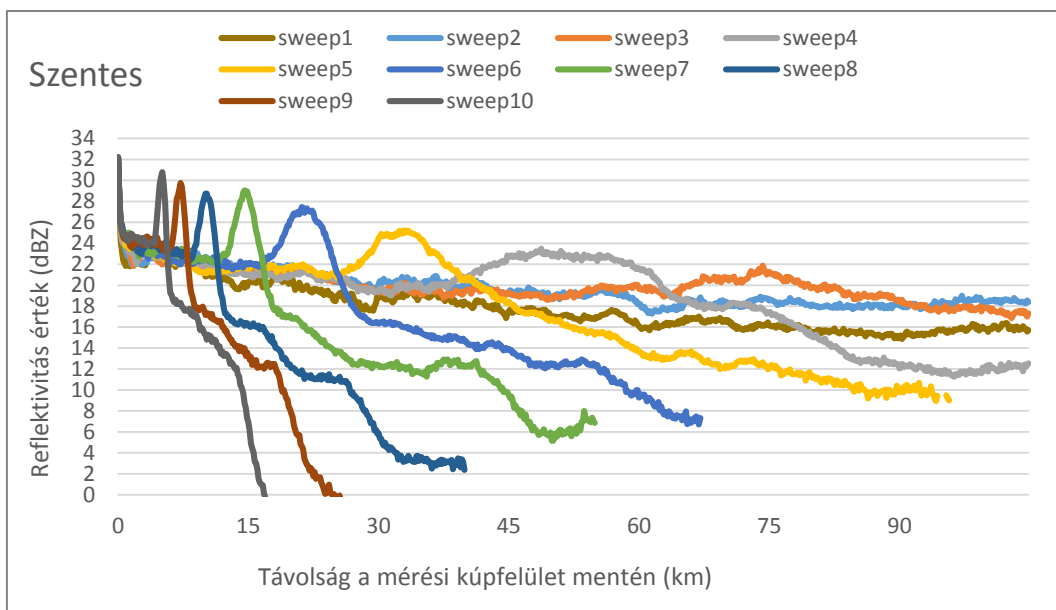


19. ábra. Reflektivitási értékek tíz magassági szögön (sweep), és az olvadási réteg megjelenése (Budapest, 2014.12.01.).

Budapesten kívül a Napkoron, Szentesen és Pogányváron található radarok mérési eredményeit tekintve (20., 21., 22. ábra) egy adott időjárási helyzetre és időpontra azt tapasztaltam, hogy szintén jól elkülöníthető az olvadási réteg a reflektivitási értékek alapján, ha a radarképen bright band látható. Ezt a továbbiakra nézve igencsak fontos tudnunk, hiszen így elegendő egyetlen algoritmus kidolgozása, amely később minden radarra alkalmazható lesz.

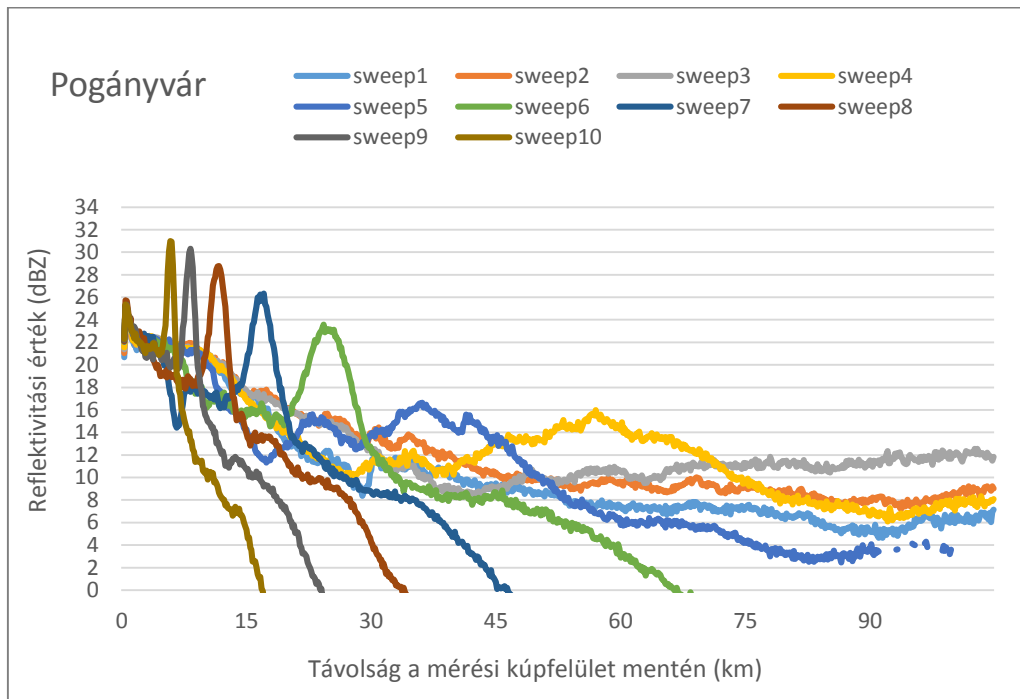


20. ábra. Reflektivitási értékek és az olvadási réteg Napkoron (2015.03.31.17:30 UTC).



21. ábra. Reflektivitási értékek és az olvadási réteg Szentesen (2015.03.31.19:00 UTC).

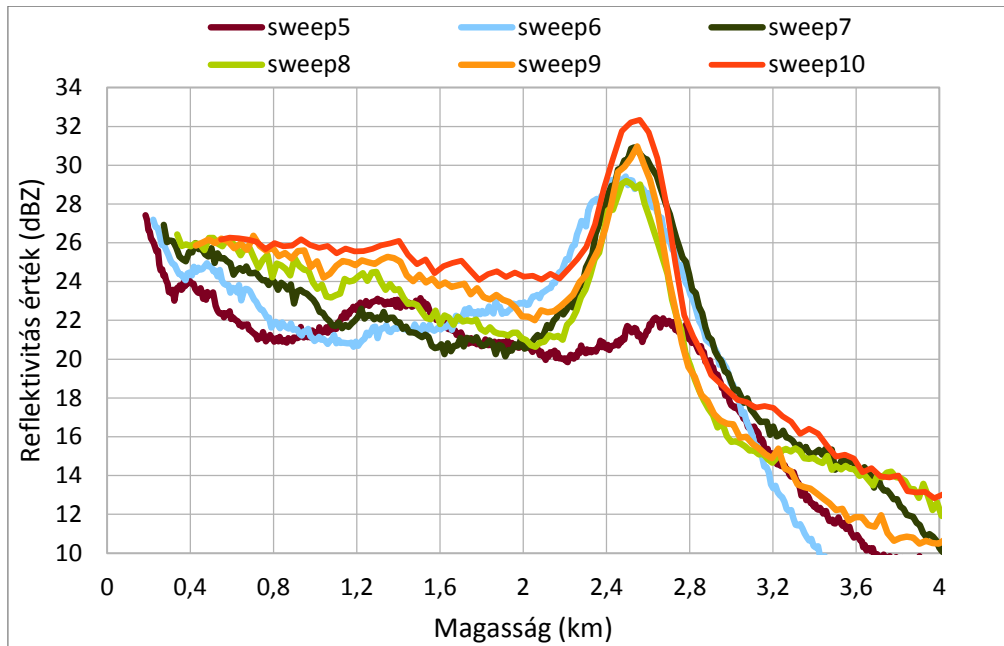
Az átlagos értékek számításakor egyértelműen látszik, hogy az alsó sweepeken tapasztalt reflektivitási érték növekedések jóval elmaradnak a felső szögekéhez képest, öt legfeljebb hat elkülönülő maximumot számolhatunk a mérési szögek száma szerinti, tíz helyett. Ebből következik, hogy az alsó swepek a bright band detektálása szempontjából nem használhatók.



22. ábra. Reflektivitási értékek és az olvadási réteg Pogányváron (2015.10.19. 13:00 UTC).

Az előző ábrákon a radartól vett távolságot a kúpfelület mentén adtuk meg, így az olvadási réteg eltolódva jelent meg az egyes magassági szögeken végzett mérések során. Az adatsort magasság szerint ábrázolva, várhatóan a swepek szerinti maximum reflektivitási és minimum  $\rho_{HV}$  értékek közel azonos szintre kell, hogy kerüljenek, hiszen az olvadási réteg magassága a radar szűkebb környezetében nem mutat jelentős ingadozásokat, változásokat. A várakozásoknak megfelelően mindkét paraméter esetében a swepek egybevágóan kirajzolják az olvadási réteget, ahogyan azt a 23-24. ábrákon is láthatjuk.

