

PÉCSI TUDOMÁNYEGYETEM

Földtudományok Doktori Iskola
Meteorológia Program

A légköri mikrofizikai parametrizációk hatása a szupercellás zivatarok numerikus modellezésének eredményére

PhD értekezés

Csirmaz Kálmán

Témavezető:
dr. Geresdi István
egyetemi tanár

PÉCS, 2015

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	4
2. A jégesők és a jégesős zivatarok kialakulása, modellezése és detektálása	9
2.1 A jég szemek keletkezésének és növekedéseknek mikrofizikája	9
2.1.1 A jég szemek általános mikrofizikai jellemzése	9
2.1.2 A jég szemek kialakulása és növekedése	11
2.1.3 A jég szemek növekedése	16
2.1.4 A zivatarok jellemzése, típusaik és a bennük lejátszódó jégképződési folyamatok	23
2.2 A jég szemképződés modellezése zivatarfelhőkben, a felbontás hatása az eredményekre	33
2.3 Jég szemméret előrejelzési módszerek ismertetése, a jégeső és jég szemméret detektálása	37
2.3.1 Jég szemméret előrejelzési módszerek kronológikus áttekintése	37
2.3.2. A jégeső és a jég szemméret detektálása és mérése	41
3. Az alkalmazott módszertan ismertetése	49
3.1 A WRF modell és a mikrofizikai parametrizációk ismertetése	49
3.1.1 A WRF modell ismertetése	49
3.1.2 A mikrofizikai parametrizációk ismertetése	52
3.2. A maximális jég szemméret előrejelzési módszer bemutatása	58
3.3. Az eredmények kiértékelésének menete	60
4. Az eredmények bemutatása	65
4.1. A jégesőt okozó szupercella modellezésének validációja	65
4.1.1. Az eset leírása (szinoptikus helyzet és megfigyelések)	65
4.1.2. A numerikus szimuláció validációja	71

4.2 A szimulált szupercella mikrofizikai tulajdonságainak a felbontástól való függése	75
4.3. A maximális jég szemméretet számoló módszer eredményei	90
4.4. A módszertan ellenőrzése egy másik esettanulmány segítségével	93
5. Összefoglalás és kitekintés.....	100
Köszönetnyilvánítás	104
Irodalomjegyzék:	105

1. Bevezetés

A jégeső olyan, zivatarokhoz kapcsolódó veszélyes jelenség, amely az időjárási eredetű károk nagy hányadáért felelős. Az USA-ban például a jégesők több százmillió dolláros kárt okoznak évente (Changnon et al., 2000). Magyarországon szintén nem ritka jelenség a jégverés: a 70-es években Baranya megyében, a jégesőelhárítási rendszer kiépítése előtt az éves jégkár elérte a 100-200 millió forintot (Wirth et al., 1984). A NEFELA (Dél-Magyarországi Jégesőelhárítási Egyesülés) tájékoztatása szerint az elmúlt években az Egyesülés kezelése alatt található három megyében (Baranya, Somogy, Tolna) a biztosítók által a mezőgazdasági eredetű jégesős károkért kifizetett összeg 300 millió és hozzávetőlegesen 1 milliárd Ft között váltakozott. Mivel az összes ottani mezőgazdasági területnek mintegy a fele van csak biztosítva, ezért a tényleges kár ennek a többszöröse lehet évente (és ez nem tartalmazza a lakossági károkat). Emiatt a jégeső egzisztenciájának, illetve a felszínre hulló jég szemek méretének előrejelzése, valamint ezzel szoros összefüggésben a jégesők kutatása alapvető fontosságú a megelőzés szempontjából.

A jégesők előrejelzéséhez számos nehéz problémát kell megoldani (Knight & Knight, 2001). A problémák egyik legfontosabb oka a jégesők előfordulásának nagy térbeli és időbeli változékonysága. A jégkárok a felszínen gyakran sávokban jelentkeznek (Schleusener, 1966), amelyek hossza elérheti a több 10 km-t is, szélességük esetenként legfeljebb néhány száz méter lehet. Mivel már a jellemzően néhány km széles zivatarok térbeli előrejelzése is csak jelentős bizonytalansággal lehetséges, ezért a bennük kialakuló, a zivatar méreténél jóval kisebb jégesős zóna várható helyét még nehezebb pontosan megjósolni (Morgan & Summers, 1992). Hasonló megállapítások érvényesek az időbeli változékonyságra is. Az egycellás, illetve multicellás zivatarokban az adott cella élettartama kb. 30–60 perc (Byers & Braham, 1949), így jégeső legfeljebb ebben az időtartamban hullhat. Rendszerint a zivatar élettartamánál jóval rövidebb ideig (néhány percig) hullik jégeső (Morgan & Summers, 1992).

További nehézséget jelent, hogy a jég szemek olyan bonyolult mikrofizikai folyamatok eredményeképpen jönnek létre (Rogers & Yau, 1989; List, 1992; Geresdi, 2004; stb.), amelyekben

rendkívül nagyszámú (kb. 10^{10}) részecske vesz részt. Ennek következtében a csapadékképződési folyamatokat csak kisebb-nagyobb egyszerűsítések alkalmazása után lehet modellezni. Ismeretes az is, hogy a zivatarfelhőkben a mikrofizikai és a dinamikai folyamatok között számos visszacsatolási mechanizmus létezik (Marwitz, 1972; Browning et al., 1976; Browning & Foote, 1976; Knight et al., 1982; Heymsfield, 1983; Foote, 1984; Krauss & Marwitz, 1984; Miller et al., 1988; Miller et al. 1990; stb.), amelyek további nehézséget okoznak a rendszert leíró hidro- és termodinamikai egyenlet megoldásakor. Köztudott, hogy minden zivatarfelhőben létrejönnek kisebb-nagyobb méretű jég szemek (Knight & Knight, 2001), így a kérdés nem is az, hogy tartalmaz-e a felhő jég szemeket, hanem az, hogy azok elérik-e a felszínt, mielőtt teljesen elolvadnának. Így a probléma lényegében leeredukálható arra az elsőre egyszerűnek tűnő két kérdésre, hogy 1) mekkora jég szemek jönnek létre a zivatarfelhőben, 2) és azok hullás közben milyen mértékű olvadáson mennek keresztül, mielőtt elérnék a talajfelszínt. Az utóbbi folyamat pontos leírása feltételezi az olvadási szint magasságának ismeretét a felhőben, így a jégeső előrejelzése során egy további tényezőt, nevezetesen a légkör termodinamikai állapotát is ismerni kell.

Az okozott kár szempontjából nemcsak a jégeső létének előrejelzése fontos, hanem a felszínre hulló jég szemek méretének megbecslése is. Mivel a jég szemek kinetikus energiája közelítőleg méretük ötödik hatványával arányos, ezért a méret kicsiny növekedése jelentősen növelheti az okozott kárt. A jég szem méret minél pontosabb előrejelzése ezért alapvető fontosságú. A felszínre hulló jég szemek méretspektruma igen széles lehet – különösen igaz ez a nagyméretű jég szemeket tartalmazó jégesőkben –, amelyet többnyire egy exponenciális függvénnyel írhatunk le legjobban (Douglas, 1963; Federer & Waldvogel, 1975). Emiatt a jég szem méret előrejelzésekor célszerű a várható legnagyobb átmérőt megadni, azt a küszöböt, amely felett a jég szemek koncentrációja már elhanyagolhatóan kicsi. Ebből az is látható, hogy a maximális jég szem méret előrejelzése attól is függ, hogy milyen függvénnyel közelítjük a jég szemek méret szerinti eloszlását.

A jégeső és a maximális jég szem méret előrejelzésére már az előző század 20-as éveiben is tettek kísérletet. Míg az első próbálkozások, egyszerű, erősen közelítő módszereken alapultak (pl. Humphreys, 1928; Grimminger, 1933), addig napjainkban már laboratóriumi kutatásokkal, *in situ* repülőgépes és Doppler-radaros mérésekkel (pl. Miller et al., 1983; Nelson, 1987; Miller et al., 1990; Höller et al., 1994; stb.) alátámasztott numerikus modelleket alkalmaznak erre a célra (pl. Brimelow & Reuter, 2006; Merino et al., 2013 és 2014). A jég szemek kialakulásáról,

növekedéséről, illetve különféle zivatartípusokban előforduló, jellemző jég szem trajektóriáiról az így szerzett hatalmas ismeretanyagnak köszönhetően ma már kellően sokat tudunk ahhoz, hogy egy adott időjárási helyzetről eldöntsük, hogy az mennyire jégveszélyes.

A jégeső és jég szem méret, akár csak a jelenséget előidéző konvektív folyamatok előrejelzése kétféle módon történik. Az egyik az ultrarövidtávú előrejelzés, amely során a jelenség kialakulása előtt egy-két órával jelezzük a jégeső kialakulását, annak lehetséges helyét, és a várható maximális jég szem méretet. Ez az előrejelzés döntően a radarméréseken alapul. Természetesen a radarmérésekre alapozott ultrarövidtávú előrejelzésnek megvannak a korlátai, leginkább amiatt, hogy a radar mérési adatokból gyakran csak közvetett bizonyítékok állnak rendelkezésre a jégesőre vonatkozóan. Szintén problémát jelenthet, hogy radar mérések alapján maximum 30–60 perccel lehet megbízhatóan előre jelezni a zivatarok és ezzel együtt a jégeső helyét és időpontját.

A másik módszer, a rövidtávú előrejelzés, ami egy, legfeljebb két napos előrejelzést jelent. Ilyen időtartamra még kellő biztonsággal megmondható előre, hogy kialakul-e jégeső vagy sem. A rövid távú maximális jég szem méret-előrejelzések viszont általában meglehetősen pontatlanok (pl. Doswell et al., 1982). Ugyanis az operatív gyakorlatban alkalmazott eljárások erősen leegyszerűsített, idealizált, fizikai modelleken alapuló statisztikai módszerek.

A nagy térbeli felbontású, nem-hidrosztatikus modellek elterjedésének köszönhetően a zivatarok kialakulása, fejlődése, és a bennük lejátszódó csapadékképződési folyamatok ma már igen nagy térbeli részletességgel, komplex módon leírhatók, így segítségükkel a fentiekben felvetett problémák többségét képesek vagyunk megoldani – akár operatív körülmények között is (Wilhelmsen & Wicker, 2001). Külön érdemes kiemelni, hogy e modellek segítségével a zivatarfelhők hidro- és termodinamikai jellemzőin (pl. szélsősebesség, hőmérséklet) túl a felhőt alkotó vízcseppek és jég részecskék (pl. hó dara-, illetve jég szemek) tömegkoncentrációjának tér- és időbeli változása is meghatározható. Jelen disszertáció keretei között ezért arra a kérdésre kerestem a választ, hogy a jégeső, illetve a felszínre hulló jég szem méretének előrejelzése elvégezhető-e egy ilyen korszerű, nagyfelbontású, mezoskálájú numerikus modell segítségével. Ennek megválaszolására egy olyan, új fajta jég szem méret előrejelző módszert mutatok be, amely egy széles körben használt, nem-hidrosztatikus numerikus modell, a WRF (Weather Research & Forecast – Skamarock et al., 2008) kimeneti mezőin alapszik.

Természetesen a modell szimulációk nem teljesen pontosan írják le a valóságos folyamatokat. A bizonytalanságnak több oka is van. Ilyen például a kezdeti, illetve az oldalsó peremfeltételek pontatlanságából eredő bizonytalanságok. Szintén pontatlanságot eredményezhet az is, hogy a fizikai folyamatok széles körét (pl. sugárzás, mikrofizika, turbulens keveredés) csak jelentős egyszerűsítéseket is tartalmazó parametrizációkkal írjuk le. A térbeli felbontás véges voltának nem csak numerikus megoldások pontosságára van hatással, hanem a modellezett fizikai folyamatok kimenetelét is befolyásolhatják (pl. Grabowski et al., 1998; Adlerman & Droegemeier, 2002; Petch et al., 2002). Ugyanakkor a szakirodalomban fellelhető munkák kis mértékben, vagy egyáltalán nem vizsgálják a felbontás hatását a zivatarban végbemenő mikrofizikai folyamatokra. Ezért a második fő kérdés, amire jelen kutatás során választ szerettem volna kapni, az az, hogy a numerikus modell horizontális felbontásának milyen hatása van a szimulált zivatar mikrofizikai tulajdonságaira, különös tekintettel a jégzemek mennyiségére, illetve a jégzemeket eredményező átalakulási folyamatokra.

A fenti két kérdés megválaszolására jelen disszertációban két olyan időjárási helyzet numerikus szimulációját dolgoztam fel, amelyek során Magyarország területén nagyméretű, károkozó jégeső hullott szupercellás zivatarból. A 2. fejezetben széleskörű áttekintést adok arról, amit jelenleg a jégzemek mikrofizikájáról (kialakulásukról és növekedésükéről) tudunk. Ugyanebben a fejezetben kitérek arra is, hogy a különféle zivatarfelhő típusokra jellemző dinamikai folyamatok hogyan hatnak a jégzemek kialakulására és növekedésére. A fejezet második felében rövid kronologikus áttekintést nyújtok a jégeső és jégzemméret előrejelzési módszerekről. A fejezetet a direkt és a távérzékeléses jégesődetektálási eljárások ismertetése zárja, ezek segítségével nyílhat ugyanis lehetőség a modelleredmények ellenőrzésére. A 3. fejezetben röviden bemutatom a numerikus kísérletekhez felhasznált WRF modellt, valamint a numerikus modellekben leggyakrabban alkalmazott mikrofizikai parametrizációkat, külön kitérve az általam végzett szimulációk során használt Thompson-sémára (Thompson et al., 2004). Szintén ebben a fejezetben ismertetem az általam javasolt maximális jégzemméret számolási módszert, amely a Thompson mikrofizikai séma hódara/jégzem kimeneti mezőire épül. A fejezet végén röviden leírást adok a kísérletekhez, illetve a módszer teszteléséhez alkalmazott modellezői környezetről, illetve az eredmények kiértékelésének menetéről. A 4. fejezetben a jégesős időjárási helyzetek numerikus szimulációja során kapott eredményeket taglalom. Bemutatom, hogy a modell mennyire adta vissza

pontosan a megfigyelt jégesős zivatar jellemzőit; részletezem a rácsfelbontás hatását a szimulált zivatar mikrofizikai folyamataira, különös tekintettel a benne kialakuló és növekedő jég szemek mennyiségére, illetve a jég szemek méretét meghatározó átalakulási és növekedési mechanizmusokra. Végül ismertetem az általam kifejlesztett maximális jég szem méret alkalmazásának eredményeit. Az utolsó, 5. fejezetben összefoglalom az eredményeket, és egy rövid kitekintés keretében számba veszem a további kutatási lehetőségeket.

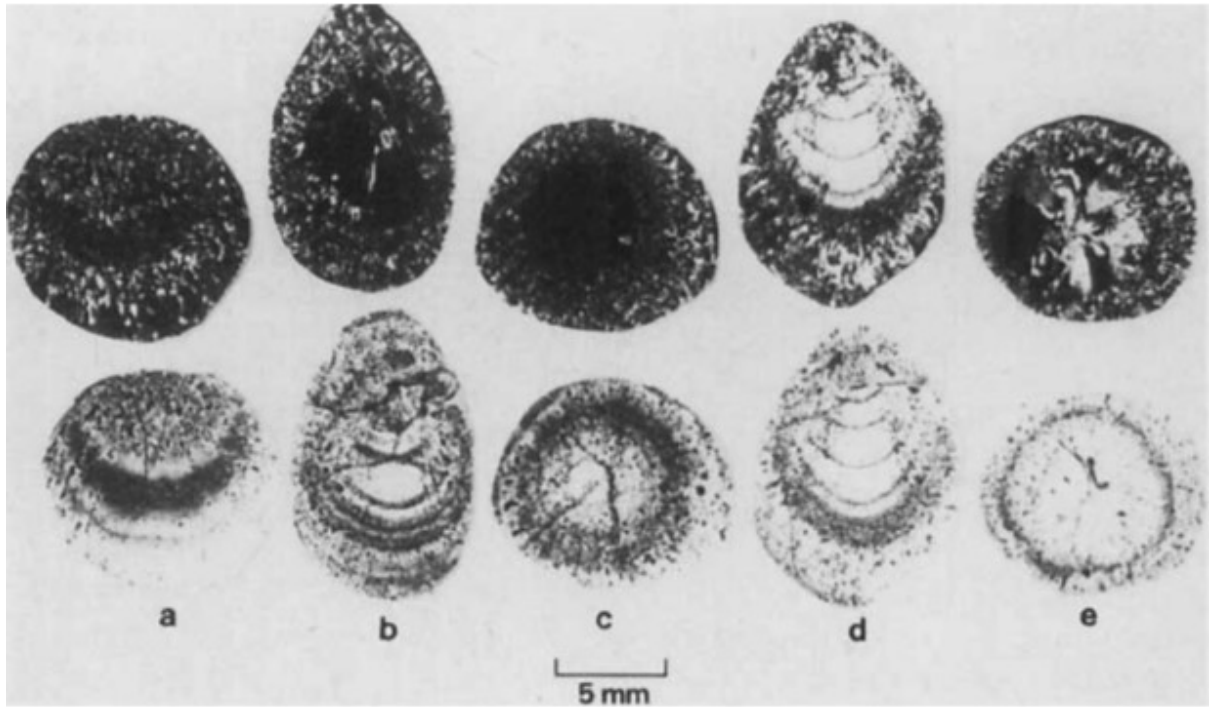
2. A jégesők és a jégesős zivatarok kialakulása, modellezése és detektálása

2.1 A jég szemek keletkezésének és növekedéseinek mikrofizikája

2.1.1 A jég szemek általános mikrofizikai jellemzése

A jég szemek olyan szilárd halmazállapotú csapadékelemek, melyek átmérője meghaladja az 5 mm-t (a Meteorológiai Világszervezet, a WMO méretkritériuma). Alakjuk változatos lehet, legtöbbször gömb- vagy ellipszoidszerűek (lásd 2.1. ábra), de – különösen a nagyméretűek – gyakran szabálytalan alakot is felvehetnek, felületükön kitüremkedésekkel és nyúlványokkal. Lehetnek teljesen átlátszóak, de sok esetben jelentős számú, esetenként vízzel telt levegőbuborékot tartalmaznak. Megjelenésük ilyenkor opálos, nagymértékben átlátszatlan, tejszerű. Átlagos sűrűségük 700 és 950 kg/m³ között változik, attól függően, hogy bennük mennyi levegőbuborék, és a buborékokban mennyi folyékony víz található.

A jég szemek többnyire rendelkeznek egy központi, maximum néhány milliméteres maggal, amelyet gyakran vizuálisan is elkülöníthetünk: ezt jégcsírának nevezzük (List, 1958). Ez az a kezdeti szilárd halmazállapotú részecske, melyre a későbbi, gyors növekedési folyamatoknak köszönhetően újabb jégrétegek rakódnak, létrehozva a jég szemet. A jégcsírákat kétféle csoportba sorolhatjuk: fagyott esőcseppek vagy hódaraszemek (Knight & Knight, 1970a). Utóbbiak olyan részecskék, melyek jégkristályok zúzmarásodásával alakultak ki, méretük pedig meghaladja a 100 µm-t. A hódara- illetve jég szemek elkülönítése sokszor önkényes (bár utóbbi nagyobb méretű és sűrűségű), mivel az átmenet az egyik részecsketípusból a másikba többnyire folytonosan megy végbe. Ezért a mikrofizikai leírások során a hódara-, illetve jég szemeket gyakran együtt kezelik hódaraszem elnevezés alatt. A jégcsírák létezése arra enged következtetni, hogy a jég szemek képződése legalább kettő, jól elkülöníthető fejlődési szakaszból áll.



2.1. ábra: Egyazon zivatarból gyűjtött 5 különböző jég szem szelvényének fotója (Knight, 1981). Az alsó sorban a szabad szemmel megfigyelhető struktúra, a felső sorban a polarizált fény által megvilágított kristályszerkezet figyelhető meg. Az a), b) és d) jég szemek csírája hódaraszem, a c) és e) jég szemek csírája fagyott esőcsepp.

Megfigyelések alapján a gömb alakúnak feltételezett a jég szemek méret szerinti eloszlását a felszínen és a felhőben egyaránt exponenciális függvényvel közelítik (Douglas, 1963; Federer & Waldvogel, 1975; Ulbrich 1974 és 1977; stb.):

$$N(D) = N_0 e^{-\lambda D} \quad (2.1)$$

Az $N(D)dD$ a $[D, D+dD]$ méretintervallumba eső jég szemek koncentrációját adja meg (D a jég szem átmérője). Az eloszlás N_0 (mértékegysége $1/m^4$) és λ paraméterei (mértékegysége $1/m$) igen tág határok között változhatnak, előbbi 1500 és $5,2 \cdot 10^4$ $1/m^4$ közötti értékeket vehet fel (Pruppacher & Klett; 1997). Federer & Waldvogel (1975) a λ paraméterre vonatkozóan $3,3 \cdot 10^{-4}$ és

$6,44 \cdot 10^{-4}$ 1/m közötti értékeket állapított meg a felszínen gyűjtött jég szemek alapján. Cheng & English (1983) szintén felszíni jég szemmintákra támaszkodva empirikus összefüggést tárt fel N_0 és λ között, így a fenti eloszlás szabadsági fokait eggyel csökkentették.

A zivatarfelhőkben kialakuló, és a felszínre hulló jég szemek koncentrációját és méretét számos olyan tényező befolyásolja, ami egyszersmind nagyfokú bizonytalanságot is eredményez a számszerű előrejelzésben. Ezek közül a legfontosabbak:

- a zivatarban uralkodó feláramlások erőssége;
- a csapadékképződésben szerepet játszó kondenzációs és jégképző magvak koncentrációja;
- a mikrofizikai és a dinamikai folyamatok közötti kölcsönhatás;
- a zivatarcella típusa, vertikális kiterjedése;
- a 0 °C-os szint magassága.

A következőkben azt tekintjük át, hogy milyen folyamatok révén keletkezhet a levegőben található vízgőzből több centiméteres átmérőjű jég szem.

2.1.2 A jég szemek kialakulása és növekedése

i) Szilárd fázisú részecskék keletkezése a felhőkben

A jégfázis kialakulásához – hasonlóan a vízcseppekéhez – aeroszol-részecskék (mint jégképző-részecskék), illetve valamilyen mechanikai behatás (pl. ütközés) szükségesek. Ezek nélkül -40 °C-ig kizárólag túlhűlt vízcseppekkel találkozhatnánk a felhőkben (Rogers & Yau, 1989). Ezzel szemben a valóságban már a fagyáspont alatt néhány fokkal megjelennek az első szilárd halmazállapotú részecskék, ami arra utal, hogy a vízcseppek fagyását idegen, szennyező anyagok, vagy más fagyott részecskével történő ütközés idézi elő. Azok az anyagok lehetnek jégképző magvak, amelyek a jéghez hasonló kristályszerkezettel rendelkeznek. Ilyen vegyület például kaolin ásvány vagy az ezüst-jodid (AgI).

