

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

**JÉGESŐS FOLYAMATOK POLARIZÁCIÓS
KARAKTERISZTIKÁINAK VIZSGÁLATA AZ OMSZ DWSR
2501C IDŐJÁRÁSI RADARRAL**



KÉSZÍTETTE: SZEGEDI CSABA
Meteorológus MSc II. éves hallgató

Témavezető: DR. DOMBAI FERENC
Országos Meteorológiai Szolgálat

Tanszéki konzulens: DR. MÉSZÁROS RÓBERT
ELTE Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2012.

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés.....	2
2. A zivatarcellák szerkezete és a jégeső	4
2.1. Jégeső.....	5
3. Radarmérések és tulajdonságaik	7
4. Polarizációs radarmérések	11
4.1. Polarizációs paraméterek	12
4.2. Problémák a C-sávú polarizációs mérések esetén	15
4.2.1. Gyengülési korrekció	17
4.3. Az OMSZ duál-polarizációs radarhálózata.....	23
4.3.1. Radarproduktumok.....	24
5. Jégdetektálási technikák radarmérések alapján	26
5.1. Jégdetektálási technikák hagyományos radarmérések alapján	27
5.2. Jégdetektálási technikák duál-polarizációs radarmérések alapján.....	29
5.2.1. Jégjel.....	29
5.2.2. Esővonal	30
5.2.3. Fuzzy logikán alapuló hidrometeor osztályozás	31
6. Felhasznált adatok, korrekciós eljárás lépései és eredményei.....	36
6.1. Felhasznált adatok.....	36
6.2. Korrekciós eljárás lépései és eredményei	36
6.2.1. A gyengülési korrekció eredményei.....	44
7. A jégdetektálási eredmények elemzése és verifikálása.....	47
7.1. 2009. június 07.....	48
7.2. 2009. június 16.....	52
7.3. 2009. június 26.....	55
7.4. 2010. május 30.....	59
7.5. 2011. július 19.....	62
8. Összefoglalás	66
Köszönetnyilvánítás.....	68
Irodalomjegyzék	69
Függelék.....	73

1. Bevezetés

A késő tavaszi és nyári időszakban igen gyakoriak a zivatarok, amelyeket rövid idő alatt lehullott nagy mennyiségű csapadék, erős szél és gyakran jégeső kísér. A jégeső okozta károk jelentősek lehetnek. Pontos észlelésük többek között azért is fontos, hogy az Országos Meteorológiai Szolgálat a megfelelő veszélyjelzés kiadásához több információhoz jusson. Az adott időjárási helyzetről több módon is adatokat gyűjthetünk, ennek egyik lehetősége az időjárási radar. Az OMSZ radarhálózatának 2004-ben befejeződött korszerűsítését követően három duál-polarizációs, Doppler radar üzemel hazánk területén. Az azóta eltelt időszakban nagymennyiségű adat halmozódott fel, amely igen nagy értéket képvisel, hiszen kevés olyan európai ország van, ahol ilyen régóta alkalmaznák ezt a radartechnológiát.

A diplomamunka célkitűzése ezen adatbázisra alapozva megvizsgálni a jégeső kísérte heves zivatarok polarizációs karakterisztikáit, ezáltal azt tanulmányozni, hogy a mérések valóban alkalmasak-e a jég kimutatására. A dolgozatban ismertetem a felhasznált polarizációs paraméterek hibáit és azok lehetséges kezelését, továbbá vizsgálom ezen mennyiségekkel az operatív jégdetektálás lehetőségét. Korábban *Horváth* (2001) vizsgálta a radarhoz tartozó gyári szoftver hidrometeor osztályozó tábláinak alkalmazhatóságát, továbbá *Zombori* (2010) hagyományos radarmérések segítségével adott becslést a jég valószínűségére. A hazánkban mért polarizációs radar adatok jégdetektálásra történő használhatóságát még nem elemezték, így a munkám ebből a szempontból hiánypótló.

A diplomamunka 7 fő fejezetből áll. A 2. fejezetben a zivatarcellák és a jégeső tulajdonságait ismertetem röviden. A 3. és 4. fejezetében áttekintést adok a hagyományos és a polarizációs radarmérésekről, illetve bemutatom a polarizációs paramétereket. Ismertetem továbbá a gyakorlatban előforduló problémákat, és ezek kezelésének módszereit. A nyers adatok ugyanis nem voltak alkalmasak a vizsgálatokhoz, így legfontosabb feladatnak ezek szűrését és korrekcióját tartottuk. A korrigált adatok felhasználásával már lehetséges a jég okozta polarizációs karakterisztikák vizsgálata, ezáltal olyan területek lehatárolása, ahol a detektált értékek alapján valószínűleg már a talajon is észlelhető jég van jelen. Az 5. fejezetben a bemutatom azokat a módszereket, amelyek alkalmasak a jég detektálására, illetve ezen túlmutatva akár komplett hidrometeor osztályozásra is.

A 6. fejezetben részletesen kifejtem a felhasznált adatok korrekciójának lépéseit és az így kapott eredményeket. Külön kiemelem az intenzív csapadék mögött jelentkező

gyengülés korrekciójának eredményeit, ugyanis ezen probléma megoldására a polarizációs mérések nyújtják a legpontosabb megoldást. Végezetül a 7. fejezetben a korrigált adatokat elemzem, vizsgálva az ezekből számított a jégdetektálások valóságtartalmát.

2. A zivatarcellák szerkezete és a jégeső

Ha a légkörben rendelkezésre áll a kellő mennyiségű nedvesség, a troposzféra nagy részére kiterjedő instabilitás és valamilyen emelőhatás, ami a levegőt a magasba kényszeríti, akkor zivatarok alakulhatnak ki. A zivatarokat cellák alkotják, melyek külön cirkulációval rendelkeznek.

A zivataroknak három életciklusát különböztetjük meg az uralkodó függőleges mozgások nagysága és iránya szerint (*Byers and Braham, 1949*):

- Fejlődő állapot: ebben a stádiumban a levegő a cella egészén felfelé áramlik. Csapadékhullás ekkor még nem figyelhető meg, mert a csapadékelemek súlya olyan kicsi, hogy a feláramlás fent tudja tartani őket.
- Kifejlett állapot: ekkor a csapadék már elkezdi kihullni a felhőből és a feláramlási zóna mellett már megjelenik egy leáramlási terület is.
- Leépülő állapot: a leáramlás kiterjed az egész cellára, megszűnik a feláramlás.

A zivatarcellák száma alapján a következő csoportok különböztethetők meg (*Byers and Braham, 1949*):

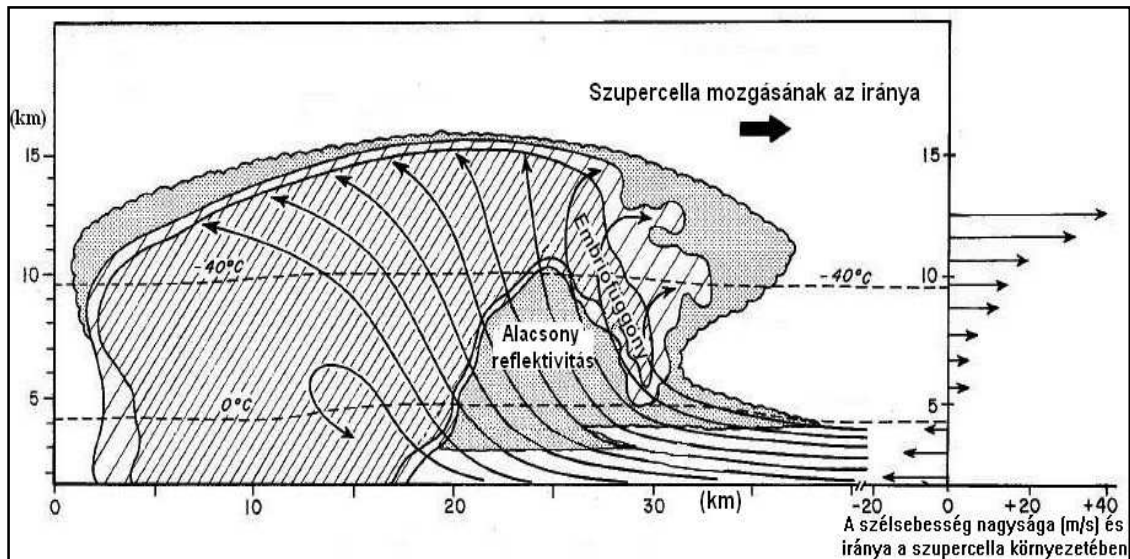
- Egycellás: általában a légtömegben belül kialakuló zivatarok tartoznak ide.
- Többcellás: rendszerint időjárási frontok, instabilitási vonalak mentén alakulnak ki.
- Szupercella: abban az esetben, ha nagy vertikális szélnyírás van jelen egy nagyméretű konvektív cellánál, akkor szupercellák is kialakulhatnak. Élettartamuk akár több óra is lehet, a magasságuk elérheti a 12–14 km-t.

A vertikális szélnyírás jelenléte azért elengedhetetlen a szupercella kialakulásához, mert így a lefelé áramló levegő nem zárja el a feláramlási csatorna felé áramló nedves, meleg levegő útját. Így a feláramlás több órán keresztül is fenn tud maradni, amelynek következtében a jégszemek növekedése hosszabb ideig tarthat.

Szupercellák esetén, a feláramlási csatornában a levegő emelkedésének a sebessége igen nagy lehet, emiatt ezen a területen a vízcseppek és jégrészecskék mérete meglehetősen apró marad. Ez a rész egy vertikális metszetet ábrázoló radarképen boltív alakú alacsony reflektivitású területként jelenik meg, amely jól látható az *1. ábrán*. (*Browning and Foote, 1976*)

A zivatar előoldalán, a korábban említett alacsony reflektivitású terület előtt helyezkedik el az úgynevezett embriófüggöny. Ezen a területen a gyenge feláramlás

következtében a vízcseppek a megfagyásukat követően visszaesnek, majd újra emelkedni kezdenek. Az embriófüggönyt jellemzően 1 mm nagyságú megfagyott cseppek, valamint túlhűlt vízcseppek, és jégkristályok ütközésével kialakult hódaraszemek alkotják (Geresdi, 2004). Ezen jégzemembriók a feláramlási csatornába kerülve nagy magasságig feljutnak, miközben gyorsan növekednek, amely növekedés tovább folytatódik, amikor feláramló levegő már nem képes őket fenntartani. Így akár a 10 cm-es nagyságot is elérheti földre hulló jégzemek mérete (Young, 1993).



1. ábra. Egy szupercella vertikális keresztmetszete radarmegfigyelések alapján. A ferdén vonalazott tartományokban a reflektivitás 40, illetve 50 dBZ, míg a külső kontúr a felhő szabad szemmel megfigyelhető határát mutatja. A folytonos vonalak a levegő áramlásának útját jelzik (Browning and Foote, 1976).

2.1. Jégeső

Abban az esetben, ha a vízcseppek a feláramlás következtében $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os izoterma fölé emelkednek, akkor megkezdődik a jégfázis kialakulása (Geresdi, 2004). A vízcseppek fagyása nem egyszerre történik, mert a nagyobb cseppek előbb a kisebbek később fagynak meg. A $100\text{ }\mu\text{m}$ -nél nagyobb, fagyott vízcseppeket jégzemkezdeménynek nevezik, amelyek vízcseppekkel ütközve gyorsan növekedhetnek. A jégreszecskek növekedése több módon történhet, amelyek közül csak a nedves- és száraznövekedést fejtem ki részletesen, ugyanis ezen folyamatok vezetnek a legnagyobb jégzemek kialakulásához. Amikor a jégzem egy túlhűlt vízcseppel ütközik, akkor első lépésben utóbbinak csak egy része fagy meg. A fagyás során látens hő szabadul fel, amely a fagyot és meg nem fagyott rész hőmérsékletét növeli. Második lépésben, ha a még folyékony halmazállapotban lévő víz is

megfagy, akkor száraznövekedésről beszélünk. Azonban ha a felszabaduló látens hő $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ra növelte a jég szem hőmérsékletét, akkor a fagyás már nem következik be. Ezt az esetet nevezzük nedvesnövekedésnek. Ennek során a jég szemről lesodródó vízből esőcseppek ($100\text{ }\mu\text{m}$ nagyobb) alakulnak ki (Young, 1993).

Abban az esetben, ha a vízcseppek kis átlagos mérete miatt nagyobb, $100\text{ }\mu\text{m}$ -t meghaladó túlhűlt cseppek nem tudnak kialakulni, akkor a jég szemek nem fagyott vízcseppekből, hanem jellemzően jégkristályokból alakulnak ki. Ez a folyamat a kontinensek felett kialakuló zivatarfelhőkben gyakori, a kondenzációs magvak nagy száma és az alacsony vízgőztartalom miatt. Ekkor a felhő -15 – $(-20)\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os részén kondenzációs fagyással alakulnak ki a jégkristályok, majd diffúziós növekedésnek indulnak, ugyanis $100\text{ }\mu\text{m}$ alatt még nem gyűjtik össze kellő hatékonysággal az apró vízcseppeket (Geresdi, 2004).

A modellszámítások alapján minden zivatarfelhőben kialakulnak jég szemek, mert ezek olvadásakor, valamint nedvesnövekedésük közben alakulnak ki a felszínre elérő esőcseppek (Geresdi, 2004). Ha a jég szemek nem olvadnak meg, amíg a talajt elérik, akkor jég esőről beszélünk.

A jég eső kialakulásához a korábbiakon kívül, az alábbi feltételeknek is teljesülniük kell: erős feláramlás és a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os nedves hőmérsékletű szint megfelelő magassága. Utóbbi kijelöli azt a határt, amelytől a jég már olvadni kezd (a nedves hőmérséklet az az érték, melyre a levegő a csapadék bepárolgásának következtében lehűl). Ha ez a szint 2800 m -nél magasabban van, akkor a jég szemek, a felszín elérése előtt elolvadnak, ha viszont 2200 m alatt helyezkedik el, az kevésbé megfelelő labilitási viszonyokat tükröz. Tehát jég eső kialakulásához a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os nedves izoterma említett két magasság közötti elhelyezkedése az ideális.

A kis jég szemek képződéséhez 36 – 54 km/h sebességű feláramlás, míg a 2 cm -t meghaladóak kialakulásához 88 km/h sebességet meghaladó feláramlás szükséges.

3. Radarmérések és tulajdonságaik

A radar legfontosabb részei az adó, vevő, antenna, és a szinkronizátor. A radar elektromágneses sugárzást bocsát ki impulzusokban, másodpercenként több százszor, ezek időzítését segíti a szinkronizátor. A másodpercenként kibocsátott impulzusok számát az impulzus ismétlési frekvencia (PRF) adja meg. A radar a kibocsátások között vevőként működik, így a visszavert jel intenzitásából következtetni lehet a visszaverődést okozó tárgyak helyzetére és visszaverődési tulajdonságaikra. A radar hatótávolságát a PRF szabja meg, mert a kibocsátott jelnek meg kell tennie az utat a célig és vissza. Az elektromágneses sugárzás fénysebességgel ($c = 3 \cdot 10^8$ m/s) terjed, így a maximális mérési távolság (R_{\max}) a következőképpen írható fel (*Peter*, 1986):

$$R_{\max} = \frac{c}{2\text{PRF}}. \quad (3.1)$$

A kibocsátott elektromágneses hullám egy teljes periódusának a hossza a hullámhossz. A meteorológiai radarok esetében a leggyakrabban alkalmazott hullámhosszak a 10 cm, az 5 cm és a 3,2 cm. A kis cseppek detektálására a rövidebb hullámhossz alkalmas, ezek azonban kisebb energiájuk miatt rövidebb hatótávolsággal rendelkeznek, szemben a nagy hullámhosszúakkal, melyek akár 500 km távolságig is érzékelni tudnak.

A hagyományos radar körülbelül 1° -os nyalábszélességű horizontálisan polarizált sugárzást bocsát ki. Nyalábszélesség alatt azt a szöget értjük, ahol a kisugárzott energia maximuma a felére csökken. Azt az időtartamot, amíg az elektromágneses sugárzás kibocsátása történik, impulzushossznak nevezzük. A nyalábszélesség és az impulzushossz együtt határozza meg az impulzustérfogatot, melyből a visszaverődés történik. A kibocsátás több magassági szögön zajlik.

Doppler-radarokkal a visszaérkezett és a kibocsátott jel frekvenciakülönbségéből egy radarcél radiális (sugárirányú) sebességére is következtethetünk.

Radaregyenlet

A radar által kibocsátott sugárzás a felhőben lévő hidrometeorokon elnyelődhet, illetve szóródhat. A szóródásnak a kibocsátás irányába eső részét visszaszórásnak hívjuk. A visszavert jel erőssége függ a radar paramétereitől, illetve a visszaszóró részecskék fizikai és geometriai tulajdonságaitól. Egy kibocsátott P teljesítményű sugárzás esetén az

antennára visszajutó teljesítmény (P_r), egy A_t felületű, közel pontszerűnek tekinthető és izotróp módon (a tér minden irányába azonosan) visszaverő tárgyról a következőképpen írható fel (*Peter*, 1986):

$$P_r = P \frac{G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} A_t. \quad (3.2)$$

A sugárzás kibocsátása nem izotróp módon történik, hanem egy néhány fokok nyalábjába sűrítve, így a céltárgyról nagyobb mennyiségű energia verődhet vissza, ezt a hatást az antennanyereséggel (G) vesszük figyelembe. A radar és a céltárgy közötti távolságot r jelöli.

A valóságban azonban a céltárgy sem izotróp módon veri vissza a sugárzást, így A_t helyett, a visszaszórási keresztmetszetet (σ) használjuk, mellyel pontosabban leírhatjuk a visszaszórást (*Geresdi*, 2004).

A visszaszórási keresztmetszetet attól függően definiáljuk, hogy Mie-féle vagy Rayleigh-féle szórásról beszélünk. Ha a visszaszóró részecskék mérete összemérhető a kibocsátott sugárzás hullámhosszával, akkor a visszaszórás Mie elméletével írható le. Ekkor a visszaszórási keresztmetszet a következő alakban írható fel:

$$\sigma = \frac{\pi D^2}{4\alpha^2} \left| \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n (2n+1)(a_n - b_n) \right|^2, \quad (3.3)$$

ahol D a cseppátmérő, $\alpha = \pi D/\lambda$ az elektromos méret, a_n és b_n a szórási mező koefficiensei, vagy más néven Bessel és Hankel függvények. Ezek a függvények az elektromos méret és a szórási szög függvényei (*Battan*, 1973).

Ha a részecskék mérete legalább egy nagyságrenddel kisebb, mint az elektromágneses sugárzás hullámhossza, akkor a visszaszórás a Rayleigh-féle szórással írható le. Ez a feltétel legtöbbször teljesül a hidrometeorokra, még akkor is, ha nagyobb jégzemek előfordulnak, mert ezek koncentrációja általában elhanyagolható. Ekkor a visszaszórási keresztmetszet felírható a következő alakban (*Battan*, 1973):

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 D^6, \quad (3.4)$$

ahol m a komplex törésmutató. Továbbá definiálható a K törésmutató index, amely az m komplex törésmutatótól függ:

$$|K| = \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|. \quad (3.5)$$

A $|K|^2 = 0,93$ értékű vízre és $|K|^2 = 0,197$ értékű jégre, egyéb esetekben e két érték között változik. Ebből látható, hogy azonos méretű jég szem és vízcsepp esetén, utóbbi jobb visszaszóró lesz. Továbbá meg kell említeni a törésmutató index hőmérséklet függését, amely azonban általában elhanyagolható.

A visszaszórást azonban nem egyetlen csapadékelemre írjuk fel, hanem a nyalábszélesség és az impulzushossz által meghatározott térfogatban elhelyezkedő összes részecskére. Ebben a térfogatban a hidrometeorok (elsősorban jég és hó) szabálytalan forgó mozgást végeznek, emiatt változik a visszaverő felület nagysága, így a visszavert jel teljesítménye egy átlagos érték körül fluktuál. A visszavert sugárzás átlagos teljesítményének (\bar{P}_r) a felírásához be kell vezetni az átlagos visszaszórási keresztmetszetet ($\bar{\sigma}$), amely a következőképpen adható meg (Geresdi, 2004):

$$\bar{\sigma} = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \sum_V D_n^6, \quad (3.6)$$

ahol az összegzés $t_p/2$ idő alatt besugárzott térfogatra (V) történik (t_p az impulzushossz), mert ebből a tartományból visszaverődő jelek egyszerre érkeznek a vevőhöz. Ezek után \bar{P}_r felírható a következő módon, ha egy $2 \ln 2$ taggal figyelembe vesszük, hogy a kibocsátott sugárnyalábban a sugárzás intenzitása nem állandó (Battan, 1973):

$$\bar{P}_r = P \frac{G^2 \lambda^2 \alpha^2 \tau_{pc}}{512 (2 \ln 2) \pi^2 r^2} \frac{1}{V} \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \sum_V D_n^6. \quad (3.7)$$

Ez a radaregyenlet végső alakja, (α a nyalábszélesség radiánban kifejezve), amelyből kiemelhető egy olyan összefüggés, amely már kapcsolatba hozható a részecskék méretével, eloszlásával és így a víztartalommal, csapadékinтенzitással. Ez az összefüggés a következő:

$$Z = \frac{1}{V} \sum D_n^6 \left[\frac{\text{mm}^6}{\text{m}^3} \right], \quad (3.8)$$

amelyet a továbbiakban reflektivitási tényezőnek (Z) nevezünk. Z értéke nagy változatosságot mutat, ezért a 10-es alapú logaritmusának 10-zel való szorzatát szokták használni, aminek a mértékegysége dBZ. A decibel (dB) egy teljesítményarány

logaritmikus skálán kifejezve, ahol ebben az esetben a viszonyítási alap 1 mW-nyi teljesítmény.

Csapadékintenzitás mérése

A következő feladat a reflektivitási tényező és a csapadékintenzitás (R) közötti kapcsolat felírása, melyek a következő határozott integrálokkal számíthatók (azt az esetet vizsgáljuk, amikor a csapadékszóna csak esőcseppeket tartalmaz; *Peter*, 1986):

$$Z = \frac{1}{V} \sum D_n^6 = \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD, \quad (3.9)$$

$$R = \int_0^{\infty} \frac{D^3 \pi}{6} v(D) N(D) dD, \quad (3.10)$$

ahol $N(D)$ a cseppek méret szerinti eloszlása, $v(D)$ az esőcseppek határsebessége:

$$v(D) = k \cdot D, \quad (3.11)$$

ahol $k = 4 \cdot 10^3 \frac{1}{s}$. A mérési térfogatban a cseppek mérete igen változatos, azonban a reflektivitás számításához ismernünk kellene a pontos méretüket. Az összes csepp méretét nem lehet meghatározni, emiatt a probléma megoldására cseppméret eloszlásokat ($N(D)$) alkalmaznak.

Leggyakrabban a Marshal–Palmer eloszlást használják (*Peter*, 1986):

$$N(D) = N_0 e^{-BD}, \quad (3.12)$$

ahol N_0 empirikus állandó ($N_0 = 0,08 \text{ cm}^{-4}$), B a keverési aránytól függ.

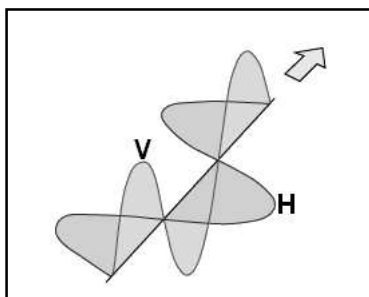
A határozott integrálok kiszámítása után meghatározható Z és R közötti kapcsolat, amely a következő:

$$Z = 216R^{1,4}. \quad (3.13)$$

Ez a formula abban az esetben helyes, ha a csapadékszóna csak esőcseppeket tartalmaz és rétegfelhőzetből hullik a csapadék, de még ekkor is jelentős eltérések lehetnek a valóságtól. Konvektív csapadék és havazás esetén a fenti összefüggésben a konstansok értékei nagymértékben eltérnek (*Battan*, 1973).

4. Polarizációs radarmérések

A radar megfigyelések egy viszonylag újabb technikája a polarizációs mérések. Megkülönböztethetünk lineáris- és cirkulációs polarizációs radart. Az előbbi típusnál a lineáris szó arra utal, hogy az elektromos erővonalak egyenesen futnak és a földfelszínhez képest egy meghatározott irányuk van. A két leggyakrabban használt polarizációs irány a horizontális (földfelszínnel párhuzamos) és a vertikális (földfelszínre merőleges) (2. ábrán). Ha a kibocsátás az előbb említett módon történik, akkor duál-polarizációs technikáról beszélünk. Cirkulációs polarizációnál az elektromos térerősség vektor egy csavarvonalat ír le (*Bringi and Chanderasekar, 2001*). (Az OMSZ radarjai lineárisan polarizált sugárzást bocsátanak ki váltakozva.)



2. ábra. Horizontálisan (H) és vertikálisan (V) polarizált elektromágneses hullám.

Az eltérő szórési tulajdonságokkal rendelkező részecskék a különböző irányokban polarizált sugárzást más módon verik vissza, így a polarizáció iránya megváltozhat és fáziseltolódások léphetnek fel, amelyet a megfelelő radarral mérni lehet. A részecskék szórását, azok mérete, alakja, a polarizációs irányhoz való relatív irányítottság és dielektromos állandóik határozzák meg. Ezeket a tulajdonságokat azonban a termodinamikai fázisuk jelentősen befolyásolja (*Peter, 1986*).

Folyékony halmazállapot esetén a cseppek lapultsága döntően meghatározza a polarizációs karakterisztikákat. Ennek oka, hogy a kis cseppek szinte tökéletesen gömb alakúak, míg a nagyobb cseppek már lapultak (vízszintes tengelyük hosszabb), így utóbbiak a horizontálisan polarizált sugárzást jobban verik vissza (*Bringi et. al., 1986*).

A polarizációs mérések alkalmazási lehetősége igen széleskörű, a hidrometeorok osztályozáson kívül, csapadékintenzitás becslésre és a csapadékmezőben történő gyengülés korrekcióra is használhatók.

4.1. Polarizációs paraméterek

A polarizációs paraméterek a korábbinál pontosabban teszik lehetővé a hidrometeorok csoportosítását. Ehhez azonban ismerni kell a részecskék szórási tulajdonságait, amelynek meghatározására alapvetően szórásmodelleket alkalmaznak. Az így kapott értékek ellenőrzésére felszíni disztrométeres, illetve repülőgépes méréseket alkalmaznak. (A disztrométer olyan eszköz, amely alkalmas a cseppméret eloszlás mérésére.) Az alábbiakban a különböző polarizációs paraméterekről adok áttekintést.

Differenciális reflektivitás

A differenciális reflektivitás (Z_{DR}) a következőképpen definiálható:

$$Z_{DR} = 10 \log \left(\frac{Z_{HH}}{Z_{VV}} \right) \quad [\text{dB}], \quad (4.1)$$

ahol Z_{HH} a horizontálisan, Z_{VV} a vertikálisan polarizált sugárzás reflektivitás értékei. Tehát a radar mindig csak olyan irányú polarizált sugárzást mér, mint amelyet kibocsátott, így a visszaszórt teljesítmény azon részét nem mérjük, amelynek polarizációs iránya eltér a kibocsátottól. Az olyan közegben, amelyek csak esőcseppeket tartalmaznak, azok lapultsága miatt, a Z_{DR} a cseppmérettel együtt növekszik. Ahogyan már korábban utaltam rá, a mérések során az impulzustérfogatban elhelyezkedő összes részecskét vizsgáljuk. Azt a közeget, amelyben a hidrometeorok mérete a tér különböző irányában azonos módon eltér, anizotróp közegnek hívunk. Az esőcseppek mindig vízszintes irányban nyúlnak meg, így anizotróp közeget alkotnak. A jégkristályok szabálytalan alakúak és esés közben forgó mozgást végeznek (izotróp közeg). Ennek az a következménye, hogy a két polarizációs síkban visszavert sugárzás már rövid időszakra átlagolva is egyforma, így Z_{DR} értéke nulla (Aydin *et al.*, 1986). Meg kell jegyezni, hogy a jégkristály refrakciós indexe kisebb, mint a vízé, így kis jég szemekről a visszavert jel intenzitása alacsony. Ilyen esetben a Z_{DR} értéke jelentős hibával terhelt, azonban az olvadási zónában, amikor a jégkristályokat vékony vízréteg veszi körül, már pontosabban meg lehet határozni.

Egy olyan csapadéktömb esetén, melyet nagy területen magas reflektivitás jellemez, a kibocsátott horizontálisan polarizált impulzus a lapult cseppekről nagyobb mértékben szóródik, mint a vertikálisan polarizált impulzus, emiatt egy bizonyos út megtétele után jelentősen meggyengül. Következésképpen előfordulhat olyan eset, hogy hiába jobb a

cseppek visszaszórása a horizontálisan polarizált sugárzásra, Z_{VV} nagyobb lesz, mint Z_{HH} és a Z_{DR} negatív értéket vesz fel.

Depolarizációs arány

A Depolarizációs arány (Z_{DP}) a horizontális és a vertikális reflektivitás különbségét írja le (Aydin and Giridhar, 1992):

$$Z_{DP} = 10\log(Z_{HH} - Z_{VV}), \quad (4.2)$$

ahol Z_{HH} és Z_{VV} az a teljesítmény, ami a felváltva kibocsátott horizontálisan és vertikálisan polarizált sugárzásból, a kibocsátás síkjával megegyezően verődik vissza. A későbbiekben bemutatott EDGE szoftver produktumai között nem szerepel ez a paraméter.

Lineáris depolarizációs arány

A kibocsátott, lineárisan horizontálisan polarizált sugárzás egy részének megváltozik a polarizációja a visszaverődést követően. A visszaérkező sugárzás vertikálisan (Z_{HV}) és horizontálisan (Z_{HH}) polarizált részének teljesítményét mérik. Ezek segítségével a lineáris depolarizációs arányt (LDR) a következőképpen definiálhatjuk:

$$LDR = 10\log\left(\frac{Z_{HV}}{Z_{HH}}\right) \quad [\text{dB}]. \quad (4.3)$$

Z_{HV} mindig kisebb, mint Z_{HH} , így LDR csak negatív értéket vehet fel. A depolarizációt a részecskék formája vagy irányítottsága befolyásolja. Szabályos gömb alakú cseppek nem depolarizálnak, azonban a cseppek méretének növekedésével együtt a formájuk is egyre lapultabbá válik, így LDR értéke is egyre nő. A nagy szabálytalan alakú jég szemek egyértelműen nagyobb LDR értéket adnak (Höller, 1994).