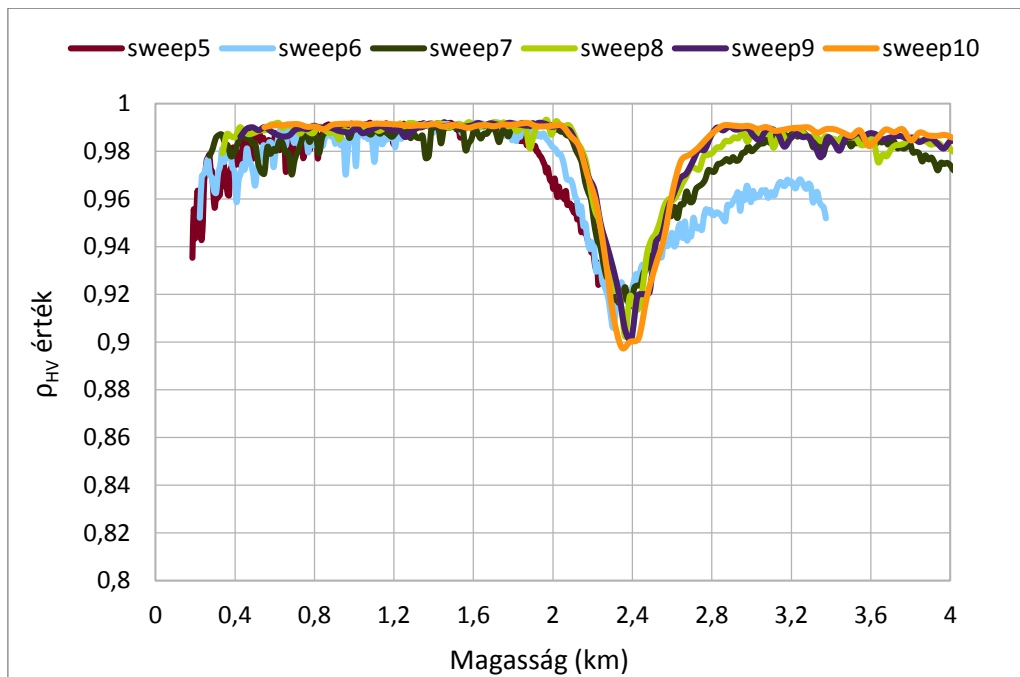




23. ábra. Reflektivitási értékek alakulása a magasság szerinti ábrázolás után, Szentes 2015.10.23. (18:25 UTC).

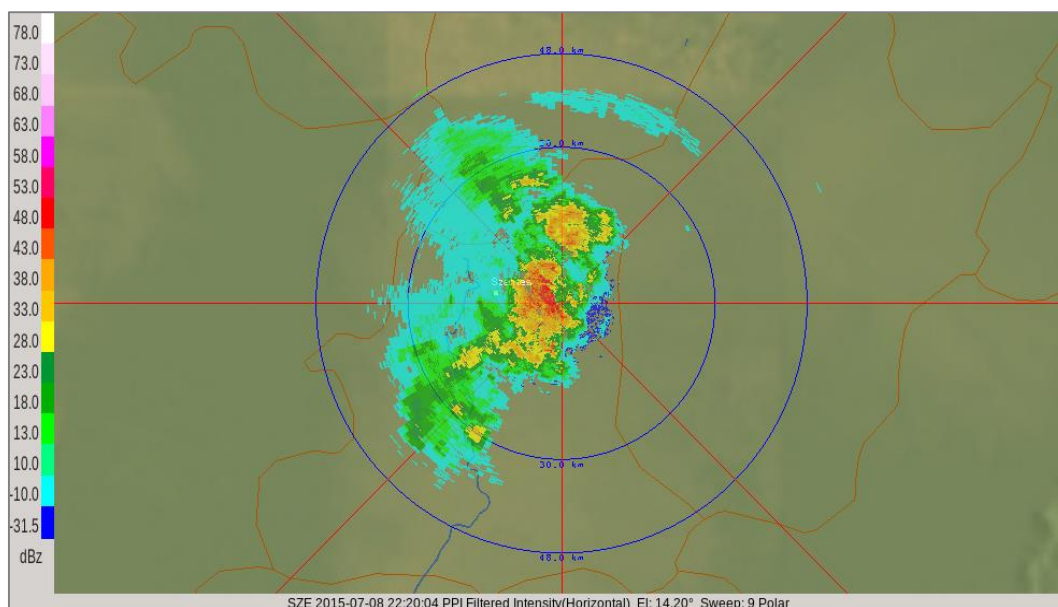
Ezeknél az eseteknél már csak a felső hat sweepet használtam, de még itt is láthatóak illeszkedésbeli eltérések. A további vizsgálódás során, több időjárási helyzethez kapcsolódó esetet tekintve megállapítottam, hogy az olvadási réteg azonosításához megfelelő magassági szögek a  $7,0^\circ$ ;  $10,0^\circ$ ;  $14,2^\circ$  és  $20,0^\circ$ , vagyis a legfelső négy sweep. Ezeket alkalmazva elkerüljük a bright band felismerését akadályozó sweepeket használatát, mind a négy radaron, hiszen ezeken a magassági szögeken minden esetben jól elkülönül az olvadási réteg.

A bright band megjelenése mindkét paraméterben az átlagos értéktől való eltérésben mutatkozik meg. Egyrészt az átlagot jóval meghaladó, másrészt az átlag érték alá való süllyedésben.

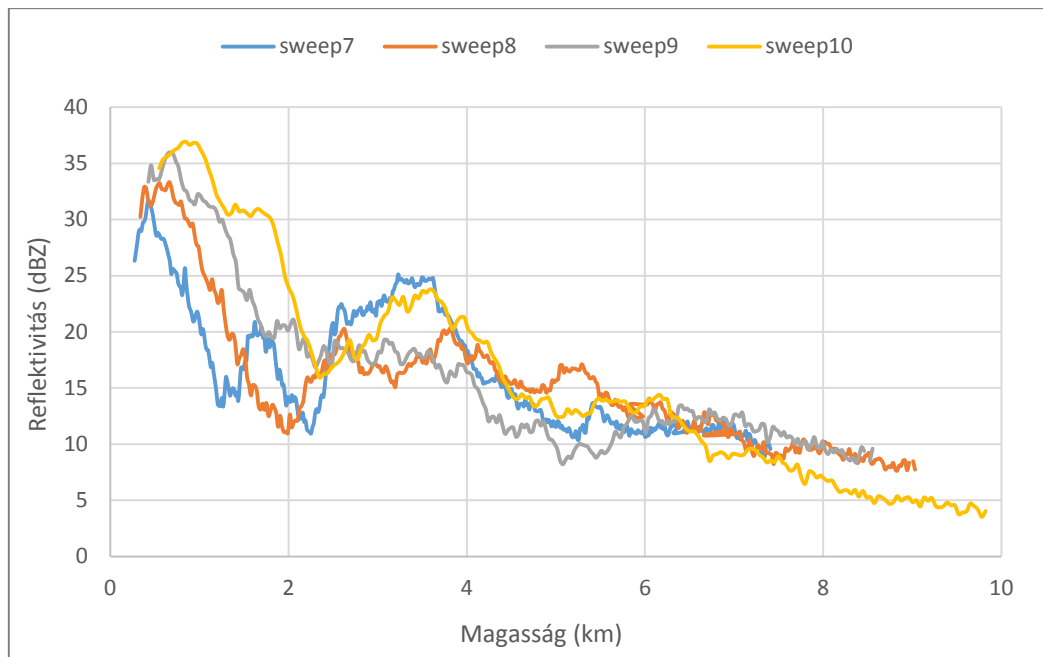


24. ábra. Korrelációs együttható értékek alakulása a magasság szerinti ábrázolás után, *Szentes 2015.10.23.(18:25 UTC)*.

Ettől eltérően egyes esetekben, példaként tekintsünk egy nyári, zivataros helyzetet, amikor az olvadási réteg nem elkülöníthető, a már korábban említett erőteljes vertikális áramlások miatt. Ilyen volt a 2015. július 8-i hidegfront következtében, és az előtte kialakuló konvergencia vonalban, fejlődött zivatarok, zivatarláncok esete (25. ábra).



25. ábra. Zivatar megjelenése a reflektivitási értékeken, antenna-eleváció: 14,20°, *Szentes, 2015.07.08.(22:20 UTC)*.