A jégfázis kialakulásához vezető legfontosabb folyamatok a felhőben a következők:

1. Az aeroszol-részecskék felületére lecsapódó vízgőzből 0 °C-nál alacsonyabb hőmérsékleten jégfázis képződik. Ezt a folyamatot depozíciónak hívjuk, eredményeként apró jégkristályok jönnek létre a felhőben. Ez a fajta fázisátmenet jellemzően a felhő –20 °C-nál hidegebb régióiban megy végbe, olyan esetekben, amikor a levegő víztartalma kisebb, mint a sík vízfelszínre és nagyobb, mint a sík jégfelszínre vonatkoztatott telítési érték.

2. Kondenzációs fagyás. Ez a folyamat –20 °C-nál magasabb hőmérsékleten hatékonyabb jégképződést eredményez, mint a depozíció. Olyan esetekben megy végbe, amikor a felhőben a sík vízfelszínre vonatkozó relatív páratartalom meghaladja a 100 %-ot. Ekkor a jégképző mag körül először egy vékony, folyékony vízhártya alakul ki, majd a következő lépésben ez a túlhűlt vízhártya fagy rá az aeroszol-részecske felületére (Schaller & Fukuta, 1979).

3. A vízcseppek még pozitív hőmérsékleten összegyűjtenek olyan aeroszol-részecskét, amely 0 °C-nál kisebb hőmérsékleten a vízcsepp belsejében megindítja a fagyást. Ezt a mechanizmust heterogén, vagy belső fagyásnak nevezik (Bigg, 1953).

4. A túlhűlt vízcsepp ütközik egy jégképző aeroszol-részecskével, és az ütközést követően azonnal megfagy. Ez a folyamat a kontakt magvasítás (Cooper, 1974).

5. A túlhűlt vízcsepp jég-részecskével (jégkristály, hópehely, hódara jég szem) ütközik, az ütközés hatására azonnal megfagy.

6. Végezetül meg kell említenünk a homogén fagyást is, ami a vízcsepp jégképző részecske nélkül történő, spontán fagyását jelenti. Ez azonban csak igen alacsony hőmérsékleten (–35 és –40 °C között) következik be, és a nyári csapadékképződésben nem játszik fontos szerepet.

A jégképző magvak térbeli és időbeli eloszlásának nem kellően pontos ismerete már a jégképződés első lépésében nagyfokú bizonytalanságot visz a számításokba és a felszíni jégmért becslésébe. További problémát jelent annak megállapítása is, hogy ezek a magvak milyen légköri feltételek (hőmérséklet, relatív páratartalom) mellett aktiválódnak, azaz indul meg hatásukra a jégképződés. Ismeretes, hogy a jégképző magvak koncentrációja a levegőben igen nagy térbeli változékonyságot mutat (Vali et al., 1982), így hasonló légköri feltételek esetén felhőről-felhőre

változhat a képződő jégreszecskek száma és ezzel együtt az átlagos jégsemméret is. A jégselelharítás elmélete is azon alapul, hogy a jégsemméret függ a jégképző részecskek koncentrációjától (Iribarne & de Pena, 1962). Amennyiben nagyszámú olyan jégképző magvat juttatunk a felhőbe, amelyek hatására több hódararészecske képződik, akkor több jégsemmcsíra gyűjti ugyanazt a felhővíztartalmat. Ez a beavatkozás elvileg kisebb átlagos jégsemméretet eredményez a felszínen. A gyakorlatban csak akkor valósulhat meg a fenti gondolatmenet, ha kellő számú jégképző magvat juttatunk a zivatarfelhőbe (Schleusener, 1968), továbbá, ha a jégsemmcsírák által elérhető felhővíztartalom számottevően elmarad az adiabatikus víztartalomtól. Ez utóbbi kritérium azért fontos, mert ha a jégsemmek számára a növekedésük során szinte korlátlanul rendelkezésre áll a folyékony víz, akkor a magvasítással azt érhetjük el, hogy több, de ugyanolyan nagyméretű jégsemm hullik a felszínre. Ezért az olyan zivatarfelhők (különösen szupercellák) esetében, ahol a nedves adiabatikus állapotváltozás által meghatározott vízmennyiség (mint maximálisan elérhető mennyiség) kondenzálódik a nagy kiterjedésű, intenzív feláramlásokban, a jégselelharítás kedvező hatása erősen kétséges.

ii) A jégsemmek kialakulása zivatarfelhőkben

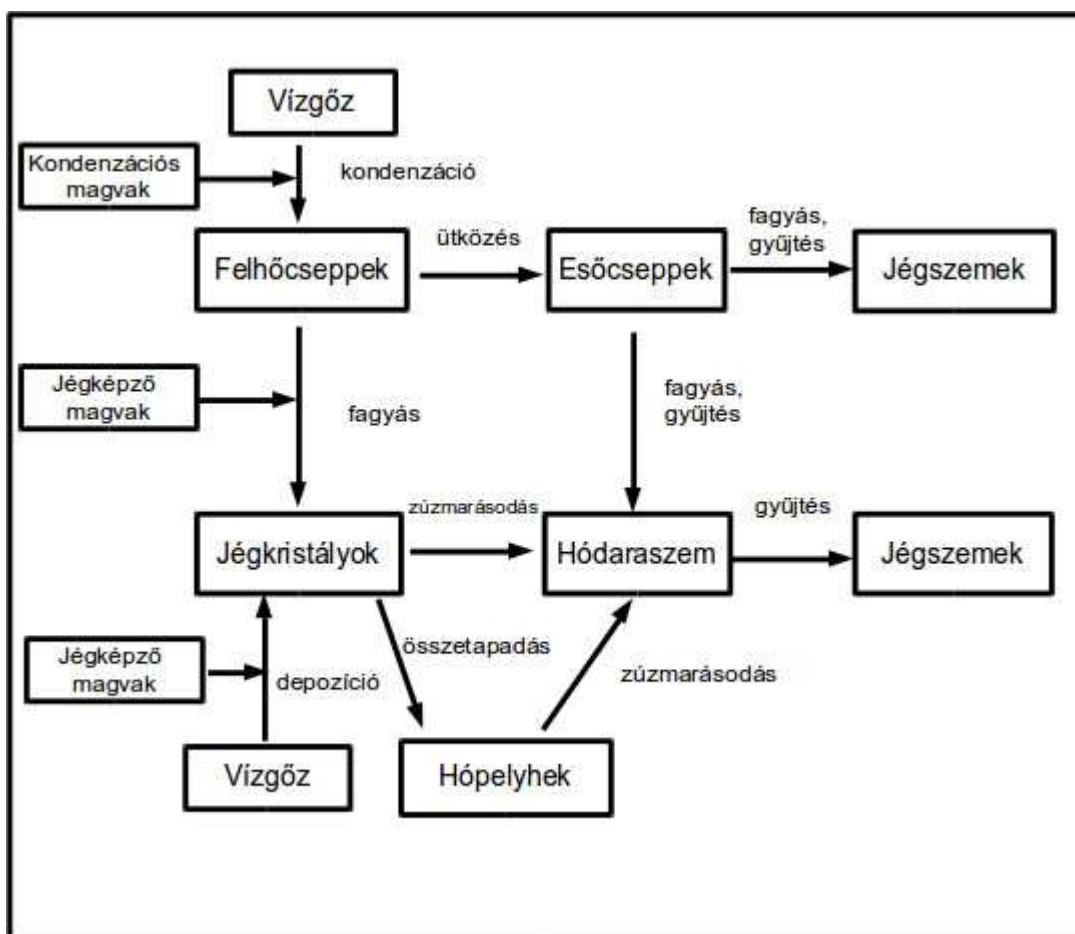
Mint azt a 2.1.1-es pontban láttuk, a jégsemmek kialakulása során általában létezik egy kiinduló részecske, a jégcsíra, amelyekből további növekedési folyamatok során a jégsemm kialakul. A jégsemmcsírák kitüntetett figyelmet érdemelnek a jégképződés elméleti leírásában, mivel ezek megjelenése, térbeli és méret szerinti eloszlása a felhőben meghatározó az ezt követően kialakuló jégsemmek szempontjából. A jégsemmcsírák méretére vonatkozóan nincs pontos definíció, általában az 1–10 mm átmérőjű csapadékelemeket tekintjük a jégsemmek csíráinak (ha ezt összevetjük a jégsemm 2.2.1-es fejezetben található definíciójával, láthatjuk, hogy a jégcsírák és a jégsemmek között méret szempontjából némi átfedés tapasztalható). Egy jégsemmcsíra kialakulásához – legyen az fagyott esőcsepp vagy hódara részecske – általában 20–30 percre van szükség a felhőben,

miközben hozzávetőleg néhány m/s-os esési sebességre tesz szert. Ennyi idő alatt viszont egy tipikus, 15–20 m/s sebességű feláramlás ezeket a részecskéket közel 20 km magasra juttatná. Így a jégzemcsírák még azelőtt kikerülnének a feláramlási csatornából és szétterjednének a zivatar nagyjából 10 km-es magasságban elhelyezkedő üllőjében, mielőtt elérhetnék a jégzemek kialakulásához szükséges méretet. Ha ez a folyamat valóságban is így menne végbe, nagy jégzemek soha nem tudnának kialakulni és a felszínre hullani. Mindez azt valószínűsíti, hogy a jégzemcsírák térben és időben elkülönítetten fejlődnek a jégzemektől (többek között Ludlam, 1958; Marshall & Hitschfeld, 1973), méghozzá olyan régiókban, ahol kevésbé erőteljes a feláramlás, és csak később kerülnek be a zivatar legerősebb feláramlási régióiba. Itt aztán gyorsan jégzemekké növekedhetnek.

A jégzemcsírák típusuk alapján lehetnek fagyott esőcseppek (Knight & Knight, 1974) vagy hódaraszemek. Az első esetben a jégzemcsírák létrehozó esőcsepp eredete többféle lehet. Az egyik elmélet szerint a jellemzően 100 μm feletti átmérőjű esőcsepp a felhő meleg régióiban a következőképpen alakul ki: első lépésben a vízgőz kondenzációjával apró (50-100 μm alatti átmérőjű) felhőcseppek keletkeznek, amelyek ezt követően diffúziós, később ütközéses növekedésével híznak esőcsepp méretűvé (List, 1974). Egy második lehetséges magyarázat alapján a fagyott cseppek olyan nagyobb méretű esőcseppekből alakulnak ki, melyek korábban a felhő 0 °C-nál magasabb hőmérsékletű régióiban, az olvadó vagy nedvesen növekedő jégzemek felszínéről sodródtak le (Knight & English, 1980; Federer et al., 1982). Ezt követően a cseppek a felhő 0 °C-nál kisebb hőmérsékletű rétegeibe visszakerülve megfagynak.

A hódaraszem, mint jégcsíra keletkezése a következő lépésekben zajlik le: 0 °C-nál kisebb hőmérsékleten a jégképző magvak aktiválódásával megindul a jégfázis kialakulása a fentiekben ismertetett módokon. Ennek eredményeképpen apró, a levegővel együtt mozgó jégkristályok jönnek létre. A jégkristályok depozícióval növekednek. Amikor elérik a 0,3–1 mm-es nagyságot, megnövekedett tömegük folytán nagyobb sebességgel esnek, mint az apró túlhűlt felhőcseppek. Így megkezdődik az ütközéses növekedés, amelynek során a túlhűlt vízcseppek ráfagynak a jégkristály felületére. A növekedés hatására a jégkristály egyre nagyobb esési sebességre tesz szert, és egyre több felhőcseppel ütközik. Ez a folyamat a zúzmarásodás (Sasyo, 1971). Az így létrejött, 0,5 mm-nél kisebb átmérőjű jég részecskét hódarának nevezzük, ami további túlhűlt vízcseppekkel ütközve igen gyorsan nagyobb méretű jégzemmé növekszik. Hódara olyan hópelyhek zúzmarásodásával is

keletkezhet, amelyek jégkristályok összeütközésével és összetapadásával jönnek létre. Meg kell említenünk a jégreszecskek és vízcseppek közötti ütközés során bekövetkező jégzilánk-leválást, mely során újabb jégkristályok keletkeznek (másodlagos jégképződés). Ezek kiindulópontul szolgálhatnak a további hódaraképződéshez. A másodlagos jégképződés megmagyarázza azt a tényt is, hogy esetenként miért található sokkal több jégreszecske a felhőben, mint jégképző mag (Hallett & Mossop, 1974). A jégzemképződés sematikus vázlatát a 2.2. ábrán tekinthetjük meg.



2.2. ábra: A jégzem keletkezésének sematikus ábrája Knight & Knight (2001) nyomán. A két alapvető folyamat a kondenzáció (depozíció), illetve a különféle gyűjtési, ütközési módok. Az *ütközés* a felhőcseppek egymás közti ütközését jelenti. A *gyűjtés* során a jégreszecske túlhűlt vízcseppeket fog be, amelyek ráfagynak a részecske felületére. Az *összetapadás* több jégkristály hópehellyé történő összekapcsolódását jelenti. A *zúzmarásodás* során a jégkristály, vagy hópehely túlhűlt felhőcseppekkel ütközik, amelyek az ütközés során ráfagynak a kristály felületére.

A jégcsírák képződési módja felhőről-felhőre, de gyakran egy felhőn belül is változhat. Az USA-ban végzett vizsgálatok alapján az Oklahomában megfigyelt zivataroknál a fagyott csepp dominált, mint jég szemcsíra (Knight, 1981). Ugyanakkor Nelson & Knight (1987) dokumentált olyan szupercellás-multicellás, hibrid zivatarot is – azaz olyan zivatarképződményt, amely a multicellás és a szupercellás jegyeket egyaránt mutat – ugyanebben a térségben, amelyben a jég szemek kiindulási állapotául hódaraszemek szolgáltak. Ezzel szemben Knight & Knight (1979) Coloradoban, a Nemzeti Jégeső Kutatási Kísérlet nevű projekt keretében gyűjtött jégminták alapján azt találta, hogy a jég szemek döntően hódaraszemekből alakultak ki. Knight (1981) azt is kimutatta, hogy a magasabb hőmérsékletű felhőalappal rendelkező felhőkben nagyobb a fagyott esőcsepp eredetű jég szemcsírák aránya, illetve a nagyobb méretű jég szemekben nagyobb arányban találtak fagyott vízcseppeket. A hőmérsékletfüggést arra alapozták, hogy a jég szemképződés során gyakori a jég szem, illetve a jég csíra többszöri, fel- és lefelé irányuló mozgása a felhőben. Ennek köszönhetően a melegebb felhőalappal rendelkező zivatarban nagyobb eséllyel fordulhat elő, hogy a jég szemcsíra a későbbi növekedési fázis előtt bekerül az 0 °C-nál magasabb hőmérsékletű régiókba, ahol megolvadva esőcseppet képez, majd visszakerülve a feláramlásba, ismét megfagy. List (2014a) legfrissebb munkájában viszont a hódaraszemek dominanciáját mutatta ki.

2.1.3 A jég szemek növekedése

Kialakulásukat követően a jég szemcsírák a túlhűlt vízcseppekkel (felhő- és esőcseppek) való ütközéssel növekednek jég szem méretűvé. Mindezt szélcsatornában végzett megfigyelések is alátámasztják (List, 1959; Mossop & Kidder, 1961; Macklin, 1977). A V sebességgel hulló, gömb alakú jég szemek M tömegének növekedését a következő összefüggéssel közelíthetjük:

$$\frac{dM}{dt} = \pi ED^2 \rho Vq, \quad (2.2)$$

ahol D a jég szem átmérője, ρ a jég szem sűrűsége, q a folyékony víz keverési aránya (egy hidrometeor keverési aránya azt mutatja meg, hogy 1 kg levegőben hány kg található az adott

hidrometeorból), E pedig a gyűjtési (koagulációs) együttható. Utóbbi paraméter azt jelenti, hogy a jég szem az általa végigseperő térfogatban található vízcseppek hány százalékát gyűjti be. A fenti összefüggésnél kihasználtuk, hogy a jég szem mérete jóval nagyobb a vízcseppek méreténél, továbbá utóbbiak esési sebessége elhanyagolható a gyűjtőrészekkéhez képest.

Ha a jég szem a határsebességgel esik, akkor sebessége arányos lesz a méretének a gyökével:

$$V = \sqrt{\frac{4\rho_j g}{3C_D \rho}} D, \quad (2.3)$$

ahol ρ_j a jég szem sűrűsége, g a nehézségi gyorsulás, ρ a levegő sűrűsége, C_D a közegellenállási együttható. Ezt behelyettesítve a (2.2) egyenletbe, és az M tömeget a D átmérő segítségével kifejezve a következő egyenletet kapjuk a jég szem átmérőjének változására:

$$\frac{dD}{dt} = qE \sqrt{\frac{Dg}{3\rho\rho_j C_D}}. \quad (2.4)$$

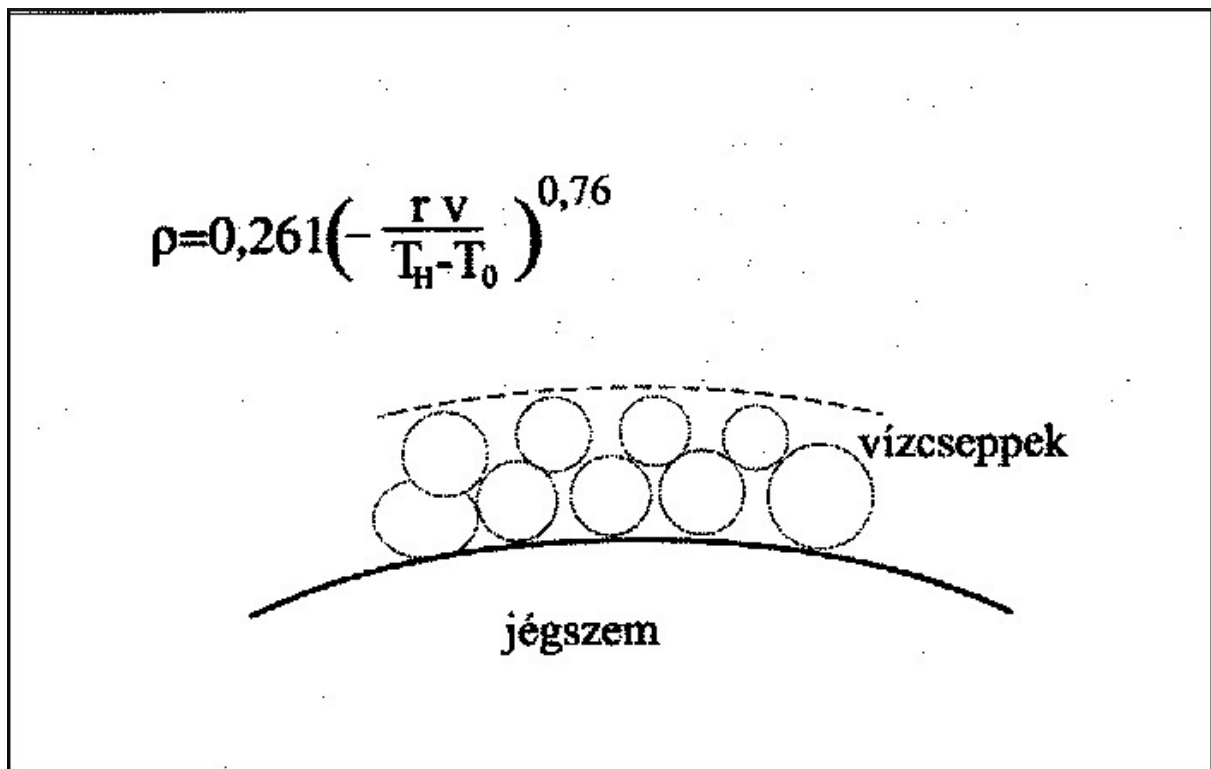
Feltéve, hogy az E ütközési együttható nem függ a jég szem méretétől a (2.4) egyenlet megoldása:

$$D(t) = \frac{1}{4} q^2 E^2 \frac{g}{3\rho\rho_j C_D} (t)^2 + D_0, \quad (2.5)$$

ahol D_0 a jég szem kezdeti mérete. Az összefüggés alapján a jég szem mérete az idő szerint négyzetesen változik. Válasszuk a következő, a hevesebb zivatarfelhőkre jellemző értékeket: $E = 0,5$; $q = 10^{-2}$ kg/kg; $\rho = 1$ kg/m³; $\rho_j = 900$ kg/m³; és $C_D = 0,5$. Ekkor a fenti egyenlet alapján egy $D_0 = 5$ mm-es jég szemcsíra $t = 574$ s, azaz mintegy 10 perc alatt 2 cm-es jég szemmé, $t = 995$ s, azaz közelítőleg 15 perc alatt 5 cm-es jég szemmé hízhat. Ez a radarmérések által is alátámasztott időtartam lényegesen rövidebb, mint a jég szemcsírák kialakulásához szükséges idő (~20–30 perc).

A növekedés sebessége erősen függ az E koagulációs együtthatótól és a folyékony víztartalomtól, ami egy felhőn belül is jelentősen változhat. Sokszor a szabályos gömb alakra vonatkozó feltételezés nem állja meg a helyét. Számos esetben a jég szemek formája többé-kevésbé összelapult, forgási ellipszoid alakkal közelíthető, ami nagyobb közegellenállási együtthatót jelent (Macklin & Ludlam, 1961). Egyes esetekben a nagyobb jég szemeken durva öblösödések és szabálytalan nyúlványok is megfigyelhetők (többek között Browning, 1966; Knight & Knight, 1970b), ami jóval bonyolultabbá teszi a közegellenállási együttható meghatározását.

Szintén erősen befolyásolja a növekedés ütemét a begyűjtött vízcseppnek a nem szabályos alakú jég szem pörgése következtében végbemenő lesodródása, vagy az ütközés során a csepp lepattanása a jég részecskéről (List, 1960; Carras & Macklin, 1973; List, 1977). A jég szemek sűrűsége is jelentősen változhat esés közben, mivel a levegő folyékony víztartalmától és hőmérsékletétől függően a begyűjtött és megfagyott víz eltérő sűrűségű réteget képezhet a felületén (lásd 2.3. ábra!). Pflaum (1980) elméleti számításai alapján e sűrűségkülönbség hatására a jég szemek esési sebességében akár néhányszor tíz m/s-os nagyságrendű eltérések is jelentkezhettek. Ez pedig jelentős hatással van a növekedési sebességre is.



2.3. ábra: A jégszemek réteges szerkezetének kialakulása Geresdi (2004) nyomán. T_H a jégszem felszínének, T_0 az olvadási hőmérséklet. r a jégszemekkel ütköző vízcseppek átlagos sugara, v a jégszemek és a vízcseppek közötti sebességkülönbség, ρ a jégszemen kialakult réteg sűrűsége. A sűrűsége vonatkozó összefüggés forrása Pflaum & Pruppacher (1979).