A jég szemek olvadása során a Z_{DR} értékekhez hasonlóan LDR is megnövekszik, ezért az olvadási rétegben egy ún. világos sáv („bright band”) észlelhető.

Az OMSZ radarjaival ez a paraméter nem mérhető, mert azok a visszaérkező, két különböző irányban polarizált sugárzás egyidejű vételére és feldolgozására nem képesek.

Differenciális terjedési fázisszög

A kibocsátott sugárzás a különböző polarizációs irányokban fázisszög változást szenved. A horizontális (Φ_H) és vertikális (Φ_V) polarizációs irány esetén bekövetkező

fázisszög változások különbsége a differenciális terjedési fázisszög (Φ_{DP}) (*Bringi et al.*, 1990):

$$\Phi_{DP}(r) = \Phi_H(r) - \Phi_V(r) \quad [^\circ]. \quad (4.4)$$

A horizontálisan polarizált impulzus a lapult esőcseppek miatt nagyobb vízmennyiségen halad át, mint a vertikálisan polarizált. Az elektromágneses sugárzás a vízben lassabban halad, mint levegőben, így a horizontálisan polarizált impulzus nagyobb fázisváltozást szenved. Folyékony halmazállapot esetén Φ_H jellemzően nagyobb, mint Φ_V . A Φ_{DP} a csapadékelemek lapultsági fokáról ad tájékoztatást, amiből a cseppméret eloszlásra és így a csapadékméret eloszlásra lehet következtetni, tapasztalat szerint ez a paraméter folyékony halmazállapotú csapadék esetén alkalmazható (www.cimms.ou.edu).

Minél hosszabb utat tesz meg a sugárzás, annál nagyobb lesz Φ_{DP} , vagyis a távolság függvényében folytonosan, monoton módon növekszik. A hagyományos reflektivitás egy csapadéktömbön történő áthaladáskor jelentős gyengülés szenved, ilyen esetben a csapadékinzintenzitást alulbecsülhetik. Differenciális terjedési fázisszög a korábban felsorolt tulajdonságai miatt használható a gyengülési problémák javítására is.

Specifikus fázisszög változás

A specifikus fázisszög változás (K_{DP}) a differenciális terjedési fázisszög távolságegységre vett megváltozása (*Bringi et al.*, 1990), amit a következőképpen írhatunk fel:

$$K_{DP} = \frac{\Phi_{DP}(r_2) - \Phi_{DP}(r_1)}{2(r_2 - r_1)} \quad [^\circ/\text{km}], \quad (4.5)$$

ahol r_1 és r_2 a megtett távolságok és $r_1 < r_2$. A 2-es szorzó a nevezőben arra utal, hogy az impulzus oda-vissza megteszi az utat. A K_{DP} , tehát számított paraméter és Φ_{DP} -hez hasonlóan a cseppek lapultságára következtethetünk belőle.

Kereszt-korrelációs együttható

A kereszt-korrelációs együttható (ρ_{HV}) a horizontálisan és vertikálisan polarizált visszaverődések közötti összefüggést mutatja, amely a visszaérkező jel amplitúdójától és fázistól függ (*Höller*, 1994).

A két jel között a korreláció nagy, ha a csapadéktömb homogén és apró, közel szimmetrikus cseppek alkotják. Dekorreláció lép fel, ha a csapadékrendszer inhomogén, például nagy cseppek megjelenése esetén, amikor a Mie-féle szórás okozta differenciális visszaverődési fázisszög (δ) értéke is megnövekszik, tovább csökkentve ρ_{HV} értékét.

Továbbá a szabálytalan formájú részecskék, vagy több hidrometeor fajta keveredése esetén alacsonyabb értéket mutat. A ρ_{HV} általában nagyobb, mint 0,7 és minél homogénebb a visszaszóró közeg, annál jobban megközelíti az 1-et (www.cimms.ou.edu).

Cirkulációs depolarizációs arány

A gyakorlatban meglehetősen ritkán alkalmaznak kör polarizációs radarokat, amelyeknél a cirkulációs depolarizációs arány definiálható:

$$\text{CDR} = 10 \log \left(\frac{Z_1}{Z_2} \right) \quad [\text{dB}]. \quad (4.6)$$

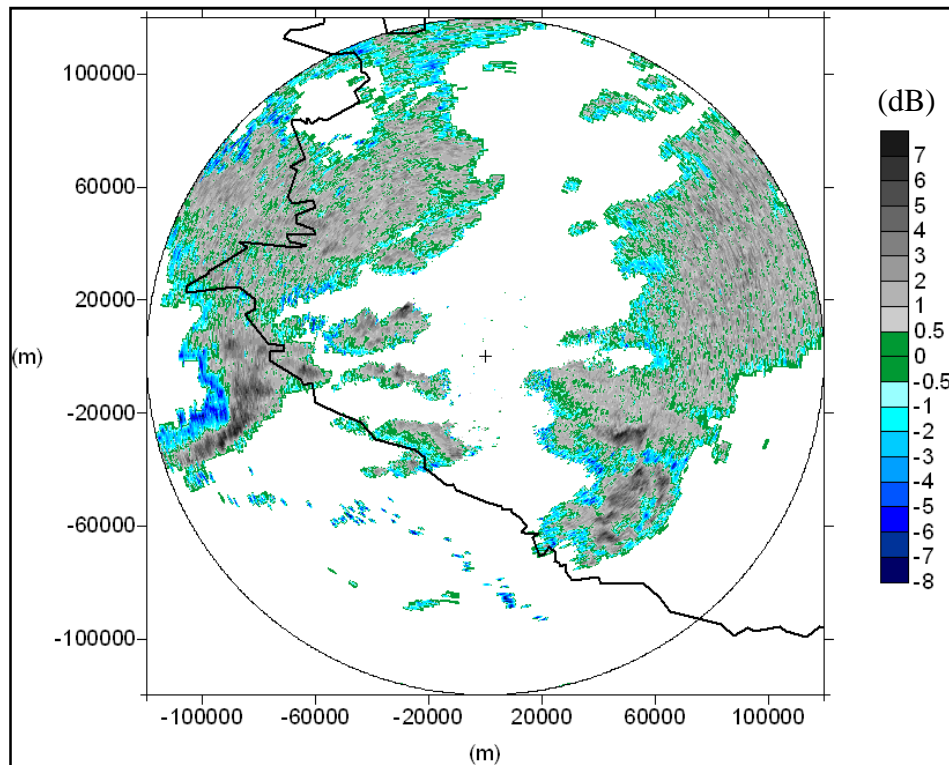
A kibocsátás irányával megegyező forgásirányú Z_1 reflektivitás érték és az ellentétes irányú Z_2 segítségével határozható meg. Gömb alakú cseppeknél a visszavert sugárzás cirkulárisan poláros marad, csak a cirkuláció iránya változik meg. Ekkor $Z_1 = 0$, így $\text{CDR} = -\infty$. Minél jobban eltér a hidrometeorok alakja a szabályostól, CDR annál nagyobb értéket vesz fel. Az OMSZ radarjai lineárisan polarizált sugárzást bocsátanak ki, így ezt a paramétert nem tudják mérni (*Geresdi, 2004*).

4.2. Problémák a C-sávú polarizációs mérések esetén

Ahhoz, hogy használhassuk a polarizációs paramétereket – többek között jégeső detektáláshoz – nagyon fontos, hogy ne legyenek hibával terhelvek. A hibát okozhatja a radar nem megfelelő kalibrációja, ami általában orvosolható. A legnagyobb gondot az okozza, hogy a kibocsátott impulzus számottevő gyengülést szenved a távolság növekedésével, amely különösen jelentős lehet egy intenzív csapadékszórón történő áthaladás során. Ez a probléma elsősorban a kisebb hullámhosszon (C- és X-sáv) működő radarok esetén lép fel, mert itt már előfordulhat, hogy a hidrometeor mérete összemérhető a hullámhosszal. A csillapodás fellép a horizontálisan és a vertikálisan polarizált sugárzás esetén is, azonban előbbi egy intenzív csapadéktömbön történő áthaladás során nagyobb gyengülést szenved a cseppek lapultsága miatt. Ennek következménye, hogy például egy intenzív zápor, vagy zivatar esetén a Z_{DR} már kis távolság megtétele után hamis értékeket

vesz fel, valamint Z_H is jelentős gyengülést szenved. Ahhoz, hogy ezeket a paramétereket felhasználhassuk a jégeső detektálására, például jégjel formájában, mindenképpen szükséges a gyengülési korrekció elvégzése.

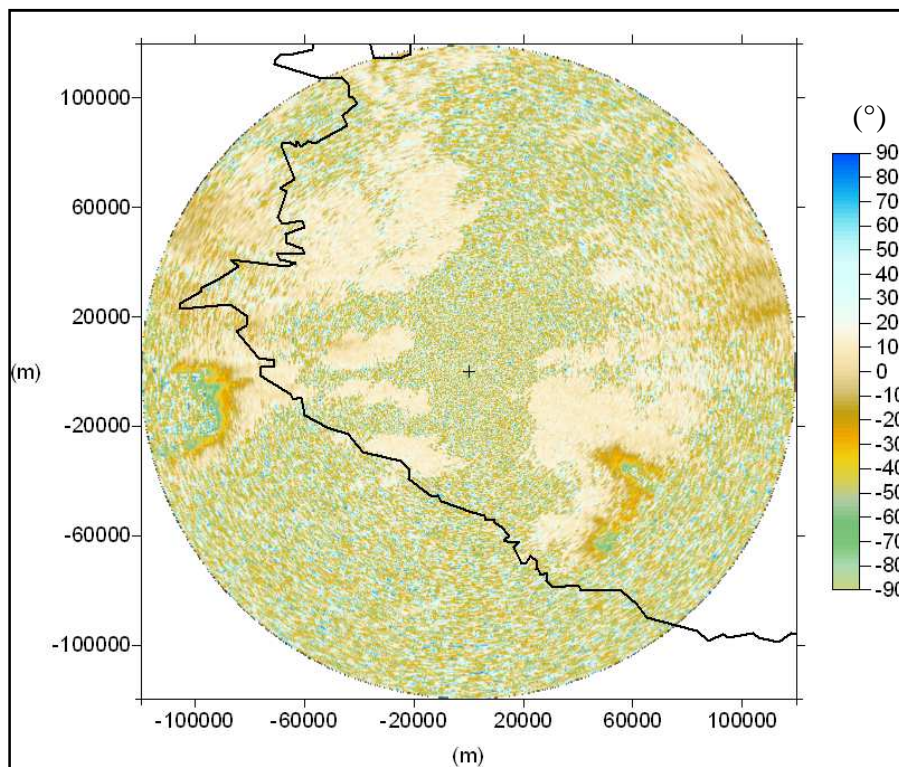
A 3. ábrán jól láthatók Z_{DR} torz értékei (sötét kék) egy igen intenzív cella mögött, ugyanis ezen paraméter -1 dB értéknél kisebbet valós körülmények között nem vehet fel, tehát feltételezhetően a mért -1 – (-8) dB a radarjel gyengülésének a következménye.



3. ábra. A Z_{DR} korigálatlan értékei, 2009. június 16. 16.20 UTC, magassági szög: $0,49^\circ$.

A Φ_{DP} esetében a nagyobb cseppek jelenlétekor fellépő Mie-féle szórás okozta differenciális visszaverődési fázis (δ) okoz többek között gondot, azonban ennek szűrése nem megoldható, mert δ és a cseppméret kapcsolata nem lineáris. A szűrése már csak azért is nehezen megoldható, mert Φ_{DP} több fokos szórással rendelkezik, emiatt a várt monoton növekvő függvény helyett az egyes mérési pontok között több fokos ingadozás figyelhető meg (ezt részben δ , részben mérési pontatlanság okozza). A 4. ábrán jól elkülöníthetők az alacsony és magasabb szórású területek, ahol előbbi helyeken csapadéktevékenység már megfigyelhető és itt az értékek simításával kiküszöbölhető a szórás. Azokon a területeken, ahonnan nincs mérhető reflektivitás, tehát nincs visszavert jel, a radar által mért zaj látható (elektronok véletlenszerű mozgása, továbbá a kozmikus sugárzás okozza, amelyet a vevő erősít fel). Ez a Φ_{DP} értékeit nem befolyásolja, de mindenképpen szűrni kell azokat

(jellemzően fehérzaj jellegű). Abban az esetben, ha a mérési térfogatot csak részben tölti ki csapadék, szintén megnövekszik Φ_{DP} szórása.



4. ábra. A Φ_{DP} nyers értékei 2009. június 16. 16.20 UTC, magassági szög: $0,49^\circ$.

Ezen paraméter használatánál továbbá figyelembe kell venni, hogy a radarkupola is jelentős Φ_{DP} -t okozhat, amelyet rendszer Φ_{DP} -nek neveznek. Az előbb felsorolt problémák miatt a specifikus fázisszög változás (K_{DP}) számítása hibás lehet, amelyet úgy próbálnak kiküszöbölni, hogy a már simított görbék vizsgálják a meredekségét.

A ρ_{HV} paraméter nem használható a jelentős mérési hiba következtében, amely valószínűleg annak köszönhető, hogy a radar a horizontálisan és vertikálisan polarizált sugárzást váltakozva bocsátja ki (és érzékeli).

A következőkben a Z_H és Z_{DR} gyengülési korrekciójának módszereiről és az ekkor felmerülő problémákról adok áttekintést.

4.2.1. Gyengülési korrekció

A gyengülési korrekció során kihasználjuk azt, hogy a differenciális terjedési fázisszög (Φ_{DP}) és természetesen annak távolság szerinti deriváltja a specifikus fázisszög változás (K_{DP}) nem szenved gyengülést. Abban az esetben, ha feltételezzük, hogy a specifikus gyengülés (A_H) és a differenciális specifikus gyengülés (A_{HV}) lineáris

kapcsolatban van a specifikus fázisszög változással, akkor a gyengülést a következőképpen írhatjuk fel (*Bringi et al.*, 1990):

$$A_H \approx aK_{DP} \quad (4.7)$$

$$A_{HV} \approx bK_{DP}, \quad (4.8)$$

ahol a és b a korrekciós együtthatók (konstans).

A kétirányú (oda-vissza) horizontális gyengülés (α_H) és a kétirányú differenciális gyengülés (α_{HV}) felírható az alábbi formában (*Carey et al.*, 2000):

$$\alpha_H = 2 \int_{r_1}^{r_2} A_H(r) dr \quad (4.9)$$

$$\alpha_{HV} = 2 \int_{r_1}^{r_2} A_{HV}(r) dr, \quad (4.10)$$

valamint ahogyan már korábban utaltam rá:

$$\Phi_{DP} = 2 \int_{r_1}^{r_2} K_{DP}(r) dr. \quad (4.11)$$

Így az (4.7), (4.9), (4.11) valamint a (4.8), (4.10), (4.11) kombinálásával:

$$\alpha_H = a\Phi_{DP} \quad (4.12)$$

$$\alpha_{HV} = b\Phi_{DP}. \quad (4.13)$$

Ezek alapján a következőképpen írhatjuk fel a mért reflektivitást és a mért differenciális reflektivitást (*Carey et al.*, 2000):

$$Z_H = Z_H^{\text{valós}} - \alpha_H = Z_H^{\text{valós}} - a\Phi_{DP} \quad (4.14)$$

$$Z_{DR} = Z_{DR}^{\text{valós}} - \alpha_{HV} = Z_{DR}^{\text{valós}} - b\Phi_{DP} \quad (4.15)$$

A gyengülés mértékére és ezáltal a korrekciós eljárás pontosságára hatással van a cseppméret eloszlás (*Bringi et al.*, 1990), az esőcsepp méretének és alakjának feltételezett

kapcsolata, az esőcseppek hőmérséklete (Aydin and Giridhar, 1992), valamint a Mie-féle szórás okozta differenciális visszaverődési fázisszög (δ) (Bringi et al., 1990; Aydin and Giridhar, 1992). Utóbbi csak a 4 mm-nél nagyobb cseppek esetén lép fel a szórási szimulációk szerint, értéke a cseppek növekedésével nem lineárisan változik (Aydin and Giridhar, 1992), ezért elkülönítése a Φ_{DP} -tól rendkívül nehéz. A gyengülés hőmérsékletfüggése a komplex törésmutatón keresztül adódik, azonban ennek mértéke lényegesen kisebb a cseppméret eloszlás változása miatt fellépő hatásoknál. Az úgynevezett nagycsepp hatás, akkor lép fel, amikor a 4–8 mm átmérőjű cseppek száma megnövekszik, ezáltal megváltoztatva az általános esetre felírt gyengülési korrekcióra szolgáló összefüggést (Carey et al., 2000).

Bringi et al. (1990) többek között megvizsgálta szórási modell segítségével a gyengülés várható mértékét. A modellben a cseppméret eloszlás szimulációjára Gamma-eloszlást használt. A gyengülés mértékét kiszámolta különböző K_{DP} értékek esetén, majd a kapott értékeket pontdiagramon ábrázolta, ahol a pontok szórását a különböző paraméterű cseppméret eloszlás okozta. Ezután regressziós egyenest illesztett a pontokra és meghatározta az a és b együtthatók értékét. A kapott értékek C-sávú radar esetén $a = 0,054 \text{ dB } (^{\circ})^{-1}$, $b = 0,0157 \text{ dB } (^{\circ})^{-1}$ voltak. Fontos azonban, hogy a Gamma eloszlás paraméterezése során csak olyan eseteket vizsgált, ahol a közepes térfogati cseppátmérő mindig kisebb volt, mint 2,5 mm. Tehát olyan eloszlást, amelynél a nagy csepp okozta hatások felléptek volna, nem használt. A számításokat elvégezte olyan esetben is, amikor a különböző csapadéktípusokat nem a Gamma-eloszlás paramétereinek változtatásával kapta, hanem disztrométeres mérések szolgáltatták a cseppek méret szerinti eloszlását. Az így kapott eredmények szinte teljesen megegyeztek az előzővel (Bringi et al., 1990).

A Carey et al. (2000) által alkalmazott empirikus módszer az a és b együtthatók meghatározására azon alapult, hogy egy olyan régiót határolt le a mért paraméterek (Z_H , Z_{DR} , ρ_{HV} , K_{DP} , δ) segítségével, ahol a hidrometeoroknak egy meghatározott osztálya volt jelen, tehát egy adott területen a Z_H és Z_{DR} közelítően homogén volt. Ezt követően egy pontdiagramon ábrázolták a Z_H – Φ_{DP} és Z_{DR} – Φ_{DP} adatpárokat és azt tapasztalták, hogy a pontokra illesztett regressziós egyenesnek igen jelentős lejtése van Φ_{DP} növekedésének irányába. Ez a meredekség egyértelműen a jel gyengülésének következménye, hiszen egy közelítően homogén csapadéktömböt tekintettek, így joggal várták, hogy Z_H és Z_{DR} értékek ne változzanak a távolság növekedésével (Φ_{DP} növekedésével). Ahhoz, hogy a fentiek alapján felírhatjuk a és b együtthatókat, deriválnunk kell Φ_{DP} szerint a (4.14) és (4.15)

egyenleteket. A kapott összefüggést véges különbséges formában a következő (Carey *et al.*, 2000):

$$a = \frac{\Delta Z_H^{\text{valós}}}{\Delta \Phi_{\text{DP}}} - \frac{\Delta Z_H}{\Delta \Phi_{\text{DP}}} \quad (4.16)$$

$$b = \frac{\Delta Z_{\text{DR}}^{\text{valós}}}{\Delta \Phi_{\text{DP}}} - \frac{\Delta Z_{\text{DR}}}{\Delta \Phi_{\text{DP}}} \quad (4.17)$$

Feltételezve, hogy egy homogén csapadéktömböt vizsgálunk, a (4.16) és (4.17) egyenletek jobb oldalának első tagjai közelítően nullának vehetőek, tehát a már említett regressziós egyenes meredeksége, ezáltal pedig a gyengülés mértéke, a mért Z_H , Z_{DR} és Φ_{DP} értékek segítségével megadható. Az átlagos korrekciós együtthatók értéke a következőnek adódott átlagos cseppméret eloszlás figyelembevételével: $a = 0,081 \text{ dB } (^\circ)^{-1}$; $b = 0,0196 \text{ dB } (^\circ)^{-1}$ (Carey *et al.*, 2000).

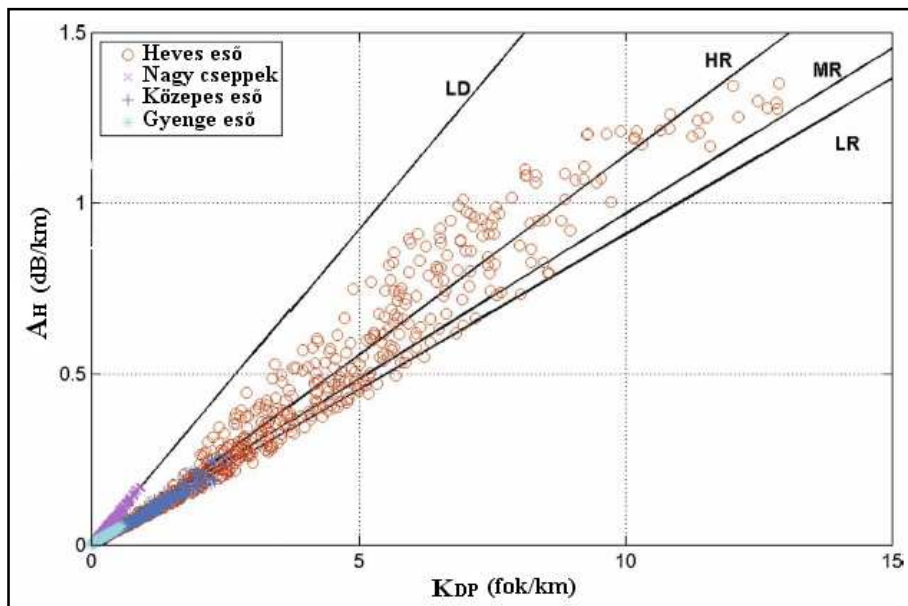
A Gourley *et al.* (2007) által kifejlesztett módszer segítségével empirikus becslés adható a gyengülésre. A gyengülés mértékének megadásához egy adott időpontban, az azt megelőző 1–2 órás időtartamból származó méréseket használták fel. Első lépésben egy adott mérésből áthelyeződési vektorokat számoltak öt perccel előre az időben (a radarmérések öt percenként álltak rendelkezésre). Ezután az áthelyeződési vektorok segítségével előállított képet hasonlították össze a valós megfigyeléssel. Így képezhető egy adatpár (advektált érték – megfigyelt érték), amelyet folyamatosan elkészítettek az 1–2 órás időtartam során. Az eljárás során feltételezzük, hogyha kellően nagyszámú adatpárt vesszünk figyelembe, akkor az advektációs vektorokból számított Z_H (Z_{DR}) értékek és a megfigyelt értékek különbségének összege nulla lesz egy kellően nagy térbeli és időbeli tartományon. Tehát a cellák öt perc alatt bekövetkező fejlődéséből és hanyatlásából származó reflektivitási változások kiegyenlítik egymást, ha kellően sok adatpárt tekintünk (Gourley *et al.*, 2007).

Ezután megvizsgálták az áthelyeződési vektorok segítségével készített kép és a megfigyelt értékek eltérését, ugyanis a fentebb leírt feltételezés szerint a két radarkép eltéréseinek összege a teljes tartományt tekintve nullának kell lennie. Ha a két radarkép nem egyezik meg, azt úgy tekintjük, hogy azt csak a radarjel gyengülése okozhatja. A két radarkép eltérése, tehát a Z_H (Z_{DR}) értékének a megváltozása, összekapcsolható Φ_{DP} változásával, tehát a gyengülés mértéke Φ_{DP} segítségével kifejezhető.

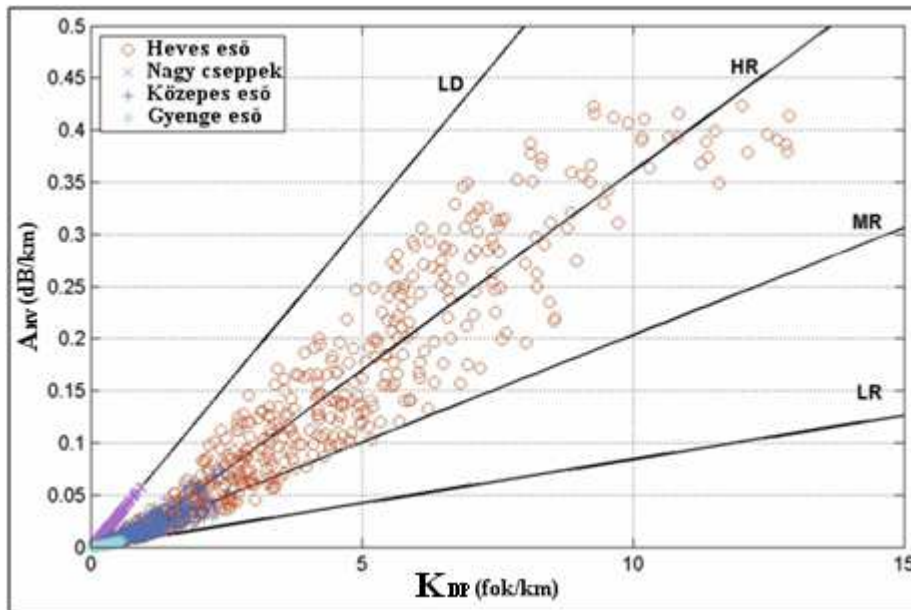
Azáltal, hogy néhány órás intervallumot használtak és nem külön mindegyik megfigyelésre állapították meg a korrekciós együtthatókat, több adatpárt tudtak figyelembe venni, így csökkentve annak az esélyét, hogy hamis, nem gyengülésből adódó folyamatokat vesznek figyelembe. A kapott a és b együtthatók értékei az egyes esetekben nagymértékben eltértek és az eredmények verifikálása során jó egyezést kaptak a disztrométeres mérésekkel (Gourley *et al.*, 2007).

A Franciaországban működő polarizációs radarok esetében Gourley *et al.*, (2007) alapján $a = 0,08 \text{ dB } (^\circ)^{-1}$, $b = 0,03 \text{ dB } (^\circ)^{-1}$ értékű együtthatókat alkalmaznak a gyakorlatban, a teljes megfigyelési területen.

A valóságban a teljes mérési területre konstans együttható alkalmazása nem lehet megfelelő, mert a gyengülés és Φ_{DP} kapcsolata nem lineáris. Ez jól látszik az 5. és 6. ábrán, ahol K_{DP} magasabb értékeihez nagyobb mértékű gyengülés tartozik a szórási szimulációk alapján. Ezért a gyakorlatban sokszor a szakaszonként lineáris megközelítést alkalmazzák, vagyis olyan részeket különítenek el a csapadékszónákon belül, ahol nagyobb értékű korrekciós együttható alkalmazása kívánatos.



5. ábra. A K_{DP} és a specifikus gyengülés (A_H) kapcsolata különböző csapadék típusok esetén (Vulpiani *et al.*, 2008).



6. ábra. A K_{DP} és a differenciális specifikus gyengülés (A_{HV}) kapcsolata különböző csapadék típusok esetén (Vulpiani et al., 2008).

Carey et al., (2000) tanulmányának a célja az volt, hogy a trópusi intenzív esőkben gyakran előforduló nagy cseppek esetén, megfelelő gyengülési korrekciót állapítsanak meg. Ahhoz, hogy a korrekciós együtthatókat empirikusan megállapíthassák és a kapott eljárást alkalmazni tudják, fel kellett ismerni a nagyobb cseppek magasabb számban tartalmazó zónát. Ehhez a K_{DP} , ρ_{HV} , δ értékeit használták. Meg kell jegyezni azonban, hogy δ és ρ_{HV} mérése igen nehéz. Hasonló eredményeket kaptak a szórási szimulációkban, mint az együtthatók korábban bemutatott empirikus módszerrel történő meghatározása során. Nagy cseppek esetén $a = 0,13 \text{ dB } (^\circ)^{-1}$, $b = 0,05 \text{ dB } (^\circ)^{-1}$ volt. A legintenzívebb időszakában a csapadékhullásnak $a = 0,16 \text{ dB } (^\circ)^{-1}$, $b = 0,06 \text{ dB } (^\circ)^{-1}$ értékűnek adódott az empirikus becslés során, amelyek 20%-kal magasabbak voltak a modellezett értékekhez képest. Feltételezésük szerint az empirikus úton meghatározott együtthatók jelentős mértékben hibával terheltek lehetnek, emiatt a szimulált értékeket használták nagy cseppek esetén történő korrekció során. Disztrométeres mérések nem álltak rendelkezésre, ezért a korrekció eredményeit csak közelítőleg, billenő kanalas csapadékmérők segítségével tudták vizsgálni. A mért csapadékösszegek és a radarmérésekből megállapított mennyiségek jó egyezést mutattak (Carey et al., 2000).

Egy másfajta megközelítése is lehet a gyengülés meghatározásának, ugyanis létezik egy összefüggés, amely a mért reflektivitás és Φ_{DP} alapján becsli a gyengülés mértékét, amelyben egy konstans korrekciós együttható is szerepel (az összefüggések pontos felírásától eltekintve). A 4.6-os összefüggésből látszik, hogy a kapott gyengülés

segítségével létrehozható egy úgynevezett konstruált Φ_{DP} . A valós és a számított görbék azonban eltérhetnek, ha a gyengülés mértékét a korrekciós együtthatón keresztül nem megfelelő mértékben határoztuk meg. Növelve az együttható értékét a konstruált és a valós Φ_{DP} görbék közötti különbség csökkenthető. Tehát, ha a két körbe közötti eltérés minimális, akkor megkapjuk a megfelelő korrekciós együtthatót. Kérdéses azonban, hogy milyen távolságon történjen a görbeillesztés, mert egy radarsugár teljes hosszára elvégezve nem biztos, hogy a megfelelő együtthatót találtuk meg, ugyanis annak értéke pontszerűen változhat. Az illesztés távolságát csökkentve és minden pontban elvégezve a két görbe közötti különbség minimalizálását a számítási igény növekszik meg nagymértékben (*Bringi et al., 2001*).

4.3. Az OMSZ duál-polarizációs radarhálózata

Az OMSZ radarhálózatán belül, a 2004-ben befejeződött korszerűsítését követően, jelenleg Pogányváron, Napkoron és Budapest–Pestszentlőrincen is duál-polarizációs DWSR radarok működnek, 5,5 cm-es hullámhosszon. A vidéki radarok teljesen egyforma mérési programmal dolgoznak. A budapesti radart korábban telepítették, így kis mértékben eltér a többitől, jelenleg duál-polarizációs mérések nem folynak itt. A fővárosi radar modernizációja már zajlik, így várhatóan az idei évtől a vidéki radaroknál is bővebb mérési programmal rendelkezik majd.