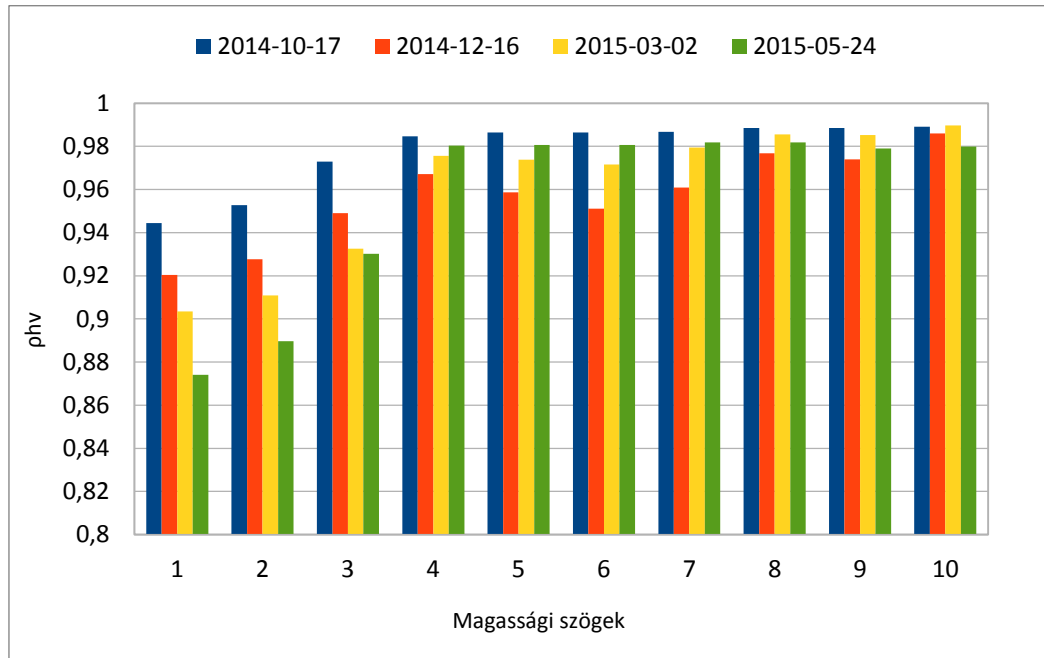


26. ábra. Reflektívítási értékek alakulása zivatar esetében, a 7, 8, 9, 10. magassági szögeken, Szentes, 2015.07.08.(22:20 UTC).

A 26. ábrán az olvadási réteg elkülönülése egyáltalán nem egyértelmű, előfordulnak nagyobb ingadozások is, de olyan markánsan nem kivehető a bright band karakterisztika, mint a fentebb bemutatott eseteknél.

Ahhoz, hogy megállapítsuk, mikor jelennek meg kiugró értékek, szükség van az átlagérték fogalmának megállapítására. Kiválasztottam néhány esetet különböző időjárási helyzetekből, ahol sztratiform jellegű csapadék hullott és a 0 °C-os izoterma alatti területre átlagolást végeztem. Az egyes mérési szögeken az adott magassági szint alatt, a radartól legnagyobb 120 km-es távolságban összegeztem a korrelációs-együttható értékeit, majd elosztottam, az értékek darabszámával. Fontos megjegyezni, hogy csak azokat a bineket használtam fel, amelyekhez megfelelő reflektívítási érték tartozott, vagyis amelyek a 15 és 25 dBZ határértékek között voltak. Azért szükséges a  $\rho_{HV}$  értékekből való átlagszámítás, mert korrelációs-együttható értékeket csapadék jelenlététől függetlenül is számíthatunk, de mi a sztratiform jellegű csapadékon belüli mérési eredmények közül szeretnénk felismerni az olvadási réteghez tartozókat. A 27. ábra mutatja be az átlagokat négy esetre. Az egyes esetekben más-más értékszint figyelhető meg, de az eseten belül csak kismértékű eltérések tapasztalhatók. Az alsó sweepeken jóval alacsonyabb értékek jellemzőek, hiszen a sugárnyaláb radartól való távolodása gyorsabban következik be, és nagyobb távolságban a korrelációs együttható értékek nagyobb bizonytalanságot hordoznak.

A hazai radarhálózatban a  $\rho_{HV}$  átlagos értéke 0,98 körül alakul, ami ugyan a nemzetközi átlagos értéktől (0,99 és e feletti értékek) elmarad, de a bright band detektálására használható.

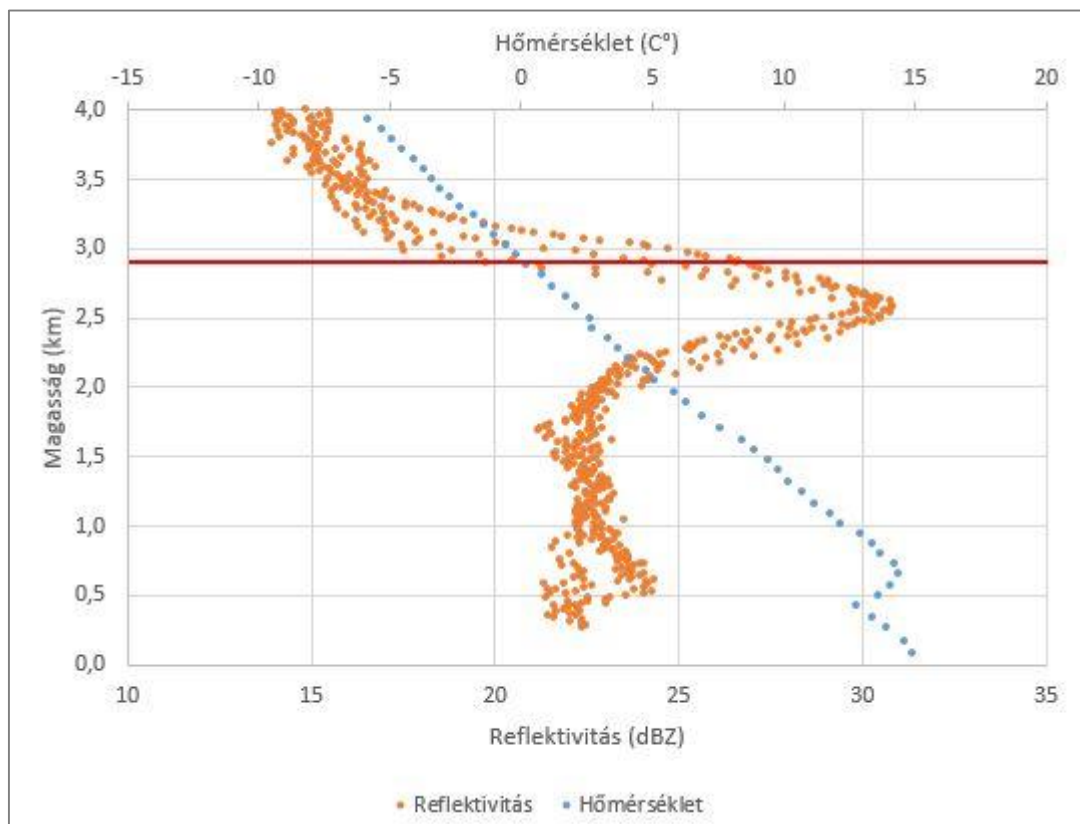


27. ábra. Sztratiform csapadékban jellemző átlagos korrelációs együttható értékek az olvadási réteg alatt, a szentesi radar mérési adatai alapján.

Ahogy arról már korábban szó volt az alsó sweepepek alkalmassága a bright band azonosítására nem áll fenn. Az átlagokat tekintve szintén ezeknél a szögeknél tapasztalható az alacsonyabb értékek megjelenése, a felső négy-öt sweepnél ugyanakkor kicsi az eltérés. Összességében megállapítható, hogy a detektáláshoz használni kívánt magassági szögek esetében az átlagos korrelációs együttható érték 0,98 és 0,96 között változik, ez alá csak az alacsonyabb magassági szögek esetében esik. A fent említett, októberi esetben az érték csökkenése igencsak nagynak mondható, hiszen megközelítette a 0,9-et. Az ilyen mértékű eltérések megkönnyítik a bright band szűrést, hiszen teljesen egyértelműen elkülönülnek az átlagos értékektől.

Mind a reflektivitási-, mind a  $\rho_{HV}$  értékek vertikális profilja kirajzolja a bright band-et. A 28. ábrán látható pontok az egyes körívek menti átlagokat jelölik a felső magassági szögeken a reflektivitásra vonatkozóan. A rádiószondás mérések fontos szerephez jutottak az azonosítás során, a 0 °C-os izotermától egyértelműen függő olvadási réteg magasságát ezzel a szinttel közelítettem. Ezzel biztosítva, hogy a bright band azonosítása a megfelelő magassági szinten történjen.

A 0 °C-hoz tartozó magasságot a vizsgált időponthoz és helyhez legközelebb eső mérések alapján határoztam meg, Szentes esetében a szegedi adatokat használtam.