Tovább bonyolítja a növekedési sebesség meghatározását, hogy a jégszemek által összegyűjtött túlhűlt vízcseppek nem feltétlenül fagynak rá a jégszem felszínére. Ugyanis a fagyás során felszabaduló látens hő a jégszemet körülvevő levegő csak részben képes elvezetni (Schumann 1938; Ludlam 1958). A hőcsere nagyságától függ, hogy a jégszemmél ütköző vízcsepp teljes tömege, vagy csak egy bizonyos hányada fagy meg. Ebből a szempontból a jégszem növekedése kétféle módon történhet. Az egyik esetben, ami általában alacsony hőmérsékleten, vagy alacsony folyékony víztartalom, és kis átlagos vízcseppméret mellett megy végbe (Pflaum, 1980), a hő elvezetése hatékony. Ekkor a jégszemmél ütköző apró vízcseppek azonnal ráfagynak a jég felszínére, mielőtt annak a felszínén elterülhetnének. Az így növekedő jég szerkezetét – a sok

levegő buborék miatt – általában alacsony sűrűség ($\rho < 500 \text{ kg/m}^3$) jellemzi. Ezt a folyamatot száraz növekedésnek hívjuk. A második esetben a jég szemek olyan gyorsan gyűjtik össze a túlhűlt vízcseppeket, hogy az azok fagyása során felszabaduló látens hőt a környező levegő csak részben képes elvezetni, így a jég szemmel összeütköző vízcseppnek csak egy része fagy meg az ütközéskor. A másik része többnyire teljesen lesodródik a jég felszínéről, esetenként egy vékony vízhártya marad vissza a felszínen, vagy kitölti a jég szem belső levegőjáratait. Ezt a növekedési módot nedves növekedésnek hívjuk. A nedves növekedés magasabb hőmérsékleten, magas víztartalom és nagyobb átlagos vízcseppméret esetén valósul meg. A jég szemek levegőbuborékjait kitöltő vízzel az is előfordulhat, hogy egyáltalán nem fagy meg, hanem a jég szem földfelszínre érkezéséig folyékony állapotban marad. Felszíni megfigyelések alapján a jég szemek folyékony víztartalma nem több 15 %-nál (Gitlin et al., 1968; Browning et al., 1968). A nedves növekedés során a jég szem méretének növekedési sebessége lelassul, viszont a sűrűség drasztikusan megnövekszik (meghaladhatja a $\rho \approx 900 \text{ kg/m}^3$ -t) a belső levegőjáratok vízzel való feltöltődése következtében. Az így kialakult jég szem szivacsos állagú (az angol szakirodalomban elterjedt elnevezés: *spongy*).

A nedves és száraz növekedési szakaszokat elválasztó kritikus folyékony víz keverési arányra Schumann (1938) és Ludlam (1958) a következő összefüggést találta:

$$q_{crit} = \frac{-4}{\pi D^2 v(D)} \frac{dQ_g}{dt} \frac{l}{L_f + c_w(T - T_0)}, \quad (2.6)$$

ahol D a jég szem átmérője, $v(D)$ a D átmérőjű jég szem esési sebessége, Q_g a jég szem felszínéről a környezet felé elvezetett hőmennyiség, L_f a víz fagyáshője, T a levegő hőmérséklete, T_0 az olvadáspont. Adott hőmérsékleten, ha a levegő folyékony víz keverési aránya meghaladja a kritikus értéket, akkor a jég szem nedvesen fog növekedni, ha alatta marad, akkor szárazon. A képletből egyértelműen látszik, hogy a száraz-nedves növekedés megvalósulása a folyékony víztartalom mellett a levegő hőmérsékletének is a függvénye. Alacsony hőmérséklet esetén magasabb folyékony víztartalom szükséges a nedves növekedés kiváltásához, magasabb ($0 \text{ }^\circ\text{C}$ közeli) hőmérsékleten viszont már kevesebb vízcseppel való ütközés is nedves növekedést eredményezhet.

A (2.6) egyenlet még nem veszi figyelembe azt a körülményt, hogy a jégszemmel ütköző víz folyékony állapotban is megmaradhat a jég felszínén vagy annak belsejében, ami a már említett szivacsos jégszerkezetet eredményezi. List (1963) a jégszemek termodinamikai egyensúlyának figyelembevételével az alábbi diagnosztikus összefüggést találta a jégszemnövekedésre:

$$\frac{1,68k(T_D - T_A) + C_{1,2}D_{wa}T_A^{-1}(e_{sh} - e_{sv})}{0,785(L_f I - c_w(T_D - T_A))} = \sqrt{v\nu D\Theta^{-1}}Eq_w, \quad (2.7)$$

ahol k a levegő hővezetési tényezője, T_D a jégszem, T_A a levegő hőmérséklete; $C_{1,2}$ fázisátalakulási állandók; D_{wa} a vízgőz diffúziós együtthatója; e_{sh} és e_{sv} rendre a telítési párányomás jégfelszín és vízfelszín felett; L_f a fagyás során felszabaduló látens hő; I a szilárd fázis aránya a jégszemben; c_w a víz fajhője; v a jégszem esési sebessége; ν a levegő kinematikai viszkozitása; D a jégszem átmérője; Θ a jégfelszín érdességével összefüggő paraméter; E a jégszem és a vízcseppek közötti ütközési hatékonyság; q_w a folyékony víz keverési aránya (kg/kg) a levegőben.

A (2.7) egyenletben 6 független változó található, ezek a következők: a jégszem átmérője, a szilárd halmazállapot aránya a jégszemben, a felhő folyékony víztartalma, a jégszem és a vízcseppek közötti ütközési hatékonyság, a levegő hőmérséklete és a jégszem felszínének hőmérséklete. List (2014a) újfajta megközelítése olyan növekedési egyenletet eredményezett, amelyben a független változók száma hatról négyre redukálódott: a folyékony víztartalom és a Reynolds szám szorzata; az ütközési hatékonyság és a jégszemben található szilárd fázis arányának a szorzata; a levegő hőmérséklete; valamint a jégfelszín hőmérséklete. A fentiekben definiált kétféle növekedéssel (száraz és nedves) szemben háromféle növekedési esetet különböztetett meg: száraz növekedés ($T_s < -5$ °C esetén következhet be, ahol T_s a jég felszínének hőmérséklete); nedves növekedés vízzel csak részlegesen borított jégfelszínen (0 °C $> T_s > -0,55$ °C); nagy mértékű lesodródással; valamint nedves növekedés vízvártyával borított jég felszínén (0 °C $> T_s > -5$ °C). Mind a három növekedési típus esetében a független változók száma egyszerűsítésekkel tovább csökkenthető. Ezzel az újszerű megközelítéssel a jégszem növekedési módjainak és sebességének a független változóktól való komplex függése lényegesen egyszerűbben kezelhető (List, 2014b).

Nyári zivatarokban a jégszemek száraz és nedves módon egyaránt növekednek. A folyamat többnyire a száraz növekedéssel kezdődik a zivatar magasabban elhelyezkedő, hidegebb és kisebb

folyékony víztartalmú régióiban. Majd – ahogy a jég szem egyre lejjebb, a melegebb és nagyobb számú és méretű vízcseppet tartalmazó régiókba ereszkedik – a nedves szakasszal folytatódik. A jég szem ezeken az eltérő növekedési szakaszokon akár többször is áteshet (Browning, 1977). A számos alkalommal megfigyelt héjas szerkezet is az ilyen, többszöri száraz-nedves növekedési ciklusoknak köszönhetően alakul ki. Arról, hogy a jég szemek a felhő mely régióiban növekednek (szárazon vagy nedvesen), illetve a növekedés során milyen trajektória mentén mozognak, viszonylag kevés megfigyelési adat áll rendelkezésre. A 80-as években az izotópanalízises eljárással végzett kutatások (Grenier et al., 1983), illetve a Doppler-radaros mérések alapján rekonstruált áramlási mezők segítségével elvégzett számítások (Nelson, 1983; Foote, 1984) azt mutatják, hogy ezek a növekedési régiók viszonylag keskeny, leginkább a -10 és -20 °C izotermák által határolt szintek közé esnek. List (2014b) új jég növekedési modellje alapján a száraz növekedés a felhők egy vékony, alacsony hőmérsékletű (kb. -20 – -30 °C) rétegére korlátozódik. A felszínre hulló jég szemek tömegüknek túlnyomó hányadára nedves növekedéssel tesznek szert.

A jég szem növekedés szempontjából fontos körülmény a felhőben uralkodó feláramlás nagysága és a folyékony víz mennyisége is. List et al. (1968) jég szem növekedési modelljével végzett számítások alapján arra a következtetésre jutott, hogy nem feltétlenül a legerősebb feláramlás vezet a legnagyobb jég szem kialakulásához, ugyanis a túl erős vertikális transzport következtében a jég szemcsírák még az előtt az üllő szintjébe jutnak (és ott kikerülnek a zivatarból), mielőtt kellő méretűre hízhatnának. A víz mennyiségének figyelembevétele azt jelenti, hogy a felhőben a folyékony víztartalom nem áll korlátlanul a jég szemek rendelkezésére, utóbbiak tulajdonképpen egymással versenyeznek a vízcseppekért az ütközés/gyűjtés során.

Ha a jég szemcsírák méret szerinti eloszlását sok apró és kevesebb nagyobb részecske jellemzi a növekedési folyamat kezdetén, akkor a nagyobb csírák nagyobb esési sebességük következtében gyorsabban gyűjtik össze a vízcseppeket, mint a kisebb jég szemcsírák, így utóbbiak számára már nem áll rendelkezésre elegendő mennyiségű folyékony halmazállapotú víz a nagyobb méret eléréséhez. Az ily módon kialakult jég szemek méret szerinti eloszlását kevés számú, nagyméretű és nagy koncentrációjú apró jég szem fogja jellemezni. Ezt a növekedési mechanizmust az ún. egyenlőtlen versengés elvének nevezik. List et al. (1968) modellszámításai alapján az egyenlőtlen versengésnek köszönhetően (alacsony jég szemcsíra koncentráció és nagy kezdeti méret esetén) az 5 mm-es csírák mintegy 10 perc alatt 2–3 centiméteres jég szemmé növekedtek, ami nagyjából

hasznos növekedési ütemet jelent, mint amit a (2.5) egyenlet jósol. Abban az esetben, ha a jégzemcsírák monodiszperz eloszlásúak – azaz az összes csíra egyforma méretű, az ütközéses növekedés során mindegyik jégzemcsíra egyformán növekszik, és egyformán gyűjti össze a rendelkezésre álló vízcseppeket. Ez az ún. egyenlő versengés folyamata, amelynek során az egyenlőtlen versengéshez képest a maximális jégzemméret jóval kisebb lesz. A fentiekben már említett jégeselehárítás is azon alapul, hogy az egyenlőtlen versengést próbálják megelőzni olyan módon, hogy a jégzemcsírák kialakulásának zónájába jégképző magvakat juttatnak, és az ennek köszönhetően képződő nagyszámú jégzemcsíra miatt az átlagos jégzemméret várhatóan csökkeni fog (többek között Young, 1977; Paluch, 1978).

2.1.4 A zivatarok jellemzése, típusaik és a bennük lejátszódó jégképződési folyamatok

Jégzemek a nagy vertikális feláramlással rendelkező és jelentős vertikális kiterjedésű zivatarfelhőkben keletkeznek. A zivatarfelhőkben azonban a struktúrájuktól és élettartamuktól függően más-más hatékonysággal alakulnak ki jégzemek. Sőt, egyes tanulmányok (többek között Knight & Knight, 1973; Nelson, 1987) azt hangsúlyozzák, hogy az áramlás dinamikája sokkal inkább meghatározza, hogy mekkora jégzem hullik ki a felhőből, mint a mikrofizikai folyamatok. Emiatt a jégzemméret előrejelzése szempontjából lényeges a zivatar dinamikájának, illetve morfológiájának ismerete is. A morfológiai, szerkezeti megkülönböztetés alapvető egysége a mezo- γ skálájú cella (Byers & Braham, 1949), amely egy feláramlásból és egy, a csapadék által generált leáramlásból áll.

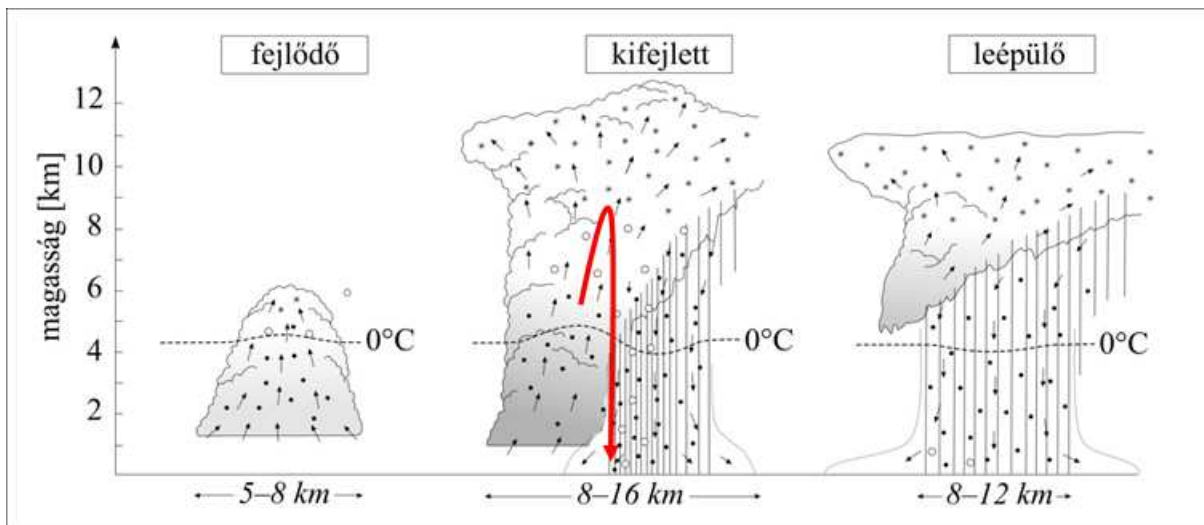
Általában az alábbi zivartípusokat különböztetjük meg:

- egycellás vagy monocellás (angolul pulse-type) zivatarok,
- multicellás zivatarok,
- szupercellás zivatarok.

A következőkben áttekintem mind a három zivartípust, különös tekintettel a bennük lejátszódó jégképződési folyamatokra.

(i) Egycellás zivatarok

Az egyetlen feláramlási csatornából és egy, időben később kialakuló leáramlási csatornából álló, ~10 km horizontális kiterjedésű egycellás zivatarok fejlődését Bryers & Braham (1949) nyomán három szakaszra osztjuk. Az első, mintegy 15 perc hosszú, ún. fejlődő szakaszban a felhőben mindenhol a feláramlás dominál, a zivatar vertikális kiterjedése egyre nagyobb, döntően ütközéssel megkezdődik a csapadékelemek (esőcseppek, hódara részecskék, apróbb jégzemek, jégcsírák) kialakulása és növekedése. Ezek még kellően kicsik ahhoz, hogy ne kezdjenek el kihullani a felhőből. A következő, ún. kifejtett fázisban a zivatar eléri maximális vertikális kiterjedését, és a csapadékelemek már olyan nagyságúra növekednek, hogy az esési határsebességük meghaladja a feláramlási sebességet. A nagyobb csapadékelemek (esőcseppek, hódaraszemek, jégzemcsírák, jégzemek) hullásuk közben a felhő- és esőcseppek összegyűjtésével tovább növekednek. A csapadékelemek hullása – a levegő és a részecskék közötti súrlódás hatására – erőteljes leáramlást generál. A leáramlási sebesség nagyságát tovább növeli az olvadás, valamint a párolgás okozta hőelvonás. Ez a fejlődési szakasz mintegy 15–30 percig tart. A cella utolsó, leépülő fázisában a leáramlás a zivatar teljes térfogatára kiterjed. A leáramló, és a felszínen szétáramló levegő elvágja a felhőképződés szempontjából fontos, magas hőmérsékletű és nagy nedvesség tartalmú levegő utánpótlását, ami a zivatarfelhő disszipálódásához vezet. Az utolsó fázis jellemző időtartama mintegy 30 perc. A három, egymást követő fázist tartalmazó monocellás zivatarfelhő átlagos élettartama egy óra körüli. A zivatar fejlődési fázisait a 2.4. ábrán tekinthetjük meg.



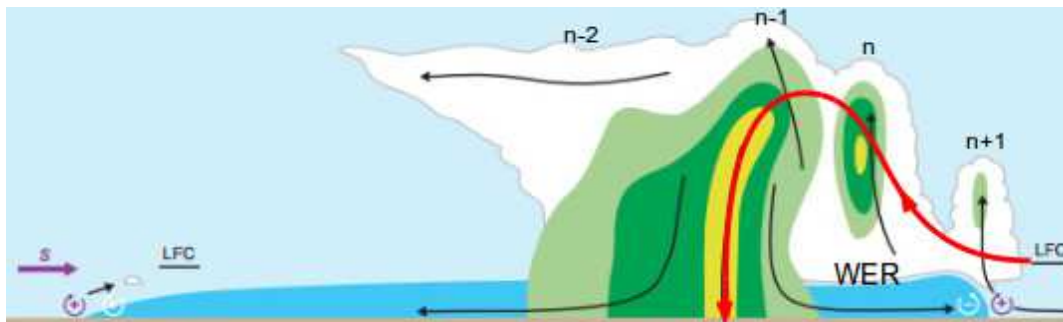
2.4. ábra: A zivatar három fejlődési fázisa Byers & Braham (1949) nyomán (a kép forrása az elte.prompt.hu tananyaga). A piros, folytonos, nyilazott vonal a jégzemcsíráknak és jégzemeknek a cellákhoz viszonyított relatív trajektóriáját jelöli.

Az egycellás zivatarok gyenge vertikális szélnyírású környezetben alakulnak ki (a felszín és a 6 km-es szint közötti vektoriális szélkülönbség jellemzően 5 m/s-nál kisebb). Az ilyen típusú felhőkben a jégzemcsírák és a jégzemek viszonylag egyszerű vertikális trajektória (fel-le) mentén mozognak. A feláramlás maximális erőssége általában jól korrelál a kialakuló jégzemek maximális méretével. Ugyanis azok a jégzemek, amelyek határsebessége jelentősen meghaladja a feláramlási sebességet gyorsan kiesnek a felhőből, így nem tudnak tovább növekedni. Bár az egycellás zivatarok a legkevésbé jégveszélyesek, egyes esetekben ezekből is hullhatnak 1–2 cm-es nagyságú jégzemek. List et al. (1968) kimutatta, hogy 2–4 cm-es jégzemek a jégzemcsírák akkumulációs zónájának megléte nélkül is kialakulhatnak, ha növekedésükre az egyenlőtlen versengés jellemző. Ha az ehhez szükséges feltételek állnak fent egy egycellás zivatarban, akkor abban nagyméretű jégzemek is kialakulhatnak. A légtömegben belüli zivatarok lassú mozgásúak és rövid életűek, ennek megfelelően a belőlük hulló jégeső kis térbeli kiterjedésű és rövid élettartamú.

(ii) Multicellás zivatarok

Amennyiben a vektoriális szélkülönbség nagysága eléri az 5–15 m/s-t a felszín és a 6 km-es szint között, a kialakuló zivatarok már összetettebb szerkezetet mutathatnak. Ezeket a felhőket multicellás zivataroknak nevezzük, utalva arra, hogy a létrejövő képződményt már több cella együttese alkotja (a zivatarfelhők ezen kategóriájába tartoznak például a zivatarláncok, idegen szóval squall line-ok, valamint a nagyobb léptékű – mezo- β , illetve - γ skálájú – zivatarrendszerek is). A multicellás rendszereknél több, eltérő fejlődési stádiumban található cella helyezkedik el egymás mellett (lásd 2.5. ábra!), így a multicellás rendszer úgy is felfogható, mint több, különböző fejlődési fázisban lévő egycellás zivatar együttese. Általában a legelőrehaladottabb fejlődési fázisban lévő cellához képest a környezeti (vertikális) szélnyírásvektor által kijelölt irányban fejlődnek ki az újabb cellák. A jelenség oka az, hogy ebben a kitüntetett irányban a leghatékonyabb az emelés a zivatarból kiáramló hideg levegő pereme (azaz a kifutószélfront) mentén (Rotunno, et al., 1988), így itt játszódhat le a szabad konvekció a legnagyobb eséllyel.

Radarral és repülőgéppel végzett mérések adatai alapján Browning és munkatársai (Browning et al., 1976) arra a következtetésre jutottak, hogy egy multicellás zivatarfelhőben az 5 mm-es átmérőjű jégzemcsírák általában a fiatalabb, még fejlődő stádiumban lévő cellában alakulnak ki (lásd az n+1-gyel, illetve n-nel jelölt cellák a 2.5. ábrán!). Ugyanis ezekben a cellákban a feláramlás még viszonylag gyenge, így elegendő idő áll rendelkezésre a jellemzően hódara részecskéből álló (kisebb számban fagyott vízcseppekből álló) jégzemcsírák kialakulásához. A szélnyírás miatt ezek a jégzemcsírák a kifejlett fázisban lévő cellába kerülnek. Az erőteljes feláramlásnak és a nagy folyékony víztartalomnak köszönhetően – viszonylag állandó magasságban (–20 és –30 °C hőmérsékleti szintek között) lebegve – növekednek centiméteres méretű jégzemekké. A jégzemcsírák, illetve jégzemek trajektóriája a fejlődő (n+1 és n) fázisban lévő cellában jellemzően felfele irányul, a kifejlett fázisban lévő cellában egyre erősebbé váló horizontális komponenssel.



2.5. ábra: A multicellás zivatarok sematikus konceptuális modellje Browning et al. (1976) és Markowski & Richardson (2010) nyomán. A zöld árnyalatai, valamint a sárga szín a radarintenzitás nagyságát érzékeltetik. Az n-2, n-1, n, illetve n+1 jelek a különféle fejlettségi fázisban lévő cellákat mutatják (lásd szöveg!). A fekete nyilak a jellemző, az egyes cellák mozgásához képesti áramlási viszonyokat mutatják. A piros, folytonos, nyilazott vonal a jégszemcsíráknak és jégszemeknek a cellához viszonyított relatív trajektóriáját jelöli. A lila (S-sel jelölt) nyíl a környezeti szélnyírás és egyben a multicellás rendszer terjedésének irányát jelöli ki. A +, illetve – jelű kör alakú nyilak a vertikális szélnyírás következtében kialakuló horizontális örvényesség irányultságát mutatja (plusz jel: ciklonális értelmű; mínusz jel: anticiklonális értelmű forgás). A világoskék színezés a csapadék keltette leáramlás következtében a felszín felett szétterjedő hideg levegőt mutatja. A WER az alacsony reflektivitású területet, az LFC a szabad konvekció szintjét jelöli (a rövidítések értelmezéséhez lásd a szöveget!).

Az intenzív zivatarfelhők esetén gyakran megfigyelhető egy, olykor 6–8 km-es magasságot is elérő gyenge radar visszaverődésű tartomány (angolul *Weak Echo Region* – WER, lásd ismét 2.5. ábra!). Ezen tartomány megléte arra utal, hogy a feláramlás annyira erős, hogy a visszaverődés szempontjából releváns jégszemcsírák és a kisebb jégszemek csak nagy magasságban fordulnak elő (Marwitz, 1972). A jégszemcsírák és jégszemek tartózkodási ideje a multicellás zivatarokban jóval hosszabb az egycellásokéhoz képest, így nagyobb méretűre is növekedhetnek. Emiatt a multicellás zivatarokból nagyobb méretű jégszemek hullhatnak a felszínre, mint az egycellás zivatarfelhőkből. A növekedést befolyásoló egyéb tényezők (jégszemek közötti verseny jellege, a hozzáférhető folyékony víztartalom stb.) ugyanakkor jelentősen befolyásolhatják a növekedés mértékét, így a kihulló jégszemméretet is.