Az országos radar kompozithoz 240 km sugarú tartományban 10 magassági szögön végeznek méréseket 15 perces időközönként, de ugyanebben a ciklusban Doppler mérések is folynak 120 km, 60 km, 30 km, valamint polarizációs mérések 240 km-es sugarú körben. Miután egy adott magassági szögön a radar körbefordul, egy kúpfelületről lesznek méréseinek, melynek csúcsán a radar található. A 10 magassági szögön végzett mérés befejezése után egy úgynevezett Volume fájl keletkezik, amely a mérés minden adatát (magassági szög, azimut, stb.) illetve a mért paraméterek értékeit tartalmazza. A nyalábszélesség $0,95^\circ$ horizontális és vertikális irányban egyformán. Az OMSZ radarjainak mérési paramétereit a *I. Táblázatban* foglaltam össze.

I. Táblázat. Az OMSZ DWSR időjárás radarjainak mérési paraméterei.

	Budapest		Napkor / Pogányvár	
	Hagyományos mérés	Duál-polarizációs mérés	Hagyományos mérés	Duál-polarizációs mérés
Mért paraméterek	Z	Z _{DR}	Z	Z _{DR} , Φ_{DP} , ρ_{HV}
	Impulzusismétlési frekvencia (PRF) 250–2100 Hz			
	Impulzus hossz 0,4; 0,8; 2 μ s			
	Kibocsátott impulzus frekvenciája 5,60–5,65 GHz			
	A mérések magassági szögei (°) 0,0, 0,5, 1,0, 2,0, 3,0, 4,5, 6,4, 9,5, 14,0, 20,0			

4.3.1. Radarproduktumok

Az országos radar kompozit kép elkészítéséhez, egy adott mérési pont fölött elvégzett 10 magassági szögön mért reflektivitás érték közül a maximálist használják fel, hogy a csapadékintenzitást becsüljék. Egy pont fölött a legmagasabb reflektivitási értéket oszlopmaximumnak nevezik és a radarokhoz tartozó gyári EDGE (Enterprise Doppler Graphics Environment) szoftveren a CMAX nevű produktum jelöl. A tapasztalat azt mutatta, hogy ezen értékből lehet a legpontosabban következtetni a csapadék pillanatnyi intenzitására. Egy adott kúpfelületen végzett mérés eredményeinek síkra történő kivetítésével állítják elő a PPI nevű produktumot.

Az EDGE jégvalószínűség (HAILP) produktumot is előállít, amelyhez nem használ fel duál-polarizációs méréseket. A HAILP gyári változata nem működött megfelelően, ezért jelenleg az OMSZ Távérzékelési Osztálya által fejlesztett jégvalószínűséget használják, amelyben Waldvogel *et al.* (1979) módszere szerepel. Az eljárás lényege, hogy a 0 °C-os izoterma és a 45 dBZ reflektivitás magasságkülönbségéből következtet a jégeső valószínűségére. Az EDGE duál-polarizációs méréseken alapuló jégdetektálásra szolgáló produktumot is előállít, melynek neve HAIL.

Az EDGE szoftver produktumai a következők (www.eecradar.com):

- PPI: a kúpfelületen történő mérés síkra való kiterítése,
- CAPPI: horizontális metszet indikátor,
- RHI: vertikális metszet indikátor,
- BASE: felszíni eső intenzitás,
- HMAXZ: maximum reflektivitás magassága (változtatható küszöbértékkel),
- CMAX: maximális reflektivitás (oszlopmaximum),

VIL: vertikálisan integrált víztartalom,
VIR: vertikálisan integrált reflektivitás,
EBASE: legkisebb reflektivitás magassága,
ETOPS: legnagyobb reflektivitás magassága,
ACM: csapadékösszeg,
VVP: szélesség mérés.
ALERT: figyelmeztetés veszélyes időjárási helyzetről,
VECTOR: zivatar-azonosítás és követés,
HAILP: jég-valószínűség,
GUST: gust front, mezociklon és tornádó detektálás.

Dual-polarizációs produktumok:

HAIL: kettős-polarizációval történő jégdetektálás,
 Φ_{DP} : differenciális terjedési fázisszög,
 K_{DP} : specifikus fázisszög változás,
 Z_{DR} : differenciális reflektivitás,
 ρ_{HV} : kereszt-korrelációs együttható.

A szoftver tartalmaz olyan hidrometeor osztályozó táblákat melyek a Z_{DR} és hagyományos reflektivitás alapján osztályozza csapadékelemeket, azonban sok esetben ezek is hibás információt adnak (*Horváth, 2001*).

5. Jégdetektálási technikák radarmérések alapján

Jégeső detektálásnak két csoportját különböztettem meg, amelyeknél az alapvető különbség, hogy az egyik hagyományos (5.1. fejezet), a másik duál-polarizációs technikán (5.2. fejezet) alapul. Az előbbi csoportba tartozó módszereket csak röviden jellemezem, mert ezek részletes tárgyalása nem témája a diplomamunkámnak.

A duál-polarizációs paraméterek a fent említett tulajdonságaik alapján lehetőséget adnak a jégszemek kimutatására. A paraméterek önmagukban nem adnak elég információt a csapadékelemek halmazállapotáról és méretéről, azonban más tényezővel kiegészítve már alkalmasak a jégdetektálásra. Több polarizációs paraméter használatával már lehetőség van a jégdetektáláson túlmutatva komplett hidrometeor osztályozó technikák kidolgozására.

Itt jegyzem meg, hogy az EDGE szoftverhez tartozó ún. hidrometeor osztályozó táblákkal, lehetőség van egy polarizációs paraméter használatával is teljes hidrometeor klasszifikációra. Ezek a táblák a hagyományos- és a differenciális reflektivitás alapján adnak becslést a termodinamikai fázisra, azonban nem kielégítő pontossággal. *Horváth* (2001) szerint a gyakorlatban is alkalmazható osztályozás elvégzéséhez legalább két polarizációs paraméter szükséges.

Az eddigi irodalmi áttekintés alapján megállapítottam, hogy a komplett hidrometeor osztályozás is alkalmas jégdetektálásra, már csak azért is, mert a kategóriák megválasztásánál legtöbbször megkülönböztették a 2 cm nagyobb, illetve kisebb jégszemeket. Természetesen ezen eljárás előnye, hogy a jégdetektáláson kívül több hasznos információt tudhatunk meg a csapadékelemek halmazállapotáról. Egy duál-polarizációs paraméter önmagában nem használható hidrometeor osztályozásra, mert a kategóriák közötti határok nem élesek, így egy adott értékhez több kimenetet is kaphatunk.

A hidrometeor osztályozásnak több módszere lehetséges, melyeket négy csoportba sorolhatunk: döntési fa, statisztikai döntési elmélet, neurális hálózat, fuzzy logika. Az eljárásokkal szemben egy fontos elvárás, hogy ne igényeljenek túl nagy számítási kapacitást, így még ésszerű időn belül eredményekhez juthatunk egy adott időjárási helyzetben.

A döntési fa módszer alapvetően a küszöbértékeken és a Boole logikán alapszik. Ezekkel a törvényszerűségekkel akkor lehet jól kezelni egy rendszert, ha egy adott paraméter értékéhez mindig csak egy hidrometeor típus tartozik, tehát ebből fakadóan a csoportok éles határral definiálhatók. Ahogyan korábban is említettem ez nem oldható

meg, így a döntési fa módszere nem igazán alkalmas hidrometeor osztályozásra. Továbbá nem ad lehetőséget a mérési hibák figyelembevételére sem. (*Liu and Chandrasekar, 2000*)

A statisztikai döntési elmélet egy olyan technika, amely képes ezen gondok kezelésére, azonban ilyen modellek létrehozása igen nehéz.

Ezen két módszer a hidrometeor osztályozás terén rendkívül szegényes irodalommal rendelkezik, ellenben a fuzzy logikán alapuló hidrometeor osztályozással, amelynek közel tíz éves múltja van elsősorban S-sávú radarok esetén.

A fuzzy logika rendelkezik azzal a képességgel, hogy a kategóriák közötti átfedések és a mérési hibák ellenére különböző kimenteket adjon. Továbbá egyszerű szabályokkal és kis számítási igényekkel dolgozik. Kijelenthető, hogy fuzzy rendszerek kialakítása a legmegfelelőbb, emiatt ezek a legelterjedtebbek is.

A neuro-fuzzy rendszereknél a neurális hálózat és a fuzzy logika technikáját kapcsolják össze. A két módszer kombinálásával a neuro-fuzzy rendszerek javítani tudják saját teljesítményüket a múltbéli adatok segítségével. Fontos tehát, hogy a neurális hálózatot nem önmagában használják (*Bringi and Chandrasekar, 2001*).

A fuzzy logikán alapuló hidrometeor osztályozó rendszereket az 5.2.3. fejezetben mutatom be.

5.1. Jégdetektálási technikák hagyományos radarmérések alapján

- CAPPI-módszer

Egy konstans szinten mért reflektivitás értékek alapján becsli a jégvalószínűséget. A leggyakoribb magasság a 0,8 km (*Holleman, 2001*).

- Maximális reflektivitás

A maximális reflektivitás alapján becsli a jégvalószínűséget, melynek küszöbértéke 55 dBZ (*Holleman, 2001*).

- Auer módszere

Auer (1994) az alacsony szintű reflektivitás (CAPPI) és a felhőtető hőmérséklet alapján határozta meg a jégvalószínűséget (*Auer, 1994*).

- NEXRAD (Next-generation **R**adar) algoritmusok

A NEXRAD az amerikai radar hálózat. Az eredeti algoritmust Petrocchi dolgozta ki, melyben hét jégindikátort kombinált össze. Ezek közül a legfontosabb az 50 dBZ vagy feletti reflektivitás az 5–12 km-es rétegben, illetve az, hogy legyenek radar-visszaverődések 8 km feletti magasságból (*Holleman, 2001*).

- Vertikálisan integrált víztartalom (VIL)

A radarmérésekből származó reflektivitás érték átszámolható folyékony víztartalommal, majd ezt vertikálisan kiintegrálva kapjuk a VIL-t. Ezen paraméter magas értékéből következtetni lehet a jégesőre, azonban nem állapítottak meg konkrét küszöbértéket (*Holleman, 2001*).

- VIL - sűrűség

A VIL-sűrűség a következő képen számítható:

$$\text{VIL - sűrűség} = \frac{\text{VIL}}{\text{echo top}} \left[\frac{\text{g}}{\text{m}^3} \right], \quad (5.1)$$

ahol VIL kg/m²-ben, az echo top km-ben megadva. A VIL-sűrűséghez már határoztak meg olyan küszöbértékeket, melyek átlépésekor a jégeső valószínűsége megnő, azonban ezek sem mindig használhatók (*Amburn and Wolf, 1997*).

- Waldvogel-módszere

Waldvogel et al. (1979) a 0 °C-os izoterma és a 45 dBZ reflektivitás magasságának különbségéből becsülte a jégvalószínűséget (*Waldvogel et al., 1979*).

- Regressziós egyenletek

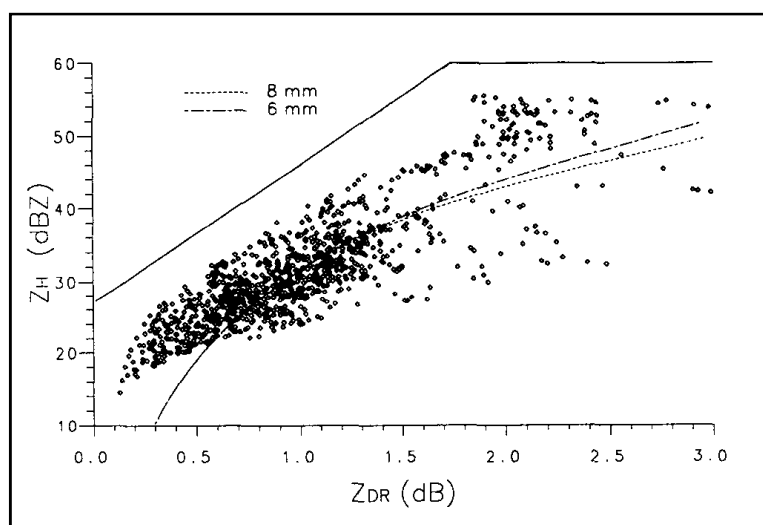
Számos kísérlet volt, amely regressziós egyenlettel próbált becslést adni a jégvalószínűségekre és jégméretre. A legjelentősebb munkát *Billet et al.* (1997) végezték, akik 18 paramétert használva állítottak elő többváltozós regressziós egyenleteket. A használt változók közül csak a legfontosabbakat kiemelve a VIL, 0 °C-os izobárszint magassága, konvektív paraméterek (CAPE, emelési index), főizobárszintek hőmérséklete említhető. A kapott eredmények nem voltak meggyőzőek és arra a következtetésre jutottak, hogy hely-specifikus regressziós egyenleteket kell előállítani, hogy pontosabb becslést adhassanak a jégvalószínűségekre (*Billet et al., 1997*).

Kitzmüller módszere a VIL, az 500 hPa-os szinten fújó szél nyugatias komponense, az olvadási szint magassága, valamint a talaj és az 500 hPa-os szint közötti átlagos relatív nedvesség értéke alapján alkotott regressziós egyenletet, amely a jégvalószínűségekre adott becslést. Korábban ezt a módszert használta az EDGE-szoftver a HAILP (jégvalószínűség) produktum előállításához, azonban ma már Waldvogel módszere alapján készült egyenletet alkalmazzák (Kitzmilller, 1993).

5.2. Jégdetektálási technikák duál-polarizációs radarmérések alapján

5.2.1. Jégjel

Ha a hagyományos reflektivitás (Z_H) és a differenciális reflektivitás (Z_{DR}) értékeket páronként feltüntetjük egy kétdimenziós koordináta-rendszerben, ahol a függőleges tengely mentén a Z_H a vízszintes tengely mentén a Z_{DR} értékei szerepelnek, akkor a pontok elhelyezkedése a cseppméret eloszlás és a halmazállapot függvénye. Ha a csapadék halmazállapota eső, akkor megállapítható ezen a síkon egy határvonal, amelyen kívül nem található pontok. Ez a határvonal látható az 6. ábrán folytonos vonallal.



6. ábra. A Z_{DR} - Z_H adatpárok különböző cseppméret eloszlások alapján modellezett értékei. A szaggatott vonalak megfelelnek a Marshall–Palmer eloszlások 6 és 8 mm-es maximális cseppátmérővel számított értékeinek (Aydin and Giridhar, 1992).

Ha azonban jég halmazállapot is előfordul, akkor az ábrázolt pontok már a határvonalon kívül esnek, ekkor ugyanis Z_{DR} értéke lecsökken a fentebb említett okok miatt. Ebből azt a következtetést lehet levonni, hogy a határvonal közvetlen közelében elhelyezkedő pontokhoz vegyes-fázisú csapadék, míg határozottan a vonalon kívül

elhelyezkedő mérésekhez jég halmazállapot tartozik. Ezt a határvonalat elsőnek Adyn et al. (1986) definiálta a Z_{DR} segítségével (Aydin et al., 1986):

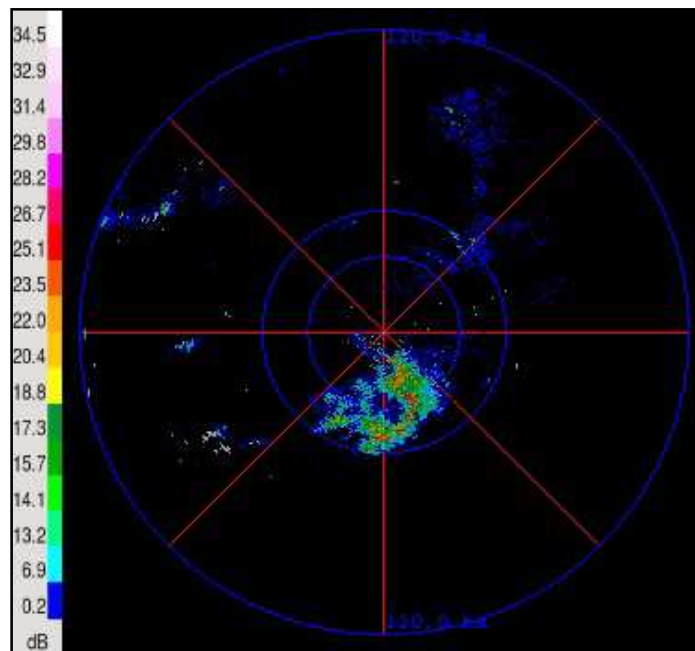
$$f(Z_{DR}) \begin{cases} 27, & Z_{DR} \leq 0 & [\text{dB}] \\ 19Z_{DR} + 27, & 0 \leq Z_{DR} \leq 1,74 & [\text{dB}] \\ 60, & Z_{DR} > 1,74 & [\text{dB}] \end{cases} \quad (5.2)$$

A határvonal meghatározásával bevezetett egy új paramétert a jég és eső fázisok megkülönböztetésére, melyet jégjelnek ($H_{DR} = \text{Hail signal}$) nevezett el (Aydin et al., 1986):

$$H_{DR} = Z_H - f(Z_{DR}) \quad [\text{dB}], \quad (5.3)$$

ahol Z_H a hagyományos reflektivitás dBZ-ben megadva.

Az EDGE szoftver HAIL produktuma a fenti összefüggés alapján kiszámítja a jégjelet minden kúpfelületen és egy előre meghatározott magasságú oszlóból a maximálisat tünteti fel egy adott pontban. Az így kapott képet mutatja a 7. ábra.

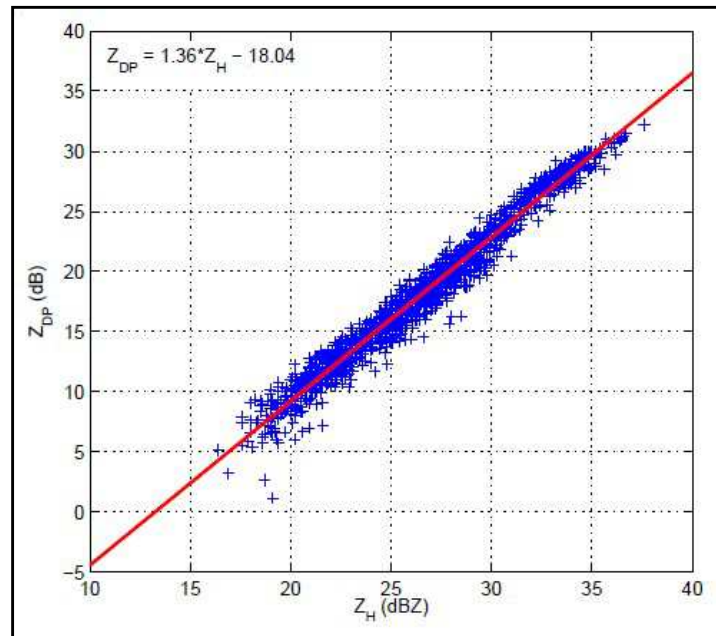


7. ábra. Az EDGE által előállított HAIL produktum, 2009. július 15. 15.35 UTC

5.2.2. Esővonal

A Z_H és Z_{DP} paraméterek jól korrelálnak egymással esőben, így ha a mért értékeiket egy $Z_H - Z_{DP}$ koordináta-rendszerben ábrázoljuk, akkor a pontok jó közelítéssel egy egyenesre esnek. Ezt a vonalat esővonalnak (rain line) nevezzük, amelyre a 8. ábrán

láthatunk példát. Ez a korreláció a valós mérések alapján is csak kis mértékben függ a cseppméret eloszlástól (Konkola et al., 2007).



8. ábra. A Z_H - Z_{DP} adatpárok egy réteges felhőzetből hulló eső esetén (Konkola et al., 2007).

A gyakorlatban az esővonal is használható a vegyes fázisú csapadék illetve jég detektálásra, ugyanis a Z_{DR} -hez hasonlóan ezen paraméter értéke is lecsökken jég jelenlétekor. Ekkor a mért és az esővonal által definiált Z_H közötti különbség (ΔZ) segítségével meghatározható egy jégjelhez hasonló összefüggés, amely közelítőleg megadja a jég arányát (f) a hidrometeorok tekintetében (Bringi and Chandrasekar, 2001):

$$f = 1 - 10^{-0,1\Delta Z} \quad 0 \leq f \leq 1. \quad (5.4)$$

A módszer hátránya, hogy Z_{DP} nem számítható, abban az esetben, ha $Z_{HH} < Z_{VV}$.

5.2.3. Fuzzy logikán alapuló hidrometeor osztályozás

A klasszikus logika szerint egy elem halmazba tartozása egyértelműen megállapítható. Ha beletartozik, akkor egy logikai igaz, ha nem akkor egy logikai hamis értékkel jellemezhető. A logikai igaz értéket 1-el, a logikai hamisat 0-val jelölhetjük. A fuzzy logikánál azonban köztes értékek is léteznek, melyek megmutatják, hogy egy elem mennyire is tartozik egy halmazba (pl: kicsit, kevésbé, nagyon). Ennek kifejezésére minden halmazbeli elemhez hozzárendelhető egy szám a 0 és 1 közötti intervallumból. Ha a halmaz elemeihez hozzárendelve ábrázoljuk a tagsági beletartozást, akkor a tagsági

függvényeket (membership függvények) kapjuk. A tagsági függvények háromszög, trapéz, szigmoid stb. alakúak lehetnek. Fontos, hogy sem a halmazok elemei, sem a hozzájuk rendelt számok között nincs előírva semmilyen összefüggés (Kóczy és Tikk, 2001).

A fuzzy logikán alapuló hidrometeor osztályozás egy fuzzy következtető rendszer. Az ilyen rendszerek általánosságban négy alapvető részből állnak, amelyek a 9. ábrán is láthatók:

- a) Szabálybázis
- b) Az illeszkedési mértéket meghatározó egység (fuzzifikáló egység)
- c) Következtető egység
- d) Defuzzifikáló egység



9. ábra. Fuzzy rendszer felépítése.

Fuzzy rendszerrel egy időben több logikai szabályt alkalmazunk. A szabálybázis sajátossága, hogy az arisztotelészi logika szerinti megoldásai egy időben eltérő megoldásokat adnak. Ezen ellentmondást a fuzzy logikával fel lehet oldani (Pokorádi, 2008).

Szabálybázis alatt a HA-AKKOR típusú szabályok összességét értjük. Egy szabály a következőképpen néz ki: HA $x=A$ AKKOR $y=B$, ahol A és B fuzzy halmazok, A az előzmény, vagy antecedens, B a következmény, x a bemeneti változó, y a kimeneti változó. Fuzzy halmaznak nevezzük a tagsági függvények által definiált halmazt (www.bmf.hu).

Az illeszkedési mértéket meghatározó egység (fuzzifikáló egység), a szabálybázisban szereplő előzményeket hasonlítja össze az aktuális bemenettel és ahol a kettő metszete nem üres (ún. tüzelő szabály), ott a hasonlóság alapján egy 0 és 1 közötti ún. illeszkedési értéket határoz meg (Kóczy és Tikk, 2001).

Következtetésnek nevezzük azt a folyamatot, amelynek során a bemenet és a rendelkezésre álló ismeretanyag alapján létrejön a kimenet (defuzzifikálás előtti). Ezen egység a szabálybázisban található tüzelő szabályok következményeit az illeszkedési mértékekkel, mint súllyal kombinálja (Kóczy és Tikk, 2001).

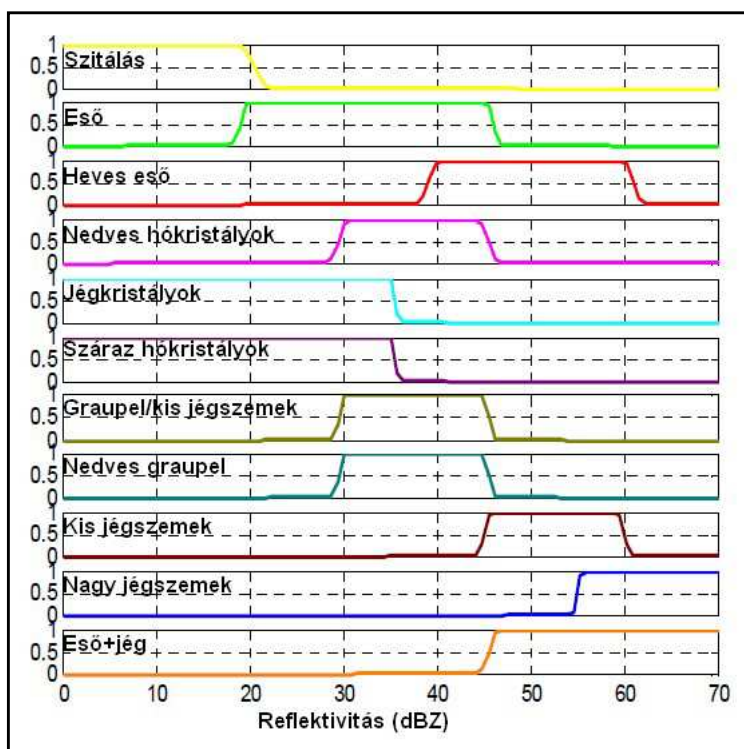
Végül a következtetés során kapott értékekből a legtöbb esetben meg kell határozni egy éles kimenetet. Ezt az eljárást defuzzifikációnak nevezzük (Kóczy és Tikk, 2001).

A fuzzy logikán alapuló hidrometeor osztályozó rendszerek, lehetőséget adnak arra, hogy egy adott paraméter esetén a hidrometeor csoportok közötti jelentős átfedések ellenére, több paraméter használatával eredményes klasszifikációt hajtsunk végre.

A fuzzy logikán alapuló hidrometeor osztályozó rendszerek négy területen különbözhetnek egymástól: a felhasznált paraméterekben (bemenet), a megkülönböztetett hidrometeor csoportokban (kimenet), a tagsági függvényekben és a következtetési eljárásban (Baldini et al., 2005).

A Vivekanandan et al. (1999) fuzzy logikán alapuló hidrometeor osztályozó rendszerében a tagsági függvényeket szórási modellszámítások és repülőgépes mérések segítségével állította elő, de mindez hasonlóan zajlott Liu et al. (2000) esetében is. Az eddig említett két tanulmányban 10 cm-es hullámhosszon működő radarokat használtak.

Baldini et al. (2005), Helmut et al. (2008) és Keenan (1999) már 5 cm-es hullámhosszon kibocsátó radarokat alkalmaztak, így az ő esetükben a tagsági függvényeket újra kellett definiálni, az eltérő hullámhossz miatt. Ezt Baldini et al. (2004) végezte el, amelyet Helmut et al. (2008) is használt. A Helmut et al. (2008) által használt tagsági függvényeket a 10. ábra mutatja.



10. ábra. A reflektivitáshoz (Z_H) tartozó tagsági függvények C-sávú radar esetén (Helmut et al., 2008).

Az első lépésben minden esetben meg kell határozni, hogy az adott mérés, amely a bemenetet képezi, milyen illeszkedési mértékkel rendelkezik. *Liu and Chandrasekar*. (2000) esetében például 6 bemeneti változó (Z_H , Z_{DR} , ρ_{HV} , K_{DP} , LDR , mérés magassága) szerepelt, valamint 10 hidrometeor csoportot (szitálás, eső, kisméretű jég, stb.) különböztetett meg. Minden paraméter esetén tehát 10 db egyváltozós tagsági függvény definiáltak (a szerzők minden esetben 9, vagy annál több hidrometeor csoportot különböztettek meg).

A legtöbb módszer esetében kihasználják az egyes paraméterek közötti kapcsolatot kétváltozós tagsági függvények segítségével. Ezek leggyakrabban a Z_H - Z_{DR} kapcsolatra építenek, a pontosabb hidrometeor osztályozás érdekében. A fuzziifikáció során a tagsági függvények segítségével határozzák meg a bemenetekhez tartozó illeszkedési mértékeket.

A következő lépésben minden esetben a szabálybázis felállítására került sor, mely *Liu and Chandrasekar*, (2000) esetében a következő képen alakult:

HA (Z_H MBF1_j és Z_{DR} MBF2_j és K_{DP} MBF3_j és LDR MBF4_j és ρ_{HV} MBF5_j és
Magasság MBF6_j), AKKOR hidrometeor osztály j,

ahol MBFi_j a j hidrometeor csoporthoz tartozó i-edik paraméter segítségével megállapított j hidrometeor csoport tagsági érték. A szabálybázist minden esetben hasonlóképpen definiálták.

A harmadik lépés a következtetési eljárás, amelyek már eltértek az egyes tanulmányokban. A következtetési egységben történik egy adott hidrometeor csoporthoz tartozó illeszkedési mértékek összefűzése, így véve figyelembe az általuk hordozott információkat. Ezen lépés módszerei némiképpen eltérhetnek. *Liu and Chandrasekar* (2000) esetében a j szabály erősségét meg lehet kapni a következő módszerrel:

$$R_j = \prod_{i=1}^6 P_j^i, \quad (5.5)$$

ahol R_j a j-edik hidrometeor csoporthoz tartozó érték, P_j^i a fuzziifikáció során meghatározott illeszkedési értékek. Gyakran egy súlytényezővel (0 és 1 közötti) látják el P_j^i -t, így figyelembe vehető, hogy az adott paraméter mért értéke mennyire terhelt hibával. A tagsági függvények szárainak a meredekségével is kifejezhető (kisebb mértékben), hogy egy paraméter mennyire megbízható, de a súlytényező jelenlétekor csak másodlagos szerepet tölt be. Ha a szárok meredeksége kicsi, akkor a paramétert úgy tekintjük, mint ami

jelentősebben terhelt mérési hibával, míg ellenkező esetben kevésbé (Zrnic *et al.*, 2001). A következtetési egység módszerei némiképpen eltérhetnek, gyakran a produktum képzése helyett összegzik, vagy súlyozott számítani közepét (a korábban említett súlytényezővel) veszik az illeszkedési mértékeknek (Vivekanandan *et al.*, 1999).

Ezt követően a szabályok közül azt választják ki, amelyhez a tagsági értékek összefűzése után a legmagasabb érték tartozik. Tehát azt a hidrometeor osztályt fogadják el kimenetként, amelyhez a legmagasabb érték társult. Ez az utolsó lépés, amelyet defuzzifikációnak, neveznek.