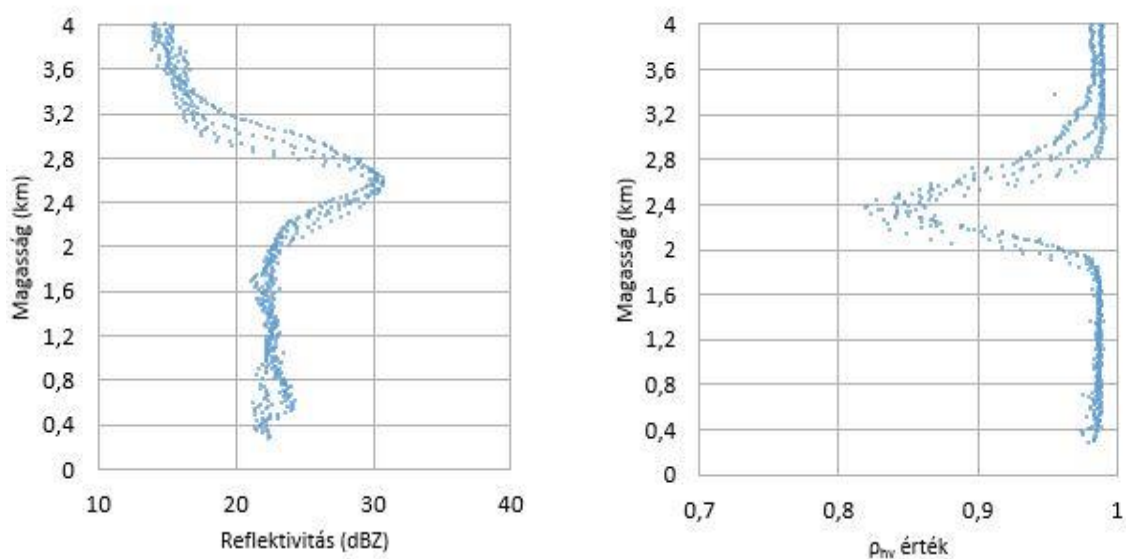


28. ábra. A reflektivitás vertikális profilja, valamint a rádiószondás felszállás eredménye a 0 °C-os izoterma magasságával, Szentes, 2015.05.24. (20:50 UTC).

Az ábrán jól látható, hogy a reflektivitási értékekben bekövetkező növekedés az olvadási szinthez közelítve indul meg, és néhány száz méteren keresztül tart, az értékek eközben magasabbak maradnak. Majd a minél nagyobb százaléku vízfázis miatt csökkenés indul meg, és a teljesen olvadt állapot elérésekor, az adott szinttől nem csökken tovább.

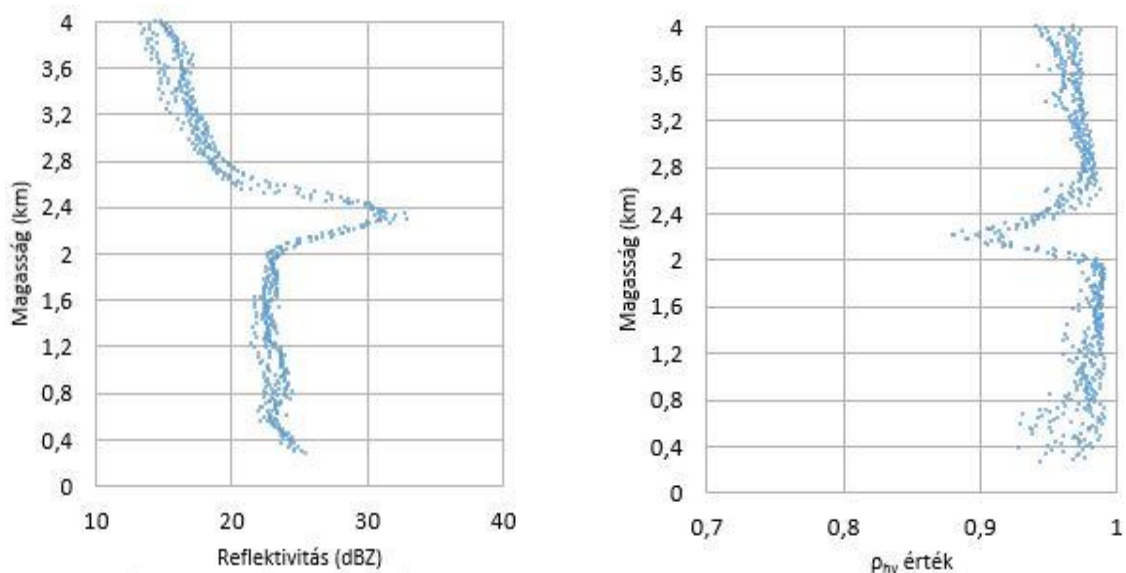
A radar közvetlen közelében szintén előfordulhatnak olyan mérési eredmények, amelyek nem tükrözik a valóságot, ezért célszerű a műszer egy km sugarú környezetéből származó adatokat kihagyni az azonosítási folyamatból.

A 29. ábrán nem csak a reflektivitás, de a  $\rho_{hv}$  értékeket is láthatjuk, mindkét paraméteren azonosítható az olvadási réteg. A késő tavaszi időjárásnak megfelelően a 0 °C-os izoterma már viszonylag nagy magasságban, 3 km közelében található.

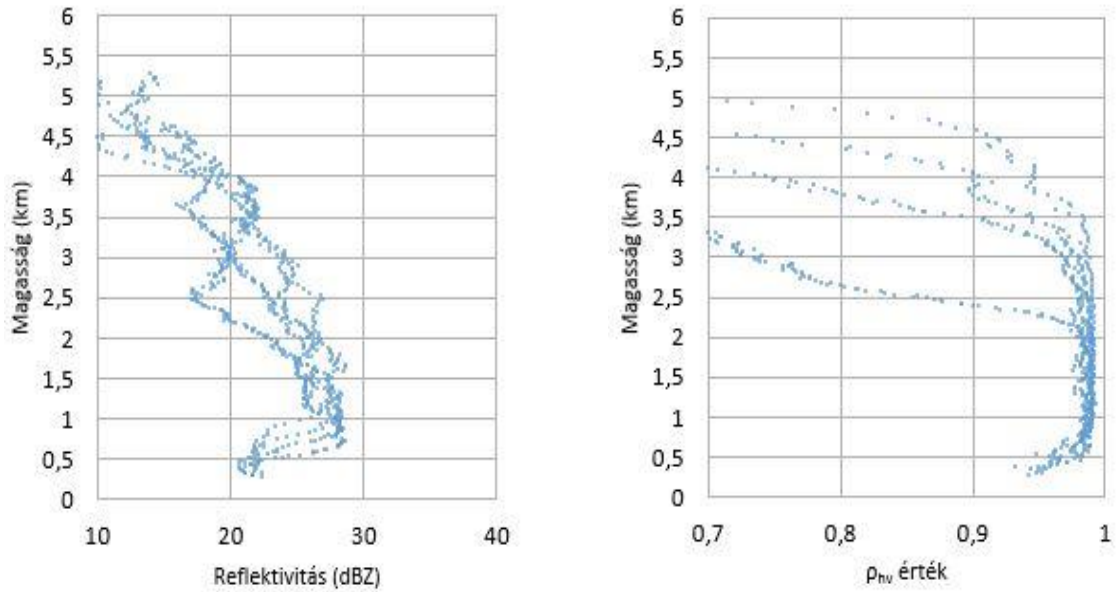


29. ábra. Reflektivitás és korrelációs-együttható értékek vertikális profilja, Szentes, 2015.05.24. (20:50 UTC).

Az előzőekben már kitértünk a 2014. december 1-i időjárási helyzetre és légköri jellemzőire. A 30. ábrán is megfigyelhető, hogy 2 és 3 km között ment végbe az olvadás. Majd a légkör alsóbb rétegeiben a hőmérséklet ismét lecsökkent, aminek a következménye a felszín közelében az ónos csapadék hullása volt.