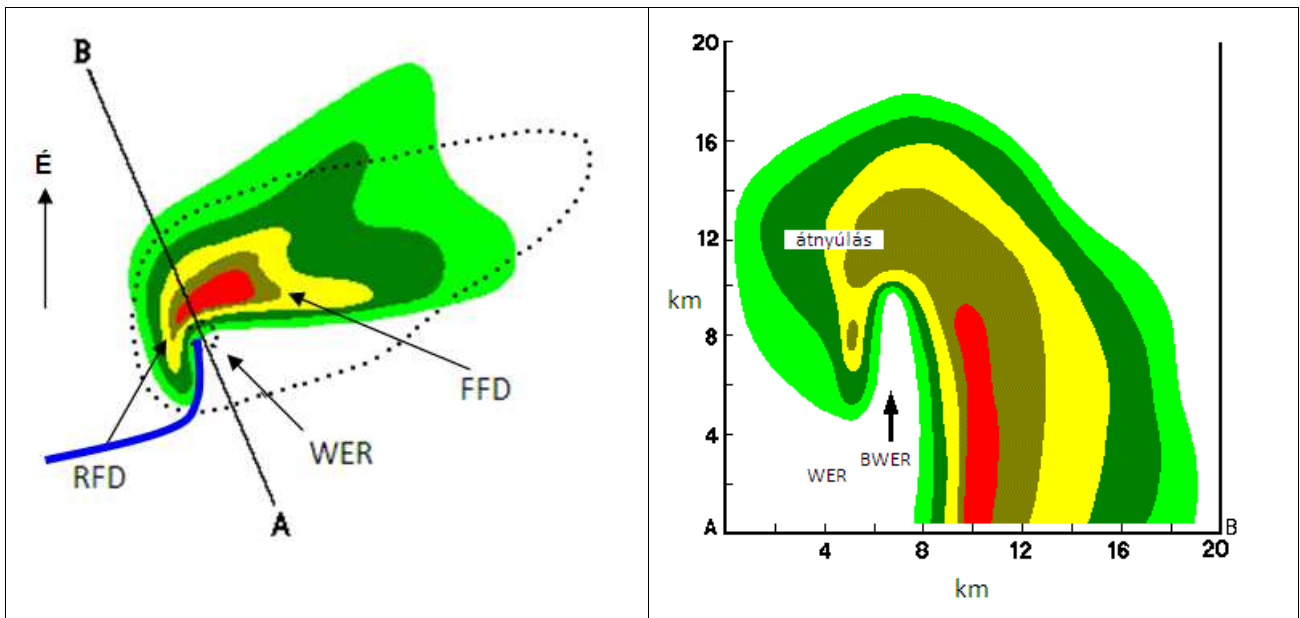
A Browning-féle hipotézist később több esettanulmánynál elvégzett trajektóriaszámítás (Knight et al., 1982; Heymsfield, 1983; Ziegler et al., 1983; Foote, 1984; Cheng & Rogers, 1988 stb.) is megerősítette. Egyes esetekben azonban olyan multicellás zivatarot is sikerült megfigyelni, ahol a felszínre érkező jég szemek többszörös fel- és lefele irányuló mozgást végeztek növekedésük során (Miller et al., 1983). Ez arra utal, hogy a jég szemek trajektóriája esetenként bonyolultabb lehet a fentiekben felvázolt egyszerű modellnél.

(iii) Szupercellás zivatarok

Ha a vektoriális szélkülönbség nagysága eléri, illetve meghaladja a 15 m/s-ot a felszín és a 6 km-es magasság között, akkor a kialakuló zivatarfelhők nagy valószínűséggel szupercelláká fejlődhetnek (Doswell & Burgess, 1993; Thompson et al., 2003). A szupercella olyan forgó feláramlási tartományt, ún. mezociklont tartalmazó zivatarfelhő, amelyben a feláramlás, illetve a leáramlás zónái térben elkülönülnek. Emiatt ez a zivatarfelhő típus igen hosszú élettartamú (akár 6–8 óra) lehet. A forgást a vertikális szélnyírás és a feláramlás kölcsönhatása eredményezi a felhőben, amelynek mechanizmusa ma már kellően tisztázott (lásd például Weisman & Klemp, 1982).

A szélnyírásnak köszönhetően a szupercellákban jellegzetes áramlási kép alakul ki, amely a jégképződésre is hatással van. A cellában a csapadék és az egyéb dinamikus hatások következtében kialakult, előoldali, illetve hátoldali leáramlási (angolul *Forward Flank Downdraft* – FFD, illetve *Rear Flank Downdraft* – RFD) régiók figyelhetők meg (Lemon & Doswell, 1979), amelyek a hulló csapadék következtében a radarképeken sajátos mintát rajzolnak ki (lásd a 2.6. ábra!), ezek mintegy közrefogják a feláramlási régiót, amely a reflektivitási mezőben WER-ként azonosítható. A WER – hasonlóan a multicellás zivatarokhoz – megjelenése annak köszönhető, hogy az intenzív feláramlás hatására a felhő-, illetve csapadékelemek azelőtt kikerülnek a feláramlási csatornából, mielőtt nagyobb méretűvé, a radarok által is detektálhatóvá válnának. A szupercellák esetében azonban

gyakran a reflektivitási mező sajátos, a magasban lebegő nyúlványa figyelhető meg, amelyet átnyúlásnak (idegen szóval *overhang*) neveznek. Ez a fő (azaz a talajt elérő) reflektivitási régióval eredményezi az ún. körülhatárolt, gyenge reflektivitású betüremkedést (angolul: *Bounded Weak Echo Region* – BWER, Chisholm, 1973), illetve a boltív elrendeződést (idegen nevén *vault*, Browning & Ludlam, 1962). Hangsúlyozni kell, hogy mindezek a jellemzők multicellás zivatarok esetében is megfigyelhetőek, ugyanakkor szupercellák esetén sokkal kifejezettebbek és perzisztensebbek.



2.6. ábra: A szupercellák horizontális (bal oldali kép) és vertikális (jobb oldali kép) sematikus radar reflektivitási (színezés) metszete Lemon & Doswell (1979), illetve Browning & Foote (1976) nyomán. A jobb oldali képen a vertikális tengely a felszín feletti magasság km-ben. Az FFD, RFD, WER, BWER, illetve az átnyúlás értelmezését lásd a szövegben! Az É-nél jelölt nyíl a bal oldali képen az északi irányt, a vastag kék vonal a szárnyfelhőtornyok helyét (lásd szöveg!) mutatja.

A szupercellákban zajló jégképződési folyamatok egyik, ma is közkeletű elmélete szerint a jégzemek növekedésük során többször bekerülnek a zivatar feláramlási csatornájába (Browning & Foote, 1976). Ezt a folyamatot egy idealizált szupercellás zivatar esetében a 2.7. ábra jeleníti meg. A zivatarfelhő délnyugat-északkelet irányú mozgása esetében a délkeleti irányból beáramló levegő a zivatarfelhő feláramlási csatornájába jut. A feláramlási csatornára néhányszor tíz m/s-os nagyságú vertikális sebesség (de egyes szupercellákban mértek 50 m/s-ot is – például Nelson, 1983; Musil et al., 1986) és intenzív forgó mozgás a jellemző (legalább 0,01 1/s szögsebességgel – Doswell, 1996). Az ilyen erős feláramlások a néhány mm-es jégzemcsírákat még azelőtt az üllő szintjébe juttatják, mielőtt azok kellően nagy jégzemekké hízhatnának.

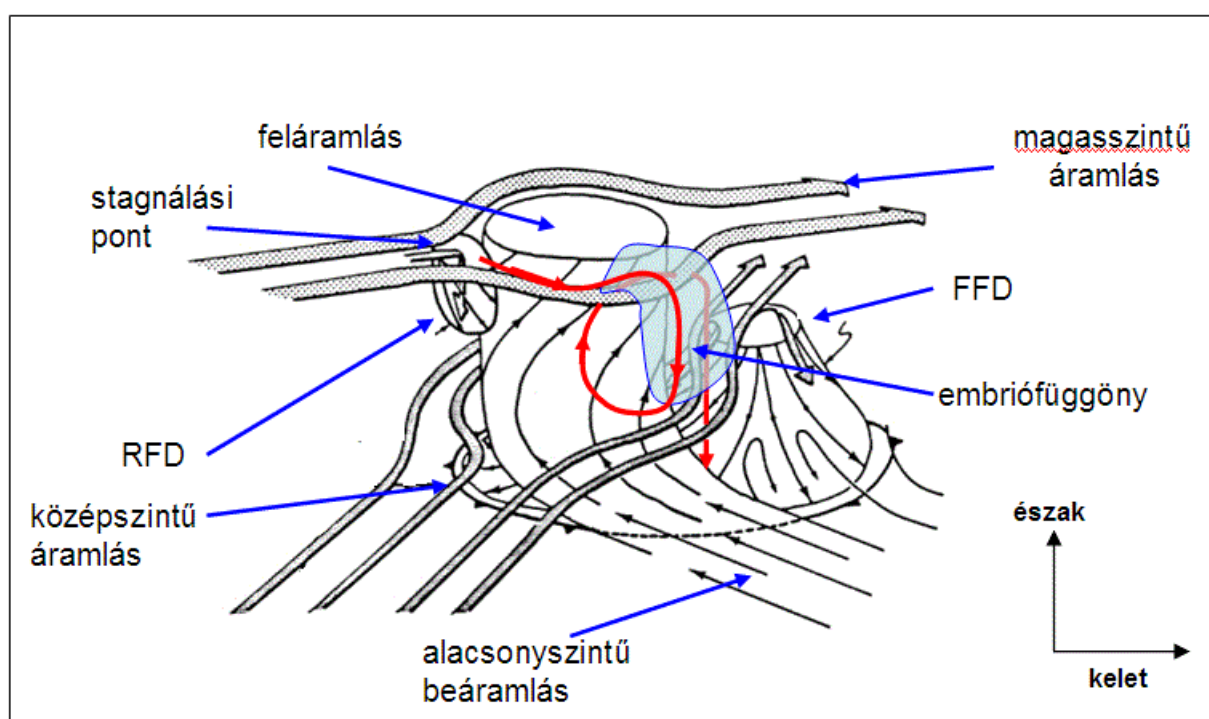
Mindez arra enged következtetni, hogy a jégzemcsírák kialakulásának helyét máshol kell keresni. Browning & Foote (1976) egy konkrét szupercellás esettanulmány alapján kimutatta, hogy a jégzemcsírák a fő feláramlási csatorna peremrégióiban, ezen belül is annak nyugati részén jöhetnek létre, az ún. stagnálási pontban (lásd 2.7. ábra!). A stagnálási pont az a pont a szupercellában, ahol a nyugatias magassági szél az akadályt képező feláramlásnak ütközik, és észak vagy déli irányban eltér, majd megkerüli a cellát. A stagnálási pontban a feláramlás és a horizontális mozgás elhanyagolható, így kellő idő áll rendelkezésre a csírák létrejöttéhez.

Ezt követően a jégzemcsírák a szupercella ciklonális áramlása következtében görbült pályán déli, majd keleti irányba mozogva, megkerülik a fő feláramlást. Mivel a jégzemcsírák átlagos mérete kicsi, így a mérsékelt feláramlásban lebegnek, vagy gyengén ereszkednek, létrehozva a szupercella déli oldalán a magasban az ún. embriófüggőnyt, amely nem más, mint a már korábban említett átnyúlás régiója a radarképeken.

Végül az embriófüggöny alján kihulló jégzemcsírák egy bizonyos hányada bekerül a beáramlásba, majd a fő feláramlásba. A fő feláramlást – a környező levegővel való kismértékű keveredés miatt – az adiabatikushoz közeli, magas folyékony víztartalom jellemzi, így az ide bekerülő kevés számú jégzemcsíra a szinte korlátlanul rendelkezésre álló felhőcseppekkel ütközve gyorsan növekszik. A folyamatosan növekvő és egyre magasabbra kerülő jégreszecske mindeközben horizontálisan északkeleti irányba is mozog. Miután kikerül a feláramlási zóna középső régiójából, ereszkedésbe kezd a feláramlási csatorna északi-északkeleti oldalán, az előoldali leáramlás déli-délnyugati peremén. Esése közben tovább ütközik vízcseppekkel, így egészen a 0 °C-os izoterma szintjéig folyamatosan növekszik. A felszínre érkeve ezek a jégzemek

– a szupercella intenzitásától függően – akár több centiméteresek is lehetnek. Emiatt a feláramlási csatorna északi-északkeleti peremén intenzív jégeső hullhat.

A fentiekben vázolt folyamat miatt erősen kétséges a jégesőelhárítás hatékonysága szupercellák esetében, ugyanis a jégzemcsírák számának növelése nem csökkenti az átlagos jégzemméretet, és nagy az esélye annak, hogy nő a felhőből kihulló jég tömege.



2.7. ábra: A szupercellákban lejátszódó jégzemkeletkezés és növekedés egyik, ma is közkeletű elmélete Browning & Foote (1976) nyomán. A vékony, fekete nyilak a zivatar beáramlását, feláramlását és leáramlását jelölik. A széles, szürke nyilak a közép- és magasszinteken uralkodó környezeti áramlást festik meg. A halvány világoskék terület jelzi az embriófüggöny helyét, a piros nyíl a nagy átmérőjű (> 2 cm) jégzemek keletkezéséhez vezető, tipikus részecske-trajektóriát mutatja, a trajektória végpontja a felszínen található. A kép forrása Lemon & Doswell (1979).

A későbbi kutatások azt látszanak igazolni, hogy a jég szemek számos, más módon is kialakulhatnak szupercellákban. Többek között Krauss & Marwitz (1984) – a mérési adatok alapján – arra a következtetésre jutott, hogy a jég szemcsírák a szupercella egy jól elkülöníthető tartományában, az ún. tápláló cellákban (angolul *feeder cells*) is kialakulhatnak, amelyek a fő feláramlástól délnyugatra tornyosuló gomolyfelhőkként jelennek meg a hátoldali leáramlás peremén (ezeket gyakran szárnyfelhőtornyoknak is nevezik – lásd ismét 2.6. ábra!). Ezek az ún. tápláló cellák Browning és Foote által vizsgált szupercella esetében hiányoztak. A szárnyfelhőtornyokban uralkodó mérsékelt feláramlás elegendő időt biztosít a jég szemcsírák kialakulásához és növekedéséhez, amelyek aztán bekerülve a fő feláramlásba gyorsan növekedhetnek.

A szárnyfelhőtornyok szerepét hangsúlyozta Miller et al. (1988) is, aki egy 10 cm-es jég szemeket is produkáló szupercellás zivatarra vonatkozóan végzett részletes trajektóriaszámításokat, amelyekhez a háromdimenziós szélmezőt Doppler-radaros mérések alapján állították elő. Amellett, hogy kimutatták, hogy a konkrét szupercella esetében a jég szemek többféle módon is keletkezhetnek, igazolták, hogy a Browning és Foote (1976) által javasolt jég képződési mechanizmus nem eredményezhetett jég eső kialakulást az általuk vizsgált felhőben. Bár embriófüggöny ebben az esetben is kialakult, de olyan nagyméretű (átmérő ~1 cm) jég szemek fordultak elő benne, hogy azokat a fő feláramlás bizonyosan nem tudta volna ismét felemelni. Ehelyett, nagy valószínűséggel az olvadás és a nedves növekedés során lesodródott vízcseppek kerültek vissza az embriófüggönyből a feláramlásba. A túlhűlt vízcseppek ott megfagyva már gyorsan centiméteres nagyságú jég szemekké hízhattak. Azt találták, hogy a legnagyobb jég szemek forrása a mezociklon központi régiójában, középszinteken (kb. 5 km) a feláramlástól délre lehetett. Itt, a főként fagyott esőcseppekből származó csírákat az örvény a feláramlás legintenzívebb zónájába szállította, ahol rövid idő alatt igen nagyméretű jég szemekké növekedtek. További, főként megfigyelésen alapuló kutatások (Nelson, 1983; Musil et al. 1986; Miller et al. 1990; stb.) megerősítették azt a vélekedést, hogy a Browning és Foote (1976) által leírt mechanizmus csak egy a sok, egyéb lehetséges jég képződési és növekedési folyamat közül.

Jelen dolgozatban a szupercellákban végbemenő jég szemképződési mechanizmusokat vizsgáltam meg numerikus modellel, ugyanakkor a részletes trajektóriavizsgálatok helyett csupán a jég szem kialakulásához és növekedéséhez vezető folyamatok mennyiségi analízisét végeztem el.

2.2 A jég szemképződés modellezése zivatarfelhőkben, a felbontás hatása az eredményekre

Mivel kutatásaim során a szupercellás zivatarban végbemenő mikrofizikai folyamatok vizsgálata numerikus szimulációkkal történt, ezért az alábbiakban áttekintem a mikrofizikai és felhőmodellek fejlődéstörténetét.

A múlt század második felében a jég szemek kialakulásának és növekedésének vizsgálata vált a felhőfizikai kutatások egyik legfontosabb területévé. A kutatások fő motivációja olyan eljárás kidolgozása volt, amely lehetővé teszi a felszínre hulló jég szemek méretének csökkentését (Sänger, 1957; Iribarne & de Pena, 1962; Browning, 1977; stb.). Elméleti számításokat végeztek a vízcseppek és a jég szemek közötti ütközések gyakoriságának meghatározására (Langmuir, 1948). Laboratóriumi körülmények között tanulmányozták a jég szemek száraz és nedves növekedését (Macklin, 1961; List, 1977; Rasmussen et al., 1984), továbbá vizsgálták a különböző növekedési mechanizmusoknak a környezeti feltételektől (pl. relatív páratartalom, hőmérséklet, vízcseppek mennyisége) való függését is. Ezek a vizsgálatok még nem, vagy csak nagyon korlátozottan tudták figyelembe venni a zivatarfelhőket jellemző, több kilométeres kiterjedésű légköri áramlások és a jég szemek kialakulását, valamint növekedését meghatározó mikrofizikai és dinamikai folyamatok közötti kölcsönhatást. Ugyanakkor a számítógépes felhőmodellek fejlődése nyomán lehetőség nyílt e folyamatok egyre alaposabb tanulmányozására is.

Az ilyen irányú modellezés terén az első lépések a múlt század 70-es éveiben történtek meg, amikor megjelentek az első olyan felhőmodellek, amelyek a csapadékképződés folyamatait összekapcsolták a légköri áramlásokkal. Ezek a modellek még egydimenziósak voltak, azaz egy bizonyos előre megadott kezdeti tulajdonságú légoszlopot tekintettek, amelyben a mennyiségek (az állapotváltozók, a feláramlás, valamint a különféle mikrofizikai mennyiségek) csupán a vertikális koordináta mentén változhattak. Az egydimenziós modelleknek két típusa terjedt el. (i) Az ún. stacionárius modellekben a prognosztikai változók csak a vertikális helykoordinátától függenek (Simpson & Wiggert, 1969; Weinstein, 1972; Zoltán & Geresdi, 1984; stb.). (ii) Amennyiben a modellben szereplő prognosztikai változók a függőleges helykoordináta mellett az időtől is függenek, egydimenziós, időfüggő modelltől beszélünk (pl. Ogura & Takashi, 1971; Wisner et al.,

1972). Nyilvánvalóan ez utóbbi a felhőben végbemenő folyamatok realiztikusabb közelítését tette lehetővé. Ugyanakkor az áramlás egydimenziós volta miatt ezek a modellek inkább a mikrofizikai kölcsönhatások alaposabb tanulmányozására és kutatására, mintsem e folyamatok és az áramlások viszonyának realiztikus megközelítésére alkalmasak. Az egydimenziós modellekben ugyanis az oldalsó bekeveredést, a környező levegővel való kölcsönhatást csak jelentős egyszerűsítések mellett lehet figyelembe venni, továbbá nincs lehetőség a feláramlás és a leáramlás térbeli elkülönülésének modellezésére.

Ezen problémák nagy részét megoldotta a kétdimenziós modellek megjelenése (Orville & Kopp, 1977; Takahashi, 1976; Farley & Orville, 1986; Geresdi, 1990; Ferrier, 1994; Geresdi, 1996, stb.), amelyek a vertikális mellett egy horizontális dimenzió beiktatásával már komplexebb leírásra váltak alkalmassá. Ezek a modellek már kivétel nélkül nem-stacionárius változatban készültek. A kétdimenziós modelleknek köszönhetően rendelkezünk számos információval a jégzemek kialakulásáról és növekedéséről (többek között Farley & Orville, 1986; Farley 1987a), de a csapadékkeltés és jégesőelhárítás területén is számos eredményt sikerült elérni ilyen szimulációkkal (Farley, 1987b). Továbbá ezekkel a modellekkel már a többcellás zivatarok megfigyelt tulajdonságait is sikerült nagy vonalakban reprodukálni (pl. Orville & Kopp, 1977), úgymint a dőlt feláramlást, a csapadék következtében kialakuló felszíni hideg légtömeg szétterjedését, vagy az üllő elnyíródását a szélnyírás következtében. A kétdimenziós modellek még mindig nem minden esetben alkalmasak a valós folyamatok modellezésére, mivel a prognosztikai változók csak egy horizontális koordinátától függenek. Emiatt például nincs lehetőség a szupercellás zivatarokra jellemző függőleges tengelyű örvényes áramlások modellezésére. További problémát jelent, hogy a síkszimmetrikus közelítés felülbecsli a szélnyírás hatását (mivel a levegő a modell terében nem képes megkerülni a felhőtornyot).

A 70-es évek közepétől megjelenő háromdimenziós numerikus modellek már természetesen alkalmasak voltak a teljes, háromdimenziós áramlási rendszer leírására (például: Wilhelmson, 1974; Klemp & Wilhelmson, 1978). Ezekben azonban még egyszerűbb, csupán folyékony halmazállapotú részecskék kialakulását és növekedését leíró mikrofizikai parametrizációkat alkalmaztak. A bonyolultabb, a jégfázist is leíró sémákkal rendelkező háromdimenziós felhőmodellek csak később, a számítógépes kapacitás bővülésével jelentek meg (Cotton et al, 1982; Johnson et al., 1993 és 1995). Ezekkel a modellekkel kezdetben még idealizált környezeti feltételeket feltételezve végeztek

számításokat, amelyek során a kezdeti feltételeket horizontálisan nem változó hőmérsékleti, nedvességi és szélprofillal adták meg, a zivatarok kialakulását pedig egy kezdeti meleg és nedves perturbáció létrehozásával indukálták. A valós légköri feltételeket és az inhomogenitásokat figyelembe vevő szimulációk elvégzésére ezek a modellek ugyanakkor még nem voltak alkalmasak.