Vannak olyan eljárások, melyeknél valamilyen egyszerű feltétel, vagy küszöbérték teljesülésétől teszik függővé, hogy a kapott hidrometeor osztályt elfogadják-e (Keenan, 1999; Cremonini *et al.*, 2004).

6. Felhasznált adatok, korrekciós eljárás lépései és eredményei

6.1. Felhasznált adatok

Az elemzésekhez az Országos Meteorológiai Szolgálat radar adatait, valamint a NEFELA Dél-magyarországi Jégesőelhárítási Egyesülés jégeső megfigyeléseit használtam fel (a jégszemek méret szerinti osztályozását az *FI. Táblázat* tartalmazza). A három OMSZ radarállomás mérései közül a pogányvári radar adataival dolgoztam, mert csak a DNY-i országrészből álltak rendelkezésemre a verifikációhoz szükséges jégeső megfigyelések. A radarmérések adatait az ún. Volume fájl tartalmazza, ezek a mérés magassági és azimut szögei (illetve ezek sorszámja), a bin sorszám, valamint a Z_H , Z_{DR} , ρ_{HV} , Φ_{DP} mért értékei. A mért adatokból a talajcélok szűrését a gyári szoftver doppler mérések segítségével végezte el. A bin sorszám gyakorlatilag a mérési pontoknak (impulzus térfogat, tehát valójában nem pontszerű) a száma, amelyekből egy sugárban 476 db volt. (A 2011-es adatok már 2-szer nagyobb sugárirányú felbontással rendelkeztek, de a korrekciós eljárás során használt távolságok az esetek legnagyobb részében ugyanúgy érvényesek.) A rendelkezésemre bocsátott adatok eredetileg 240 km sugarú tartományt fedtek le, de a vizsgálataim során 120 km-es sugarú területtel dolgoztam, amelynek elsődleges oka, hogy az eredmények verifikálásához is csak ekkora területről álltak rendelkezésemre jégeső megfigyelések. A 10 magassági szögön végzett mérés közül a $0,49^\circ$ -os adatokkal dolgoztam. Ez alulról a második kúpfelületet jelentette, amelynek magassága (a nyaláb közepének) az 1,1 km-t nem haladta meg. Továbbá azt feltételeztem, hogy a jégszemek tulajdonságai az alsó 1 km-es rétegben már nem változnak jelentősen, tehát az itt detektált jégszemek a talajt is elérik.

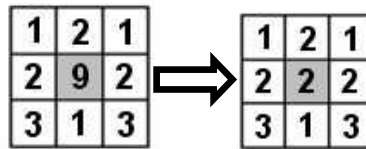
6.2. Korrekciós eljárás lépései és eredményei

A diplomamunka elkészítése során a C++ programozási nyelvet, valamint az eredmények megjelenítésére a Surfer programot használtam.

Egy bint pontszerűnek feltételezve, a távolságuk ~ 252 m. A magasság, az azimut szög, valamint a bin távolság ismeretében meghatároztam a mérési pontok polárkoordinátáit, amelyeket átalakítottam derékszögű koordinátarendszerbe, hogy az ábrázoláshoz használt szoftver fel tudja dolgozni.

Ezt követően a Φ_{DP} adatok szűrését, simítását illetve néhány további probléma kezelését végeztem el, hogy ezután felhasználhassam a gyengülési korrekcióhoz.

A számításaim során végig a mért reflektivitás értékekhez igazodtam, vagyis jelen esetben a Φ_{DP} adatokból csak azokat használtam fel, ahol a Z_H értéke meghaladta az 5 dBZ-t. Ez volt az első szűrés, amelyet Φ_{DP} -re alkalmaztam. Azért nem 0 dBZ választottam, mert az alacsony reflektivitású területeken gyakran előfordul még hibás Φ_{DP} adat, azonban ilyen érték 5 dBZ fölött is előfordulhat, amelynek kiküszöbölésére medián szűrőt alkalmaztam. Ennek során 9 bin értékeit használtam, amelyek elhelyezkedése a 11. ábrán látható. Mindig a 9 érték mediánja adta a szűrt értékét a négyzet középső elemére vonatkozóan.



11. ábra. A medián szűrés során felhasznált mérési pontok elhelyezkedése. Szürkével jelölve a mediánnal helyettesítésre kerülő bin helyzete.

Ez követően beépítettem a rendszer Φ_{DP} értékét, amelynek nagysága $-10(-15)^\circ$. Azért nem adható meg egyetlen számmal, mert a radarkupola inhomogenitása miatt nem állandó. A számításaim során $-12,5^\circ$ -os értékkel dolgoztam.

A következő lépésben a Φ_{DP} adatokat kellett megfelelő formátumra hozni. Az eredeti adatokat (ez az esetek többségében a valóságban 0° és 360° közé esik) ugyanis a radar belső beállításai miatt egy $+90^\circ - (-90^\circ)$ -os intervallumban tárolják, így azonban az adatsor nem lesz folytonos. Ahhoz, hogy egy pontról eldöntsem, hogy az csak mérési zaj miatt váltott előjelet (alacsony Φ_{DP} értékek esetén), vagy ténylegesen meghaladta az említett határt, megbecsültem K_{DP} értékét (ezáltal Φ_{DP} -t) Z_H alapján a következő összefüggéssel (Aydin and Giridhar, 1992):

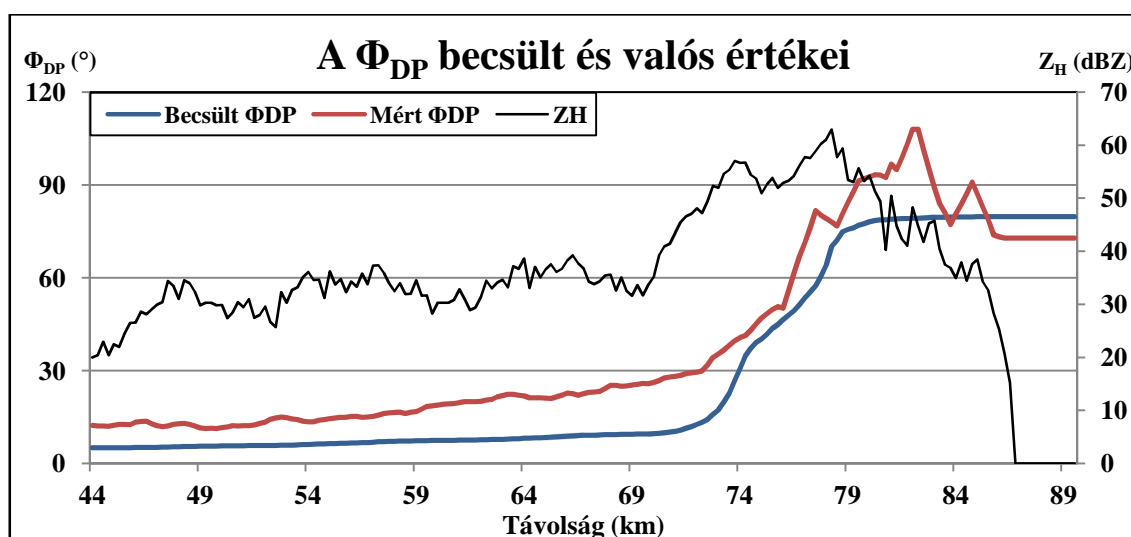
$$K_{DP} = 10^{\frac{Z_H - 43,3}{11,03}} \quad (6.1)$$

Többek között Z_H gyengülése miatt ez nem felelhet meg a valós értéknek, így az előállított K_{DP} alapján becsültem a gyengülést a lentebb ismertetett módszerrel, amellyel megnövelve a reflektivitást újraszámoltam K_{DP} -t.

Az így kapott érték elméletileg már jobban meg kell, hogy közelítse a valósat, azonban a gyengülés nem megfelelő mértékű figyelembevétele miatt továbbra is alacsonyabb értékeket kaptam. Az eredményeket a 12. ábra mutatja, amelyen csak a különbség figyelhető meg a becsült és a valós értékek között, azonban a valóságban

meglehetősen instabil a becslés. Ennek következményeként Z_H kis változására is érzékenyen reagál és sok esetben a becslt és a valós Φ_{DP} között akár 100° -os eltérés is lehet.

Ez a becslés, hibái ellenére is megfelelő volt arra, hogy Φ_{DP} 90° -ot meghaladó területeit helyesen állapítsam meg, amely abban az esetben következik be vélhetően, ha a becslt érték legalább 25° . Ezáltal az adatok egy 0° – 180° közötti intervallumba kerültek. Néhány esetben 180° feletti értékek is előfordulnak, azonban ezt ez a módszer nem kezeli, de feltételezésem szerint ekkor már Z_{DR} a radar mérési határa alá gyengül, tehát ezekkel a helyzetekkel már nem lehet dolgozni (Z_{DR} értékeit $-7,9375$ dB és $7,9375$ dB között méri a radar).



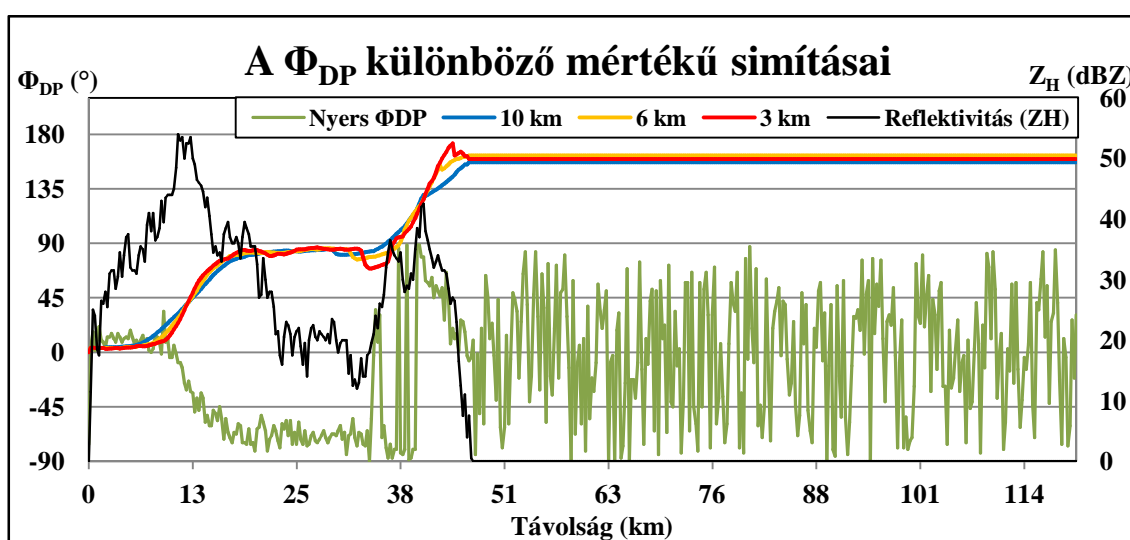
12. ábra. A Φ_{DP} különböző mértékű simításai, 2009. június 07. 13.50 UTC, azimut: 149° . Távolság a radartól: 44–90 km.

Ezek után a Φ_{DP} adatok simítását végeztem el, amelyhez a mérési ponttal megegyező sugárban elhelyezkedő azon 12–12 bin értékét használtam fel, amelyek a legközelebb estek és a reflektivitási érték 5 dBZ-nél magasabb volt. A figyelembe vett értékekre minden esetben egy egyenest illesztettem a legkisebb négyzetek módszerével, amelynek segítségével megadható volt egy adott pontbeli simított érték. Ez a gyakorlatban a 25 érték átlagolását jelentette, amely $\sim 6,3$ km-es intervallum. A Franciaországban működő duál-polarizációs radarok esetében 6 km hosszú medián szűrőt alkalmaznak a Φ_{DP} simítására, amely csak kis mértékben tér el az általam használt átlagolástól (Boumahmoud et al., 2010).

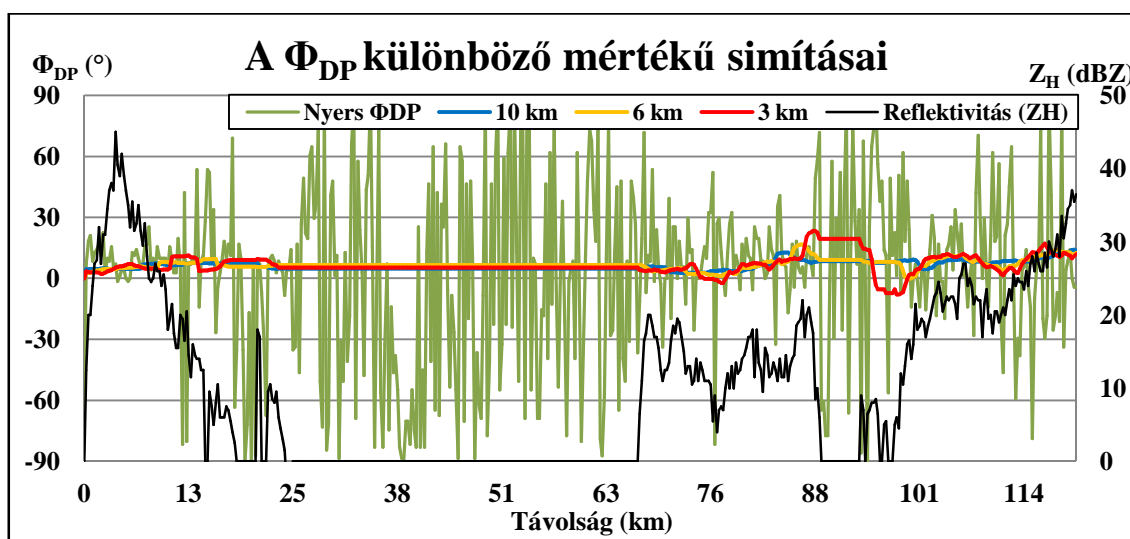
Végül további probléma volt, hogy az adatok a valós értékekhez képest ellenkező előjellel voltak tárolva, tehát Φ_{DP} értékei nem növekedtek a távolsággal, hanem

csökkentek. Az előjelek megfordítása, valamint az 5 dBZ-nél alacsonyabb reflektivitású területeken a Φ_{DP} konstans értékkel történő helyettesítése volt az utolsó lépés. Állandó értékekkel történő feltöltés érvényességét az indokolja, hogy a már említett területeken Φ_{DP} változása nagyon alacsony.

A 13. és 14. ábra két különböző azimut szögű mérést mutat, amelyekre ~10 km, ~6 km, ~3 km hosszú intervallumban végeztem átlagolást. A 6 km-es és 10 km-es átlagolások között nincs jelentős különbség, azonban a 3 km-es esetében különösen a 14. ábrán már akkora „hullámok” jelennek meg, hogy Φ_{DP} értéke nagy távolság megtétele után is negatív értéket vesz fel, amely már súlyos hibának nevezhető.

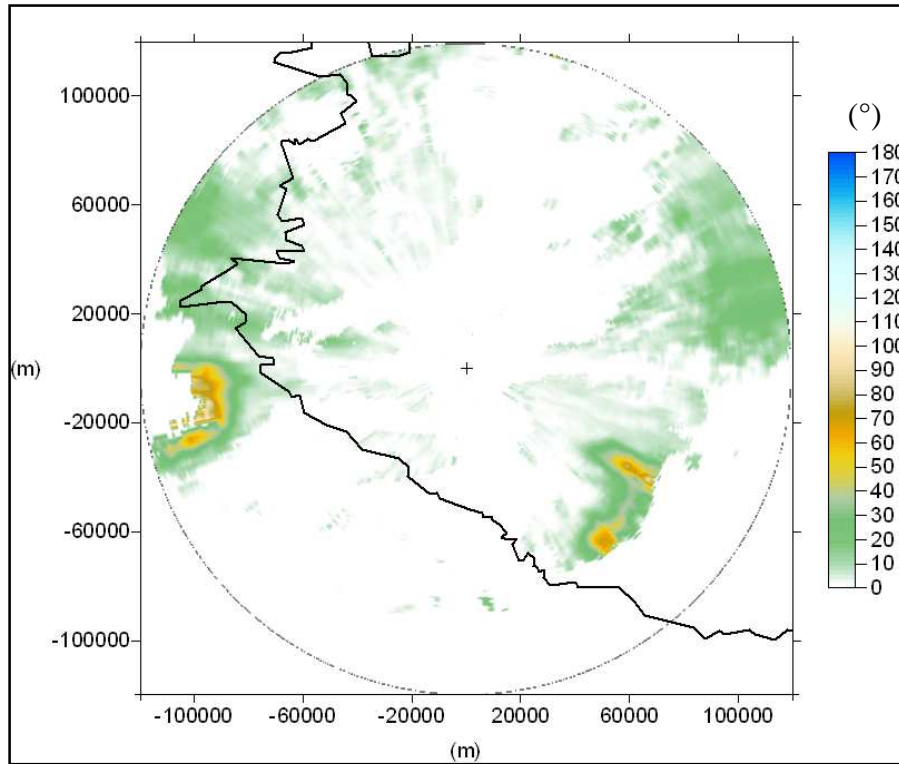


13. ábra. A Φ_{DP} különböző mértékű simításai, 2009. június 16. 15.35 UTC, azimut: 186,07°. Távolság a radartól: 0–120 km.



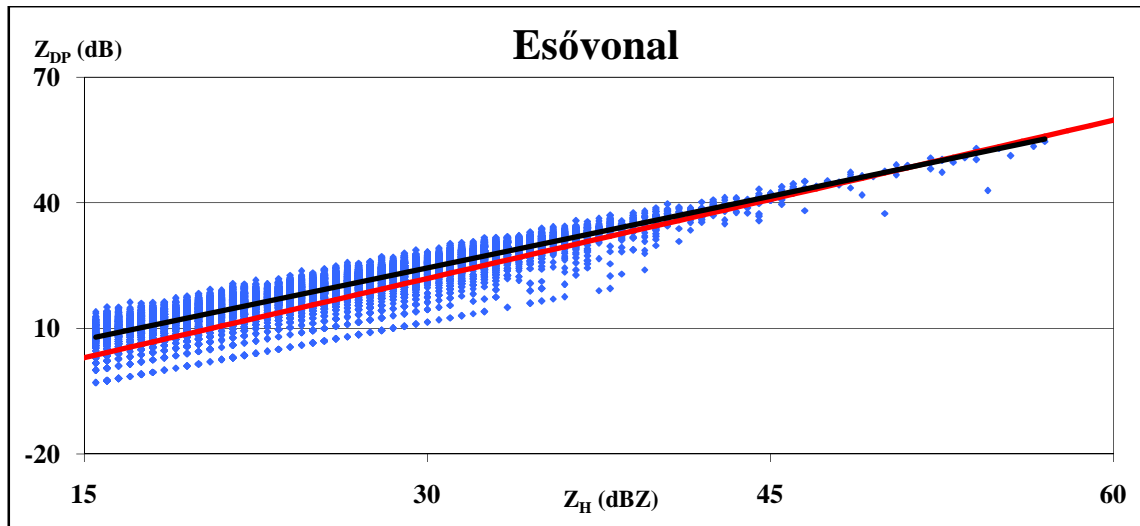
14. ábra. A Φ_{DP} különböző mértékű simításai, 2009. június 16. 15.35 UTC, azimut: 291,62°. Távolság a radartól: 0–120 km.

A Φ_{DP} adatokat a szűrés, simítás, valamint a fentebb említett átalakítások után a 15. ábra mutatja, ahol a könnyebb értelmezhetőség érdekében csak ott tüntettem fel értékeket, ahol $0 \text{ dBZ} < Z_H$.



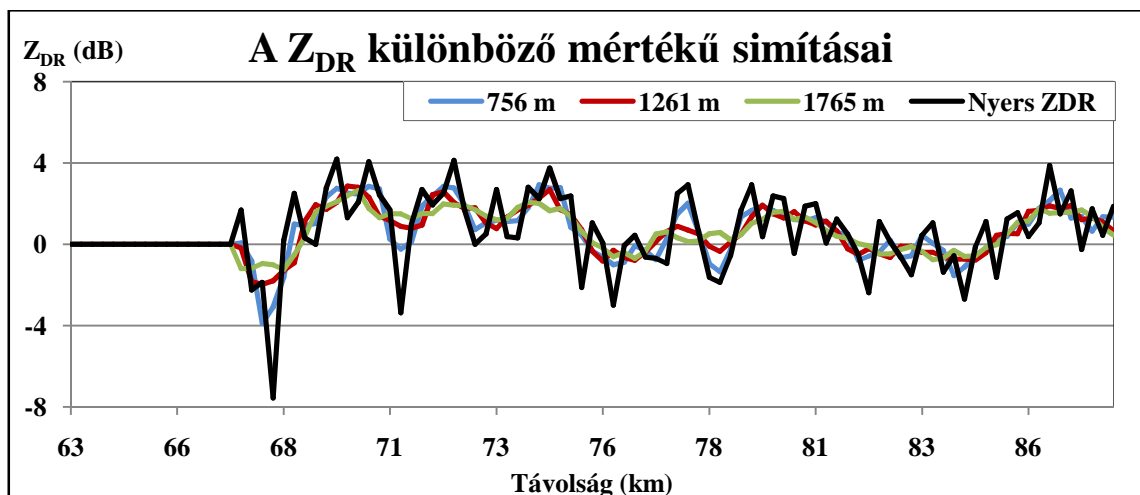
15. ábra. A Φ_{DP} korrigált értékei 2009. június 16. 16.20 UTC, magassági szög: $0,49^\circ$.

Ezt követően megvizsgáltam, hogy a gyengülés mentes ($\Phi_{DP} < 10^\circ$) területekről származó adatok esetén hogyan alakul az esővonal egyenlete. Csak olyan méréseket vettem figyelembe, ahol $0 \text{ dB} < Z_{DR}$, valamint $15 \text{ dBZ} < Z_H$. Utóbbi korlátra azért volt szükség, mert Z_{DR} nagy szórása miatt alacsony Z_H esetén túl sok érték volt még 0 dB alatt. A kapott esővonal meredeksége azonban eltért a szakirodalom által definiálttól. A vizsgálatot megismételtem egy olyan helyzetben, amelyben nagy valószínűséggel nem fordult elő konvektív csapadék, de hasonló eredményt kaptam. Így tehát az, hogy a cseppméret eloszlás eltér a sztratiform csapadék esetén tapasztalttól, nem magyarázza a különbséget. A Z_H - Z_{DP} adatpárokat és az esővonalat a 16. ábra mutatja. (Megjegyzendő, hogy az adatpontok szerkezete annak köszönhető, hogy Z_H $0,5 \text{ dBZ}$ pontossággal szerepelt a Volume fájlban.) Magas reflektivitás értékek esetén vélhetően az okozza a gondot, hogy a korreláció romlik Z_H és Z_{DP} között, míg alacsony reflektivitás esetén a mért adatok nagy szórása a probléma. Továbbá a radar kalibrációja is okozhat pontatlanságot.

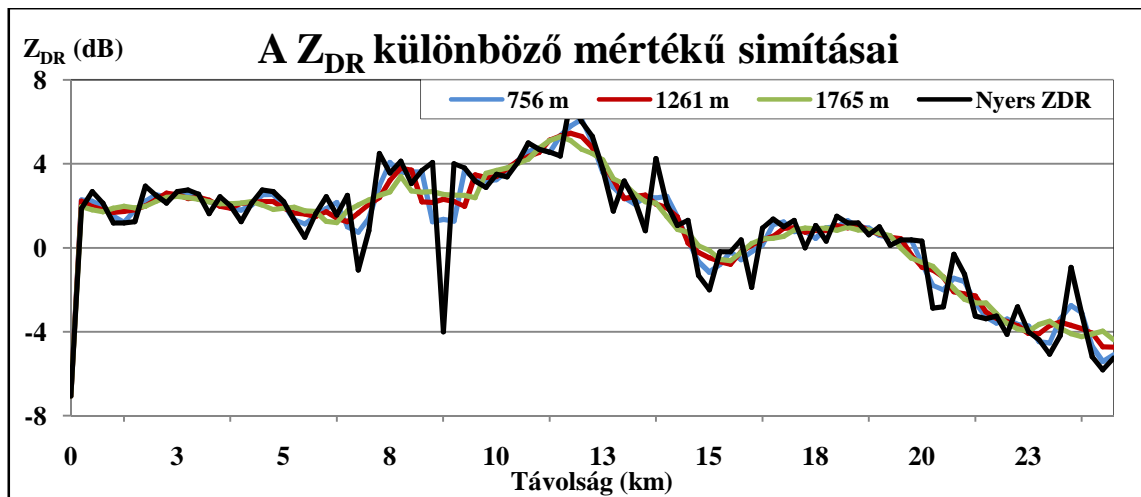


16. ábra. Z_H - Z_{DP} adatpárok, ha $25 \text{ dBZ} < Z_H$, $0 \text{ dB} < Z_{DR}$ és $\Phi_{DP} < 10^\circ$, 2010. május. 30. 16.35 UTC, magassági szög: $0,49^\circ$, a mért esővonal értéke: $Z_{DP} = 1,14Z_H - 9,76$ (fekete), a szakirodalmi: $Z_{DP} = 1,26Z_H - 15,86$ (piros) (Konkola et al., 2007).

Amint az a 16. ábráról is látszik Z_{DR} igen jelentős szórással (1,6 dB) rendelkezik, amelyet mindenképpen csökkenteni kellett. Z_{DR} simítása egy igen kényes feladat, mert ha túl hosszú szakaszt (a korábbiakhoz hasonlóan átlagolást használtam) alkalmaznánk, akkor az esetlegesen kis területen jelenlevő jég okozta jelek is eltűnhetnek. Tehát a simításhoz felhasznált intervallumot nem választhattam túl nagynak, azonban simítás nélkül a jelentős szórás miatt, a jégjel is hibás jelzést adhat. A 17. ábra és a 18. ábra két különböző azimut szögű mérést mutat 756 m (3 bin), 1261 m (5 bin), 1765 m (7 bin) hosszú átlagolással. A gyakorlatban 756 m-es simítást alkalmaztam.

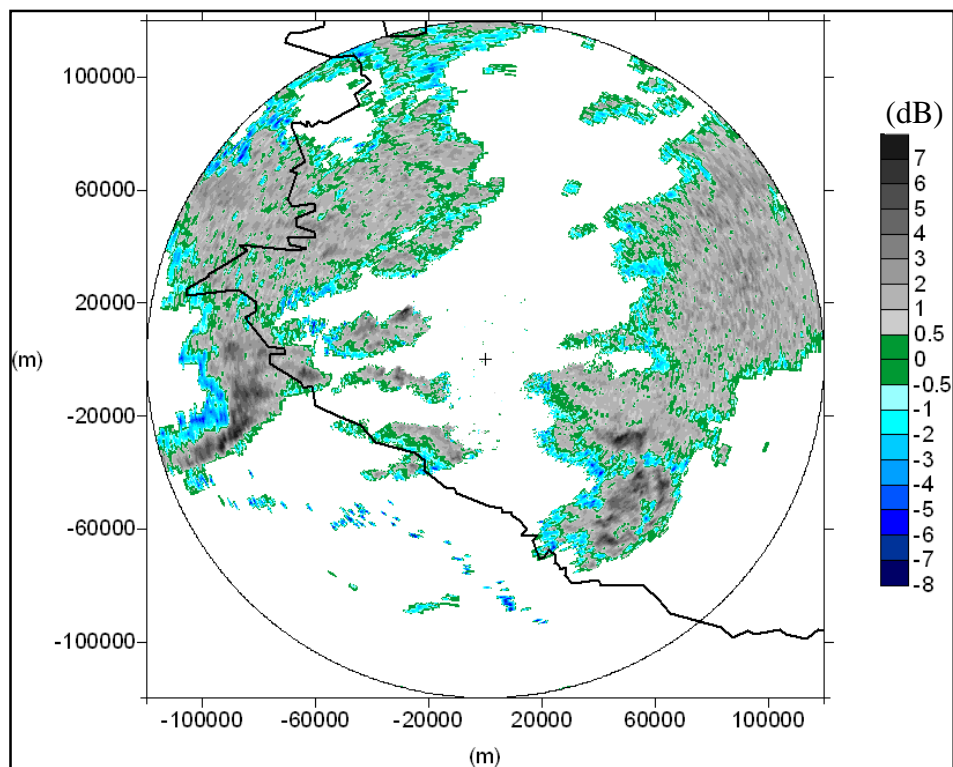


17. ábra. A Z_{DR} különböző mértékű simításai, 2009. június. 16. 15.35 UTC, azimut: $186,07^\circ$. Távolság a radartól: 63–88 km.



18. ábra. A Z_{DR} különböző mértékű simításai, 2009. június. 16. 15.35 UTC, azimut: $291,62^\circ$.
Távolság a radartól: 0–25 km.

A következő lépésben a gyengülési korrekciót végeztem el Φ_{DP} segítségével a 4.2.1. fejezetben leírt módon. Elsőként a szakirodalom alapján definiált átlagos korrekciós együtthatókkal [$a = 0,0540 \text{ dB } (^\circ)^{-1}$, $b = 0,0157 \text{ dB } (^\circ)^{-1}$] dolgoztam, a kapott eredményeket Z_{DR} paraméterre vonatkozóan a 19. ábra mutatja.



19. ábra. A Z_{DR} korrigált értékei [$a = 0,0540 \text{ dB } (^\circ)^{-1}$, $b = 0,0157 \text{ dB } (^\circ)^{-1}$],
2009. június. 16. 16.20 UTC, magassági szög: $0,49^\circ$.