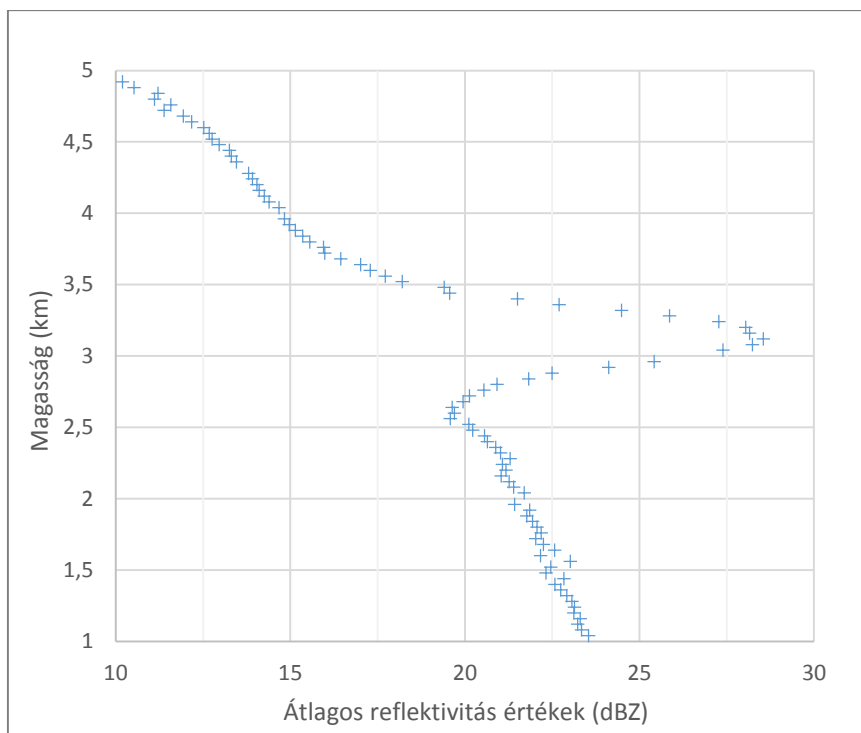
30. ábra. Reflektivitás és korrelációs-együttható értékek vertikális profilja, Szentes, 2014.12.01. (03:25 UTC).



31. ábra. Reflektivitás és korrelációs-együttható értékek vertikális profilja, Szentes, 2015.07.30. (00:25 UTC).

A 31. ábrán egy olyan esetet látunk, ahol záporos csapadék hullott, az olvadási réteg azonosítására ebben az esetben nincs nagy esély.

Az előző sztratiform csapadékú esetek tanulsága szerint a bright band minden magassági szögön, egy bizonyos magasságban határozottan kirajzolódik, mindkét paraméter értékeiben. Az mutatkozott tehát, a legmegfelelőbb következő lépésnek az azonosítási algoritmusban, hogy a légkör alsó néhány km-es részét magassági szintekre osztva, minden szintre egy jellemző értéket adunk meg, minden sweep figyelembevételével. Ez meg is történt, virtuálisan 40 m-enként az adott rétegbe eső körívek átlagát összegeztem, majd elosztottam a körívek számával, így minden szintet egyetlen érték ír le.



32. ábra. Magassági szintekre számolt, átlagos reflektivitás értékek, *Szentes, 2014.10.17. (10:05 UTC).*

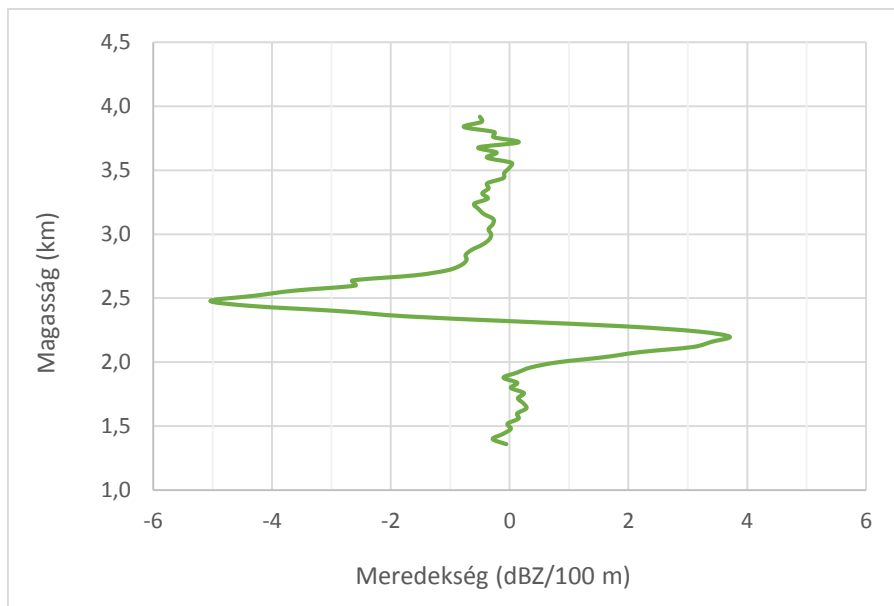
Az eddigi tapasztalatokat alátámasztja a 32. ábra is, miszerint a bright band azonosításához használható az adathalmaz azon pontja, ahol a reflektivitási érték eléri a maximumát. A korrelációs-együttható esetében ez a minimumhelyet jelenti.

Az algoritmus e pontján minden esetben megtörténik a maximum érték helyének a megkeresése. Két-féle algoritmust teszteltem, az egyik esetén ezen a ponton a maximum érték magasságát összehasonlítottam a rádiószondás felszállás alapján kiszámított 0 °C-os izoterma magasságával. Csak abban az esetben folytattam a vizsgálódást, ha a két érték néhány száz méteren belüli eltéréssel rendelkezett, vagyis ha a 0 °C-os izoterma a maximum hely alatti 1 km-es rétegben, vagy legfeljebb 200 méterrel e szint felett volt megtalálható, egyéb esetben elvettem a bright band lehetőségét. Ez egyfajta biztonságot jelentett, hogy az algoritmus csak abban a magasságban keresse az olvadási réteg okozta reflektivitás növekedést, ahol van esély az előfordulásra.

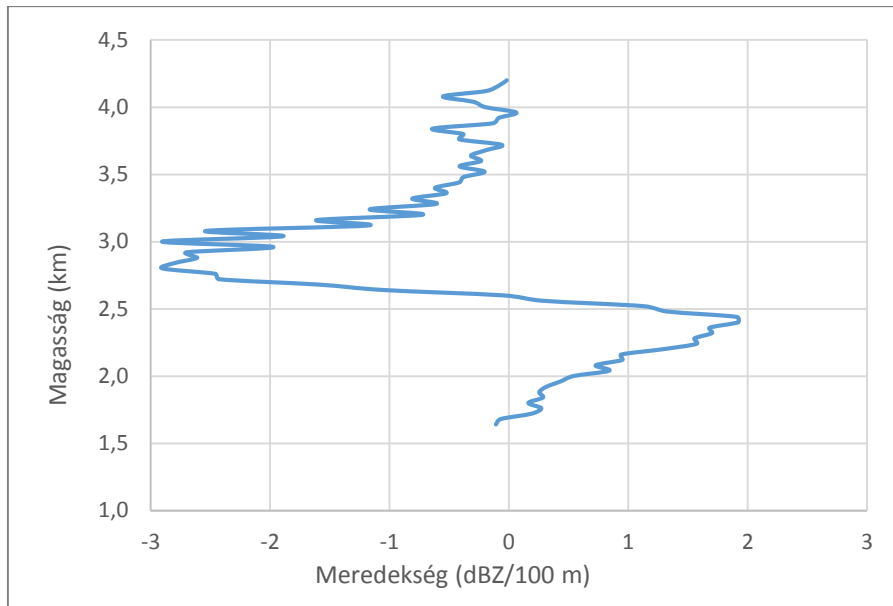
A másik típusnál ezt a feltételt nem használtam, bár ott is volt egy magasságra vonatkozó alsó és felső korlát (800 és 4000 méter között), ami a számításokat, ezáltal a hiba lehetőségét is részben csökkentette. Később bebizonyosodott, hogy az előre megszabott feltételek, küszöbértékek kellően leszűkítették a keresési folyamatot az olvadási réteg jellemzőire összpontosítva, így a 0°C magassága nélkül is azonosításra került az olvadási réteg.



A maximum hely megtalálása után a vizsgálat ennek a magassági értéknek a közelében folytatódik, méghozzá mindkét irányban, tehát a felszín felé és felfelé is egy-egy km széles tartományban. Az algoritmus, a következő részben az adott, 2 km széles rétegben az előzőekben meghatározott 40 méter kiterjedésű szintekre kapott átlagértékekkel számol. A legalsó értéket a három szinttel feljebbi átlaghoz hasonlítja, veszi a különbségüket, mintegy meredekséget számolva. A következő, második elemet szintén a hozzá viszonyított harmadik értékből vonja ki, így haladva tovább. A kapott meredekségi értékeket a 33. és 34. ábrákon láthatjuk.



33. ábra. Meredekség értékek, *Szentes, 2014.12.01. (03:25 UTC)*.