Ilyen szempontból nagy előrelépést jelentett a mezoskálájú, nem-hidrosztatikus közelítést alkalmazó időjárási modellek megjelenése (pl. Mesoscale Modeling Fifth Generation – MM5 (Dudhia, 1993), és a Weather Research & Forecast – WRF (Skamarock et al., 2008)). Ezek az apparátusok már három dimenzióban, egyre részletesebbé váló fizikai parametrizációkkal képesek szimulálni a folyékony és a szilárd halmazállapotú hidrometeorok kialakulást és fejlődését a zivatarfelhőkben. Ugyanakkor alkalmasak a tényleges felszíni és makroszinoptikai kényszerek figyelembe vételére is, így segítségükkel a valóságot jól megközelítő szimulációkra nyílik lehetőség. A WRF modell és az elterjedtebb mikrofizikai parametrizációk ismertetésére a 3.1-es fejezetben térünk ki.

A numerikus modellezés egyik fontos kérdése, hogy a horizontális felbontás hogyan hat a numerikus szimuláció eredményeire. Számos kutatás (többek között Grabowski et al., 1998; Adlerman & Droegemeier, 2002; Petch et al., 2002) igazolta a konvektív folyamatok igen nagyfokú érzékenységét a horizontális rácsávolság megválasztására. Azt is vizsgálták, hogy milyen felbontás szükséges a zivatarok “ideális”-nak tekinthető szimulációjához, azaz a folyamatok konzisztens és valósághű leírásához. A horizontális rácsávolság csökkenésétől a szimuláció egyre realisztikusabb és konzisztensebb viselkedését várjuk. Kérdés, hogy a konvekció esetében létezik-e olyan ideális felbontás, amelyen túl a rácsávolságot csökkentve már nem tapasztalunk érdemi javulást az eredményekben. Bryan et al. (2003) azt találta, hogy egy squall line idealizált körülmények között történő korrekt szimulációja 100 m-es felbontás mellett érhető el. Craig & Dörnbach (2008) javaslata alapján egy konzisztens, mezoskálájú modellezés horizontális rácsávolságát a konvekciót létrehozó meleg buborék karakterisztikus mérete, illetve az ún. felhajtóerő magasság egyaránt befolyásolja. A felhajtóerő magassága egy olyan karakterisztikus, hosszúság jellegű mennyiség, amely a meleg légbuborék és a környezete közötti hőmérséklet különbség és a légbuborék környezetére jellemző hőmérsékleti gradiens hányadosából áll elő. Kumuluszfelhők esetében azt találták, hogy az optimális horizontális felbontás néhányszor 10 m-es, legfeljebb 100 m-es rácsávolság. Fiori et al. (2010) szintén vizsgálta a horizontális rácsávolság hatását a szupercella

morfológiájára és intenzitására egy idealizált szimuláció során, és megállapította, hogy a 200 m-es felbontáson túl már nem javultak a modellezés eredményei.

A fenti kutatások arra engednek következtetni, hogy egy 100 m-es felbontással szimulált zivatarfelhő már kellően konzisztens eredményeket szolgáltathat mind a dinamikai mind a mikrofizikai tulajdonságok szempontjából. Ugyanakkor a jelenlegi, operatív gyakorlatban a 100 m-es felbontás használata nem kivitelezhető a nagy számításigény miatt. Mindazonáltal érdemes megvizsgálni, hogy a jelenlegi informatikai fejlettség mellett reális ~km-es felbontású, mezoskálájú numerikus előrejelzések pontossága jelentősen javul-e a felbontás növelésével. Emiatt az alábbiakban ismertetett szimulációkban a szupercellás zivatarokat 100 m-es, illetve 2 km-es horizontális felbontáson is modelleztük.

Magyarországon évről-évre rendszeresen kialakulnak intenzív zivatarcellák, illetve – akár tornádóval is járó – szupercellák (Molnár 1988; Horváth 1997; Horváth & Geresdi, 2003), amelyeket numerikus modellel megfelelően sikerült szimulálni (Horváth et al., 2006; Putsay et al., 2011; Simon et al., 2011; Csirmaz et al., 2013). A numerikus szimulációk olyan szupercellás esetekre is kiterjedtek, amelyek intenzív jégesőt produkáltak (Horváth & Geresdi, 2003; Horváth et al., 2009). Ugyanakkor ezek a numerikus vizsgálatok nem tartalmazták sem a zivatarok részletes mikrofizikai elemzését, sem a horizontális felbontás hatását az eredményekre. Jelen dolgozatban ezért egy olyan numerikus szimulációt ismertetek, amely során elvégeztem a modellezett szupercellás zivatar részletekbe menő mikrofizikai analízisét, valamint megvizsgáltam a horizontális felbontás hatását a szimulált cella viselkedésére. Az eredményeket a 4.2-es fejezetben ismertetem.

2.3 Jég szem méret előre jel zési mó dszerek ismertetése, a jé geső és jég szem méret detektálása

2.3.1 Jég szem méret előre jel zési mó dszerek kronológikus áttekintése

A jé geső, illetve a felszínre érkező jég szemek méretének előre jel zésére már a 20. század első felében történtek kísérletek. A legelső próbálkozások (Humphreys, 1928; Grimminger, 1933; Bilham & Relf, 1937) egy egyszerű összefüggéssel, a jég szem méretéből a feláramlások erősségét próbálták meghatározni a következő megfontolás alapján: egy adott nagyságú jég szemet egy olyan erősségű feláramlás tud a levegőben tartani, amelynek nagysága egyenlő a jég szem határsebességével. Ha elhanyagoljuk a jég szem olvadását, akkor a felszínre hulló jég szem mérete közelítőleg megegyezik azon jég szem méretével, amit az adott feláramlás még a levegőben tud tartani.

Foster & Bates (1956) kísérlete meg először fizikai alapon meghatározni a jég szem felhőben tartásához szükséges feláramlási sebesség nagyságát. Ez volt az első alkalom, amikor a jég szem méretének kiszámításához egy – igen egyszerű – csatolt felhőmodellt alkalmaztak. A felhőmodell alapjául a részecskemó dszert szolgált, ami a feláramlás sebessége és a felhajtóerő között teremt egy egyszerű kapcsolatot. A kiszámolt feláramlási profilból meghatározható a maximális feláramlás, ebből pedig következtetni lehet annak a jég szemnek a határsebességére, amit a maximális feláramlás még a levegőben bír tartani. Ebből a határsebességéből a (2.3)-as összefüggésből egyszerűen megkapható a lehetséges maximális jég szem méret.

A fentiek alapján a maximális jég szem méret tehát meghatározható a légkör és az emelkedő légelemre ható felhajtóerő vertikális profiljának ismeretében. Utóbbi ugyanakkor arányos a feláramló levegő és a környezet közötti hőmérsékletkülönbséggel. Így elviekben az összes olyan légköri stabilitási index vagy paraméter, amelynek meghatározása erre a hőmérsékletkülönbségre épül, felhasználható a jé geső előre jel zésére és a maximális jég szem méret becslésre. A konvektív folyamatok előre jel zésére a múlt század '70-es évei óta gyakran alkalmazzák a konvektív hasznosítható potenciális energiát (angolból átvett rövidítése CAPE – *Convective Available Potential Energy* – Moncrieff & Miller, 1976), amit az alábbi összefüggéssel definiálunk (többek között Doswell, 2001):

$$\text{CAPE} = \int_{\text{LFC}}^{\text{EL}} g \left(\frac{T'_v - T_{v0}}{T_{v0}} \right) dz, \quad (2.11)$$

ahol az *LFC* a szabad konvekciós szint (*Level of Free Convection*) magassága, *EL* a kiegyenlítődési szint (*Equilibrium Level*) magassága, T_{v0} a környezet, T'_v az emelkedő légelem virtuális hőmérséklete. Látható, hogy a CAPE a légelem és a környezet közötti hőmérsékletkülönbséggel arányos mennyiség, annak a vertikális koordináta szerinti felösszegzése, ami arányos a termodinamikai diagramon a pozitív terület nagyságával. Megmutatja, hogy mennyi munkát végez a felhajtóerő a feláramló levegőn, amíg a szabad konvekciós szinttől az egyensúlyi szintig emelkedik.

A fenti gondolatmenet az alapja a Fawbush & Miller (1953) által kidolgozott, az USA-ban évtizedeken keresztül alkalmazott operatív módszernek is, ami a termodinamikai diagramon a feláramlás és a környezeti profil által meghatározott pozitív terület és a várható jég szem méret között teremtett statisztikai jellegű kapcsolatot.

Miller (1972) úgy módosította Fawbush & Miller (1953) módszerét, hogy figyelembe vette annak a szintnek a magasságát, ahol a nedves hőmérséklet (*wet bulb temperature*) nullával egyenlő. A mennyiség alkalmazását az indokolja, hogy a csapadékelemek környezetében, azok bepárolgása következtében a levegő – jó közelítéssel – a nedves hőmérsékletre hűl le. Miller (1972) ennek alapján olyan időjárási helyzetekre korrigálta Fawbush & Miller (1953) eljárását, amelyekben a 0 °C-os nedves hőmérséklet magassága meghaladta a 3200 m-t. Ugyanis ezekben az esetekben a hulló jég szem méretét már az olvadás is jelentősen befolyásolja a felszínre érkezésig.

A fentiekben megemlített módszerek az operatív gyakorlatban kevésbé bizonyultak alkalmazhatónak, mivel intenzív jégesők esetén jelentősen alulbecsülte a maximális jég szem méretet (Doswell, et al., 1982). Leftwich (1984) úgy találta, hogy Fawbush & Miller (1953) módszerének átlagos hibája meglehetősen nagy, elérheti a 2,5 cm-t is. Így ezek az egyszerűbb módszerek kevésbé bizonyultak megbízhatónak.

A rádiószondás méréseken alapuló, továbbfejlesztett statisztikai módszereket napjainkban is alkalmaznak. Számos kutatást végeztek annak kiderítésére, hogy mely – felszállásból származtatott – paraméter a legalkalmasabb a jégeső előfordulásának és a várható maximális jég szem méretnek az előrejelzésére. Rasmussen és Blanchard (1998) azt találta, hogy a nem-jégesős és a jégesős

zivataros helyzetek előrejelzésére és elkülönítésére a CAPE 3 km-es szint alatti szakasza, a szabad konvekciós szint magassága (LFC), az emelési kondenzációs szint magassága (*Lifting Condensation Level* – LCL), az energia-helicity index (EHI – Hart & Korotky, 1991) és további nyírási paraméterek alkalmasak. Groenemeijer és van Delden (2007) – mintegy 30 év hollandiai rádiószondás felszállására alapozva – kimutatta, hogy a nagy jégzemeket produkáló, valamint a nem-jégesős zivatarok közti különbségtételre a CAPE, valamint az LI index (*Lifted Index* – Galway, 1956) a legmegfelelőbb. Szintén a Lifted Index és egyéb, a hőmérsékletkülönbséggel arányos indexek alkalmazhatóságát emelte ki Manzato (2003 és 2012) a jégeső egzisztencia előrejelzésére észak-olaszországi jégesőindikátoros mérések alapján. Ugyanezen jégesőindikátoros hálózat mérései alapján a Lifted Index bizonyult a legjobbnak a felszíni jégzem méret megbecslésére is (Palencia et al., 2010).

Az ismertetett módszerek egyik hátránya az, hogy szinte teljesen mellőzik a jégzemek kialakulásáért és növekedési üteméért felelős komplex fizikai-dinamikai kölcsönhatásokat a felhőben, ehelyett statisztikai módszerekkel következtetnek a légkör néhány jellemző paraméteréből a várható maximális jégzemméretre. A másik komoly probléma, hogy a rádiószondás felszállások térben és időben is meglehetősen rossz felbontással írják le a légkör vertikális szerkezetét (több száz km-es átlagos távolsággal és naponta átlagosan kétszer végeznek méréseket), így pl. a néhányszor 10 km-es kiterjedésű és legfeljebb pár órás élettartamú zivatarok gyorsan változó környezetét nem feltétlenül reprezentálják megfelelően. Utóbbi problémára jelenthetnek megoldást a ma már kellően nagy térbeli és időbeli felbontású időjárás modellek eredményeiből származtatott ún. pseudo-profilok, amelyek a modell megbízhatóságától függően a zivatarok környezetének kellően reprezentatív leírását nyújtják. Merino et al. (2013) és Merino et al. (2014) nagyszámú valós időjárás helyzet WRF modellel végzett numerikus szimulációjára támaszkodva vizsgálta, hogy mely légköri instabilitási paraméterek, valamint szinoptikus és mezoskálájú időjárás konfigurációk lehetnek indikátorai a jégeső kialakulásának.

A légköri szondás méréseken alapuló előrejelzési módszerek hiányosságainak kiküszöbölésére az 1970-es években történtek meg az első olyan próbálkozások, amelyek a maximális jégzemméret előrejelzését egy egydimenziós felhőmodellel kívánták meghatározni. Renick & Maxwell (1977) egy olyan nomogramot fejlesztett ki, ami Chisholm (1973) egydimenziós, stacionárius modelljén alapul. Renick & Maxwell (1977) az ún. Alberta Hail Project

keretében, az 1969 és 1973 közötti jégesős napokat vizsgálva azt találta, hogy a modell alapján számolt maximális vertikális sebesség és a maximális feláramlás szintjének hőmérséklete korrelál leginkább a felszíni maximális jég szemmérettel. Az amerikai Moore & Pino (1990) és Anthes (1977) stacionárius, egydimenziós felhőmodelljét alkalmazta a vertikális sebesség becsléséhez, továbbá figyelembe vették a jég szem olvadását is a 0 °C-os szint alatti régiókban. Ez a módszer jóval pontosabb előrejelzést eredményezett a jég szemméretre vonatkozóan, mint a fentiekben tárgyalt Fawbush-Miller-féle eljárás.

Brimelow et al. (2002) Hailcast néven egy egydimenziós, kapcsolt felhőfizikai (jég szem-növekedési) modellt fejlesztett ki, ami reprezentatív légköri szondázások adatai alapján számolt várható maximális jég szemméretet. A művelet első lépésében a stacionárius, egydimenziós kumulusz modell segítségével meghatározzák a konvekció által módosított hőmérsékleti, nedvességi és vertikális sebességi profilt, ami megadja a kezdeti és peremfeltételeket a jég szemek kialakulását és növekedését leíró mikrofizikai modell számára. A mikrofizikai algoritmus kezdőlépéseként elhelyeznek egy 300 µm nagyságú vízcseppet a felhőalapnál, és a modell által meghatározott környezeti feltételek között vizsgálják a részecske növekedését és trajektóriáját. A modellben a vízcsepp megfagy, amint eléri a -8 °C-os hőmérsékleti izotermát, -20 °C-nál magasabb hőmérsékleteken pedig túlhűlt vízcseppekkel és felhőjég kristályokkal történő ütközésnek köszönhetően növekszik. A vertikális sebességi mező és a részecske határsebességének megfelelően minden időlépcsőben újraszámolják a részecske magasságát, majd ezen az új magasságon a jég szem felszíni hőmérsékletét, illetve új méretét. Az összegyűjtött túlhűlt vízcseppek tömegétől és a környezeti hőmérséklettől függően a jég szem nedves vagy száraz növekedéssel növekszik.

A feláramlás időtartamát Hailcast algoritmusában a konvekció szervezettsége határozza meg. Az élettartam meghatározására a CAPE és vertikális szélnyírás szorzatán alapuló statisztikát hívták segítségül. Például ha a kettő szorzata kisebb, mint egy, akkor a feláramlás időtartamát 20 percre veszik, ha nagyobb, mint öt, akkor 60 percre. A módszer tesztelése során az eljárást az 1983, '84 és '85-ös évek olyan felszállásaira ellenőrizték, amelyeket a kanadai Alberta területén hullott jégesők légköri feltételeire megfelelően reprezentatívnak találtak (ez összesen 160 ilyen felszállást jelentett). Az eredményeket összevetették a helyi jégjelentésekkel, amelyek többnyire önkéntes bejelentésekből származtak, és nem pontos jég méretet adtak, hanem méretkategóriákat (borsó,

szőlőszem, dió, golflabda, golflabdánál nagyobb). A modell az eredmények alapján megfelelően képes elkülöníteni a jégesős, illetve nem jégesős időjárási helyzeteket, valamint a maximális jég szemméret előrejelzést is kielégítően pontosnak találták (az előrejelzett maximális jég szemméretek 81 %-a esett egybe az észlelt jég szem kategóriával). A módszer továbbfejlesztett változata a GEM numerikus modell által számolt pszeudofelszállás alapján történő jég szemméret becslés (Brimelow & Reuter, 2006). A numerikus modell alkalmazásával lehetővé vált a jégeső térbeli és időbeli előrejelzése, mivel a pszeudotemppek bármely modell rácspontban, bármely időpontban előállíthatók. Az ily módon továbbfejlesztett módszer szintén megfelelő pontossággal képes előrejelezni a jégesős és a nem-jégesős napokat (a detektálás valószínűsége: 90 %), valamint a maximális jég szemméretet.

A Brimelow & Reuter (2006) módszere után a következő lépcsőfokot a háromdimenziós komplex, a dinamikai és a mikrofizikai folyamatok közötti kölcsönhatást is tartalmazó mezoskálájú, numerikus modellek alkalmazása jelenti. Erre adnak lehetőséget napjaink korszerű, nemhidrosztatikus dinamikát és fejlett mikrofizikai parametrizációt tartalmazó numerikus modelljei (pl. a fentiekben már említett WRF). Jelen dolgozatban egy olyan módszert mutatok be, mely a WRF modell által, a felszín közelében explicit módon számolt jég szem keverési arányból következtet a maximális jég szem méretre. A módszer részletes kifejtését a 3.2-es fejezet tartalmazza.

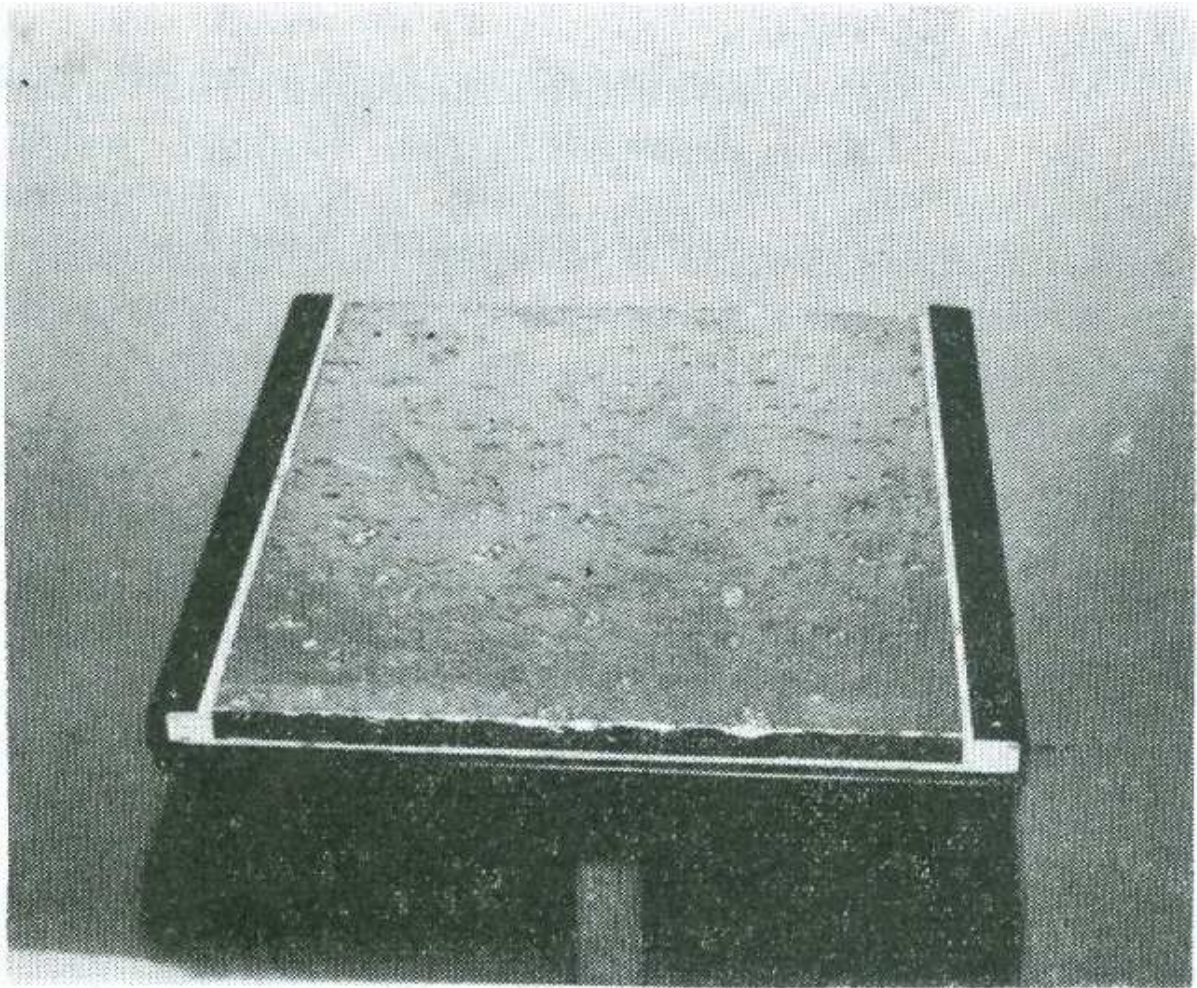
2.3.2. A jégeső és a jég szemméret detektálása és mérése

Mivel a jelen dolgozatban tárgyalt szimulációkat különféle közvetlen és közvetett jégesőészlelésekkel verifikáltuk, ezért az alábbiakban röviden áttekintjük, hogy milyen módszerek léteznek a jégeső megfigyelésére, és ezek milyen elven működnek.

A jégeső közvetlen detektálására a vizuális megfigyelésen túl, legegyszerűbb módon az ún. jégesőindikátor ad lehetőséget (az egyéb, kampányszerű mérések során, kizárólag kutatási célból alkalmazott műszerek ismertetésétől eltekintünk). A jégesőindikátor egy olyan puha anyagból

(például: hungarocell) készült lap (lásd 2.10. ábra), melynek felületén a rá hulló jég szemek nyomot hagynak. Így egyrészt rögzíthetjük a jégeső tényét, ugyanakkor a benyomódás kiterjedéséből következtethetünk a jég szem méretére is (Székely és Zoltán, 1984). A lap felülete legfeljebb néhány négyzetméter, ezért a becsapódó jég szemek méretspektruma nem feltétlenül fedi le a jégeső tényleges méret szerinti eloszlását. Tovább bonyolítja a helyzetet, hogy a jégeső térbeli és időbeli eloszlása is igen szeszélyes lehet, a jégeső által érintett terület felülnézetből gyakran sávok szerkezetet mutat (angolul *hailswath* – Schleusener, 1966), melynek szélessége néhány száz m, a hosszúsága akár több 10 km is lehet. Ráadásul a jégsávok gyakran további, kisebb skálájú és eltérő méret szerinti eloszlással jellemezhető jégsávokból épülnek fel (angolul *hailstreaks* – Changnon, 1970). Morgan & Towery (1975) kimutatta, hogy ahhoz, hogy megfelelő pontossággal detektáljuk méretspektrumot, valamint a maximális jég méretet ezekben a jégsávokban, igen sűrű indikátorhálózatot kell kiépíteni (mintegy 200 m-es átlagos távolsággal). Ugyanakkor a jégesők klimatikus vizsgálataira továbbra is ez a legalkalmasabb mérőeszköz, annak relatíve egyszerűsége és olcsósága miatt.