A 19. ábrán szembejövő a megfelelő mértékű korrekció hiánya jelen megfigyelés esetén, hiszen továbbra is fellépnek nagy negatív értékek, amelynek lehetséges okait a

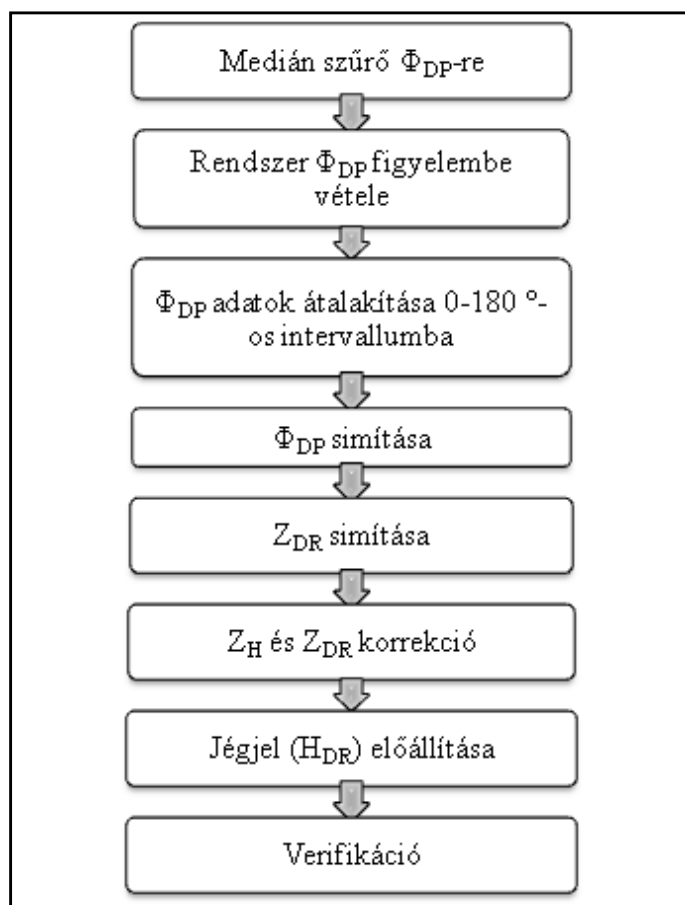
4.2.1. fejezetben taglaltam. A korrekció ellenőrzésére minden esetben kiszámítottam az abszolút hiba (MAE) értékét azokon a területeken, ahol $30^\circ < \Phi_{DP}$, vagyis feltételezhetően fellépet erős gyengülés és $20 \text{ dBZ} < Z_H < 25 \text{ dBZ}$, továbbá Z_{DR} értéke 1,07 dB körülnek kellene lennie. Utóbbi értéket a 17. ábrán látható esővonal alapján becsültem, ugyanis ez alapján, ha $Z_H = 22,5 \text{ dBZ}$, akkor $Z_{DR} = 1,07 \text{ dB}$. Tehát az abszolút hiba a következő:

$$\text{MAE} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |1,07 \text{ dB} - Z_{DR_i}| \quad [\text{dB}]. \quad (6.2)$$

A feltehetően gyengülés mentes, már korábban is említett területen, MAE értéke 0,5 dB. A korrigálatlan adatokra a teljes radarképet figyelembe véve ez az érték 3,43 dB, míg a szakirodalom szerinti átlagos korrekciós együtthatóval számolva 2,67 dB.

A nem megfelelő mértékű korrekció miatt a 4.2.1. fejezetben leírtak szerint megkíséreltem olyan területeket elkülöníteni, ahol a korrekciós együttható értéke feltehetően magasabb. Erre a célra a simított Φ_{DP} adatokból számolt K_{DP} -t használtam fel. Azokon a területeken, ahol $K_{DP} \leq 0,5^\circ/\text{km}$ ott a *Vulpiani et al.* (2008) által közepes intenzitású esőre definiált (5. és 6. ábra) együtthatókkal számoltam [$a = 0,09 \text{ dB } (^\circ)^{-1}$, $b = 0,02 \text{ dB } (^\circ)^{-1}$]. Abban az esetben, ha $0,5^\circ/\text{km} < K_{DP} < 4^\circ/\text{km}$, akkor *Carey et al.* (2000) nyomán nagyobb korrekciós együtthatót alkalmaztam, melyeknél figyelembe vettem a *Carey et al.* (2000) és *Vulpiani et al.* (2008) által definiált értékeket [$a = 0,12 \text{ dB } (^\circ)^{-1}$, $b = 0,045 \text{ dB } (^\circ)^{-1}$]. Néhány esetben előfordult, hogy K_{DP} $4^\circ/\text{km}$ feletti értékű volt, ekkor a szakirodalmi áttekintés alapján előforduló legnagyobb korrekciós együtthatókat használtam [$a = 0,16 \text{ dB } (^\circ)^{-1}$, $b = 0,06 \text{ dB } (^\circ)^{-1}$]. Sajnos Φ_{DP} simítása nem minden esetben volt tökéletes és emiatt hibás meredekségek voltak jelen, amelyek alatt az átmeneti Φ_{DP} növekményeket értem. Ezek hatását úgy próbáltam enyhíteni, hogy negatív K_{DP} előfordulásakor is ugyanazt a három korrekciós együtthatót alkalmaztam, mint pozitív K_{DP} esetén. Tehát K_{DP} értékét mindig abszolút értékben vettem figyelembe. A MAE értéke a fent említett helyzet esetén az új korrekciós együtthatókkal 1,66 dB-re csökkent.

Végezetül a korrigált értékek segítségével a jégjel előállítására került sor, amelynek a bemutatását és verifikálást a következő fejezetben mutatom be. A 20. ábrán összefoglaltam az elvégzett feladatokat legfontosabb lépéseit.

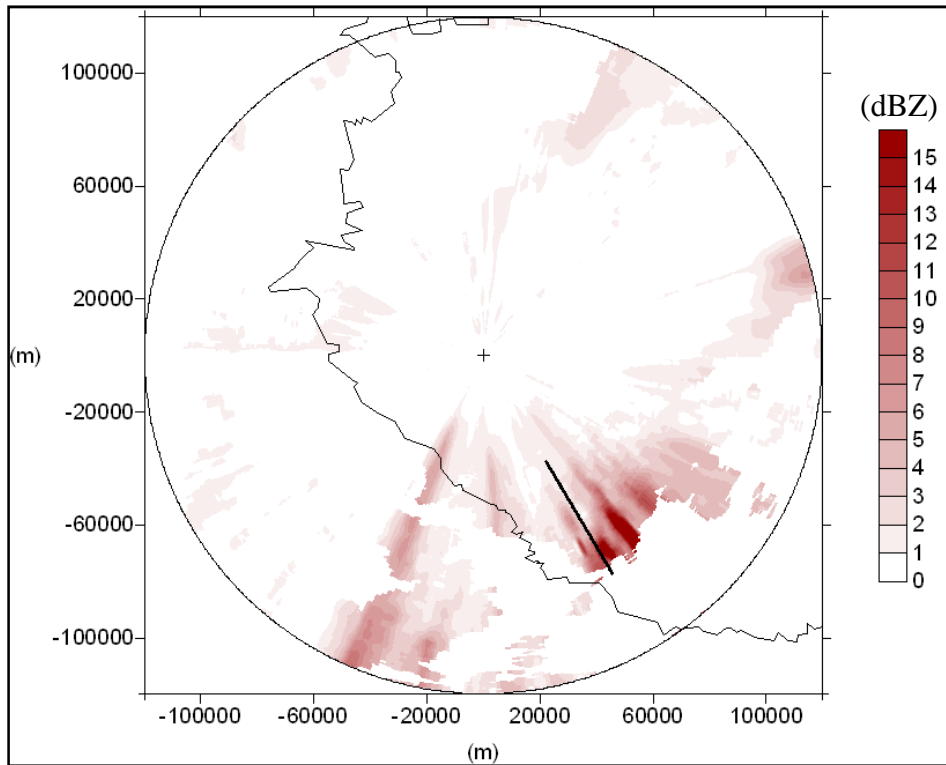


20. ábra. A programozás során elvégzett legfontosabb feladatok folyamatábrája.

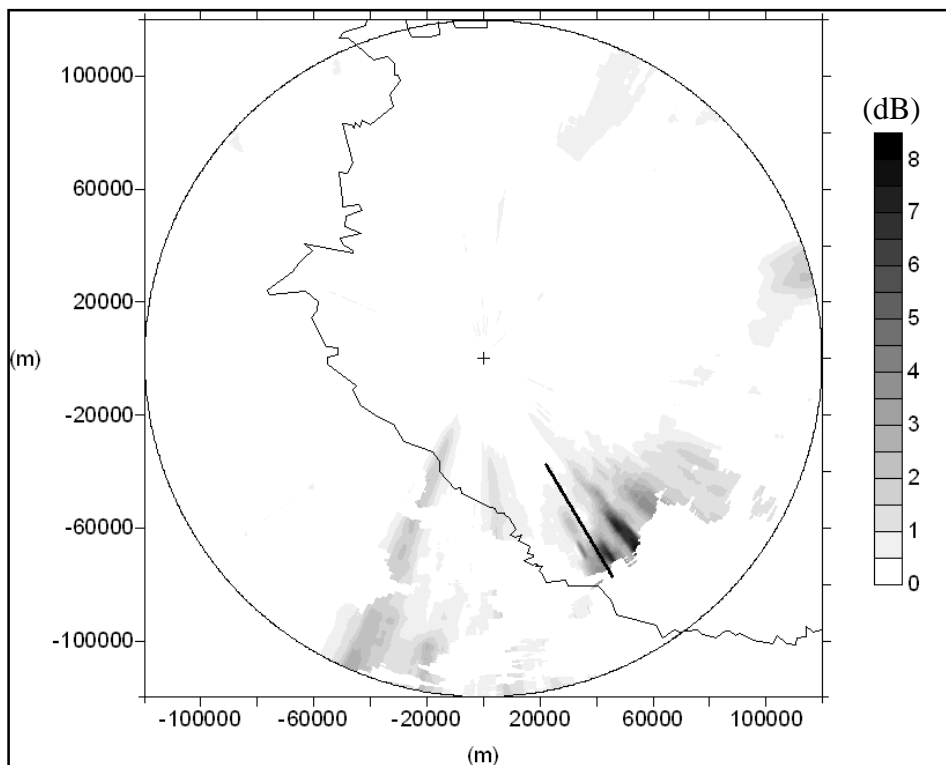
6.2.1. A gyengülési korrekció eredményei

A 2009. 06. 07-i (13.50 UTC) eset során fellépő Z_H és Z_{DR} gyengülési mértéket mutatja a 21. és 22. ábra. Előbbi esetében jól látható, hogy α_H értéke a zivatarcella egyes részein a 15 dBZ-t is eléri, valamint α_{HV} értékei is szokatlanul magasak voltak ezeken a területeken.

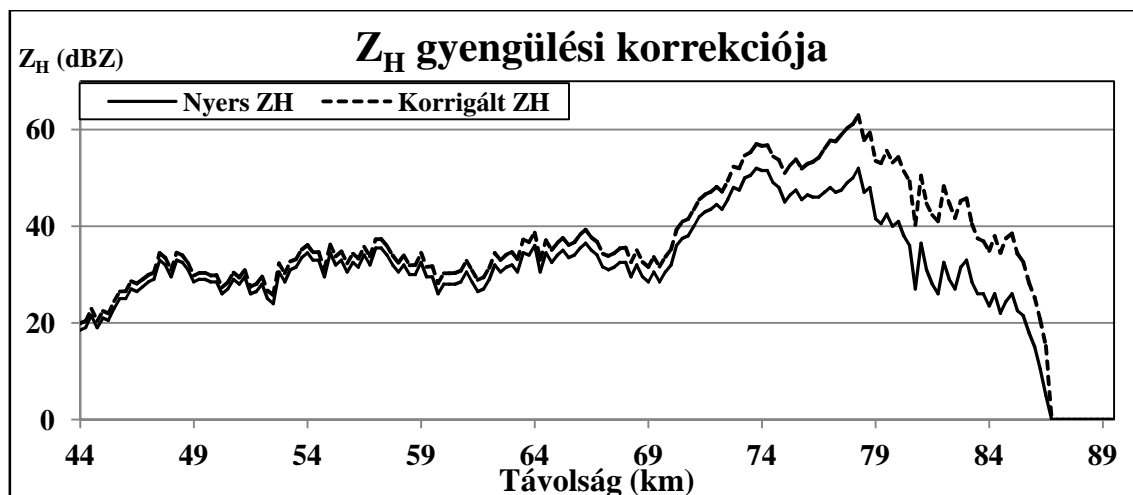
Az alábbi ábrákon jelölt vonal mentén metszeteket képeztem, amelyeket a 23. és 24. ábra mutat, ahol szintén jól látszik a korrekció mértéke. Megfigyelhető néhány esetben a túlkorrekció (7 dB feletti értékek), de ettől sajnos nagyobb mértékűek is előfordultak. A reálisnál nagyobb korrekciót Φ_{DP} nem tökéletes simítása és elsősorban δ jelenléte okozhatja.



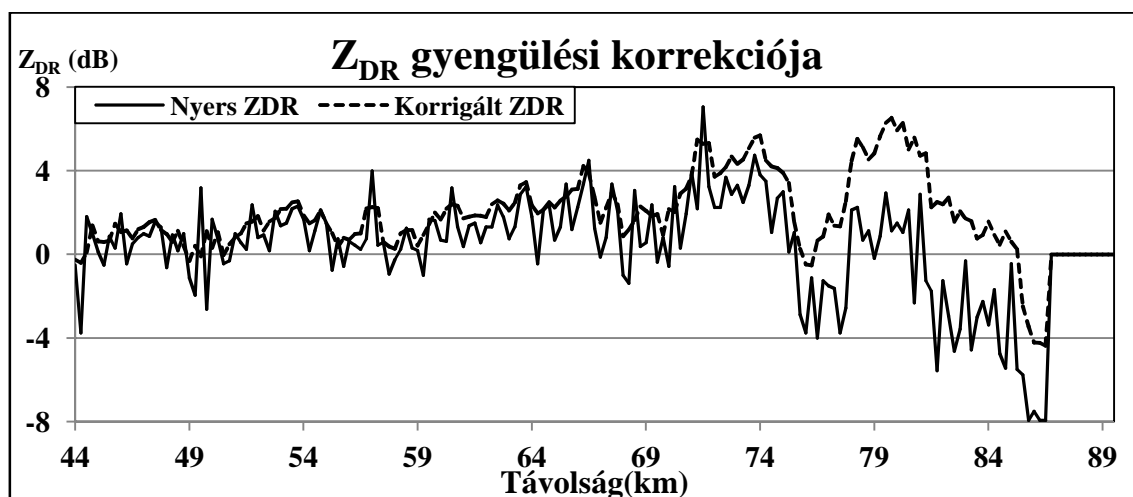
21. ábra. Az α_H értékei 2009. június 07. 13.50 UTC, magassági szög: 0.49° .
A metszet fekete vonallal jelölve.



22. ábra. Az α_{HV} értékei 2009. június 07. 13.50 UTC, magassági szög: 0.49° .
A metszet fekete vonallal jelölve.



23. ábra. A korrigált és nyers Z_H értékek a 21. ábrán jelölt metszet mentén, 2009. június 07. 13.50 UTC, azimut: 149° , magassági szög: $0,49^\circ$.



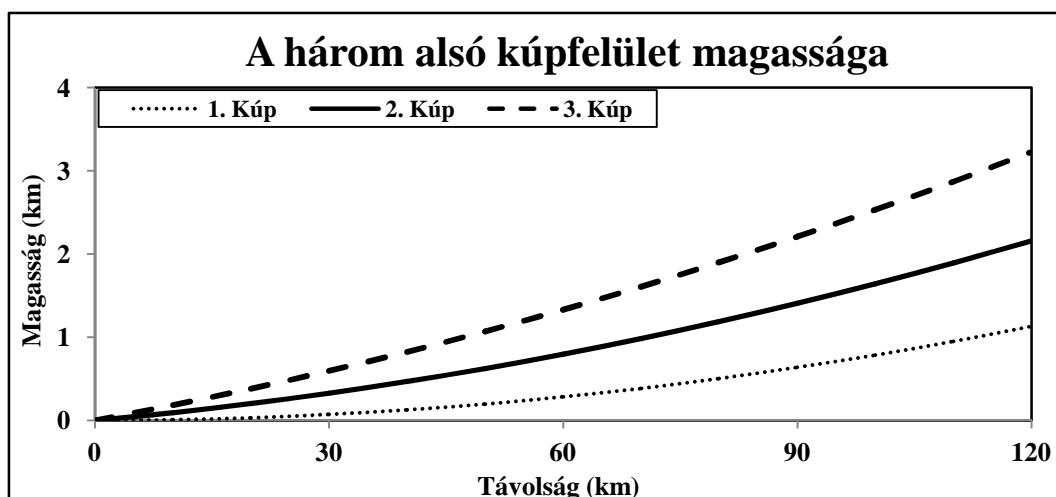
24. ábra. A korrigált és nyers Z_{DR} értékek a 22. ábrán jelölt metszet mentén, 2009. június 07. 13.50 UTC, azimut: 149° , magassági szög: $0,49^\circ$.

Kiszámítottam minden helyzetben a MAE értékét, amelyet a *FII. Táblázatban* foglaltam össze. Szinte minden helyzetben jelentősen csökkent a hiba értéke a korrekció után, kivéve 2010. május 30-át és 2011. július 11-ét. Előbbi esetben csak kismértékű gyengülés fordult elő és ilyen helyzetben a túlkorrekció gyakoribb. A második esetben egy olyan cella is előfordult a mérési területen, ahol 180° -ot meghaladta Φ_{DP} , így itt a korrekció nem lehetett megfelelő Φ_{DP} hibás kezelése miatt. A legjelentősebb gyengülés a hibák alapján 2009. június 16-án fordult elő, amely abból a szempontból nem meglepő, hogy ezen a napon kialakult cella volt a legnagyobb kiterjedésű.

A korrekció az esetek nagy részében javított az adatokon, de a túlkorrekció több esetben okozott problémát, még akkor is, ha ez MAE értékében nem tükröződött.

7. A jégdetektálási eredmények elemzése és verifikálása

Összességében 17 időpontban (5 különböző napon) vizsgáltam heves zivatarcellákat, amelyeket jégeső kísért. A jégdetektálási eredmények elemzése során a jobb áttekinthetőség – a gyakran kis területre korlátozódó karakterisztikák megfigyelhetősége – érdekében radarkivágatokat hoztam létre. Az ábrák x és y tengelyei a pogányvári radartól mért távolságot mutatják minden esetben. Néhány helyzetben metszeteket készítettem az alsó három kúpfelületre vonatkozóan, amelyeknek az elhelyezkedését a 25. ábra mutatja. Látható, hogy a 2. és 3. kúpfelület olyan magasságban halad a tartomány utolsó 30–40 km-én, ahol a jég szemek koncentrációja már igen magas lehet a zivatar szerkezetéből adódóan. Ezeken a területeken olyan jégdetektálások is előfordulhatnak, amelyeket felszíni jégeső nem kell, hogy feltétlen kísérsjen.



25. ábra. Az alsó három kúpfelület ($0,0^\circ$, $0,49^\circ$, 1°) magassága a radartól vett távolság függvényében.

Az ábrákon H_{DR} 10 dB-nél magasabb értékeit tüntettem fel, mert a Z_{DR} nagy szórása miatt, az ennél kisebbek a legtöbb esetben hibásnak tekinthetők. Továbbá, ha egy adott esetenél a többi időlépcsőben is hasonló eredményeket kaptam, akkor csak egy időpontot elemzek részletesen.

A jégdetektálások verifikálását a NEFELA megfigyelései segítségével végeztem el, továbbá az eredményeket összevettem Zombori (2010) hagyományos radarmérések segítségével számított jégvalószínűség értékeivel, ha azok az adott helyzetben rendelkezésre álltak.

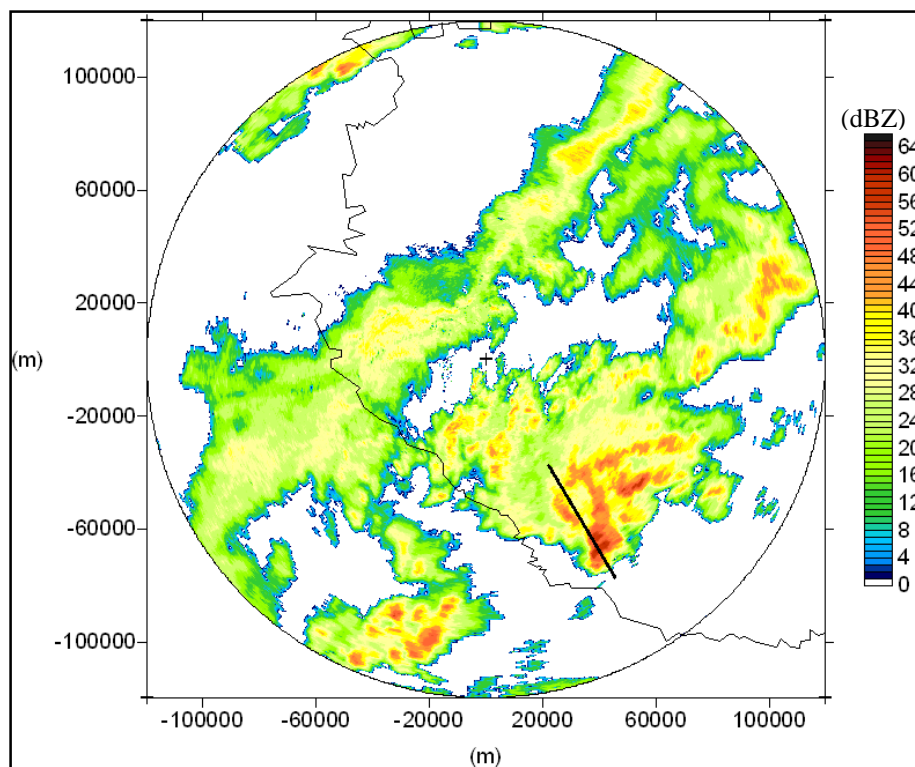
A verifikáció során figyelembe kellett venni, hogy a radarmérések csak 15 percenként álltak rendelkezésre, emiatt előfordulhat, hogy a jégeső észlelése két mérés

közé esett. Az ebből adódó térbeli eltérések figyelembevételére egy 7,5 km sugarú kört rajzoltam a megfigyelések köré. Természetesen az is előfordulhat, hogy a megfigyelt eseteken kívül máshol is hullott jég, így nem feltétlen tekinthetők hibásnak azok a jégjelek, amelyeket felszíni megfigyelések nem erősítenek meg.

A továbbiakban a jégesős helyzeteket során kapott eredményeket elemzem és verifikálom.

7.1. 2009. június 07.

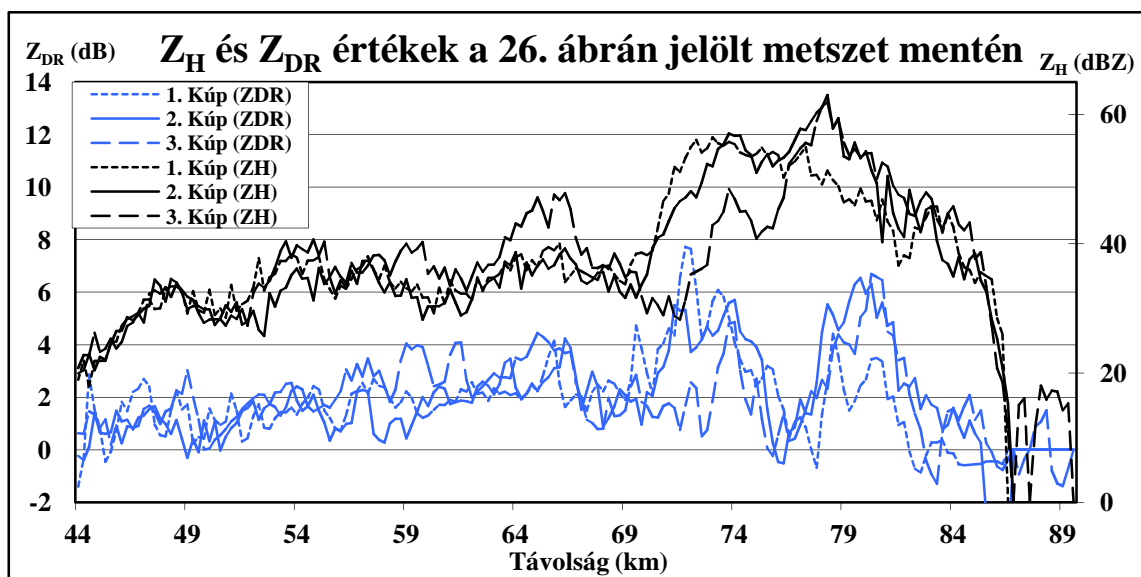
A 26. ábra egy 2009. június 7-i időjárási helyzethez tartozó reflektivitást mutatja 0,49°-os magassági szögön. Jól látható egy intenzív cella a DNy-i határ közelében, amelyhez kapcsolódóan borsó nagyságú jégesőt is megfigyeltek. A reflektivitási értékek a cellán belül több helyen meghaladták az 55 dBZ-t.



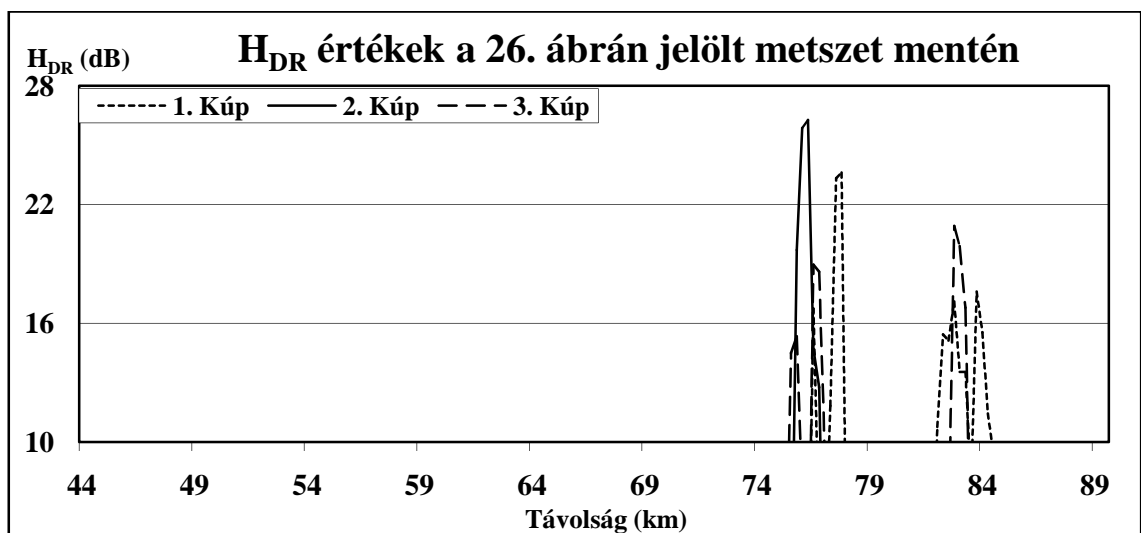
26. ábra. A korrigált Z_H értékek, 2009. június 07. 13.50 UTC, magassági szög: 0,49°.
A metszet fekete vonallal jelölve.

A jégjel kis területen jelent meg, ezért a pontosabb vizsgálatokhoz metszeteket képeztem az alsó három kúpfelületre vonatkozóan, amelynek helyét fekete vonal jelzi a 26. ábrán. Mindezt azért tettem, mert a jégnek mindhárom kúpfelületen kimatathatónak kell lennie, így ha csak a második kúpfelületen jelentkezik, akkor mindenképpen hibásnak vehető. A metsztek mentén mért Z_H és Z_{DR} értékeket a 27. ábra, míg a számított jégjelet a

28. ábra mutatja. Látható, hogy a Z_H és Z_{DR} értékek közelítően együtt mozognak, azonban a cella azon területén, ahol a Z_H az egyik legmagasabb (74–79 km között), ott Z_{DR} értékek közel nullára csökkennek mindhárom kúpfelületen. A H_{DR} mindeközben mindegyik kúpfelületen meghaladta a 10 dB-es határt közel ugyanazon pont felett. Sugárirányban az első és harmadik kúpfelületen újra megjelent a jégjel, amelyről igen nehéz eldönteni, hogy valóban jég okozta-e vagy a gyengülési korrekció nem megfelelő mértéke. A vizsgálatok során az utóbbit feltételeztem. Ez a feltételezés azért lehet helytálló, mert jég esetén (izotróp közeg) Φ_{DP} nem növekszik (így a korrekció mértéke sem), viszont a gyengülés igen jelentős lehet.

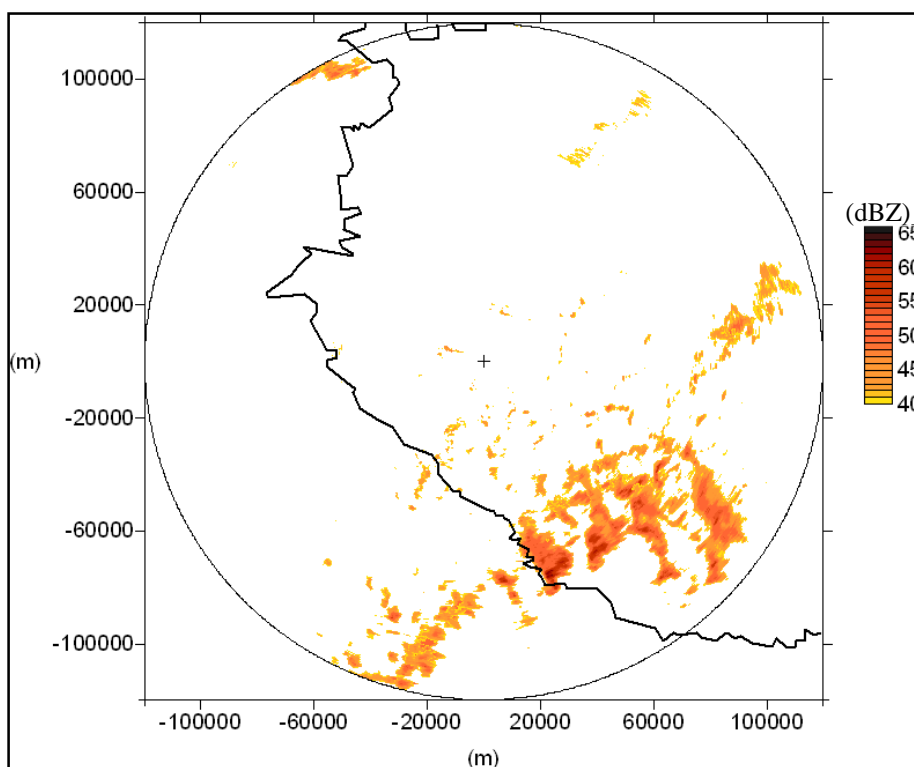


27. ábra. Korrigált Z_H és Z_{DR} értékek a 26. ábrán jelölt metszet mentén, 2009. június 07. 13.50 UTC, azimut: 149° , magassági szög: $0,0^\circ$, $0,49^\circ$, $1,0^\circ$.



28. ábra. H_{DR} értékei a 26. ábrán jelölt metszet mentén, 2009. június 07. 13.50 UTC, azimut: 149° , magassági szög: $0,0^\circ$, $0,49^\circ$, $1,0^\circ$.