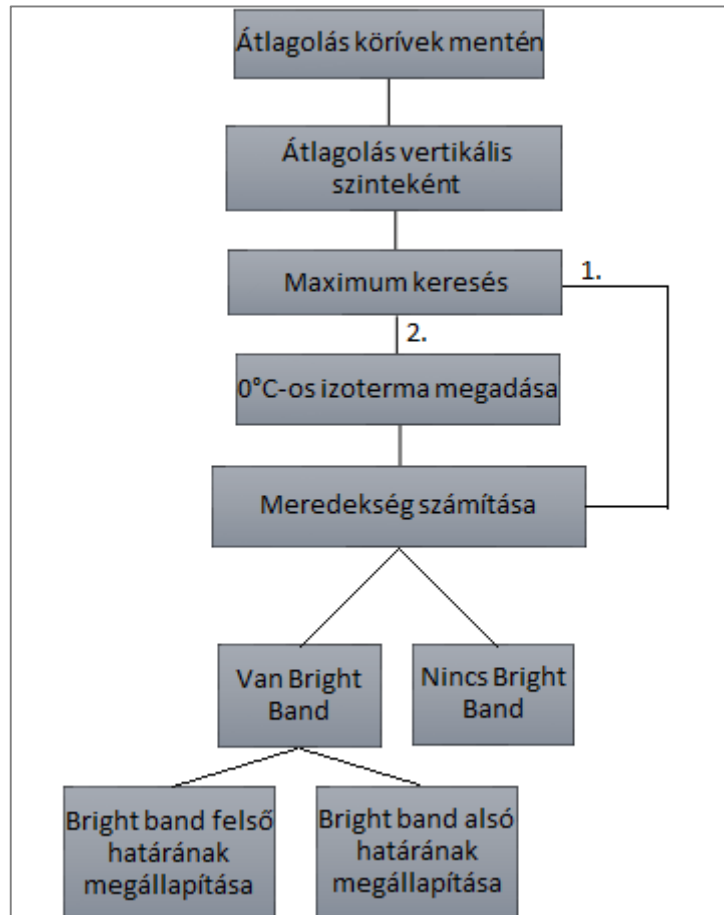
34. ábra. Meredekség értékek, Szentes, 2015.05.24. (20:50 UTC).

Két helyzetet választottam ki, amelyeknél jól látható az olvadási réteg. A görbék mindkét esetben hasonlóan futnak, a bright band-hez kapcsolódva jelen kell lennie egy növekvő szakasznak, amely aztán meredek csökkenésbe megy át. Az inflexiós pontnál található a vertikális profil alapján kirajzolódott maximum, legvégül ismételt növekedő fázis végén a reflektivitás megközelíti a kiindulási állapotot.

Két küszöbértéket választottam, amelyek segítségével az algoritmus meghatározza a bright band alját és tetejét. Ha az 1 dBZ/100m emelkedést meghaladó növekedés tapasztalható a meredekségben, az a magassági szint fogja képezni a bright band alját, ahol a küszöböt átlépte az adatsor. Mindez csak abban az esetben áll fenn, ha ezt a pontot követően az adatok legalább 50 %-a továbbra is magasabb az előbb megszabottnál. A küszöbértékek megállapítása több eset meredekség értékeinek a vizsgálata után történt, figyelembe véve a különböző helyzetekhez tartozó karakterisztikákat.

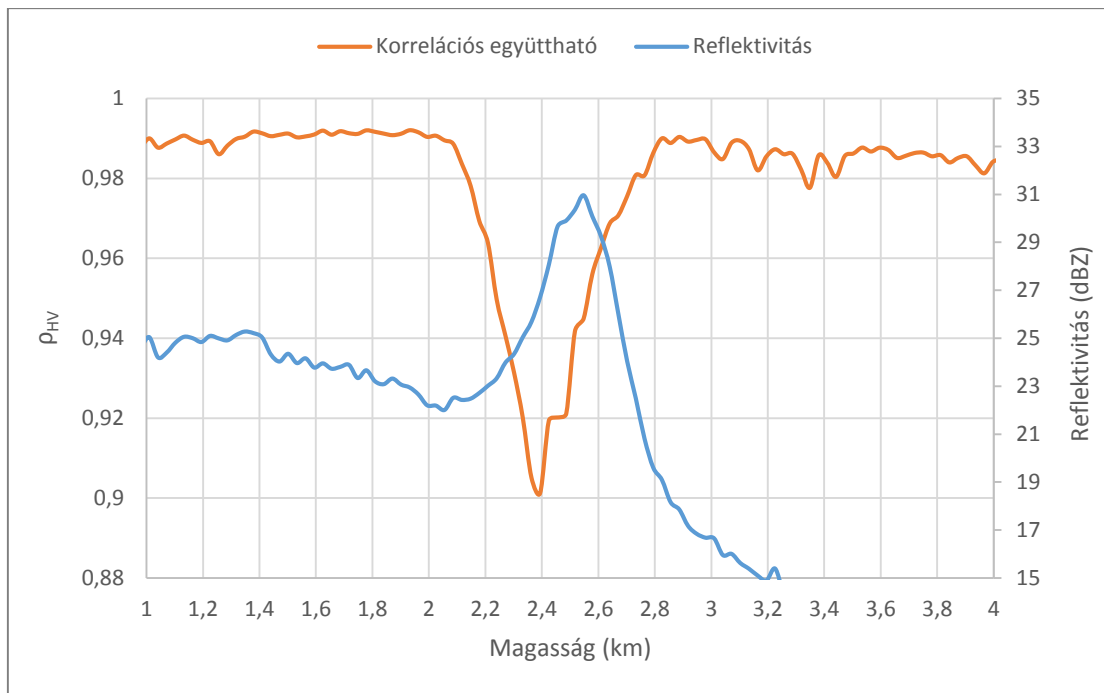
Hasonlóképpen történt a bright band tetejének megállapítása is. Elegendő számú (az adatok legalább 60 %-a), a megadott küszöbnél alacsonyabb meredekség értékek esetén történik a magassági szint megadása. Ez az érték ez esetben a -1 dBZ/100m. A növekedési szakasz végén, a küszöb átlépésekor elért magasság adja a bright band felső szintjét. A reflektivitás értékeknél kirajzolódó csúcs lecsengő szakasza jóval szélesebb, mint az emelkedő fázis, ezért nehezebb a felső határ szintjének a megállapítása is. A magasabb % küszöb megadására azért volt szükség, hogy a szélesebb csökkenő szakaszt azonosítsuk.

Az algoritmus teljes folyamata a 35. ábrán látható.



35. ábra. Az azonosítási algoritmus folyamatábrája.

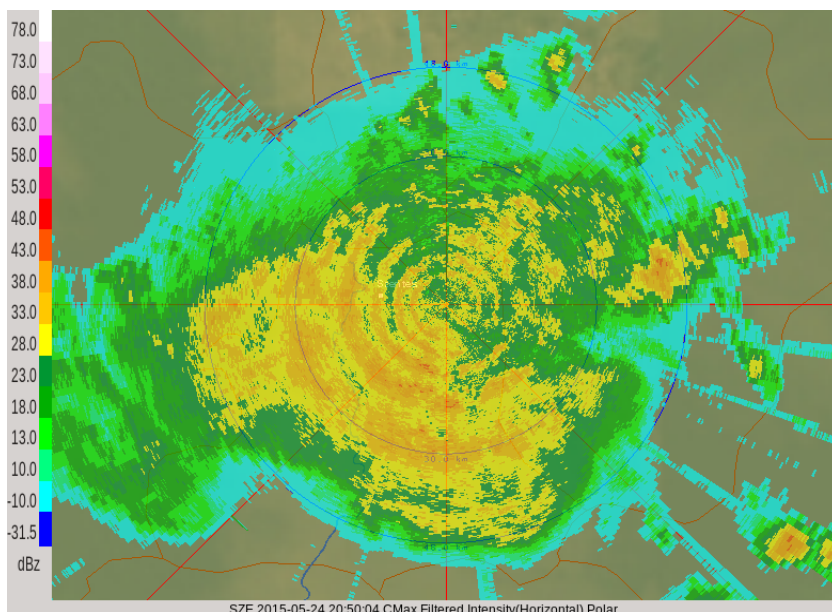
A vizsgált két paraméter, reflektivitás és korrelációs-együttható értékek, együttes alkalmazása lenne a legideálisabb az azonosítási algoritmusban, hiszen nagyobb biztonsággal megállapítható az olvadási réteg magassága, ha a két érték egybevághat. A feltétel teljesüléséhez arra van szükség, hogy mindkét paraméter magasság szerinti alakulásában azonos, vagy megközelítőleg azonos helyen érje el a maximumot, reflektivitás esetén és a minimumot  $\rho_{HV}$  esetén. Ez az általam kiválasztott esetekben teljesül, így nagy biztonsággal következtethetünk az egyéb esetekre is.