A világban számos helyen jelenleg is működik operatív jelleggel jégesőindikátoros hálózat: USA, Kanada, Franciaország, Spanyolország, Horvátország, Szerbia, Görögország stb. Magyarországon a múlt században a 70-es évek vége és 1990 között végeztek méréseket indikátoros hálózattal a jégesőelhárítás beavatkozási területén. Jelenleg hazánkban módszeres, szisztematikus és kellően sűrű – nem indikátoros – jégesőészlelés a NEFELA Dél-magyarországi Jégesőelhárítási Egyesülés beavatkozási területén (Somogy, Baranya és Tolna megye) történik önkéntesek által, vizuális módon, mintegy 10 km-es térbeli sűrűséggel.



2.10. ábra: Egy hazai jégesőindikátor a múlt század 80-as éveiből (Székely & Zoltán, 1984) egy jégesőt követően.

A jégdetektálás másik elterjedt, közvetett módja a radarmérés. A radar elektromágneses impulzusok (mikrohullámú tartományban) kibocsátásával méri a felhőben található hidrometeorok visszaverőképességét (reflektivitását) a Rayleigh-szórás elvét kihasználva. A visszavert hullám teljesítménye arányos a vízcseppek, vagy jég szemek átlagos méretével (annak hatodik hatványával), illetve koncentrációjával:

$$P_r = \frac{PG^2 \alpha^2 \tau_p c \pi^3}{1024 \ln(2) r^2 \lambda^2} K^2 \sum_i N_i D_i^6, \quad (2.12)$$

ahol P_r a visszavert jel teljesítménye, P a kibocsátott jel teljesítménye, G az antenna tulajdonságait jellemző mennyiség, α a kibocsátott sugárnyaláb szélessége (radiánban), τ_p a kibocsátott sugárzás impulzusának hossza, c az elektromágneses hullám terjedési sebessége, λ a kibocsátott impulzus hullámhossza, K a visszaverő részecskék komplex törésmutatója (általában a víz törésmutatóját veszik alapul, mivel a szilárd, illetve folyékony fázis aránya ismeretlen a felhőben), N_i az adott i -edik részecsketípus (pl. esőcsepp, hópehely vagy jégszem) koncentrációja, D_i az adott i -edik részecsketípus átmérője (gömb alakot feltételezve).

A két utóbbi mennyiség becslésére azonban nem a teljesítményt, hanem a (2.12)-es képletben is szereplő, a radarberendezés tulajdonságaitól és a felhő-radar távolságtól független visszaverőképességet, azaz az ekvivalens reflektivitást használjuk:

$$Z = \sum_i N_i D_i^6 . \quad (2.13)$$

Az ekvivalens reflektivitás mértékegysége $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$. Mivel a reflektivitás nagyon széles határok között változik, általánosan elterjedt a logaritmikus skála alkalmazása (a reflektivitás 10-es alapú logaritmusával szorozva 10-zel). Ebben az esetben a reflektivitás mértékegysége dBZ. A radarral történő jégdetektálás esetén a problémát az jelenti, hogy pusztán a reflektivitási értékből nem tudjuk megmondani, hogy milyen arányban felelősek a visszaverődésért az esőcseppek, illetve a jégszemek. Mivel a jégszemek akár néhány cm-es átmérőjűek is lehetnek a felhőben, míg az esőcseppek legfeljebb 5–6 mm-t érhetnek, ezért nagy valószínűséggel jégszemeket detektál a radar, ha a reflektivitás maximuma tartósan meghaladja a kb. 50–55 dBZ-es küszöbértéket (pl. Geotis, 1963). Federer & Waldvogel (1975) azt is vizsgálta, hogy annak a területnek a nagysága, ami meghaladja a fenti küszöbértéket, hogyan függ a jégeső megjelenésétől. A reflektivitási küszöb viszont erősen változhat a felhőben található folyékony víztartalomtól függően. Intenzív, csak esőcseppeket tartalmazó csapadéksávban is előfordulhat 50–55 dBZ feletti maximális reflektivitás. A küszöbértékeket módosíthatja a radarnyaláb hullámhossza is, mivel a visszavert teljesítmény a hullámhossz második hatványával fordítottan arányos (lásd (2.12)!). Így például a 10 cm-es hullámhossz (S-sáv) alkalmazása gyengébb reflektivitást eredményez, mint az 5 cm-es (C-sáv) vagy a 3 cm-es (X-sáv) hullámhossz alkalmazása (feltéve, hogy a radar minden más paramétere megegyezik).

Mint látható, pusztán csak a reflektivitás alkalmazása jelentős bizonytalanságot eredményez a jégeső detektálásában. Ezért több olyan detektálási módszer került kifejlesztésre, amely a reflektivitási értékek mellett más, a zivatarra jellemző paramétert is figyelembe vesz. Ezek a mennyiségek származhatnak magából a radarreflektivitás adatokból vagy másfajta, például légköri szondás (többek között Waldvogel et al., 1979; Rasmussen & Wilhelmson, 1983) vagy műholdas (Auer, 1994) mérésből. Széles körűen elterjedt a VIL (Vertically Integrated Liquid) mennyiség (Greene & Clark, 1972) használata, ami nem más, mint a radarreflektivitás teljes zivataros légoszlopra vett összege. Kitzmiller et al. (1995) azt találta, hogy a VIL alkalmas a jégveszélyes és nem-jégveszélyes zivatarok elkülönítésére. A kanadai Alberta térségében végzett radarmérések elemzése során Brimelow et al. (2006) azt állapította meg, hogy ha a VIL meghaladja a 25–30 kg/m²-es értéket, akkor a felszínre hulló jégeső már károkat okoz. A kisebb, károkat nem okozó jég szemek hullása esetén 10 kg/m² a kritikus érték. Amburn & Wolf (1997) az ún. VIL sűrűséget (a VIL értéke osztva a zivatar tetejének magasságával) alkalmazta a jégeső valószínűségének megbecslésére. Azt találták, hogy 3,5 g/m³-es értéket meghaladó VIL sűrűség érték esetén igen nagy a jégeső bekövetkezési valószínűsége. Billet et al. (1997) a VIL és a rádiószondás felszállásból származtatott egyéb paraméterek (a 850 hPa-os hőmérséklet, a 0 °C-os hőmérsékletű izoterma magassága és az alsó 2 km-es rétegben tapasztalt átlagos zivataros beáramlás) kombinációjából egy regressziós összefüggést írt fel a maximális jég szem méretre vonatkozóan. Ezen összefüggés alkalmazásával a 1,9 cm feletti maximális jég szem méret előrejelzésén sikerült javítani. Ugyanakkor Edwards & Thompson (1998) arra hívja fel a figyelmet, hogy a VIL-en alapuló, általában egy bizonyos regionális térség időjárási helyzeteire tesztelt eljárások eredményeit csak jelentős hibával lehet adaptálni nagyobb térségekre, illetve más földrajzi helyekre.

A hagyományos radaroknál pontosabban lehet jégesőt detektálni az ún. polarizációs radarok segítségével. A mai, legkorszerűbb távérzékelésen alapuló jégdetektálási módszerek a polarizációs méréseken alapszanak. Az eljárás lényege, hogy a kibocsátott, polarizált sugárzást a hidrometeorok az alakjuk, méretük, térbeli orientációjuk és halmazállapotuk szerint különbözőféleképpen verik vissza. A visszavert sugárzás teljesítményéből így következtetni lehet a fenti tulajdonságokra. A radar által kibocsátott sugárzás lehet: cirkulárisan, illetve lineárisan polarizált. Az alábbiakban a lineárisan polarizált mérésekkel történő jégeső-detektálás módszerét ismertetjük. Ebben az esetben a radar két, egymásra merőleges síkban polarizált hullámot bocsát ki, amelyekből az egyik a

vízszintes síkban, a másik a függőleges síkban terjed. A két síkban visszavert jel erősségéből számos olyan mennyiség számolható ki, amelyek segítségével a felhőben található részecskék típusa jó közelítéssel megállapítható. A legfontosabb ilyen paraméterek a különbségi reflektivitás:

$$Z_{DR} = 10 \log \left(\frac{Z_{HH}}{Z_{VV}} \right), \quad (2.14)$$

a polarizációs hányados:

$$LDR = 10 \log \left(\frac{Z_{HV}}{Z_{HH}} \right), \quad (2.15)$$

valamint a kereszt-korrelációs együttható:

$$\rho_{HV} = \frac{\text{cov}(Z_{HH}, Z_{VV})}{\sqrt{Z_{VV}^2 Z_{HH}^2}}, \quad (2.16)$$

ahol Z_{HH} és Z_{VV} a vízszintes, illetve a függőleges síkban polarizált hullám ekvivalens reflektivitási értékei, Z_{HV} pedig annak a mértéke, hogy kibocsátott, horizontálisan polarizált hullám a visszaverődéskor milyen mértékben fordul el, és lesz függőlegesen polarizált (azaz az ekvivalens reflektivitás értéke mekkora lesz a függőleges síkban).

A hulló jég szemek, mivel mozgásuk közben szabálytalanul pörögnek, egyforma mértékben verik vissza a függőlegesen és a vízszintesen polarizált hullámokat, így a döntően jég szemeket tartalmazó térrészben a Z_{DR} értéke 0 körüli. Höller et al. (1994) egy hibrid multicellás-szupercellás zivataron végzett radaros vizsgálatai alapján a jég szemeket tartalmazó felhőrészben a különbségi reflektivitás értéke -1 és 1 között változik. Ugyanezen vizsgálatok szerint a visszaverő részecskék szabálytalan alakjától és rendszertelen mozgásától függő LDR értéke a jég szemek esetében jellemzően -25 és -15 között változhat.

A duál-polarizációs mennyiségekből nemcsak a jég szemek jelenlétére következtethetünk, hanem azok méretére is. Balakrishnan & Zrnić (1990) a Z_{DR} mellett a hidrometeorok alakjától

szintén nagymértékben függő ρ_{HV} kereszt-korrelációs együtthatóról mutatták ki, hogy alkalmas lehet a jég szem méretének megbecslésére. Vizsgálataik alapján a nagyobb méretű (> 4 cm) jég szemekhez negatív Z_{DR} értékek társultak a felhőben, míg a jég szem méret növekedésével a kereszt-korrelációs együttható csökkenését figyelték meg (jellemzően $\rho_{HV}=0,95$ alatt voltak jelen igen nagyméretű jég szemek a felhőben). A $\rho_{HV}=0,95$ küszöböt a közelmúlt kutatásai is megerősítették (Rowe et al, 2007; Picca & Ryzhkov, 2012), ezek alapján úgy tűnik, hogy a kereszt-korrelációs együttható különösen alkalmas lehet a nagyméretű (jég átmérő > 4 cm) jég szemek detektálására. Aydin et al. (1986) ugyanakkor egy, a (2.14)-től eltérő módon definiált különbségi reflektivitást vezetett be *HDR* jelöléssel, jégjel néven. Ez a mennyiség nem más, mint a horizontális síkban mért reflektivitási érték, valamint a Z_{DR} egy egyszerű függvényének a különbsége. *HDR* növekedésével nő a jég valószínűsége és a jég szem méret nagysága is a felhőben. Depue et al. (2007) a *HDR*-t alkalmasnak találta az 1,9 cm-t meghaladó jég szem méret detektálására (a küszöbérték ebben az esetben 21 dB). Szegedi (2012) hazai, C-sávú radarmérésekre alapozva egy jég kárt okozó (jég átmérő > 4 cm) szupercellában 20 dB feletti *HDR* értékeket állapított meg, továbbá kihangsúlyozta azt is, hogy a jég jel számításánál nagy szerepe van a gyengülés figyelembevételének. Ha ugyanis a radar jel nagy mennyiségű eső cseppent halad keresztül, akkor a visszaérkezett jel a horizontális síkban gyengébb lesz a vertikális sík jeléhez képest az eső cseppek vízszintes lapultsága miatt. Ez pedig a Z_{DR} , valamint ezen keresztül a *HDR* értékek torzulásához vezet (irreálisan magas értékekkel).

Számos, a jég eső detektálására kifejlesztett, komplex algoritmus épül a fenti polarizációs mennyiségekre (pl. Heinselman & Ryzhkov, 2006; Depue et al., 2007; Tabary et al, 2010), amelyek többek között figyelembe veszik a felhőben mért jég szemek olvadását is a felszínre érkezésig. Ehhez a polarizációs mennyiségek mellett az oladási szint magasságának ismeretére is szükség van. Mindazonáltal ezeknek az algoritmusok szisztematikus validációját (felszíni jég észlelésekkel történő összevetése) csak Depue et al. (2007) végezte el, így operatív alkalmazhatóságuk még nyitott kérdés. Az algoritmusok egyik továbbfejlesztését jelenti a jég szemek méret szerinti eloszlásának figyelembevétele, ugyanis az eloszlás alakja jelentősen befolyásolhatja a mért polarizációs mennyiségeket. Hogy hogyan függnek a polarizációs mennyiségek a csapadékelemek méret szerinti eloszlásától, azt többek között Ryzhkov et al. (2011), illetve Kumjian et al. (2010) is vizsgálta. Kísérleteik során a reláció megállapítására numerikus modellel szimulált zivatarfelhőkben

egy-, illetve kétdimenziós, részletes mikrofizikai sémával származtatott hidrometeorológiai számításokból számolták ki a polarizációs mennyiségeket.

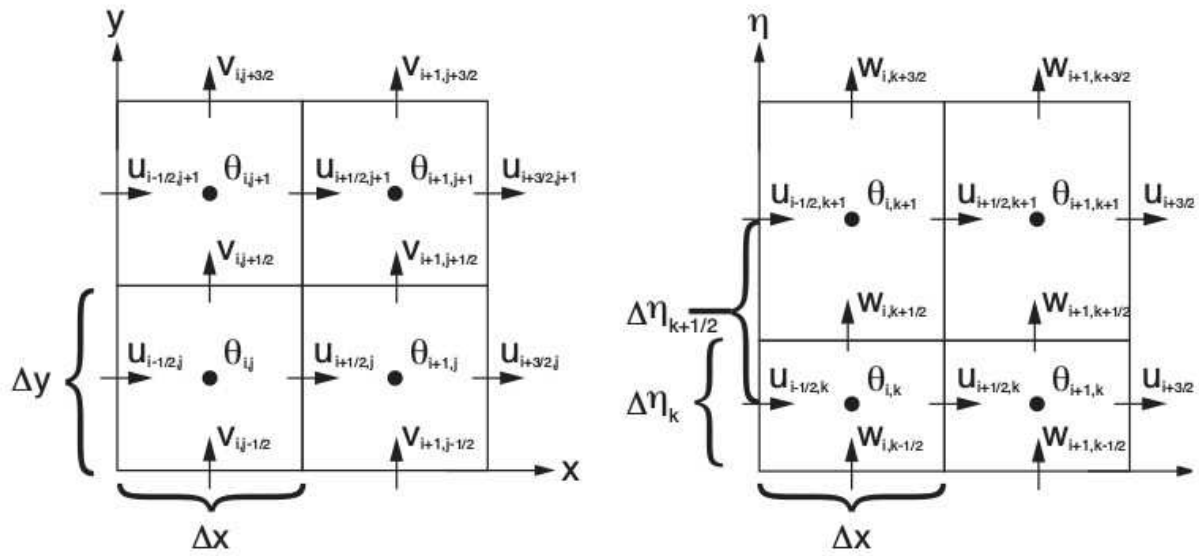
A fent ismertetett távérzékelési jégdetektálási módszereknek nemcsak az észlelésben, hanem az ultrarövidtávú előrejelzésben is egyre nagyobb szerepe lesz a közeljövőben, mivel ezekkel a jégesős zivatarok azonosíthatóvá és követhetővé válnak.

3. Az alkalmazott módszertan ismertetése

3.1 A WRF modell és a mikrofizikai parametrizációk ismertetése

3.1.1 A WRF modell ismertetése

A Weather Research and Forecast (WRF) szabadon hozzáférhető, mezoskálájú modellt több USA-beli meteorológiai intézet és egyetem (NCAR, NOAA stb.) együttműködése keretében fejlesztették ki a 2000-es évek közepén, a megjelenése óta folyamatosan kerülnek kibocsátásra a modell újabb verziói (Skamarock et al., 2008). A modell, ahogy a neve is jelzi, operatív előrejelzői és kutatási feladatok kiszolgálására egyaránt alkalmas. Leginkább a mezoskálájú folyamatok szimulálására tervezték, de felhasználható szinoptikus, illetve mikroskálán zajló folyamatok modellezésére is. A mezoskálájú folyamatok méretükből adódóan nem-hidrosztatikusak, így a WRF mozgásegyenleteire is ugyanez a megközelítés jellemző (emellett létezik hidrosztatikus verzió is), az egyenleteket pedig a hidrosztatikus és perturbációs komponensekre bontott változók perturbációs tagjaira írják fel. További sajátosság, hogy az euleri formában felírt egyenletek teljesen összenyomható verzióját oldják meg, így a modellegyenletek megoldásai tartalmazzák a hanghullámokat is. A megoldás szabályos, térképvetületi rácson történik időbeli és térbeli véges különbséges módszerekkel. A horizontális diszkretizálás ún. Arakawa–C (Arakawa & Lamb, 1977) rácson történik, ami azt jelenti, hogy a különböző skalár változók (pl. hőmérséklet, vízgőztartalom stb.) és sebesség komponensek értékét egymáshoz képest fél rácstávolsággal (lásd 3.1. ábra!) eltolva határozzák meg. Az eltolt rácsháló alkalmazására a mesterséges nyomásoszcilláció kiszűrése miatt van szükség.



3.1. ábra: A WRF modell horizontális (bal oldalt) és vertikális (jobb oldalt) rácса Skamarock et al. (2008) nyomán. Δx és Δy a horizontális ráctávolságot jelenti, $\Delta \eta$ a vertikális ráctávolságot. Az u , v , w a sebesség három komponensét jelöli, a θ egy tetszőleges skalármennyiséget, a változók alatti indexek a rácpontok sorszámát adják meg.

A vertikális koordináta-rendszer felszínkövető, ún. éta-rendszer, amely szintén lépcsősen eltolt módon diszkrétizált. Ennek lényege, hogy léteznek teljes, illetve fél éta-szintek, előbbieken a vertikális sebességet, utóbbin a skalármennyiségeket és a horizontális sebességkomponenseket számolják ki (lásd 3.1. ábra!).

A vertikális koordináta definíciós egyenlete:

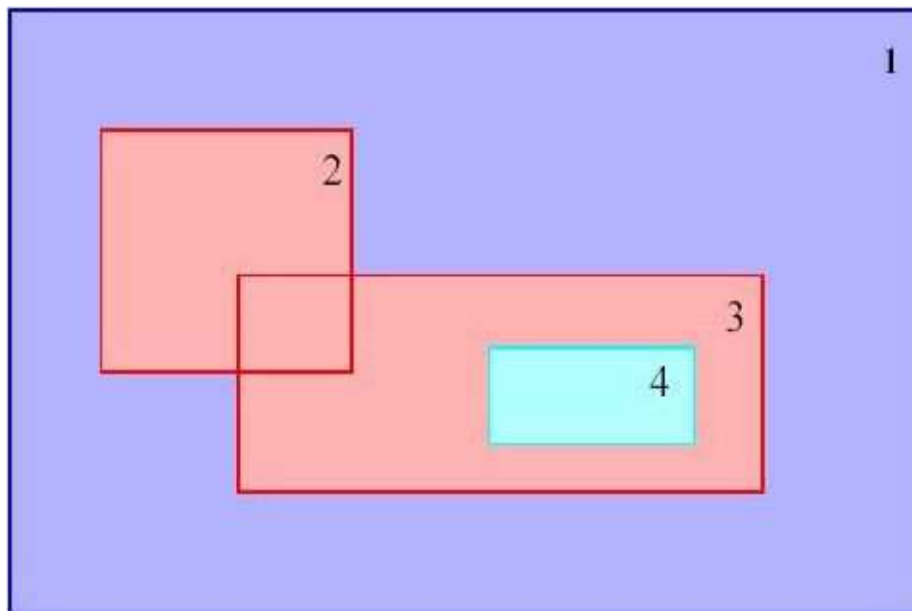
$$\eta = \frac{p_h - p_{ht}}{p_{hs} - p_{ht}}, \quad (3.1)$$

ahol p_h a nyomás hidrosztatikus komponense, p_{hs} és p_{ht} a nyomás hidrosztatikus komponense a felszínen és a modell-légkör tetején.

Az időbeli diszkrétizálás másod- illetve harmadrendű Runge-Kutta (Wicker & Skamarock, 2002) séma szerint történik (a lineáris egyenletek megoldása harmadrendben, a nem-lineáris egyenletek megoldása pedig másodrendben pontosan történik). Mivel a modell

egyenletrendszerének megoldása tartalmazza a hanghullámokat, ezért a CFL-kritérium értelmében az integrálási időlépcső maximális nagyságát a hangsebesség határozza meg. Ez a nagy sebesség csak nagyon rövid időlépcsőket enged meg, ami lerontja a számítások hatékonyságát. Ennek kiküszöbölésére az integrálás során az egyenletrendszer hanghullámokat leíró tagjaira alkalmazzák csak a szükséges rövid időlépcsőket, az egyéb tagokra az integrálás nagyobb időlépcsőkkel történik. Ez az ún. *time split* módszer.

A modell egyik fontos vonása, hogy lehetőség van egymásba skatulyázott rácshálók elvégzési a szimulációt (lásd 3.2. ábra!). Egemásba ágyazott rácshálók alkalmazása esetén a fő rácshálón és minden egyes beágyazott rácshálón is elvégezzük a számításokat.



3.2. ábra: Egemásba skatulyázott rácshálók sematikus képe. Az 1-es jelű terület a fő rácsháló, a 2-es, 3-as, illetve 4-es számmal jelölt téglalapok sematizálják a rácshálókat.

A beágyazott modellezési területeken egymástól és a fő rácshálótól is eltérő felbontást és fizikai parametrizációkat választhatunk a feladattól függően. Ennek köszönhetően egyes, részletesebben elemezendő jelenségeket (pl. zivatarcella, vagy tavi cirkuláció) finomabb térbeli felbontással vizsgálhatunk. Kutatásaink során az összes modellfuttatást az ún. egyirányú egymásba

ágyazással valósítottuk meg. Az egyirányúság azt jelenti, hogy a belső rácsháló a külső rácshálótól kapja a kezdeti és oldalsó peremfeltételeit, viszont a belső rácshálóm lezajló folyamatok nem hatnak vissza a külső terület eredményeire. A rácshálók összehangolását ún. relaxációs zónákkal oldják meg, ami azt jelenti, hogy a belső modellezési terület peremén néhány rácspontnyi kiterjedésű sávban a modellszámításokat – fizikailag konzisztensen – a külső rácshálón végbemenő folyamatokhoz simítják.