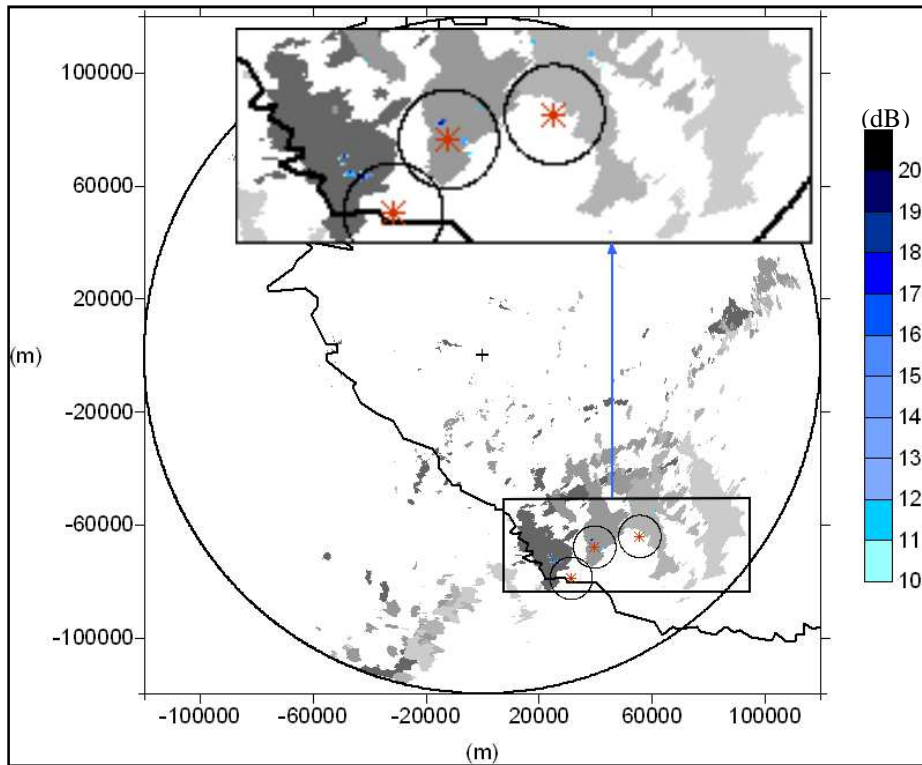
A 29. ábra mutatja a 40 dBZ-nél magasabb reflektivitású területeket a vizsgált időszakban, amelyen jól nyomon követhető a már említett intenzív cella vonulása a Ny-DNy-i irányból K- ÉK-felé.



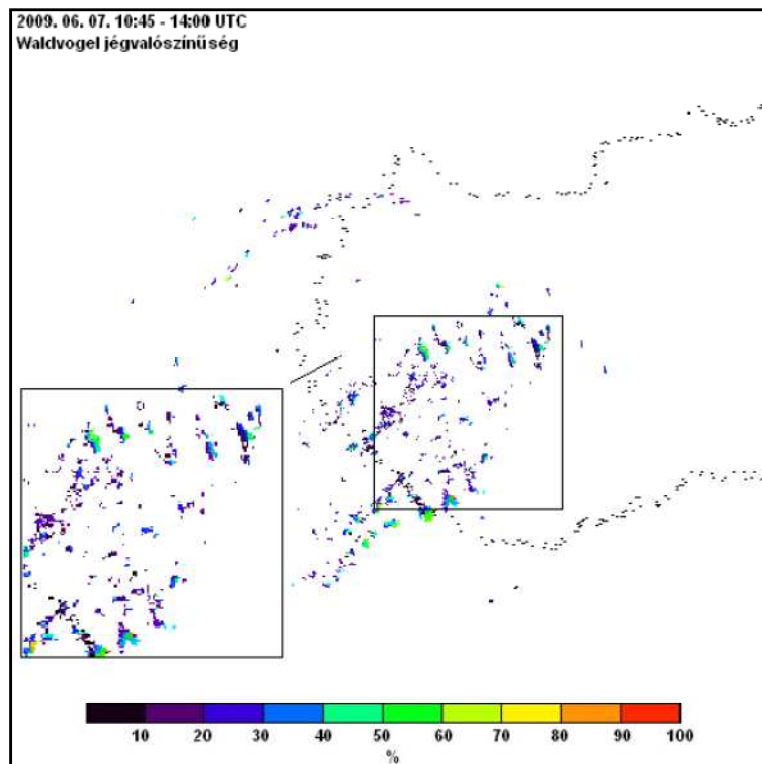
29. ábra. Korrigált Z_H 40 dBZ-nél magasabb értékei 2009. június 07. 13.35–14.20 UTC között, magassági szög: $0,49^\circ$.

A jégjel az első két időlépcsőben nagy területen jelent meg, amelyeknek közvetlen közelében felszíni jégdetektálások is történtek (30. ábra). A második időlépcsőben a cella DK-i szélén, valamint a harmadik időlépcsőben előfordult magas H_{DR} értékek kétségbe vonhatók valóságtartalmukat illetően. Ezekon a területeken ugyanis a reflektivitás már meglehetősen alacsony volt (40–45 dBZ), továbbá a gyengülési korrekció a cella mögötti (radarhoz képest) területeken sokszor nem volt megfelelő mértékű. Fontosnak tartom megjegyezni, hogy a 4. időlépcső (14.20 UTC) esetén már nem jelent meg a jégjel és felszínen sem figyeltek meg jégesőt.

Az eredményeket összevettem a Zombori (2010) által korábban számított jégvalószínűség értékekkel. A 31. ábrán jól látszik, hogy a Waldvogel-féle jégvalószínűség a cella hasonló területein adott magas értékeket.



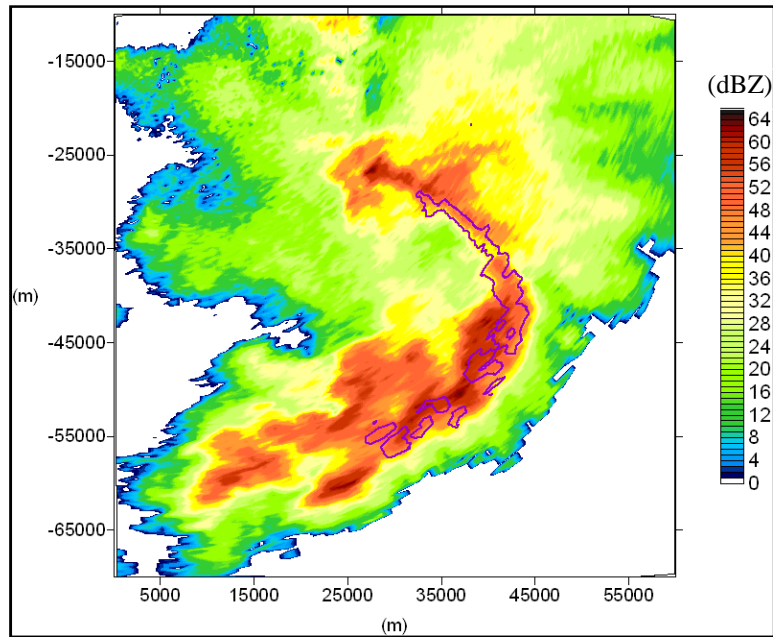
30. ábra. A 10 dB-nél magasabb H_{DR} értékek (jégjel kék színnel), a 40 dBZ feletti Z_H értékek a 13.35–14.20 UTC közötti 15 perces időlépcsőkben (az idő múlását a szürke árnyalatok világosodása jelzi), valamint az észlelt jégeső helye (vörös csillaggal jelölve a NEFELA megfigyelések alapján), 2009. június 07., magassági szög: $0,49^\circ$.



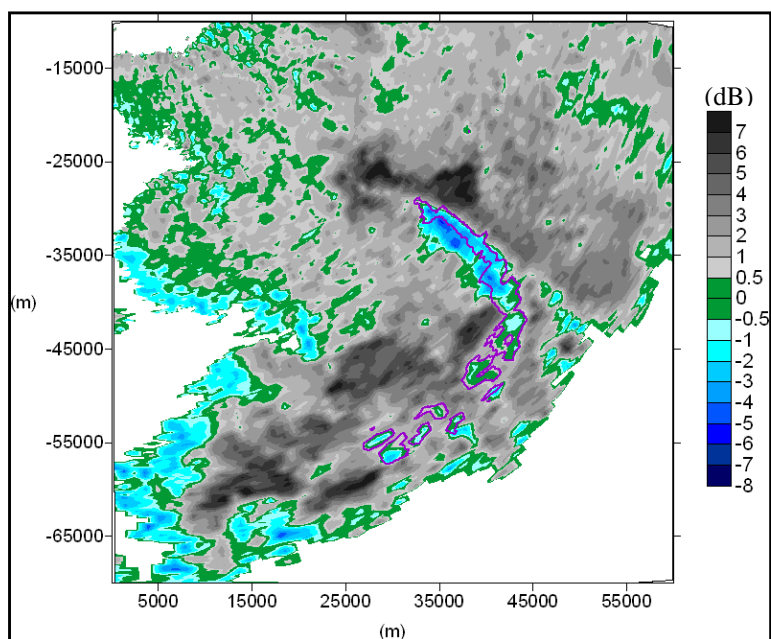
31. ábra. 2009. június 07. Waldvogel-féle jégvalószínűség (%) (Zombori, 2010). A legnagyobb valószínűségi értékek az ország DNy-i részén figyelhetők meg.

7.2. 2009. június 16.

2009. június 16-án nagy valószínűséggel egy szupercella vonult végig a DNy-i országrészen, amelyből többfelé észleltek dió nagyságú jég szemeket. A 32. ábrán jól láthatók az igen magas Z_H értékek, tehát az 55 dBZ-s szabály alapján már előfordulhatott jégeső. A jégjel a cella magas reflektivitású területein jelent meg, azonban vizuálisan is elkülöníthető egy hibás jel a cella ÉÉK-i részén. Ez annak köszönhető, hogy a Z_{DR} értékeinek korrekciója nem volt megfelelő ezeken a területeken, amely a 33. ábrán jól látható. Továbbá megfigyelhető, hogy egy adott sugárban több egymást követő pixelen is megjelent a jégjel, amelynek valóságtartalma szintén kétséges. Feltételezhetően az első jelzés valós, azonban az ezt követőek a jég jelenlétekor fellépő erős gyengülés miatt nem voltak megfelelőek.

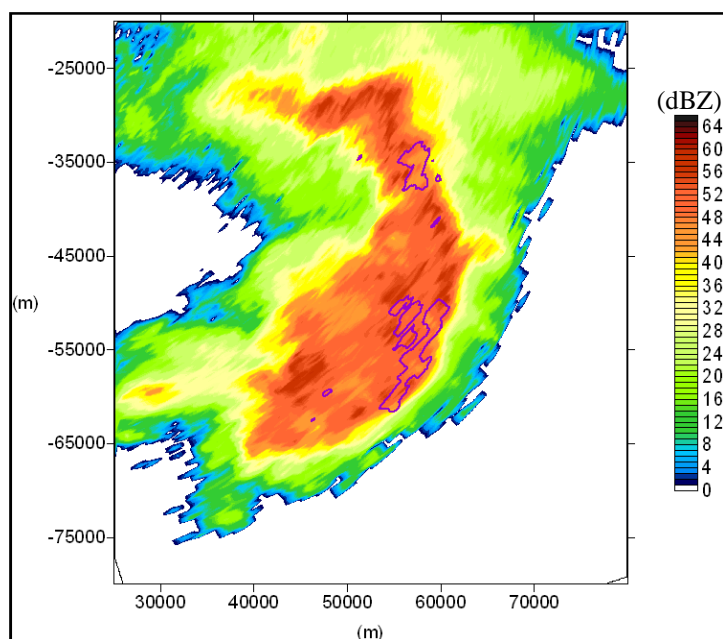


32. ábra. Korrigált Z_H értékek, valamint a 10 dB-es H_{DR} értékek kontúrja (lila vonal), 2009. június 16. 16.05 UTC, magassági szög: $0,49^\circ$.

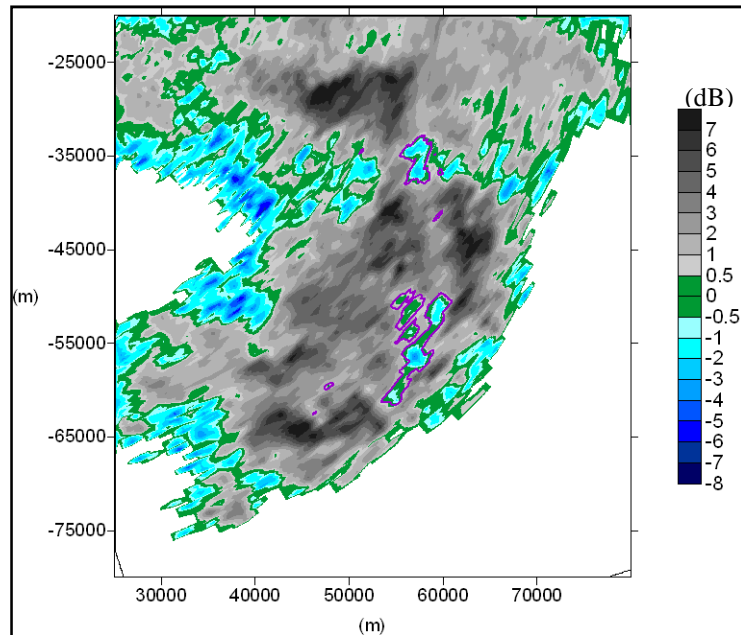


33. ábra. Korrigált Z_{DR} értékek, valamint a 10 dB-es H_{DR} értékek kontúrja (lila vonal), 2009. június 16. 16.05 UTC, magassági szög: $0,49^\circ$.

A 34. és 35. ábrán, amelyek a 15 perccel későbbi méréseket mutatják, még mindig látható, hogy a korrekció nem volt megfelelő a cella ÉK-i területein (ott, ahol megjelent a jégjel is), viszont ebben a helyzetben már kevesebb sugárirányban egymást követő jelzés figyelhető meg. Hasonló megfigyelések tehetőek a *Függelék F1. és F2. ábrája* alapján. Továbbá feltételezhetően δ magas értékei miatt túlkorrekció (6–7 dB magas értékek) figyelhető meg Z_{DR} értékekben a cella egyes területein.

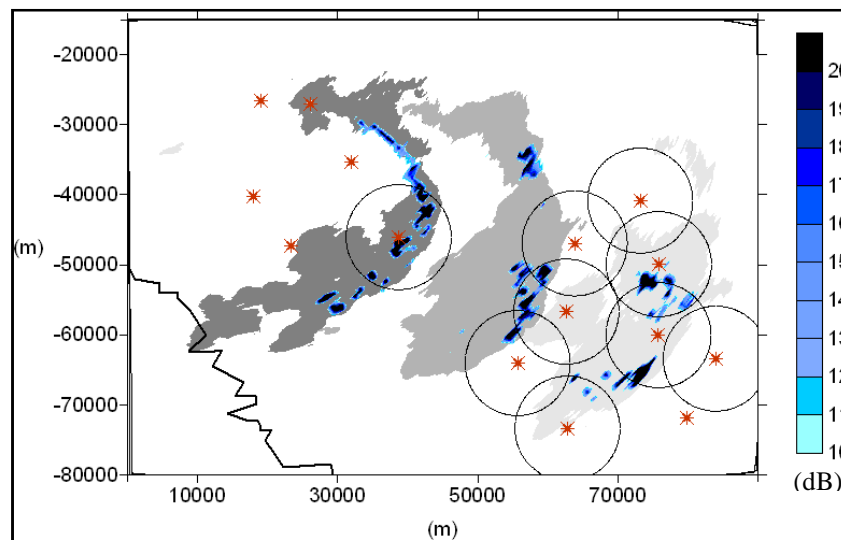


34. ábra. Korrigált Z_H értékek, valamint a 10 dB-es H_{DR} értékek kontúrja (lila vonal), 2009. június 16. 16.20 UTC, magassági szög: $0,49^\circ$.



35. ábra. Korrigált Z_{DR} értékek, valamint a 10 dB-es H_{DR} értékek kontúrja (lila vonal), 2009. június 16. 16.20 UTC, magassági szög: $0,49^\circ$.

A verifikáció során olyan jégdetektálásokat is feltüntettem a 36. ábrán, melyek a radar megfigyelések által lehatárolt időintervallumtól néhány perccel eltértek (nem rajzoltam kört ezen detektálások köré), azonban elhelyezkedésük alapján segíthetik a H_{DR} értékek valóságtartalmának eldöntését.

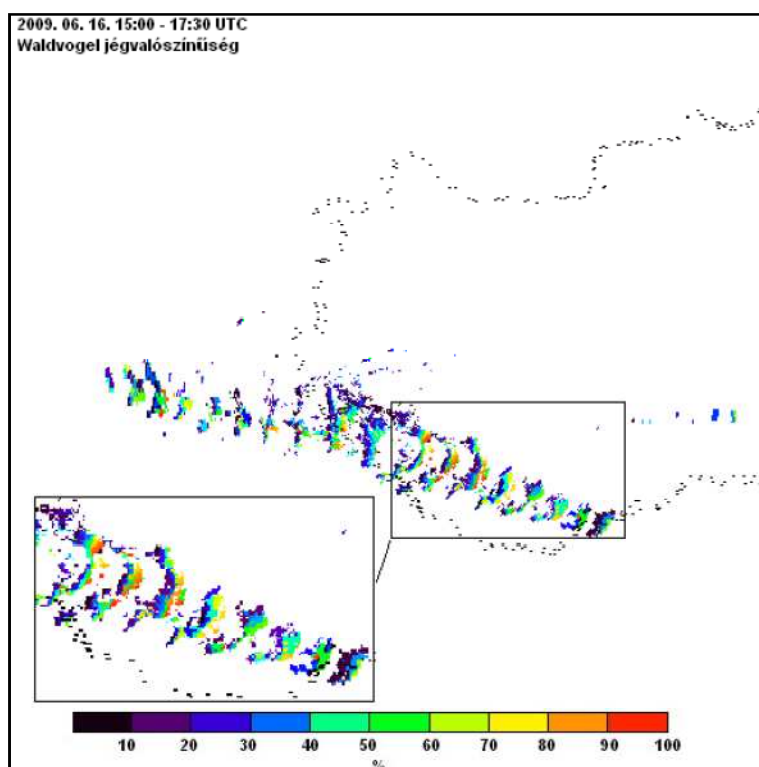


36. ábra. A 10 dB-nél magasabb H_{DR} értékek (jégjel kék színnel), valamint a 40 dBZ feletti Z_H értékek a 16.05–16.35 UTC közötti 15 perces időlépcsőkben (az idő múlását a szürke árnyalatok világosodása jelzi), valamint az észlelt jégeső helye (vörös csillaggal jelölve a NEFELA megfigyelések alapján), 2009. június 16., magassági szög: $0,49^\circ$.

A 36. ábrán látható, hogy H_{DR} magas értékeinek környezetében, vagy legalábbis azzal megegyező szórásban fordulnak elő felszíni jégdetektálások. Hangsúlyozni kell,

hogy ebben az esetben a felszíni megfigyelések térbeli elhelyezkedése az, amely megerősíti a H_{DR} igen széles sávban számított magas értékeinek valóságtartalmát, a fent tárgyalt hibák figyelembe vételével.

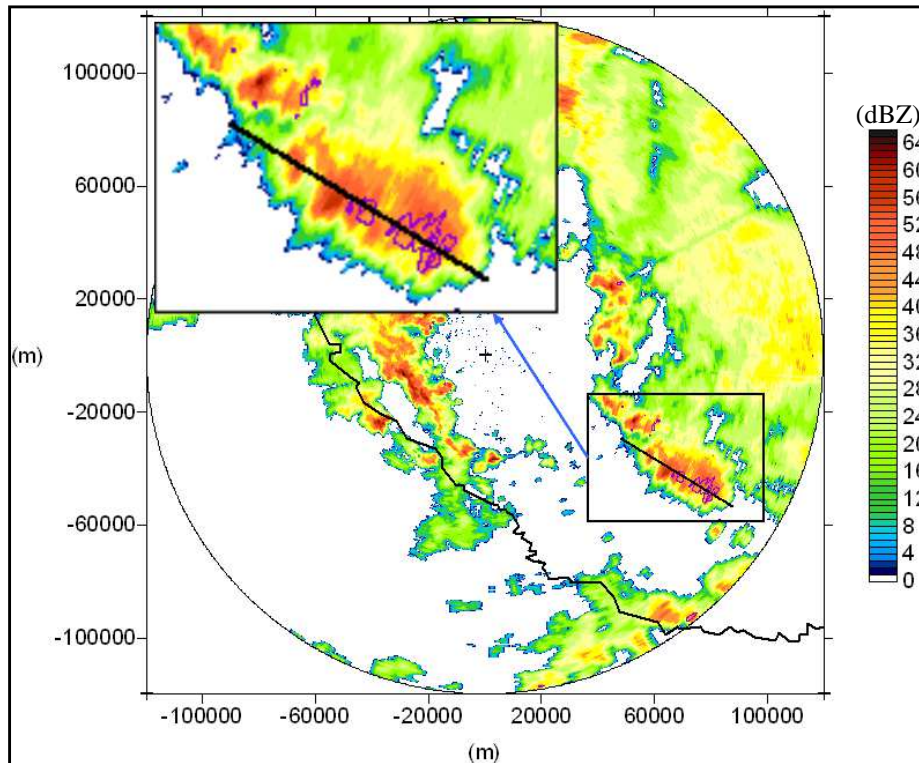
A 37. ábra mutatja a Waldvogel-féle jégvalószínűség értékeket (Zombori, 2010), amely hasonlóan széles sávban ad közel 100%-os értékeket, mint a jégjel. Mindez megerősíti azt a feltételezést, hogy a polarizációs mérésekkel kapott eredmények a hibák figyelembevételével megfelelhetnek a valóságnak.



37. ábra. 2009. június 16. Waldvogel-féle jégvalószínűség (%) (Zombori, 2010).

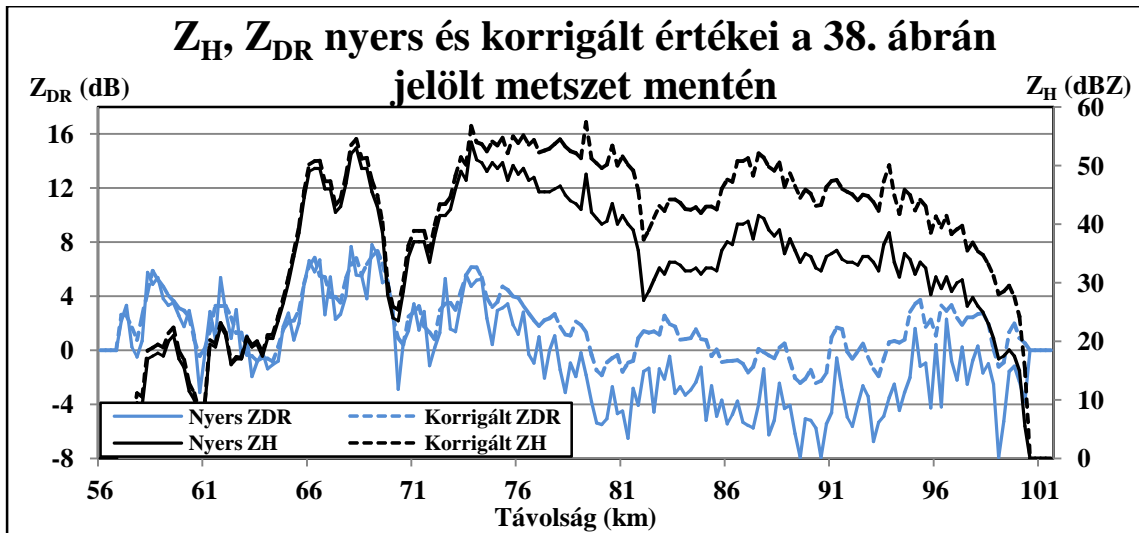
7.3. 2009. június 26.

A 2009. június 26-i nap folyamán több helyről észleltek borsó nagyságú jégesőt. Az *F7. ábrán* látható, hogy több helyen mérték 55 dBZ feletti értékeket. 13.35 UTC-kor a jégjel igen nagy területen jelent meg, amelyet részletesen is vizsgáltam a *38. ábrán* jelölt metszet segítségével. A jégdetektálás egy erős cella mögött történt, ennek következtében felmerül annak a lehetősége, hogy a gyengülési korrekció sikertelensége miatt voltak magasak a H_{DR} értékek.

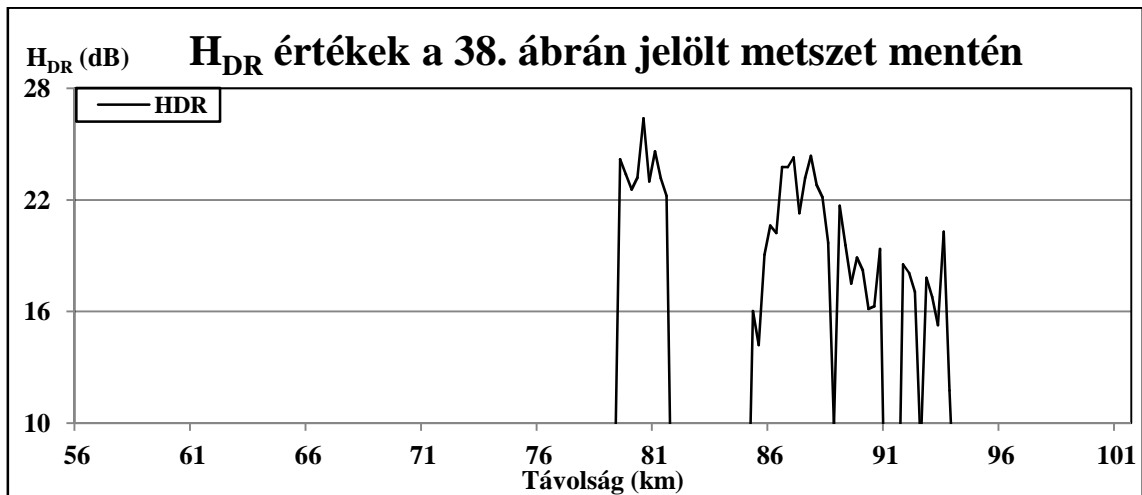


38. ábra. A korrigált Z_H értékek, 2009. június 26. 13.05 UTC, magassági szög: $0,49^\circ$.
A metszet fekete vonallal jelölve.

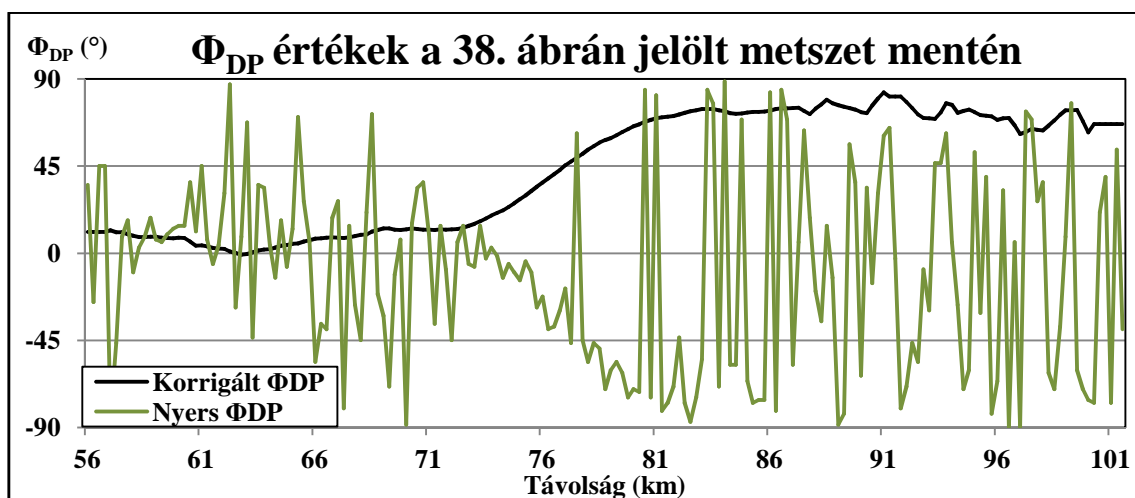
A 39. ábrán a fenti metszet mentén mért értékeket ábrázoltam. A radartól sugárirányban 68–70 km-es távolságban igen magas Z_{DR} értékeket tapasztaltam, amely azonban nem egyedi jelenség, ugyanis szinte minden cella közepén megfigyelhetők hasonló értékek. Ez valószínűleg a nagy szórás következménye, de kismértékben kalibrációs probléma is lehet. Megfigyelhető, hogy körülbelül 75 km-es távolsáig együtt mozog Z_H és Z_{DR} , onnantól azonban mind a nyers, mind a korrigált értékek esetén eltér a két paraméter egymáshoz viszonyított menete. Hozzávetőleg 80 és 90 km-es távolságban lecsökken Z_{DR} értéke, azonban a reflektivitás igen magas továbbra is. Ez a jelenség feltételezhetően a jég következménye. 80 km-es távolságtól kezdve azonban szemmel láthatóan nem volt megfelelő mértékű a korrekció. Ennek oka, hogy korrigált Φ_{DP} nem változott már jelentősen ezeken a területeken. A 41. ábrán megfigyelhető Φ_{DP} nagy szórása, amely alól kivételt jelent a 73–80 km közötti terület. Sajnos ezt követően nem tapasztaltam határozott növekvő tendenciát, amelynek következtében a korrekció sem lehetett sikeres. A nagy szórás okát nem tudtam megállapítani, de részben okozhatja δ magas értéke. A 40. ábrán látható, hogy a jégjel a hiba következtében nagy területen jelent meg, amelynek vélhetően csak egy része lehet valós.



39. ábra. Z_H , Z_{DR} nyers és korrigált értékei a 38. ábrán jelölt metszet mentén, 2009. június 26. 13.05 UTC, azimut: $121,4^\circ$, magassági szög: $0,49^\circ$.