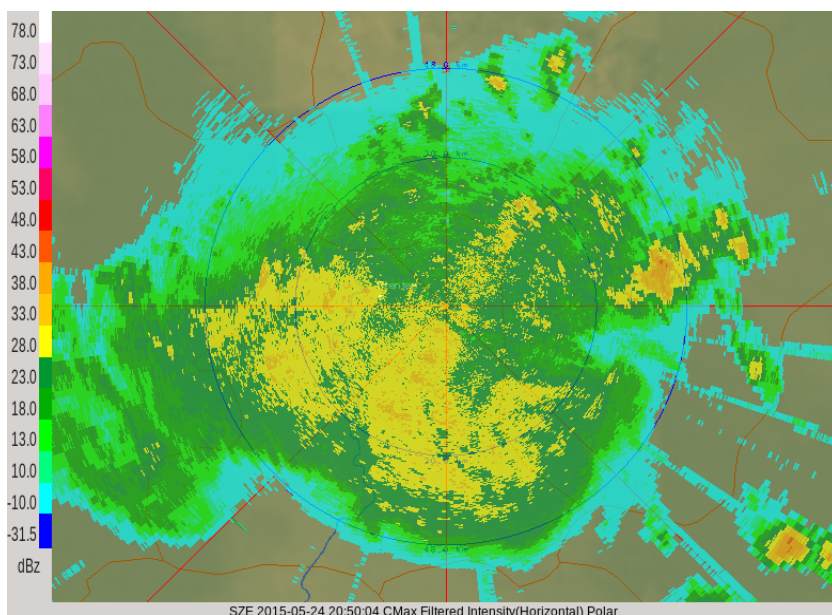
36. ábra. Olvadási réteg megjelenése a  $Z_h$  és a  $\rho_{HV}$  értékeken, a kilencedik magassági szögön. Szentes, 2014.10.23. (18:25 UTC).

A 36. ábrán a kilencedik magassági szögön végzett mérések eredményeit látjuk mind a reflektivitásra, mind a  $\rho_{HV}$  értékre vonatkozóan. A szélsőértékek mindkét esetben 2,4- 2,5 km magasságban találhatóak, távolságuk 200 méternél kevesebb. Mindkét paraméter alkalmas tehát a bright band azonosítására, de hogy az algoritmus mely részén lehet a másik paramétert bevonni a detektálás nagyobb biztonsága érdekében, az további vizsgálódás tárgyát képezi.

A bright band azonosítási algoritmus futása után kapott két magassági érték, egy felső és egy alsó határszint, közötti hibásnak vélt adatok kivágásával a következő eredményhez jutottam, a 37-38. ábrán a 2015. május 24-i helyzet látható a felső a szűrés előtti, az alsó a szűrés utáni kompozit kép. A szűrés, a felső négy magassági szögön detektált olvadási réteg magassága alapján történt.

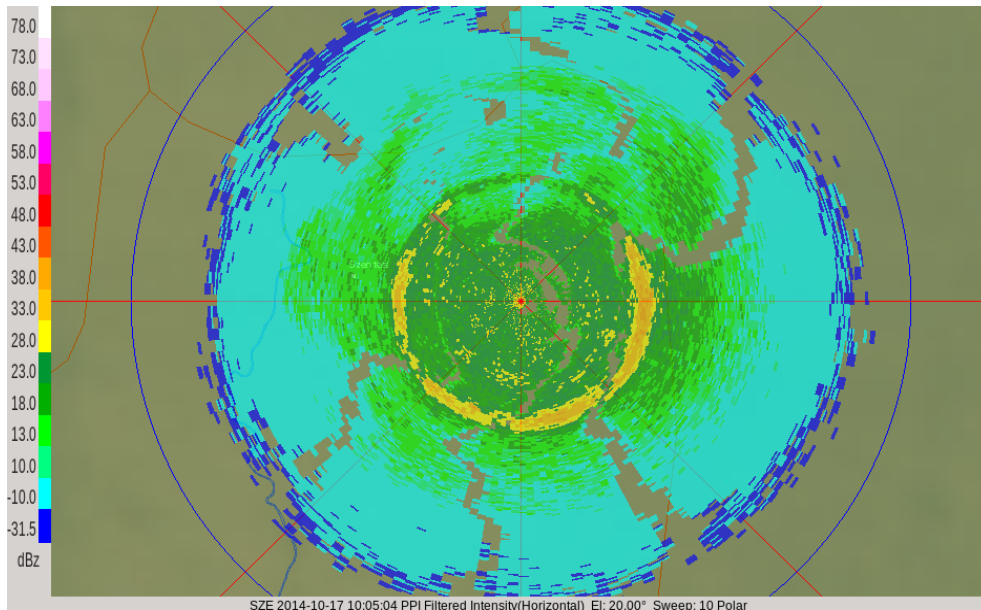


37. ábra. CMax radarkép, Szentes, 2015.05.24. (20:50 UTC).

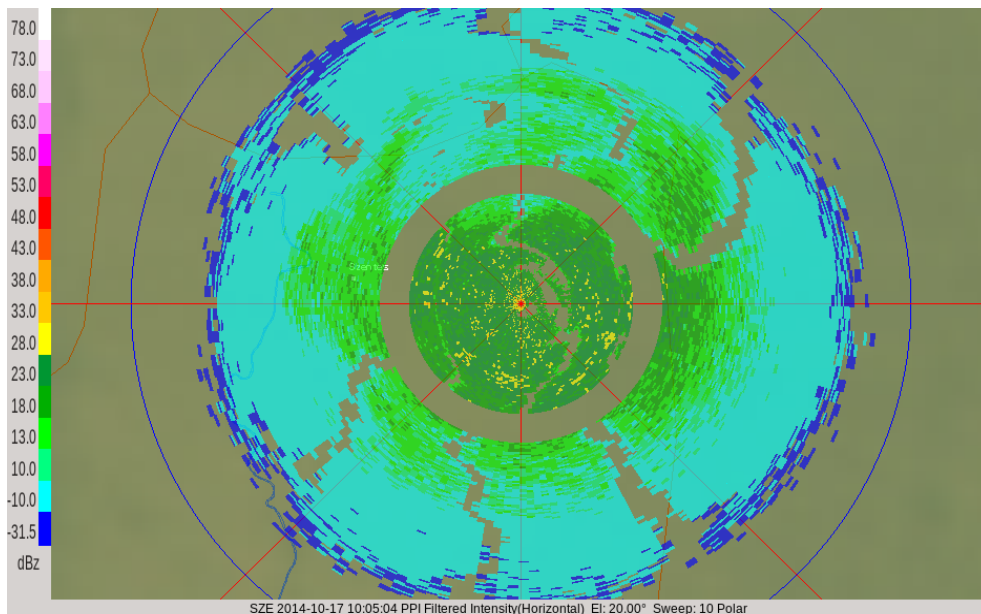


38. ábra. CMax radarkép bright band szűréssel, Szentes, 2015.05.24. (20:50 UTC).

Egy sweepet kiemelve részletesen vizsgálható a szűrés pontossága. A legfőbb cél, hogy a kivágás mértéke ne legyen túl nagy, de a valóságot nélkülöző értékek többsége a szűrés után ne szerepeljen a radarképen. A 39-40. ábrák egy esetet mutatnak be, a 10. magassági szögön megjelenő olvadási rétegről, valamint a kivágás utáni helyzetről.



39. ábra. Reflektivitási értékek és az olvadási réteg, Szentes, 2015.10.17. (10:05 UTC).



40. ábra. Reflektivitási értékek a hibás adatok szűrése után, Szentes, 2015.10.17. (10:05 UTC).

A szűrést az egyes esetekre elvégezve kedvező eredményre jutottam. A nagyobb pontosság eléréséhez a megszabott küszöb értékek kisebb korrekcióira került sor, de a kivágás nagysága megfelelőnek mutatkozott.

# Összefoglalás

Dolgozatomban a bright band jelenséget kiváltó olvadási réteg jellemzőit foglaltam össze, az azonosítását végző algoritmus kidolgozásának folyamatát fejtettem ki, és a kapott eredmények jellemzését végeztem.

A rövid szakirodalmi áttekintés, és a radar legfontosabb tulajdonságainak ismertetése után, az algoritmus megalkotásának lépéseit taglaltam.

A nagy mennyiségű mérési eredményre való tekintettel először körívek mentén végeztem átlagolást, ezzel kihasználva a gyűrűs szerkezetet, majd magassági szintekre osztva a légkört, a paraméterek vertikális profilját vizsgáltam. Reflektivitás esetében a maximumot, a korrelációs-együttható esetében a minimumot megkeresve, majd e szélsőértékek közelében lévő jelentősebb ingadozásokat szűrtem ki, és ezek alapján határoztam meg a bright band alsó és felső határát.