A modell egyik fő erőssége a számos opció a fizikai parametrizációk terén. A következő fizikai folyamatok parametrizációjára nyílik lehetőség a WRF-ben: mikrofizika, konvekció, határréteg folyamatok, sugárzás, talaj és felszínmodell. A konvekció parametrizációjával kapcsolatban meg kell jegyezni, hogy megfelelően nagy horizontális felbontás esetén (néhány km) a modell képes a konvektív folyamatokat direktben kezelni, ami sokkal pontosabb eredményt ad, mint a parametrizációs eljárás. A dolgozat szempontjából fontos mikrofizikai parametrizációkat a következő alfejezetben ismertetem részletesen.

3.1.2 A mikrofizikai parametrizációk ismertetése

(i) Momentumos parametrizációk

Az időjárási modellekben, amelyek egy adott, viszonylag nagy térrészt szimulálnak, nincs lehetőség minden egyes felhő- illetve csapadékrészecske viselkedését külön vizsgálni a részecskepopuláció kiugróan nagy számossága miatt (10^9 – 10^{10} $1/m^3$ nagyságrend). Ehelyett az adott részecskék sokaságát jellemző integrális paraméter, pl. a keverési arány és a koncentráció meghatározásával írják le az adott térrészben végbemenő mikrofizikai folyamatokat. Ehhez a részecsketípusok megmaradási egyenleteit integrális formában kell felírni és megoldani. Ezt az eljárást nevezik a mikrofizikai modellezésben angolul *bulk* parametrizációnak, amelynek pontos magyar megfelelője nincs, általában az egy- vagy kétmomentumos séma elnevezést használjuk. A

bulk sémákban általában az alábbi hidrometeor típusokat különböztetik meg: felhőcseppek és felhőkristályok (ezeket a részecskéket felhőelemek nevezzük, méretük jellemzően kicsiny, ~100 μm-nél kisebbek, határsebességüket elhanyagoljuk), továbbá esőcseppeket, hópolyheket, hódara- és jég szemeket (ezek a csapadékelemek, melyek mérete jóval nagyobb, így határsebességük nem elhanyagolható).

A különféle részecsketípusokra vonatkozó integrális egyenletek felírásához ismerni kell az adott részecsketípus méret szerinti eloszlását. Ezt általában gamma-eloszlással közelítik:

$$N(D) = N_0 D^{(\gamma-1)} e^{-\lambda D} \quad , \quad (3.2)$$

ahol D a részecske átmérője (gömb alakot feltételezve), γ , λ és N_0 az eloszlás paraméterei. Megjegyezzük, hogy $\gamma = 1$ esetén (3.2) az exponenciális eloszlás alakját veszi fel. A fenti összefüggés tulajdonképpen egy sűrűségfüggvény, amely alapján egy elengedően kicsiny $[D, D+dD]$ méretintervallumba eső részecskék koncentrációja $N(D) \cdot dD$ -vel egyenlő. Egy véges, $[D_1, D_2]$ méretintervallumba eső részecskék számát a fenti függvény határozott integrálja adja meg:

$$N[D_1, D_2] = \int_{D_1}^{D_2} N_0 D^{(\gamma-1)} e^{-\lambda D} dD \quad . \quad (3.3)$$

A határozott integrál kiszámításához szükség van az eloszlás paramétereinek (N_0 , λ és γ) ismeretére. A parametrizáció momentumainak számát az határozza meg, hogy a fenti három, elviekben egymástól független paraméterből hányat tekintünk az adott feladat során ténylegesen független változónak. Az *egymomentumos parametrizáció* esetén az N_0 és γ paraméternek rögzített értéket adunk, és csak a λ változását engedjük meg, azaz az eloszlásnak csak egy szabadsági foka lesz (innen az egymomentumos elnevezés). Ekkor λ értékét pl. az adott részecskére vonatkozó keverési arány felírásából számolhatjuk ki (továbbra is gömb alakot feltételezve):

$$q = \frac{I}{\rho_a} \int_{D_{min}}^{D_{max}} D^3 \frac{\pi}{6} \rho N_0 D^{(\gamma-1)} e^{-\lambda D} dD, \quad (3.4)$$

ahol D_{min} , illetve D_{max} az előforduló minimális és maximális részecskeméret, ρ_a a levegő sűrűsége, ρ pedig a hidrometeor részecske sűrűsége. Mivel az integrandusban szereplő függvénynek létezik primitív függvénye (tetszőleges γ esetén), ezért a fenti integrál megoldható analitikusan, ha $D_{max}=\infty$. Ezért az integrálási határokat általában 0-nak, illetve ∞ -nek választjuk (ezzel tulajdonképpen bármekkora részecskeméretet megengedünk, de az eloszlás alakjából következően ezzel nagy hibát nem vétünk, mivel bizonyos méret felett az adott részecske koncentrációja már teljesen elhanyagolható). Ugyanígy a λ -t meghatározhatjuk a koncentráció definíciója alapján is:

$$n = \int_0^{\infty} N_0 D^{(\gamma-1)} e^{-\lambda D} dD, \quad (3.5)$$

ahol az n koncentráció azt jelenti, hogy 1 m³ levegőben hány darab hidrometeor részecske található (mértékegysége 1/m³).

Mindebből viszont az következik, hogy egymomentumos parametrizáció esetén a keverési arány és a koncentráció egymástól függő mennyiségek lesznek, emiatt a megmaradási egyenleteket elégséges az adott részecske keverési arányára felírni.

Kétmomentumos parametrizáció esetén az N_0 is változó paraméter, ekkor (3.4) mellett (3.5) is szükséges az N_0 és λ paraméterek kiszámításához (ekkor az eloszlásnak két szabadsági foka van). Ebben az esetben a megmaradási egyenleteket a keverési arány mellett a koncentrációra is fel kell írni, ami megduplázza az elvégzendő műveletek számát. Léteznek hárommomentumos parametrizációk is (pl. Milbrandt & Yau, 2005; Milbrandt & Yau, 2006), ezekben a γ paraméter is független változó, ennek meghatározására egy további integrális mennyiségre van szükség, ez lehet például a szimulált radarreflektivitás. Természetesen minél magasabb momentumú egy parametrizáció, annál pontosabb és rugalmasabb közelítést adja az adott részecskepopuláció tényleges méreteloszlásának. Ugyanakkor a momentumok növelésével együtt növekszik a számításigény is, így operatív gyakorlatban manapság az egy- és kétmomentumos parametrizációk használata terjedt el.

A momentumos parametrizációk egyik nagy hátránya, hogy csak erős közelítésekkel tudják leírni az ún. autokonverziós folyamatot, amikor az azonos típusú részecskék közötti ütközések hatására egy új részecsketípus keletkezik. A folyamatot leíró integrálok ugyanis csak nagyon speciális esetben számolhatóak ki analitikusan. Az autokonverzióra példa a felhőcseppek ütközése következtében az esőcseppek kialakulása, a jégkristályok összekapcsolódása hópehellyé vagy a hópelyhek átalakulása hódaraszemmé. A ma már kevésbé alkalmazott autokonverziós közelítés az, amikor a csapadékelem képződési sebességét a felhőelem keverési arány egyszerű lineáris függvényeként írják le (Kessler, 1969). Az autokonverzió kezelésére léteznek komplexebb eljárások is (pl. Berry & Reinhardt, 1974), de úgy tűnik, hogy a problémát momentumos parametrizációkkal nem lehet kiküszöbölni. A megoldást az ún. részletes mikrofizikai parametrizációk jelentik (lásd iii. alfejezet!).

(ii) A Thompson-séma ismertetése

A Thompson-féle mikrofizikai séma (Thompson et al., 2004) egy egymomentumos mikrofizikai parametrizációs eljárás. Öt hidrometeor típust tartalmaz: felhőcseppek, esőcseppek, jégkristályok (felhőjég), hópelyhek valamint hódaraszemek. Fontos körülmény, hogy bár a séma explicite nem tartalmazza a jég szemek keletkezését és növekedését, a hódaraszemek egy bizonyos méretküszöb felett (a hasonló növekedési folyamatok miatt) jég szemeknek tekinthetők. A jég szemek és hódaraszemek méret szerinti eloszlását a következő gamma eloszlással írjuk le:

$$N(D) = N_0 D e^{-\lambda D} . (3.6)$$

A λ paramétert a q keverési arány ismeretében határozható meg az alábbi egyenletből:

$$q = \frac{1}{\rho_a} \int_0^{\infty} N_0 \frac{D^3 \pi}{6} \rho_g D e^{-\lambda D} dD . (3.7)$$

ahol a ρ_g a hódara-/jégszem átlagos sűrűsége (400 kg/m^3), ρ_a a levegő sűrűsége. Az integrálás szemléletes jelentése az, hogy tulajdonképpen az eloszlással súlyozva felösszegezzük az összes hódara-/jégszem részecske tömegét az egységnyi tömegű levegőben. A fenti, határozott integrált kiszámítva kapjuk, hogy:

$$\lambda = \left[\frac{4N_0\pi\rho_g}{q\rho_a} \right]^{0,2}. \quad (3.8)$$

Bár a Thompson-séma egymomentumos, az N_0 nem állandó, hanem szintén a keverési arány függvénye (Brown & Swann, 1997):

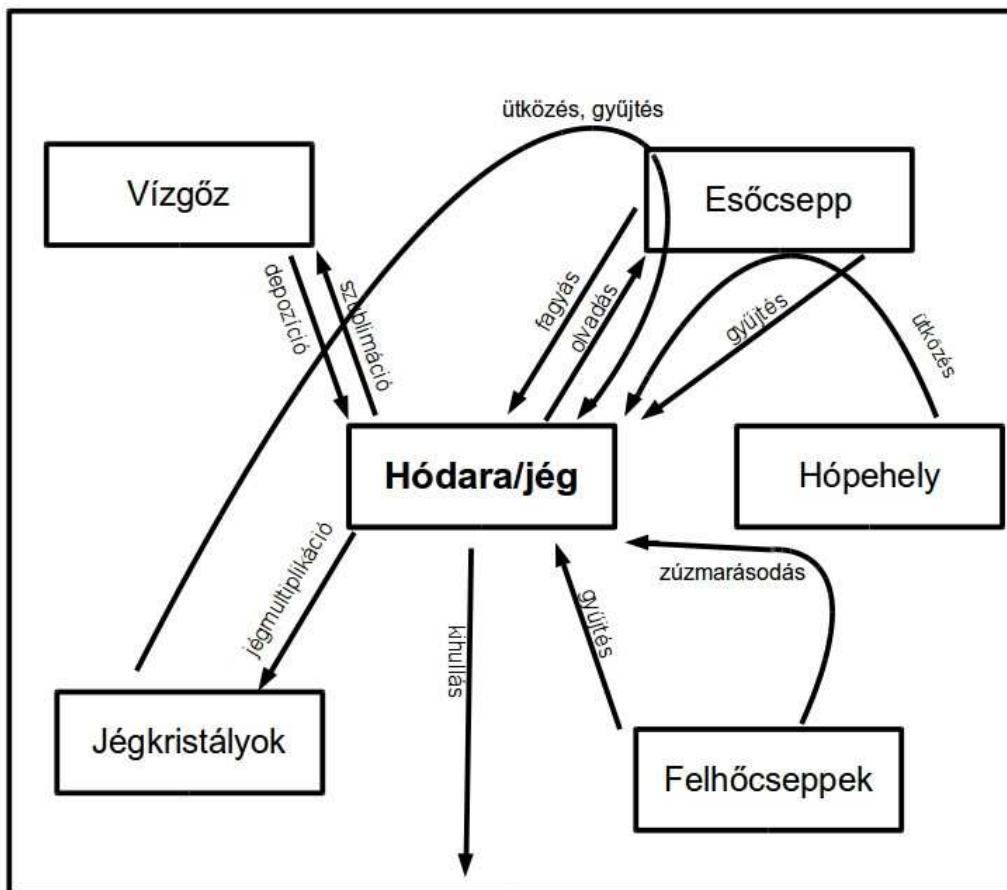
$$N_0 = 2,38 \left[\frac{\pi\rho_g}{q\rho_a} \right]^{0,92}. \quad (3.9)$$

A jég- és hódararészecskék koncentrációja nem független mennyiség, hanem λ -n keresztül a keverési arány határozza meg:

$$n = \int_0^{\infty} N_0 D e^{-\lambda D} dD = \frac{N_0}{\lambda^2}. \quad (3.10)$$

A Thompson-sémában a hódara-/jégszem a következő módon keletkezhet: túlhűlt esőcseppek heterogén fagyása, túlhűlt esőcseppek fagyása jégkristályokkal történő ütközés következtében, hópelyhek autokonverziója zúzmarásodás hatására, esőcseppek ütközése hópelyhekkkel, valamint a hódara/jégszemek másodlagos képződése korábbi hódara-/jégszemről letöredezett jégkristályokból (jégmultiplikáció – Hallett & Mossop, 1974). A kialakult hódara-/jégszemek a következő folyamatokkal növekedhetnek: ütközés túlhűlt felhő- és esőcseppekkel, valamint a vízgőz depozíciója a hódara/jégszem felületére. A séma nem tartalmazza a nedves növekedés leírását. A $0 \text{ }^\circ\text{C}$ -nál magasabb hőmérsékleten begyűjtött vízcseppek teljes egészében lesodródnak a hódara/jégszem felületéről. A hódara/jégszem keverési arányának csökkenését eredményező

folyamatok a következők: a vízgőz szublimációja a részecske felületéről valamint a hódara-/jégszem olvadása. Az átalakulási és növekedési folyamatokat leíró egyenletek Reisner et al. (1998) eredményein alapulnak. A hódara-/jégszem keletkezési és növekedési folyamatainak sematizált összefoglalása a 3.3. ábrán látható.



3.3. ábra: A hódara/jégszem keletkezése és növekedése a Thompson-sémában. A görbe nyilak azokat a folyamatokat jelölik, amelyek során két különböző részecsketípusból keletkezik hódara/jégszem.

(iii) Részletes mikrofizikai sémák

A felhőfizikai parametrizációk egy másik csoportját jelentik a részletes mikrofizikai sémák. E megközelítés során nem élünk feltételezéssel a részecskék méreteloszlását illetően, hanem a részecskéket méretük alapján intervallumokba soroljuk, és a különféle megmaradási, átalakulási egyenleteket ezekre a méretintervallumokra írjuk fel. Emiatt a momentumos sémáknál megismert hidrometeor kategóriák sem léteznek, ehelyett az alaktól és sűrűségtől függő részecsketípusokat szokás elkülöníteni. Attól függően, hogy hány intervallumra bontjuk a részecskepopulációt, a megoldandó egyenletek száma is aszerint sokszorozódik meg, így ez a felírás – bár lényegesen realiztikusabb, mint a momentumos parametrizáció – jóval számításigényesebb. Emiatt a részletes mikrofizikai parametrizációkat főként kutatási céllal alkalmazzák, időjárási modellekben ma még kevésbé elterjedt. A WRF modellbe az elmúlt években integrálták az első részletes mikrofizikai parametrizációt (Khain et al., 2010).

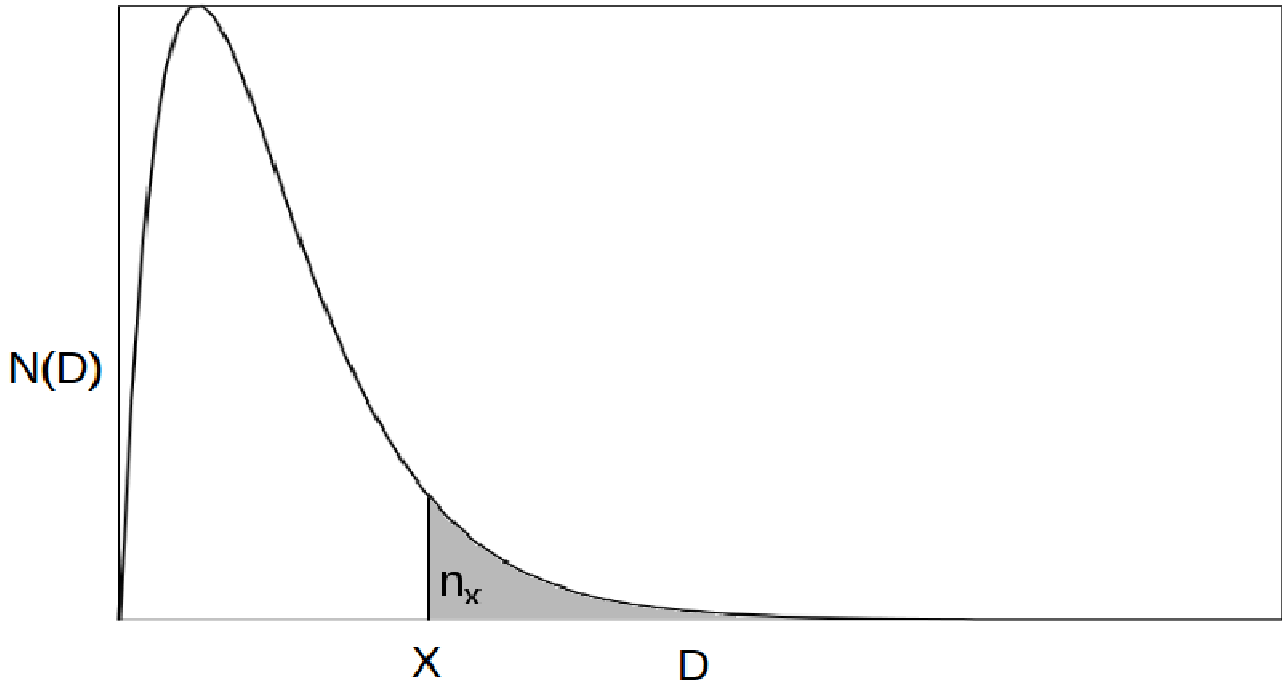
3.2. A maximális jégzemméret előrejelzési módszer bemutatása

Az alábbiakban röviden ismertetem az általam kifejlesztett módszer lényegét.

A maximális jégzemméretet a Thompson-séma által kiszámolt hódara/jég szem keverési arány mezőből határoztam meg. Mivel a Thompson-séma minden időlépcsőben megadja a rácshálón a hódara/jég szem keverési arányt, a (3.8) és (3.9) alapján minden időpillanatban meg lehet adni a méret szerinti eloszlás paramétereit. Az eloszlás ismeretében ki lehet számítani, hogy tetszőleges méretintervallumban mekkora a hódara/jég részecske koncentrációja.

A maximális jégzemméretet a legalsó modellszinten (a felszín felett néhány száz méteres magasságban) határoztam meg. A hódara/jég szem populációt egy folytonos, a végtelenben

aszimptikusan a 0-hoz tartó eloszlás írja le (lásd 3.6-ös képlet!), így elviekben bármekkora jég szeméret előfordulhat, a nagyobb méretek felé gyorsan csökkenő koncentrációval (lásd 3.4. ábra).



3.4. ábra: A hó dara/jég szemek eloszlásfüggvényének sematikus ábrázolása a Thompson-séma alapján. A horizontális tengely a méretet (D átmérő) jelenti, az $N(D) \cdot dD$ mennyiség a részecskék koncentrációja a $[D, D+dD]$ méretintervallumban. X egy megadott küszöbméret, n_x az X méretnél nagyobb részecskék koncentrációja.

A fentiek miatt egy adott méret felett már elhanyagolhatjuk a hó dara/jég szemek koncentrációját. Az a küszöb méret, ami felett már nem számottevő a jég szemek koncentrációja, a maximális jég szemméretnek tekinthető. Adott X méretküszöböt meghaladó hó dara/jég szemek n_x koncentrációját az alábbi összefüggés adja meg:

$$n_x = \int_X^{\infty} N_0 D e^{-\lambda D} dD = N_0 \frac{e^{-\lambda X}}{\lambda^2} (\lambda X + 1). \quad (3.11)$$

A maximális jég szemméret meghatározása azon alapul, hogy n_X ismeretében a fenti egyenletről meg kell határozni az X méretet. Az X mennyiség értékét Newton-Raphson iterációs eljárással számoltam ki. Így lényegében a λ és N_0 paraméterek megadásával (ezek a hó dara-/jég szem keverési arányból egyértelműen meghatározhatók – lásd a 3.8-as és 3.9-es formula!), továbbá egy előre megadott n_X érték esetén a maximális jég szemméret a (3.11) alapján a modell bármely rácspontjában előállítható.

A kérdés az, hogy mekkora koncentrációt tekinthetünk a hó dara-/jég szempopuláció szempontjából már elhanyagolhatónak. Milbrandt & Yau (2006) 10^{-4} 1/m^3 küszöböt alkalmazott az n_X -re a maximális jég méret számolásakor, ami azt jelenti, hogy pontosan egy jég szem található egy 1 m magas és 100 m x 100 m-es alapterületű térfogatban. Az ennél kisebb koncentrációban előforduló jég szemek már nehezen detektálhatók. Ezért számításaim során én is ezt a küszöbértéket választottam.

3.3. Az eredmények kiértékelésének menete

A maximális jég szemméret előrejelzésére kifejlesztett módszert (lásd a 3.11-es képletet!) kettő, a valóságban is lezajlott időjárás folyamat modellezésével teszteltem. A szimuláció eredményét összevetve a légköri mérések és a megfigyelések által reprezentált valósággal, képet kapunk az eljárás pontosságáról. Természetesen ahhoz, hogy a maximális jég szemméret előrejelzés megegyezzen a ténylegesen megfigyelt értékkel, nemcsak az szükséges, hogy a módszerem kielégítő pontosságú és megalapozott legyen, hanem az is, hogy a mezoskálájú modell helyesen írja le a zivatarfelhő kialakulását és fejlődését. Emiatt az eljárás tesztelésére olyan időjárás helyzeteket választottam, amelyet a WRF modell megfelelően szimulált. A módszer tesztelése a következő módon történt:

1. Olyan időjárási eseteket kerestem, amelyek során megbízható információ állt rendelkezésre a felszínre hulló jégszemek méretére vonatkozóan. Pontos felszíni jégszemméret mérések a 90-es évek eleje óta nem készülnek Magyarországon. Így a közelmúltban előfordult jégesők esetén csak közvetett információkkal rendelkezünk, amelyek a következők:

- A 2000-es évektől gyorsan terjedő online és önkéntesen szerveződő észlelői hálózat képviselői az interneten számos fotóval dokumentált, eseti jellegű jégészlelést végeznek, amelyeket – bár korlátozott mértékben – felhasználtam a maximális jégszemméret előrejelzés verifikálására. A NEFELA hálózat kezelői – mintegy 10 km-es térbeli felbontással – végeznek jégészlelést, amely során a jégszemeket méretkategóriákba (búza, borsó, mogyoró, cseresznye, dió stb.) sorolják be, ezeket szintén figyelembe vettem a tesztelés során.
- Az időjárási radarok mérései bár közvetlenül nem alkalmasak a felhőben előforduló – és legfőképpen a felszínre érkező – jégszemek méretének megbecslésére, az egyéb, a visszavert jel intenzitásával arányos mennyiségek, többek között a radarreflektivitás, illetve egyes polarizációs mennyiségek közvetetten utalhatnak jégesős zivatar létezésére (lásd még 2.3.2-es fejezet!). A kiválasztott esetekben ezeket a paramétereket is megvizsgáltam a hazai, C-sávú radarmérésekre alapozva.