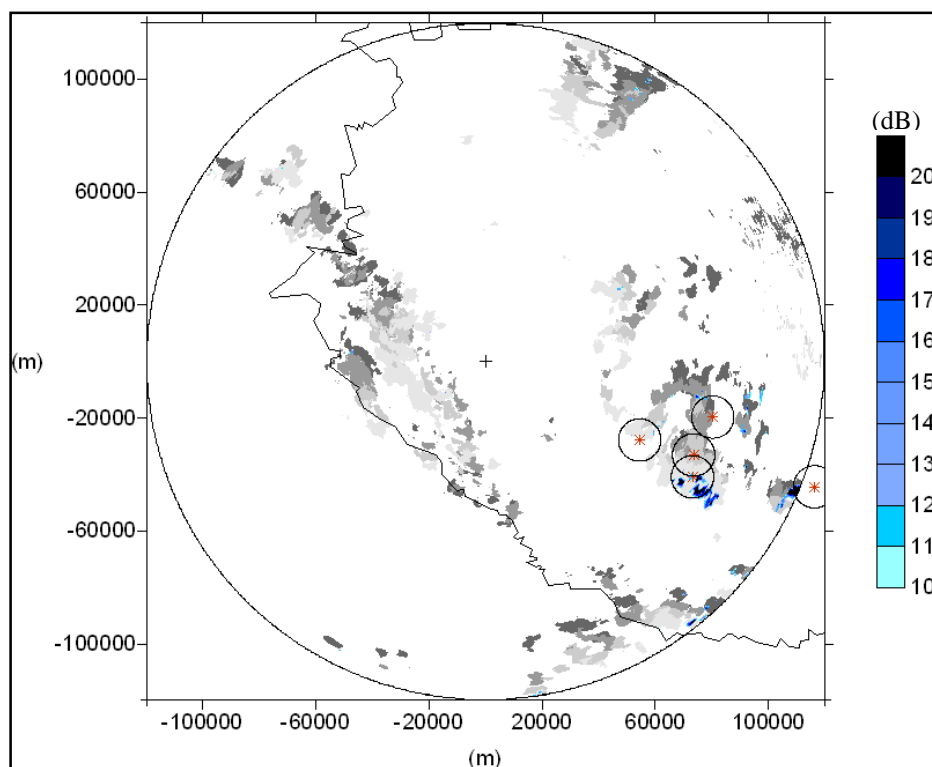


40. ábra. H_{DR} értékei a 38. ábrán jelölt metszet mentén, 2009. június 26. 13.05 UTC, azimut: $121,4^\circ$, magassági szög: $0,49^\circ$.

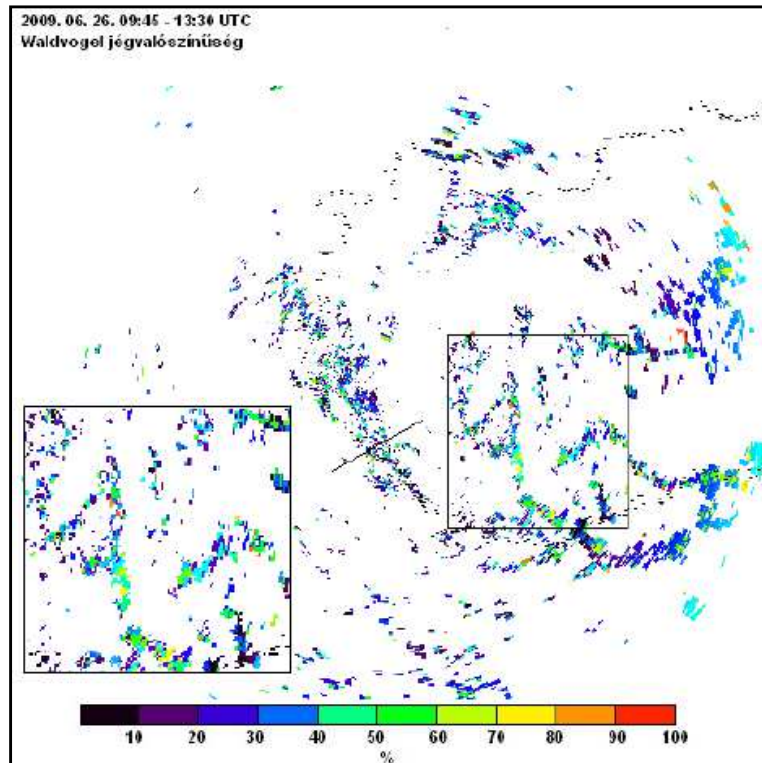


41. ábra. Φ_{DP} nyers és korrigált értékei a 38. ábrán jelölt metszet mentén, 2009. június 26. 13.05 UTC, azimut: $121,4^\circ$, magassági szög: $0,49^\circ$.

A vizsgált időszakban több cellához kapcsolódóan is tapasztaltam magas H_{DR} értékeket, amelyet nem minden esetben erősített meg felszíni észlelés. Előfordulhat, hogy a zivatar ezen részében nagyobb mennyiségben és területen voltak jelen jégzemek, ugyanis a nyaláb már meglehetősen magasan haladt, de a gyengülési korrekció hiánya mindenesetre jelen volt. A kapott értékeket a 42. ábra mutatja. Nincs kizárva, hogy a pontatlan korrekciót jég jelenléte okozta, viszont ebben az esetben is, a sugárirányban a radarhoz közelebb eső jelzések lehetnek helyesek. Zombori (2010) által számított jégvalószínűség (43. ábra) értékek nagy területen 50% fölött alakultak, amelyek nem mondhatók magasnak, ugyanis a korábbi helyzetekben 100%-os is előfordult.



42. ábra. A 10 dB-nél magasabb H_{DR} értékek (jégjel kék színnel), valamint a 40 dBZ feletti Z_H értékek a 12.20–13.05 UTC közötti 15 perces időlépcsőkben (az idő múlását a szürke árnyalatok világosodása jelzi), valamint az észlelt jégeső helye (vörös csillaggal jelölve a NEFELA megfigyelések alapján), 2009. június 26., magassági szög: 0,49°.



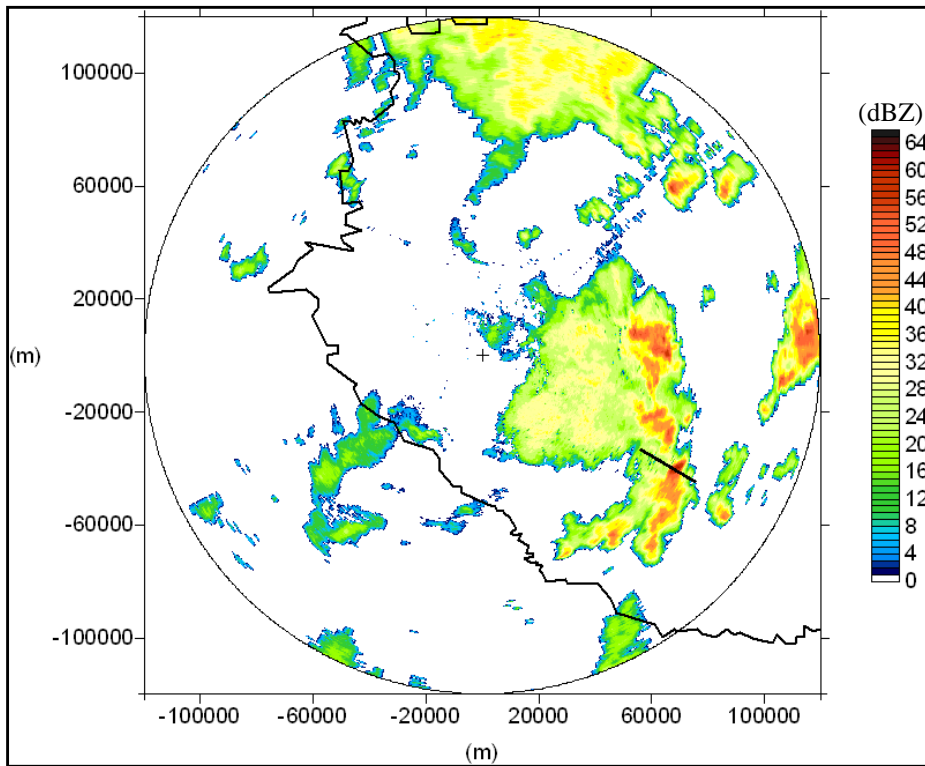
43. ábra. 2009. június 26. Waldvogel-féle jégvalószínűség (%) (Zombori, 2010). Magas valószínűségi értékek a kivágat középső területein figyelhetők meg.

7.4. 2010. május 30.

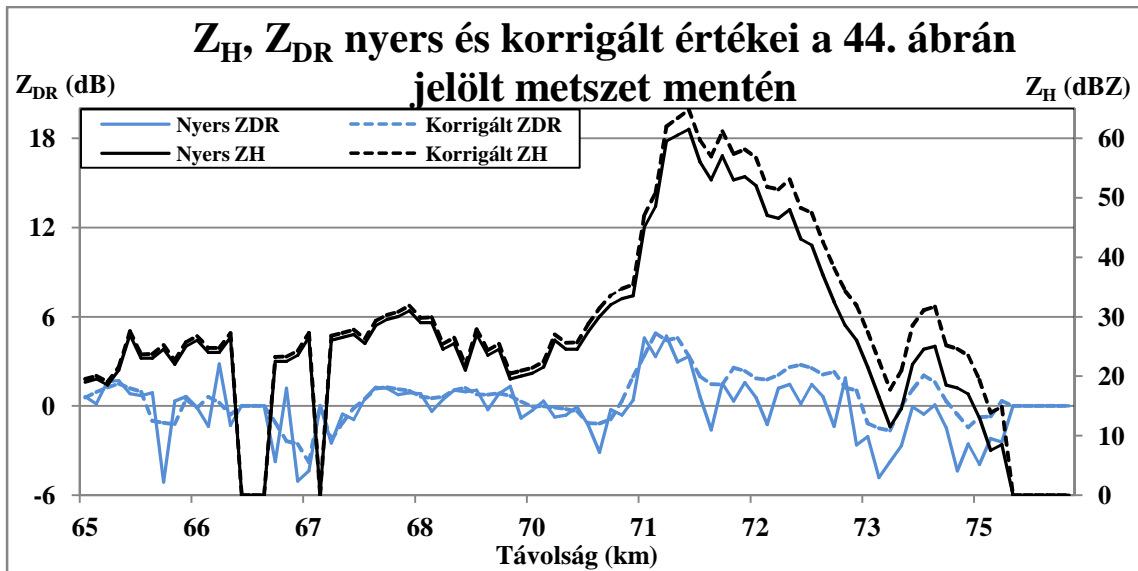
2010. május 30-án több intenzív zivatarcella is kialakult a pogányvári radar környezetében. Ezekhez kapcsolódóan több helyről jelentettek búza – és borsószem méretű jégesőt. A jégjel csak nagyon kis területen jelent meg és általában nem a felszíni detektálások környezetében. A 44. ábrán látható metszet mentén vizsgáltam, hogy a Z_{DR} -en végzet simítás hatására eltűnhettek-e a jég okozta karakterisztikák, ugyanis azok sok esetben igen kis területre korlátozódnak. A vizsgált cellához kapcsolódóan csak búzaszem nagyságú jeget észleltek.

A 45. ábrán látható a fent említett metszet menti nyers, valamint korrigált Z_H és Z_{DR} értékek. Előbbi a 60 dBZ-t is eléri helyenként, amelyhez körülbelül 71,5 km-ig közel 5 dB-es Z_{DR} tartozik. Ezt követően azonban a nyers Z_{DR} átmenetileg 0 dB alá csökkent több ponton, miközben Z_H igen magas maradt. A korrigált Z_{DR} esetén ez nem figyelhető meg egyértelműen, mert a csak egy-egy bin esetén előforduló értékeket a simítás torzítja. Ennek következtében H_{DR} nem haladta meg a 10 dB-es határt, amely megfigyelhető a 46. ábrán. A jégjelzések közül a 71 km előttiak egyértelműen hibásak, amelyek Z_{DR} nagy szórására vezethetők vissza, az ezt követő jelek azonban vélhetően valóságosak, de a 10 dB-es határt egyik sem haladta meg. Kijelenthető tehát, hogy a vizsgált esetben a kis területre

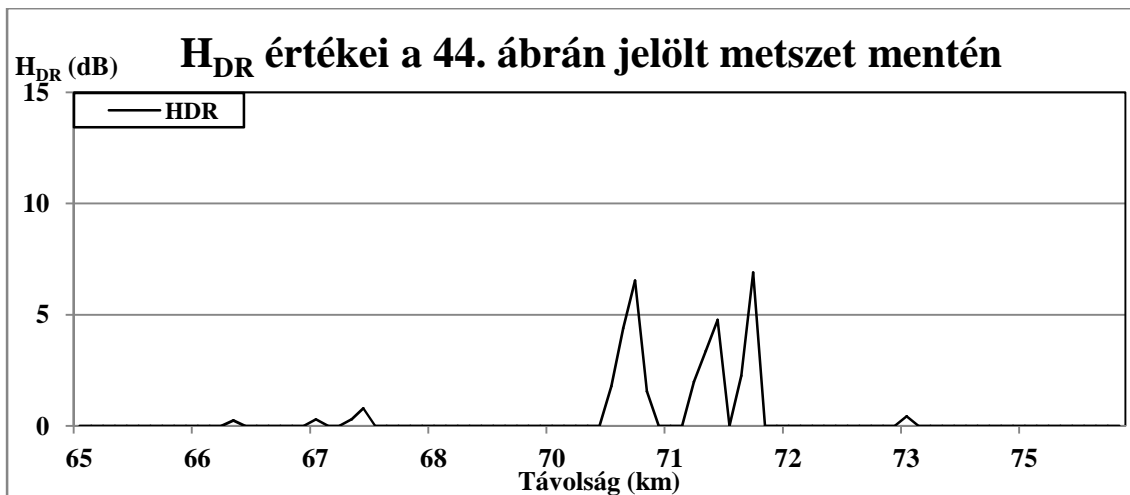
korlátozó és adott esetben sok eső kísérette jég okozta karakterisztika nem mutatható ki egyértelműen a fentebb említett okok miatt.



44. ábra. A korrigált Z_H értékek, 2010. május 30. 16.05 UTC, magassági szög: $0,49^\circ$.
A metszet fekete vonallal jelölve.

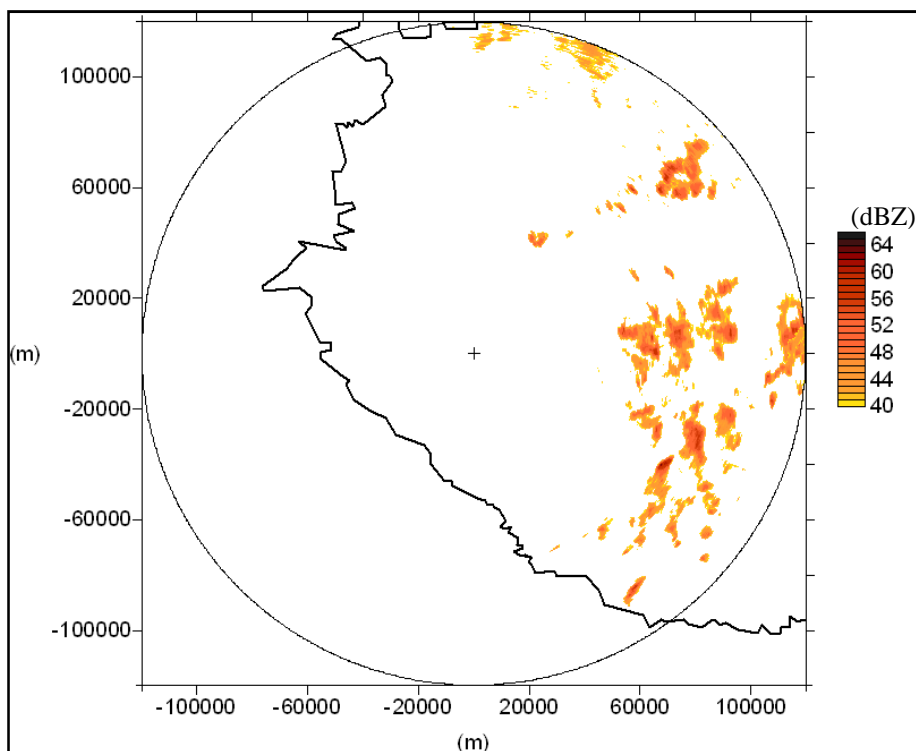


45. ábra. Z_H , Z_{DR} nyers és korrigált értékei a 44. ábrán jelölt metszet mentén, 2010. május 30. 16.05 UTC, azimut: 120° , magassági szög: $0,49^\circ$.

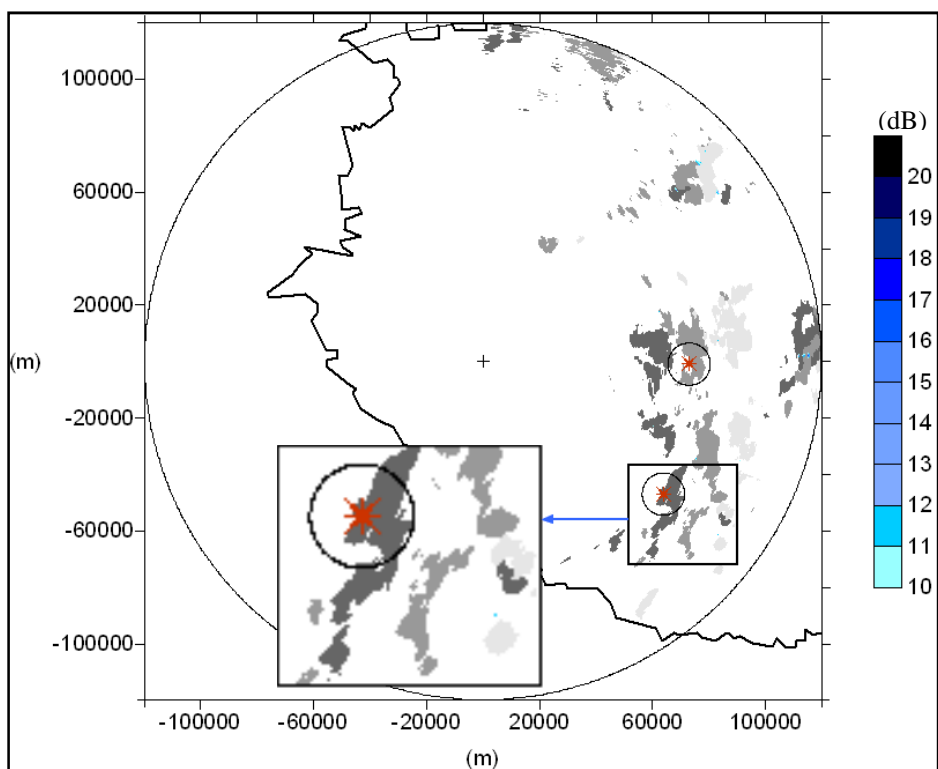


46. ábra. H_{DR} értékei a 44. ábrán jelölt metszet mentén, 2010. május 30. 16.05 UTC, azimut: 120°, magassági szög: 0,49°.

A 16.05–16.35 UTC közötti időszakban több helyen is 55 dBZ feletti reflektivitást mérték, amely megfigyelhető a 47. ábrán. Két településről is észleltek jégesőt, azonban egyik környezetében sem jelent meg a jégjel. Ennek oka – ahogy fentebb megállapítottam délebbre elhelyezkedő jégeső megfigyeléshez kapcsolódóan – vélhetően a kis térbeli kiterjedés, és az, hogy a jeget vélhetően sok eső kísérte. Kisebb jégjelzések megfigyelhetők a tartomány K-i szélén a 48. ábrán, amelyek nem valósak, mert ezeken a területeken a reflektivitás 40–44 dBZ volt mindössze.



47. ábra. Korrigált Z_H 40 dBZ-nél magasabb értékei 2010. május 30. 16.05–16.35 UTC között, magassági szög: 0,49°.

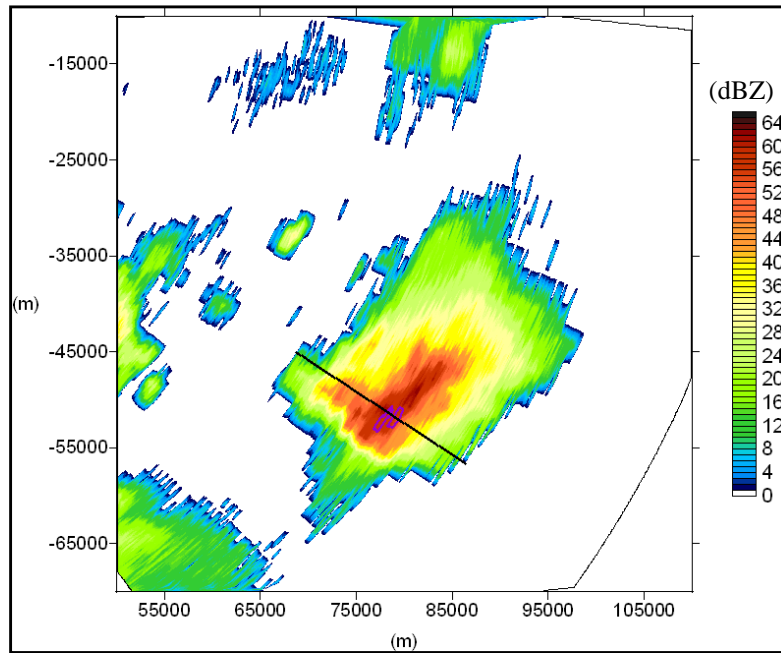


48. ábra. A 10 dB-nél magasabb H_{DR} értékek (jégjel kék színnel), valamint a 40 dBZ feletti Z_H értékek a 16.05–16.35 UTC közötti 15 perces időlépcsőkben (az idő múlását a szürke árnyalatok világosodása jelzi), valamint az észlelt jégeső helye (vörös csillaggal jelölve a NEFELA megfigyelések alapján), 2010. május 30., magassági szög: $0,49^\circ$.

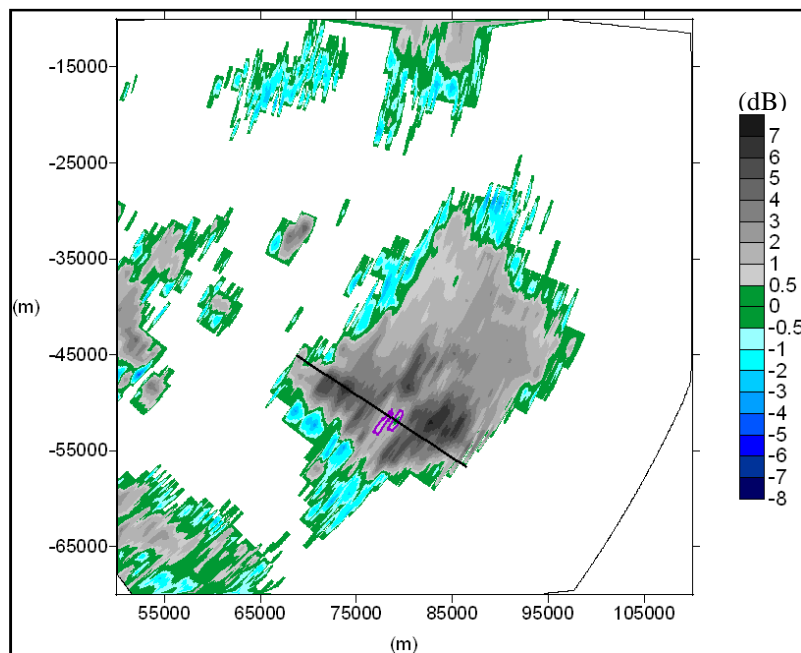
7.5. 2011. július 19.

A 2011. július 19-én több cella is haladt DNy-i irányból ÉK-felé, amelyek közül a radarhoz képest DK-re elhelyezkedőt elemeztem részletesen. Ehhez kapcsolódóan két helyről is jégeső észlelteket, továbbá a jégjel is magas értékeket mutatott, amelyet továbbra is lila vonallal jelöltem az ábrákon. H_{DR} magas értékei a cella legmagasabb reflektivitású részében adódtak minden időpontban. Pontos elhelyezkedése 15.20 UTC-kor történt mérés esetén a 49. ábrán látható. A 15 és 30 perccel későbbi mérések esetén a cella hasonló területén jelzett be a jégjel, viszont egyre nagyobb területen, amely az F3. és F5. ábrákon jól látható.

A korrekció Z_{DR} esetén megfelelőnek tűnik, hiszen erősen kigyengült területek már nem különböztethetők meg (MAE értéke már túlkorrekciót mutat, amelynek okát fentebb tárgyaltam). Z_{DR} értéke jól láthatóan lecsökkent a legmagasabb reflektivitású területeken mindhárom időlépcsőben, amelyet a 50., F4. és F6. ábra mutat.



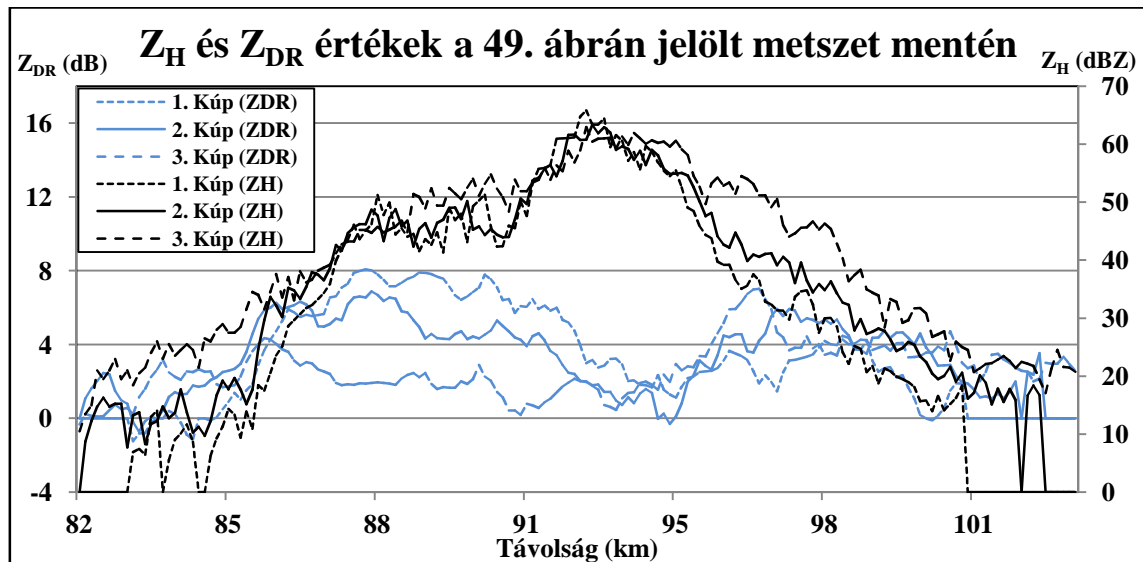
49. ábra. Korrigált Z_H értékek, valamint a 10 dB-es H_{DR} értékek kontúrja (lila vonal), 2011. július 19. 15.20 UTC, magassági szög: $0,49^\circ$. A metszet fekete vonallal jelölve.



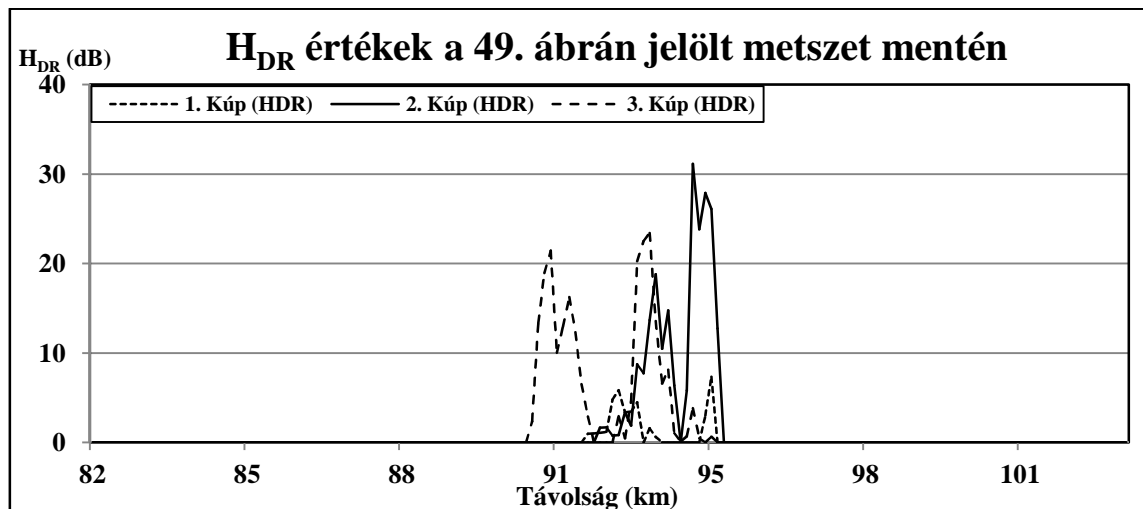
50. ábra. Korrigált Z_{DR} értékek, valamint a 10 dB-es H_{DR} értékek kontúrja (lila vonal), 2011. július 19. 15.20 UTC, magassági szög: $0,49^\circ$. A metszet fekete vonallal jelölve.

A 15.20 UTC időponthoz tartozó korrigált adatokat részletesen vizsgáltam a 49. és 50. ábrán jelölt metszet mentén, az alsó három kúpfelület esetén. A különböző magasságú mérések hatása jól látszik az 51. ábrán 85–92 km között, ahol a legfelső kúpfelület esetén mérhetőek a legalacsonyabb Z_{DR} értékek, amelyek felhetően a jég szemek magas koncentrációjának köszönhetőek, amelyek nagy része nem éri el a felszínt. Az 1. és 2.

kúpfelület esetén közel együtt mozogtak Z_{DR} és a Z_H értékei, ezt követően a legmagasabb reflektivitású területeken lecsökkent Z_{DR} (a 3. kúpfelületen továbbra is alacsony), majd 96 km-es távolságtól kezdve újra magasabb értékek jellemezték. Ezeket a karakterisztikákat feltehetően a jég okozta, azonban az 1. kúpfelület esetén nem csökkent 0 dB közelébe Z_{DR} , így a jégjel végig a 10 dB-es határ alatt maradt, amelyet az 52. ábra mutat. Ezt a jégzemek kisebb koncentrációja okozhatja feltehetően.