Az algoritmust több helyzetben teszteltem. Ezek között voltak olyanok, amelyeken azonnal felismerhető volt a bright band, és voltak olyanok is, amelyek nem tipikus sztratifonn csapadékhoz kötődtek. A cél az volt, hogy az olvadási réteg detektálása csak abban az esetben történjen meg, ahol a gyűrűszerű reflektivitás növekedés valóban, jól azonosíthatóan megjelent.

Az eredmény kedvező volt, mert azoknál az eseteknél, ahol várható volt, minden esetben azonosításra került a bright band, mind a reflektivitás, mind a korrelációs-együttható vizsgálatokor.

A zivataros helyzetekben, egyetlen esetben sem volt egyértelműen azonosítható az olvadási réteg. A 0 °C-os izotermát figyelmen kívül hagyó algoritmus detektált olyan érték változásokat, amelyek meredeksége meghaladta a küszöbértéket, de nem felelt meg maradéktalanul minden kritériumnak, tehát a végső döntési fázisban elvetésre került.

A bright band azonosítási módszer kidolgozása eredményesnek tekinthető. Információhoz jutottunk az olvadási réteg karakterisztikáiról, valamint az algoritmus megalkotásával elkezdődhet egy folyamat, amely eredményeként a bright band szűrése beépülhet a radarkép elkészülésének módszerébe. A tapasztalatok felhasználásával további lépések is tehetők (pl. 0 °C-os izoterma közelítő magasságának megadása).

# Köszönetnyilvánítás

Elsősorban szeretném megköszönni témavezetőimnek, Steib Rolandnak és Szegedi Csabának az OMSZ meteorológusainak a diplomamunka elkészítésében nyújtott mindennemű segítséget, hasznos tanácsokat és türelmes témavezetői munkájukat.

Köszönet illeti az Országos Meteorológiai Szolgálatot a rendelkezésemre bocsátott adatokért.

Továbbá hálásan köszönöm Dr. Mészáros Róbert egyetemi docensnek, hogy segítő figyelmével, támogatásával kísért a munkámban.

Hálával tartozom még szeretteimnek a sok bátorításért és ösztönzésért, nélkülük nem sikerülhetett volna.

Mindezekon felül pedig Istennek adok hálát a dolgozat elkészültéért.



# Irodalomjegyzék

*Battan, Louis J.* 1973: Radar Observation of the Atmosphere, *University of Chicago Press Chicago and London.*

*Bringi V. N., Rasmussen R. M., Vivekanandan J.*, 1986: Multiparameter radar measurements in Colorado convective storms. Part I: Graupel melting studies, *Journal of The Atmospheric Sciences*, 43. 2545-2562.

*Büyükabas E., Sireci O., Hazer A., and Temir I.*, 2005: Training course on weather radar systems Module A: Introduction to radar, 1–55. [Online]. Available: [https://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/publications/IOM-88\\_TM-Radars/IOM-88\\_Module-A.pdf](https://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/publications/IOM-88_TM-Radars/IOM-88_Module-A.pdf)

*Col R. N.* 1983: Manual of Remote Sensing. Second Edition Volume I., *American Society of Photogrameters, Falls Church, Virginia.*

*Czelnai R.*, 1980: A meteorológia eszközei és módszerei, Bevezetés a meteorológiába III. rész, *Budapest, 154-158.*

*Dombai F.*, 2006: Adalékok a radarmeteorológia hazai történetéhez: Automatizált radarmegfigyelések Magyarországon, *Légekör 51.évf. 1.szám, 13-20.*

*Doviak R.J., Frazier Doviak M.E.*, 2003: Encyclopedia of Atmospheric Sciences, *Academic Press, 1802-1812.*

*Franco M.<sup>1</sup>, Pfeifer M.<sup>2</sup>, Sempere-Torres D.<sup>1</sup>*, <sup>1</sup>*Grup de Recerca Aplicada en Hidrometeorologia Universitat Politecnica de Catalunya, Barcelona, Spain,* <sup>2</sup>*DLR Institut für Physik der Atmosphäre, Oberpfaffenhofen, Germany*, 2007: Evaluation of an algorithm for the detection of brightband signatures.

*Geresdi I.*, 2004: Felhőfizika, *Dialóg Campus Kiadó, Budapest-Pécs.*

*Gourley Jonathan J., Calvert Chris M.*, 2003: Automated Detection of the Bright Band Using WSR-88D Data, *Cooperative Institute for Mesoscale Meteorological Studies, University of Oklahoma, Norman, Oklahoma, 585-599.*

Hall W.<sup>1</sup>, Rico-Ramirez M. A.<sup>1</sup>, Krämer S.<sup>2</sup>, <sup>1</sup>Department of Civil Engineering, University of Bristol, Bristol, BS81TR, UK, <sup>2</sup>Institute for Technical and Scientific Hydrology Ltd., Engelbosteler Damm 22, D-30167 Hanover, Germany, 2014: Classification and correction of the radar bright band with polarimetric radar

Kapovits A., 2004: A radarmeteorológia meghonosítása Magyarországon, *Léggör* 49. évf. 3.szám, 18-22.

OMSZ, 1995: Fejezetek a magyar meteorológia történetéből 1971 – 1995, *Budapest*.

Peter S. Ray, 1986: Mesoscale Meteorology and Forecasting, *American Meteorological Society*, 793 p.

Probert-Jones, J. R. 1962: The radar equation in meteorology, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 88, 485-495.

Rico-Ramirez, Miguel Angel, 2014: Improving data quality with dualpolarisation weather radars, *University of Bristol*.

Rinehart R. E., 2004: Radar for Meteorologists,

Saavedra Pablo Garfias<sup>1</sup>, L.Baldini<sup>2</sup>, A. Battaglia<sup>3</sup>, N. Roberto<sup>2</sup>, A. Tokay<sup>5</sup>, D. Moissev<sup>4</sup>, C. Simmer<sup>1</sup>, <sup>1</sup>Meteorological Institute, University of Bonn, Germany; <sup>2</sup>Istituto di Scienze dell' Atmosfera e del Clima, Italy; <sup>3</sup>University of Leicester, UK; <sup>4</sup>University of Helsinki, Finland; <sup>5</sup>NASA GSFC, USA, 2012: Estimation of light precipitation parameters by combining observations from C-, K-band radar and the passive radiometer ADMIRARI during the LPVEx campaign,

Steib R., 2015:Radaregyenlet, *OMSZ, Budapest*.

Sugier J.(UK Met Office), Tabary P.(Météo France) 2006: Evaluation of dual-polarisation Technology at C-band for Operational Weather Radar Network

Szegedi Cs., Dombai F., Csirmaz K., Németh P., 2014: Országos Meteorológiai Szolgálat időjárás radarhálózatának mérései, *Budapest*.

Internetes hivatkozások:

- (I1) ELTE, Online-tananyagok, *(Letöltés: 2015.08.)*, [http://tktamop.elte.hu/online-tananyagok/meteorologiai\\_muszerek\\_es\\_merorendszerek/ch09.html](http://tktamop.elte.hu/online-tananyagok/meteorologiai_muszerek_es_merorendszerek/ch09.html)
- (I2) Horváth Z., Varga D., Lukovszki CS., Micskei T. Meteorológiai radarok WiFi zavartatása *(Letöltés: 2015.09.)*  
[http://www.hiradastechnika.hu/data/upload/file/2009/2009\\_5\\_6/HT09\\_5\\_6\\_7.pdf](http://www.hiradastechnika.hu/data/upload/file/2009/2009_5_6/HT09_5_6_7.pdf)
- (I3) <http://www.weathertrends360.com/Blog/Post/Lifting-the-Fog-A-Brief-History-of-Radar-1321>  
*(Letöltés: 2015.09.)*
- (I4) [http://wx.db.erau.edu/faculty/mullerb/Wx365/Bright\\_band/bright\\_band.html](http://wx.db.erau.edu/faculty/mullerb/Wx365/Bright_band/bright_band.html) *(Letöltés: 2015.09.)*
- (I5) <http://www.metoffice.gov.uk> *(Letöltés: 2015.11.)*
- (I6)  
[http://www.dwd.de/DE/derdwd/messnetz/atmosphaerenbeobachtung/\\_functions/Teasergroup/radarverbund\\_teaser5.html;jsessionid=D2523415181D98AF84BDC222A247B523.live21073?nn=452870](http://www.dwd.de/DE/derdwd/messnetz/atmosphaerenbeobachtung/_functions/Teasergroup/radarverbund_teaser5.html;jsessionid=D2523415181D98AF84BDC222A247B523.live21073?nn=452870) *(Letöltés: 2015.11.)*
- (I7) <https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/hal-00955763/document> *(Letöltés: 2015.11.)*