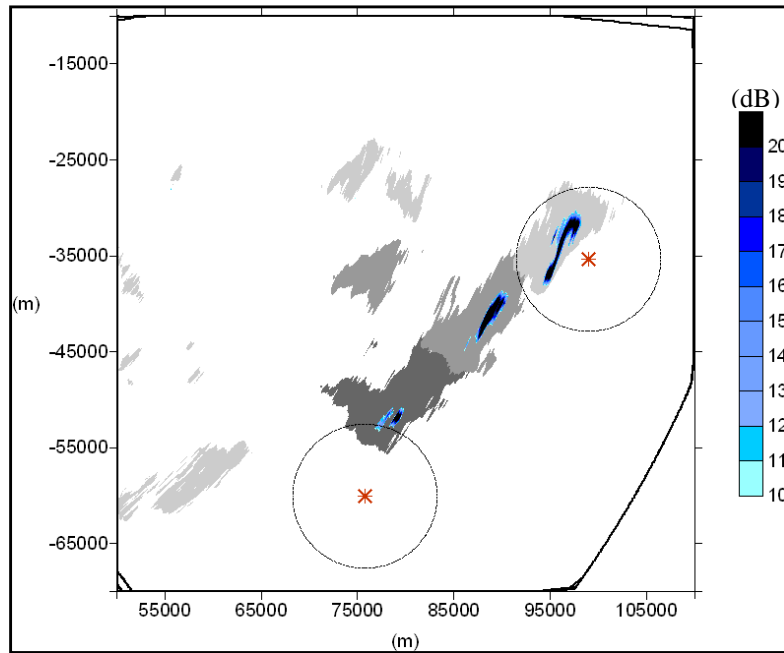


51. ábra. Korrigált Z_H és Z_{DR} értékek a 49. (és 50.) ábrán jelölt metszet mentén, 2011. július 19. 15.20 UTC, azimut: 123° , magassági szög: $0,0^\circ$, $0,49^\circ$, $1,0^\circ$.



52. ábra. H_{DR} értékei a 49. (és 50.) ábrán jelölt metszet mentén, 2011. július 19. 15.20 UTC, azimut: 123° , magassági szög: $0,0^\circ$, $0,49^\circ$, $1,0^\circ$.

A vizsgált időszakban két településről észleltek jégesőt, amelyeknek 7,5 km-es körzetében a jégjel is jelzett (53. ábra). A 15.35 UTC-kor a radarral mért adatok alapján detektált jég környezetében nem figyeltek meg jégesőt, de ez nem zárja annak lehetőségét.



53. ábra. A 10 dB-nél magasabb H_{DR} értékek (jégjel kék színnel), valamint a 40 dBZ feletti Z_H értékek a 15.20–15.50 UTC közötti 15 perces időlépcsőkben (az idő múlását a szürke árnyalatok világosodása jelzi), valamint az észlelt jégeső helye (vörös csillaggal jelölve a NEFELA megfigyelések alapján), 2009. július 19., magassági szög: $0,49^\circ$.

8. Összefoglalás

Diplomamunkám célja volt a duál-polarizációs paramétereken alapuló jégeső detektálás lehetőségének vizsgálata az Országos Meteorológiai Szolgálat pogányvári radar adatainak felhasználásával, továbbá a felmerülő problémák ismertetése és kezelése. A vizsgálathoz elsősorban a $0,49^\circ$ -os magassági szögű kúpfelületet használtam fel, de néhány esetben kiterjesztettem a két szomszédos felületre is a vizsgálataim. A választott kúpfelület jellemzően megfelelő magasságban halad ahhoz, hogy az ott detektált jég már a felszínt is elérje. A jégdetektálás minőségét a gyengülési korrekció határozza meg, így a vizsgálatok során ennek meghatározása volt a legfontosabb feladat.

A C-sávú (5,5 cm) horizontálisan és vertikálisan polarizált sugárzás reflektivitás értékeinek vizsgálatához mindenképpen szükség volt gyengülési korrekcióra. A differenciális reflektivitás (Z_{DR}) esetében a gyengülés rendkívül szembetűnő, amely több esetben is olyan nagymértékű volt, hogy emiatt értéke a radar alsó mérési határát is átlépte. A gyengülési korrekció több módon is lehetséges, de a legpontosabb eljárások egy másik, gyengülés mentes polarizációs paramétert, a differenciális terjedési fázisszöveget (Φ_{DP}) alkalmazzák. A korrekció során figyelembe kell venni, hogy Φ_{DP} és gyengülés kapcsolata nem lineáris egyik polarizációs síkban sem, ugyanis a cseppméret eloszlás jelentősen befolyásolja azt. A kapcsolat pontosabbá tehető, ha Φ_{DP} távolság szerinti deriváltját is felhasználjuk a korrekció során. A korrekció előtt azonban még egy problémát kezelni kellett, mégpedig a Z_{DR} nagy szórását, amely egy igen kényes feladat, mert a túl nagy mértékű simítás a jég jelenléte okozta jeleket is eltüntetheti.

A Φ_{DP} sugárirányban monoton növekvő értékű, azonban nagy szórása miatt nem alkalmas közvetlen felhasználásra. Az adatok szűrése és simítása után már jól láthatóan megjelennek a mezőkben a csapadék okozta karakterisztikák. Például egy erős zivatarcella területen az értékeinek sugárirányban történő gyors növekedése jól kivehető. Φ_{DP} távolság szerinti deriváltja közvetlen csapadékbecslésre is alkalmas lehet adott esetben (a jelentős simítás miatt nem ajánlott), de annak pontosítására vagy gyengülési korrekcióra mindenképpen alkalmas.

Ezt követően a jégjel (H_{DR}) előállítására került sor. Kihhasználva, hogy a jégkristályok szabálytalan alakúak, és esés közben forgó mozgást végeznek (izotróp közeg), a két polarizációs síkban visszavert sugárzás már rövid időszakra átlagolva is megegyezik ($Z_{DR} = 0$, miközben Z_H igen magas). Az esőcseppek (jellemzően lapultak, anizotróp közeg) esetén Z_H és Z_{DR} is magas értékű.

Végezetül az eredmények elemzése során a következő tapasztalatokat szűrtem le:

- A gyengülési korrekció a legtöbb esetben javított a Z_H és Z_{DR} paraméterek értékén, azonban néhány helyzetben nem volt megfelelő mértékű. Az értékek elmaradtak a reálistól, abban az esetben, ha a zivatarcellában jégdetektálás történt, amely annak a következménye, hogy ekkor a korrigálásra felhasznált Φ_{DP} értéke nem változott, viszont a gyengülés jelentősen megnőtt. Több esetben előfordult túlkorrekció, amely elsősorban a differenciális visszaverődési fázis (δ) jelenlétének, illetve kismértékben Φ_{DP} nem megfelelő simításának a következménye.
- A Z_{DR} értékekben több ponton is megjelentek a jég okozta karakterisztikák. Ezeket némiképpen csökkentette az alkalmazott simítás, de erre mindenképpen szükség volt az értékek nagy szórása miatt.
- Hibás jégjelzések is előfordultak, amelyek legtöbb esetben a nem megfelelő mértékű korrekció következményei voltak. Ezek száma csökkenhető, ha a 10 dB-es jégjel küszöbértéket növeljük. Néhány esetben olyan helyeken is jelzett H_{DR} , ahol a reflektivitás már nem volt magas. Ez vélhetően Z_{DR} nagy szórásának a következménye.

A hibák ellenére több vizsgált helyzetben egyértelműen láthatók voltak a jég okozta karakterisztikák, amelyeket felszíni észlelések is megerősítettek. Ez mindenképpen pozitív a jövőbeni alkalmazást illetően, azonban operatív használatra egyelőre nem alkalmas.

Az elvégzett eljárások másik fontos hozadéka volt a gyengülési korrekció, amely a polarizációs paraméterek egyik legfontosabb felhasználási területe és a vizsgált helyzetekben is bebizonyosodott alkalmazhatóságuk.

A jövőbeni feladatok közé tartozik a korrekciós eljárások pontosítása, illetve a radarok mérési programjának bővülése esetén további polarizációs paraméterek felhasználása.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretném megköszöni témavezetőmnek Dr. Dombai Ferencnek, a dolgozat elkészítésében nyújtott segítséget és hasznos tanácsait.

Szeretnék köszönetet mondani tanszéki konzulensemnek Dr. Mészáros Róbertnek az alapos lektorálásért, valamint hasznos javaslataiért.

Köszönöm Németh Péternek tanácsait, ötleteit és azt, hogy mindig bizalommal fordulhattam hozzá.

Köszönöm Sebők Istvánnak a programozásban nyújtott segítségét és azt, hogy rendelkezéseimre bocsátotta a szükséges adatokat.

Köszönöm Horváth Gyulának, hogy a polarizációs mérésekkel kapcsolatban mindig fordulhattam hozzá.

Köszönöm az Országos Meteorológia Szolgálatnak, hogy hozzáférhettem a szükséges adatbázishoz.

Köszönöm a NEFELA Dél-magyarországi Jégeső Elhárító Egyesülésnek, hogy biztosította számomra a verifikációhoz szükséges adatokat.

Köszönettel tartozom családomnak támogatásukért és türelmükért.

Irodalomjegyzék

Amburn, S. A. and P. L. Wolf, 1997: Vil density as a hail indicator. *Weather and Forecasting* **12**, 473–478.

Auer, A. H. Jr., 1994: Hail recognition through the combined use of radar reflectivity and cloud-top temperatures. *Monthly Weather Review*, **122**, 2218–2221.

Aydin, K., and V. Giridhar, 1992: C-band dual-polarization radar observables in rain. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **9**, 383–390.

Aydin, K., T. A. Seliga and V. Balaji, 1986: Remote sensing of hail with dual linear polarization. *Journal of Climate and Applied Meteor.*, **25**, 1475–1484.

Baldini, L., E. Gorgucci, V. Chandrasekar, 2004: Hydrometeor classification methodology for C-band polarimetric radars. *The Third European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*, Visby.

Baldini, L., E. Gorgucci, V. Chandrasekar, and W. Peterson, 2005: Implementations of CSU hydrometeor classification scheme for C-band polarimetric radars, *32nd Conf. on Radar Meteorology*, Albuquerque.

Battan, Louis, J., 1973: *Radar Observation of the Atmosphere*. University of Chicago Press, 324 p.

Billet, J., M. DeLisi, B. G. Smith and C. Gates, 1997: Use of regression techniques to predict hail size and the probability of large hail. *Weather and Forecasting*, **12**, 154–164.

Boumahmoud Abdel-Amin, B. Fradon, P. Roquain, L. Perier and P. Tabary, 2010: The French operational dual-polarization processing chain, *The Sixth European Conference on Radar Meteorology and Hydrology*, Sibiu.

Bringi, V. N. and V. Chandrasekar, 2001: *Polarimetric Doppler Weather Radar*. Cambridge University Press, 636 p.

Bringi, V. N., J. Vivekanandan and J. D. Tuttle, 1986: Multiparameter radar measurements in Colorado convective storms. Part II: Hail detection studies. *J. Atmos. Sciences*, **43**, 2564–2577.

- Bringi, V. N., V. Chandrasekar, N. Balakrishnan, and D. S. Zrnic, 1990: An examination of propagation effects in rainfall on radar measurements at microwave frequencies. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, 829–840.
- Browning, K. A. and G. B. Foote, 1976: Airflow and hail growth in supercell storms and some implications for hail suppression. *Q J. R. Meteor. Soc.*, 102, 499–533
- Byers, H.R. and R.R. Braham, 1949: The Thunderstorm. *US. Dept. of Commerce*, Washington.
- Carey, L. D., S. A. Rutledge, D. A. Ahijevych, and T. D. Keenan, 2000: Correcting propagation effects in C-band polarimetric radar observations of tropical convection using differential propagation phase. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1405–1433.
- Cremonini, R., R. Bechini, P.P. Alberoni and M. Celano, 2004: Which hydrometeor classification scheme is realistic using ZH, ZDR and temperature in complex orography? A study based on operational C band polarimetric weather radar in northern Italy. *The Third European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*, Visby, Copernicus GmbH, 93–397.
- Geresdi I., 2004: *Felhőfizika*. Studia Geographica, Dialóg Campus Tankönyvek, Budapest-Pécs, 272 p.
- Gorgucci, E., G. Scarchilli, V. Chandrasekar, P. F. Meischner, and M. Hagen, 1998: Intercomparison of techniques to correct for attenuation of C-band weather radar signals. *J. Appl. Meteor.*, **37**, 845–853.
- Gourley, J. J., P. Tabary, and J. Parent du Chatelet, 2007: Empirical estimation of attenuation from differential propagation phase measurements at C band. *Journal of Climate and Applied Meteor.*, **46**, 306–317.
- Helmut P., Franz T. and Reinhard T., 2008: Rain rate estimation and hydrometeor classification with a new dual-polarized C-band weather radar in an alpine region. *The Fifth European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*, Helsinki.
- Holleman, I., 2001: Hail detection using single-polarization radar. *Scientific Report, KNMI WR 2001–01*.

Horváth Gy., 2001: Csapadék halmazállapot osztályozás a duál-polarizációs mérések alapján. *Diplomamunka*, Budapest.

Höller, H., V. N. Bringi, J. Hubbert, M. Hagen and P. F. Meischner, 1994: Life cycle and precipitation formation in a hybrid-type hailstorm revealed by polarimetric and Doppler radar measurements. *J. Atmos. Sciences*, **51**, 2500–2522.

Keenan, T., 1999: Hydrometeor Classification with a C-Band Polarimetric Radar. *29th AMS Conf. On Radar Meteorology*, Amer. Meteor. Society.

Kitzmler, D. H. and J. P. Breidenbach, 1993: Probabilistic Nowcasts of large hail based on volumetric reflectivity and storm environment characteristics. – *Preprints, 26th Int. Conf. on Radar Meteorology*, AMS (Boston), 157–159.

Kóczy T. László és Tikk Domonkos, 2001: *Fuzzy rendszerek*. Typotex Kiadó, 122 p.

Konkola Leila, Timo Puhakka and Sabine Göke, 2007: Hydrometeor classification based on Z_{DP} using C-band radar, *33rd Conf. on Radar Meteorology*, Cairns.

Liu, H. and V. Chandrasekar, 2000: Classification of hydrometeors based on polarimetric radar measurements: development of fuzzy logic and neuro-fuzzy systems, and in situ verification. *J. Atmos. Oceanic Technology*, **17**, 140–164.

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

Pokorádi L., 2008: *Rendszerek és folyamatok modellezése*. Campus kiadó, Debrecen, 242 p.

Vivekanandan, J., S. M. Ellis, R. Oye, D. S. Zrnica, A. V. Ryzhkov and J. Straka, 1999: Cloud Microphysics Retrieval Using S-band Dual-Polarization Radar Measurements. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 381–388.

Vulpiani, G., P. Tabary, J. Parent du Chatelet and Frank S. Marzano, 2008: Comparison of Advanced Radar Polarimetric Techniques for Operational Attenuation Correction at C Band. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **25**, 1118–1135.

Waldvogel, A., B. Federer, and P. Grimm, 1979: Criteria for the detection of hail cells. *J. Appl. Meteor.* **18**, 1521–1525.

Young, K. C., 1993: *Microphysical processes in clouds*. Oxford University Press, 427 p.

Zombori Gy., 2010: Reflektivitási méréseken alapuló jégeső detektálás lehetőségei az OMSZ radarhálózatával. *Diplomamunka*, Budapest.

Zrnica, D. S., A. Ryzhkov, J. Straka, Liu Y. and J. Vivekanandan, 2001: Testing a Procedure for Automatic Classification of Hydrometeor Types. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 892–913.

Internetes hivatkozások

<http://www.eecradar.com/eecimages/pdfs/EDGE.pdf>, 2011.08.12.

<http://www.cimms.ou.edu/~schuur/radar.html>, 2011.08.14.

http://bmf.hu/fodor/06_fuzzy_iranyitas.pdf, 2011.08.23.

Függelék

A jég szemek méret szerinti osztályozása a NEFELA jégeső elhárító szolgálatnál:

FI. Táblázat. A jég szemek méret szerinti osztályozása.

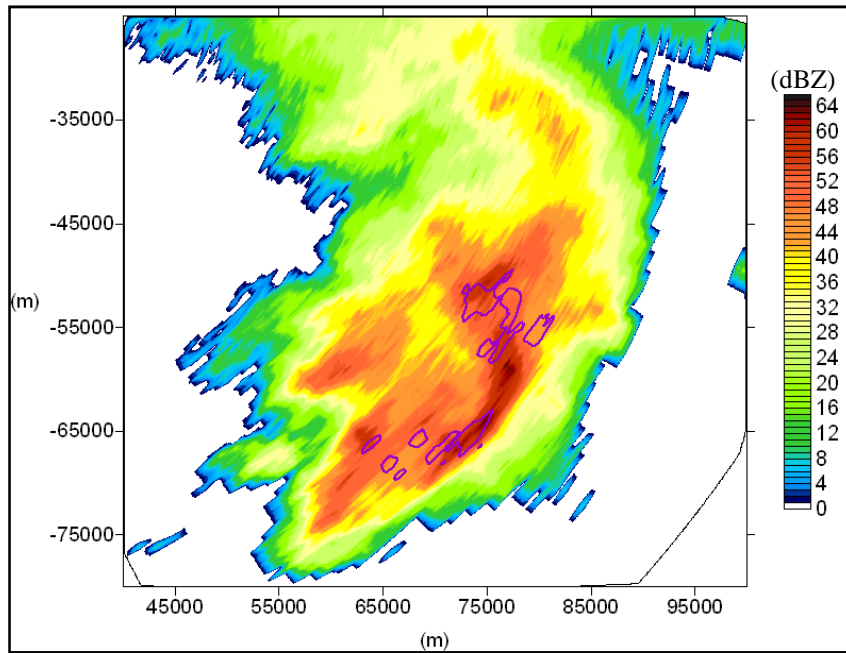
Megjegyzés	Méret
Búzaszem	3–4 mm
Borsószem	5–8 mm
Mogyoró	9–12 mm
Cseresznye	13–18 mm
Dió	19–25 mm
Golf labda	26–35 mm
Tenisz labda	35–50 mm

A vizsgált helyzetekben megállapított abszolút hiba értékei:

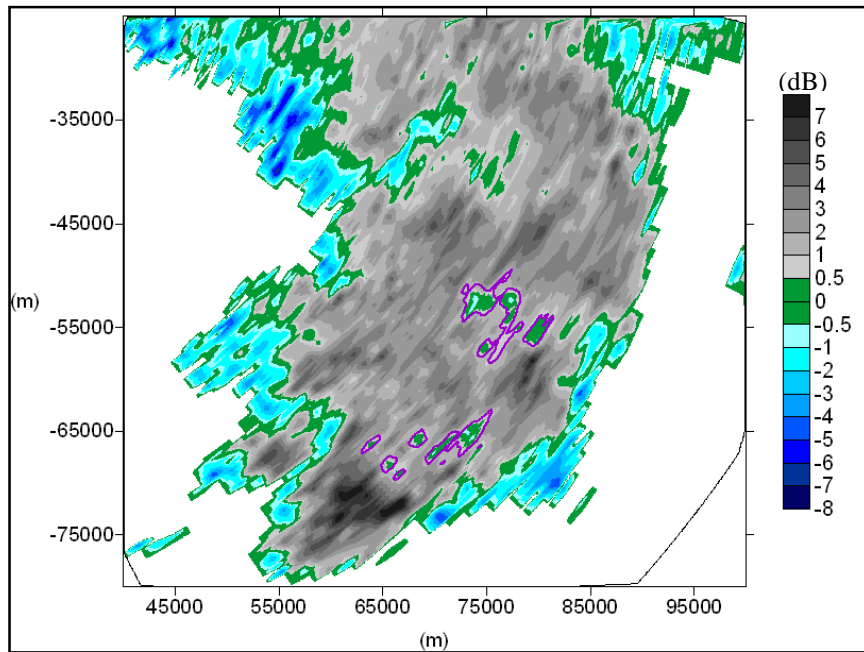
FII. Táblázat. A nyers és a korrigált adatok esetén számított abszolút hiba (MAE) értékek a teljes (120 km sugarú) radarképet figyelembe véve.

Dátum	Idő (UTC)	Nyers hiba (dB)	Korrigált hiba (dB)
2009. június 07.	13.35	1,78	1,45
	13.50	1,35	1,25
	14.05	1,45	1,14
	14.20	1,59	1,20
2009. június 16.	16.05	4,10	2,22
	16.20	3,43	1,66
	16.35	2,77	1,46
2009. június 26.	12.20	2,09	1,08
	12.35	2,12	0,99
	12.50	2,25	1,01
	13.05	1,84	1,10
2010. május 30.	16.05	2,09	1,22
	16.20	1,76	1,37
	16.35	1,10	1,32
2011. július 19.	15.20	2,02	2,32
	15.35	1,38	1,12
	15.50	1,43	1,00

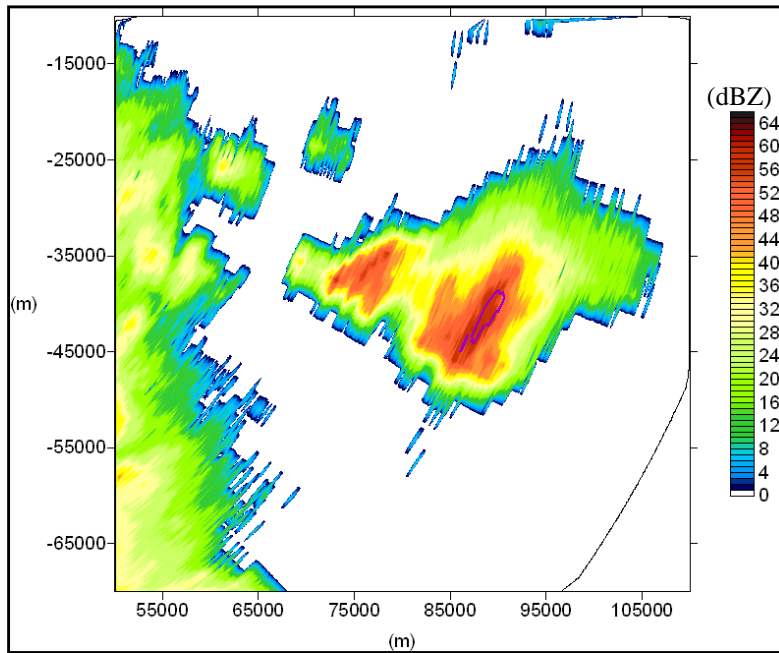
A következő ábrák 2009. június 16-i és 2011. július 19-i helyzet során mért Z_H , Z_{DR} (korrigált) értékeket ábrázolják, valamint a 2009. június 26-án mért 40 dBZ-nél magasabb Z_H (korrigált) értékeit mutatják.



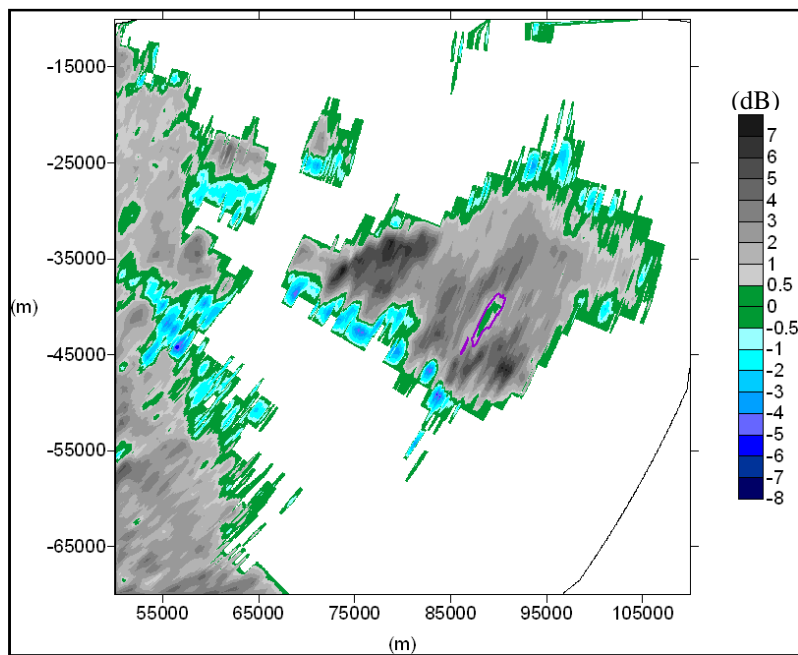
F1. ábra. Korrigált Z_H értékek, valamint a 10 dB-es H_{DR} értékek kontúrja (lila vonal), 2009. június 16. 16.35 UTC, magassági szög: $0,49^\circ$.



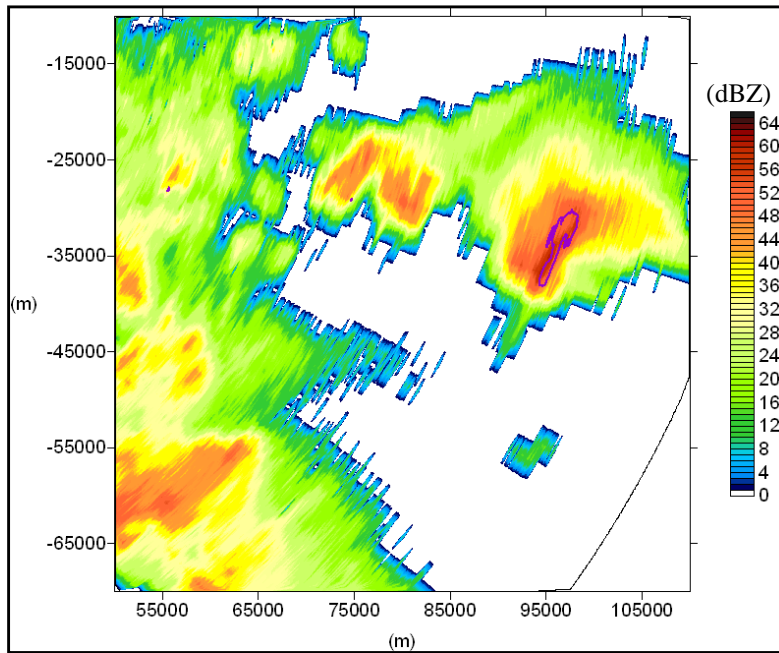
F2. ábra. Korrigált Z_{DR} értékek, valamint a 10 dB-es H_{DR} értékek kontúrja (lila vonal), 2009. június 16. 16.35 UTC, magassági szög: $0,49^\circ$.



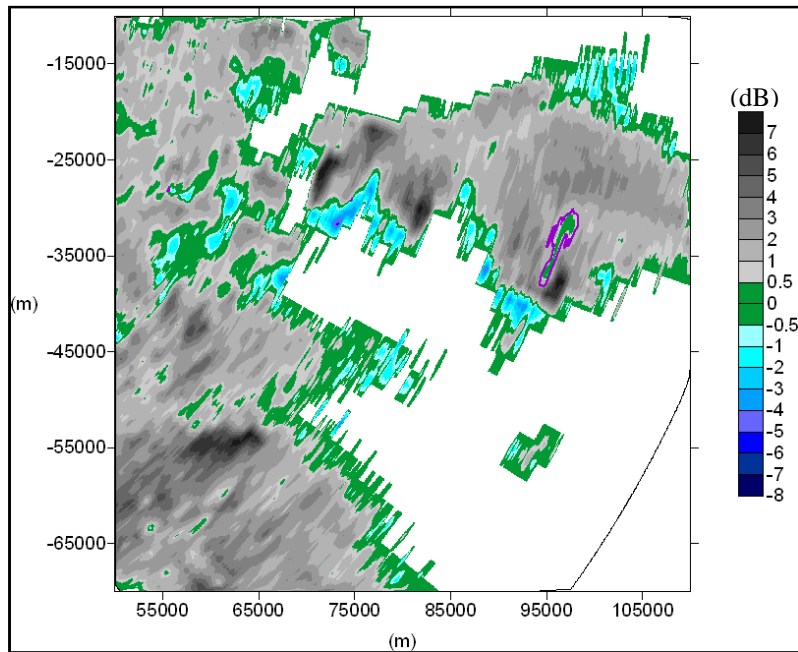
F3. ábra. Korrigált Z_H értékek, valamint a 10 dB-es H_{DR} értékek kontúrja (lila vonal), 2011. július 19. 15.35 UTC, magassági szög: $0,49^\circ$.



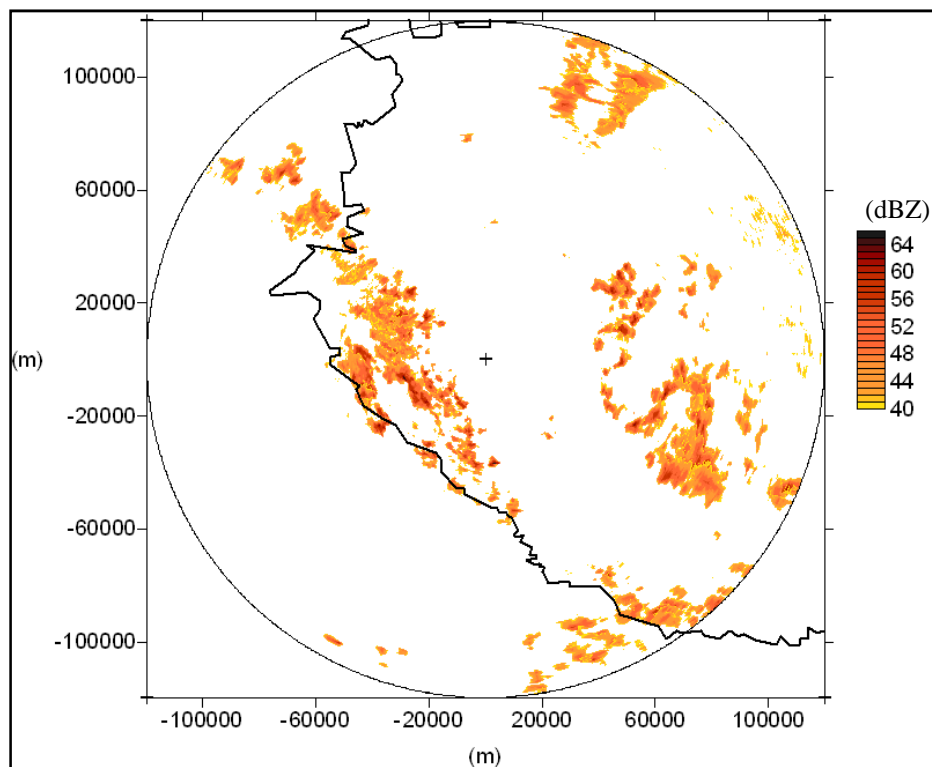
F4. ábra. Korrigált Z_{DR} értékek, valamint a 10 dB-es H_{DR} értékek kontúrja (lila vonal), 2011. július 19. 15.35 UTC, magassági szög: $0,49^\circ$.



F5. ábra. Korrigált Z_H értékek, valamint a 10 dB-es H_{DR} értékek kontúrja (lila vonal), 2011. július 19. 15.50 UTC, magassági szög: $0,49^\circ$.



F6. ábra. Korrigált Z_{DR} értékek, valamint a 10 dB-es H_{DR} értékek kontúrja (lila vonal), 2011. július 19. 15.50 UTC, magassági szög: $0,49^\circ$.



F7. ábra. Korrigált Z_H 40 dBZ-nél magasabb értékei 2009. június 26. 12.20–13.05 UTC között, magassági szög: $0,49^\circ$.