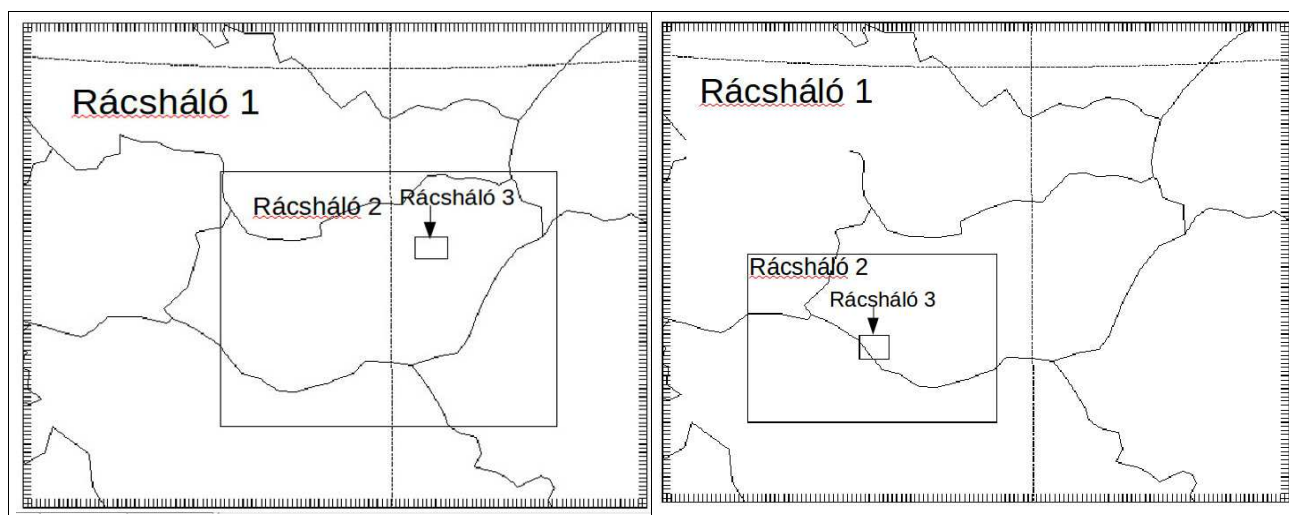
Ezek alapján a két választott szupercellás eset: 2009. június 7. és 2009. június 16. Az eseteket részletesen bemutatom a 4.1.1. illetve a 4.4. fejezetekben.

2. A WRF-ARW 3.1.1 modellel szimuláltam a kiválasztott időjárási helyzeteket. Ezt követően megvizsgáltam, hogy a modell milyen pontosan volt képes modellezni a megfigyelt jégesős zivatarokat. Az időjárási radarral mért reflektivitás értékeket a modell mikrofizikai kimeneti mezőiből számolt reflektivitás értékekkel hasonlítottam össze. A szimulált radarreflektivitás korábbi munkánkban is lényegesnek bizonyult a modell validációja szempontjából. A 2006. augusztus 20-i vihar MM5 modellel végzett numerikus szimulációja során (Horváth et al., 2009) elvégeztük a radarreflektivitás számolását a modell által számolt mikrofizikai mezőkből. Az eredmények alapján azt találtuk, hogy a modell a megfigyelttekhez hasonló intenzitású és

struktúrájú zivatarokat produkált: egy kiterjedt zivatarláncot, beágyazott szupercellás zivatarokkal, amelyek közül az egyik Budapestet is érintette.

3. Amennyiben a modell megfelelően szimulálta a jégesőt létrehozó zivatarokat, meghatároztam a maximális jégzemméretet, és az eredményt összevettem a megfigyelésekkel.

Megvizsgáltam azt is, hogy a modell horizontális felbontásának milyen hatása van a szimulált zivatarok mikrofizikai tulajdonságaira, különös tekintettel a bennük lezajló hó-dara-/jégzemképződési folyamatokra és a számolt maximális jégzemméretre. Emiatt a WRF futások során egymásba skatulyázott rácshálókat alkalmaztam. Ez azt jelenti, hogy a fő futási területbe kettő, egymásba ágyazott rácshálót helyeztem el a 3.5. ábrán látható módon.



3.5. ábra: A jégzemméret előrejelzési módszer tesztelése során alkalmazott WRF rácshálóok pozíciói a 2009. 06. 07. (bal oldalt) és a 2009. 06. 16. (jobb oldalt) esettanulmányok során.

Mindkét esettanulmány során a fő rácsháló egy 700 km x 850 km-es területet jelentett (az ábrán Rácsháló 1), amelynek felbontása 6 km, a konvektív folyamatokat a Grell-sémával parametrizáltam (Grell & Dévényi, 2002). A második rácsháló (Rácsháló 2 az ábrán) kiterjedése az első esettanulmány során 450 km x 360 km, a második esettanulmány során pedig 330 km x 240 km, mindkét esetben a horizontális felbontásuk 2 km. Ez a rácstávolság megfelel a jelenleg hazánkban operatív módon használt WRF előrejelzések rácstávolságának. A kettes számú rácshálókon a kumulusz parametrizációt kikapcsoltam, mivel ilyen felbontáson a modell képes a mélykonvekciót közvetlenül leírni. A harmadik, legkisebb rácsháló (az ábrán Rácsháló 3) az első esetben mindössze 44 km x 30 km, a második esetben pedig 40 km x 34 km kiterjedésű, a horizontális felbontás 100 m. A legkisebb rácshálókat mindkét esetben úgy pozicionáltam, hogy a Rácsháló 2-n szimulált zivatarok a kifejlett, intenzív szakaszukban teljes terjedelemben áthaladjanak rajtuk. Ezzel a zivatarok struktúráját és mikrofizikai folyamatait igen részletesen és elviekben realiztikusabban tudtam modellezni (lásd még a 2.2-es fejezetet!). A fő és a beágyazott rácsháló esetében is a vertikális η -szintek száma egyaránt 37, a legalsó szint ($\eta = 0,997$) mintegy 20 m magasan található a felszín felett, a modellezett tartomány teteje az 50 hPa-os szint.

Mindhárom futási területen a határréteg-folyamatok, illetve a szubgrid skálájú turbulens örvények vertikális átvitelének leírása a Mellor-Yamada-Janjic-sémával (MYL – Mellor & Yamada, 1982) történt. A horizontális turbulens diffúzió kezelését a Smagorinsky-féle elsőrendű lezárással valósítottuk meg. Fontos megjegyezni, hogy a Rácsháló 2 felbontása már beleesik abba a tartományba, ahol a modell mozgásegyenletei explicit módon képesek leírni a konvekció szempontjából energetikailag releváns turbulens örvényeket. Az ilyen örvények karakterisztikus mérete ~100 m, így elviekben egy hasonló felbontású rácson diszkretizált mozgásegyenlet-rendszer alkalmas lehet a leírásukra. Az ilyen szimulációkat hívjuk idegen kifejezéssel *Large Eddy Simulation* (LES) eljárásnak. Mindemellet Wyngaard (2004) megállapította, hogy a felbontás szempontjából a 2 km és 100 m közötti tartomány a „senki földje” („terra incognita”), mivel az ilyen rácstávolságok esetén a LES még nem alkalmazható kielégítően (ez 100 m alatt valósulhat meg), valamint a határréteg parametrizációk sem megfelelőek a turbulens átvitel leírására. A probléma megoldására a skalár jellegű (azaz izotróp) diffúziós együttható helyett tenzor jellegű diffúziós együttható használatát javasolják. Talbot et al. (2012) azt találták, hogy valós időjárási helyzetek WRF-LES-sel történő, nagyfelbontású szimulációja nem eredményezett egyértelmű

javulást a számításokban. Megállapították azt is, hogy a modellezési eredmények sokkal érzékenyebbek lehetnek a kezdeti feltételek által reprezentált kényszerekre, mint a turbulens lezárási eljárásokra. Emiatt a finomfelbontású szimuláció során (az a Rácsháló 3-on) is a már említett MYL-sémát alkalmaztuk a horizontális Smagorinsky-féle lezárással. A felszíni és talajfolyamatok modellezésére a NOAH-LSM sémát (Chen & Dudhia, 2001) alkalmaztuk, a sugárzási folyamatokat az RRTM-sémával (Mlawer et al., 1997) modelleztük.

Mindkét esetben a fő területen végzett modellfutáshoz a kezdeti, illetve oldalsó peremfeltételeket az ECMWF globális modell 0,25 fokos felbontású analízis és előrejelzési mezői szolgáltatták. A Rácsháló 2-n végzett szimulációkhoz a fő rácsháló kimeneti mezői, a Rácsháló 3-on elvégzett futásokhoz a Rácsháló 2 kimeneti mezői szolgáltatták az oldalsó peremfeltételeket. Az egymásba skatulyázás során az egyirányú egymásba ágyazást alkalmaztuk, azaz a nagyobb felbontású rácshálókon szimulált folyamatok nem hatottak vissza a durvább felbontású eredményekre. A maximális jégsemméret meghatározását és a mikrofizikai tulajdonságok összehasonlítását a modell eredeti, η -szintű és térképvetületi rendszerében végeztük el. A mikrofizikai tulajdonságok vertikális keresztmetszetekben történő ábrázolásához a kimeneti mezőket descartes-i koordinátarendszerbe transzformáltuk (a vertikális tengelynek a tengerszint feletti magasságot választva). A kimeneti mezőket öt-, illetve egyperces időbeli sűrűséggel állítottuk elő (abban az időszakban írtuk ki sűrűbben az eredményeket, amikor a zivatar a Rácsháló 3-ban tartózkodott). Az eredményeket a 4.1-4. alfejezetekben ismertetjük.

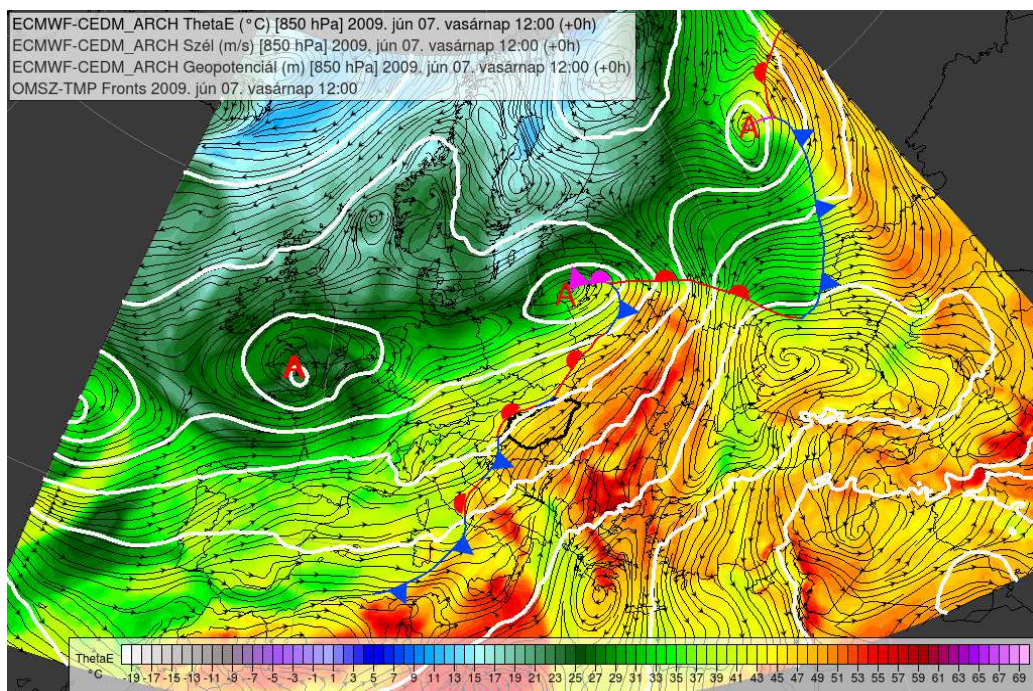
4. Az eredmények bemutatása

Az alábbi eredményeket zömmel a Csirmaz (2015) publikáció alapján mutatom be.

4.1. A jégesőt okozó szupercella modellezésének validációja

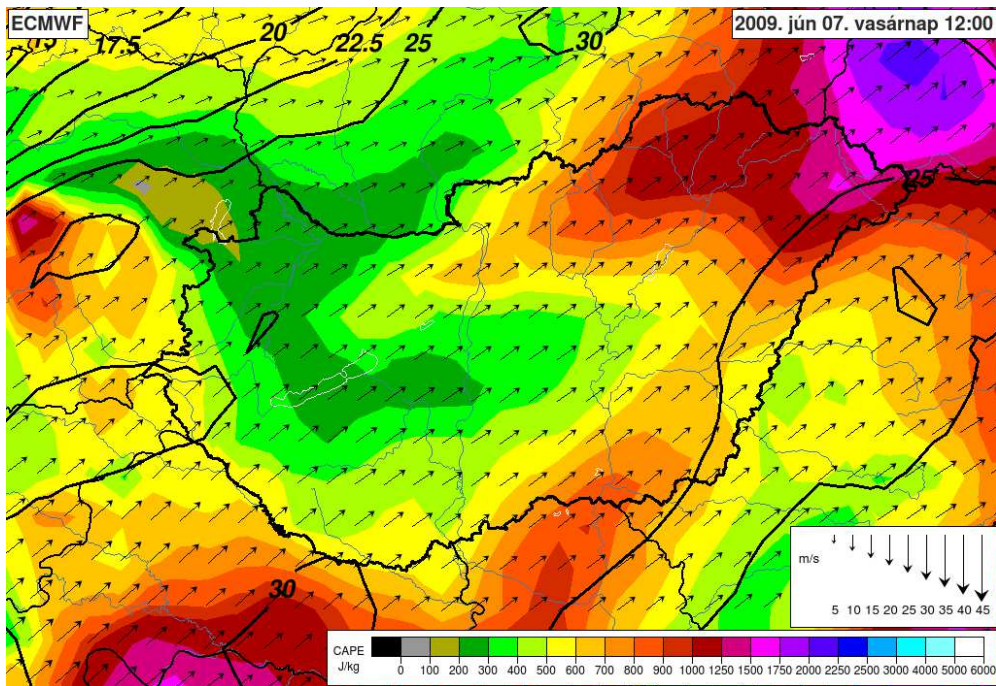
4.1.1. Az eset leírása (szinoptikus helyzet és megfigyelések)

2009. június 7-én egy izolált szupercella vonult végig Magyarország északkeleti részén. A beszámolóok alapján a Nyírségben nagyméretű jeget (teniszlabda méret) produkált, és számos épületben kárt tett. A szinoptikus helyzet alapján az országtól északnyugatra egy hullámzó frontrendszer tartózkodott (4.1. ábra), amely helyét alig változtatta, ugyanakkor előterében hazánk fölé délies áramlással folyamatosan meleg, nedves levegő érkezett a felszín feletti néhány km-es légrétegben. A magasban a stacionárius fronthoz egy tőlünk nyugatra húzódó, lassan kelet felé helyeződő teknő tartozott, melynek előoldalán igen erős magassági szelek alakultak ki (~ 30 m/s 500 hPa-on). Ezek a feltételek az ország fölött labilis légállapotot (~1000 J/kg CAPE – lásd 4.2. ábra!) és nagy vertikális szélnyírást eredményeztek (25–30 m/s a felszín és a 6 km-es szint szélvektor különbségének nagysága – lásd szintén 4.2. ábra!). Thompson et al. (2003) alapján ezek az értékek már elégségesek, hogy a kialakuló zivatarok szupercellává fejlődhessenek.



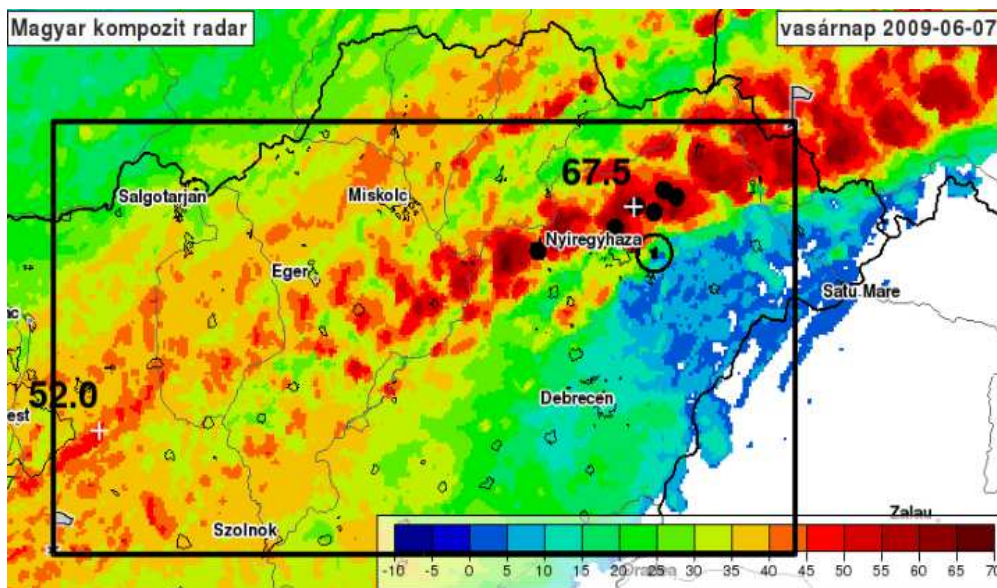
4.1. ábra: Szinoptikus helyzetkép és a frontálzóna elhelyezkedés Európa felett 2009. június 7-én az ECMWF 12 UTC-s analízise alapján. A színezés az ekvivalens potenciális hőmérsékletet (°C-ban) jelenti a 850 hPa-os nyomási szinten, a fehér vonalak a 850 hPa geopotenciális magasságát ábrázolják (40 m-es beosztással), az áramvonalak a 850 hPa-os nyomási szint áramlását jelölik. A piros A betűk az alacsony nyomású (alacsony geopotenciális magasságú) középpontokat mutatják.

A 15 perces gyakorisággal rendelkezésre álló radarmérések alapján a szóban forgó cella 12:30 UTC-kor alakult ki az ország középső részén. Ezt követően gyors északkeleties mozgással (mintegy 75 km/h-s átlagsebességgel) Nyíregyházától északra haladt el, 14:30 UTC-kor lépett ki az országból, és 16:00 UTC-kor gyengült le Ukrajnában, így élettartama mintegy 3 és fél órára tehető. A kompozit radarmérések alapján a zivatar maximális reflektivitása 67,5 dbZ volt (13:45 UTC-kor lásd 4.3. ábra!). A jelentések szerint a cella a legintenzívebb jégesőt a Tiszavasvári–Nyírszőlős–Kemece–Nyírbogdány–Demecser–Berkesz vonalon okozta, ezeken a helyeken jelentős anyagi kár is keletkezett. Az idokep.hu időjárési portálra feltöltött fotók alapján (4.4. ábra) a maximális felszíni jég szemméret a 4 cm-t is elérte.



4.2. ábra: Labilitási és a szélnyírás viszonyok 2009. június 7-én 12 UTC-kor az ECMWF 12 UTC-s analízise alapján. A színezés a felszíni eredetű CAPE eloszlását mutatja (J/kg-ban), a folytonos fekete vonalak a 0–6 km-es szélnyírás nagyságát rajzolják ki, a nyilak a 0–6 km-es réteg átlagszelét reprezentálják.

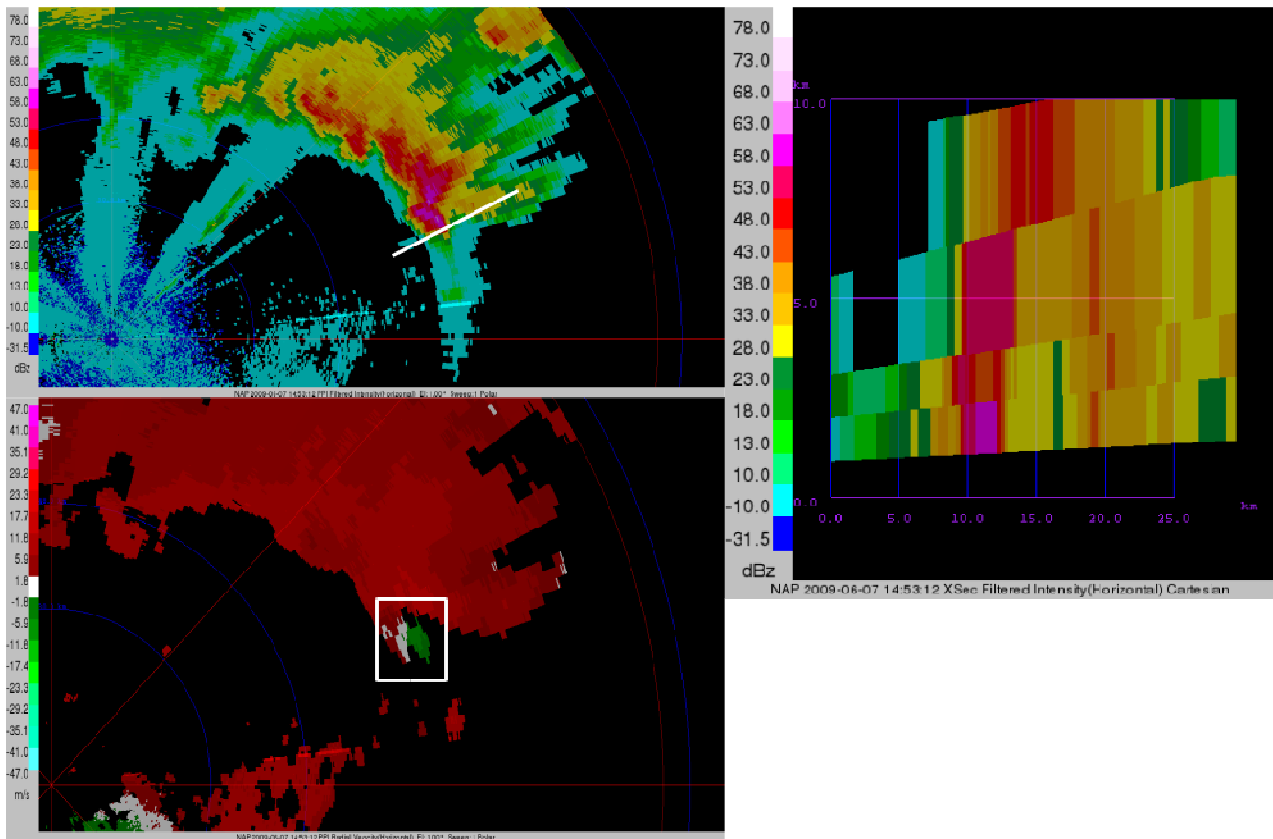
A radaros reflektivitási és radiális szél adatok alátámasztják a zivatar szupercellás jellegét. Miután a cella elhaladt a napkori radar mellett, jól látható kampós echó struktúra fejlődött ki, amihez a magasban BWER zóna kapcsolódott (lásd 4.5. ábra!). Emellett a cellában alacsony szinten határozott ciklonális örvénylés jelent meg a Doppler-elven mért radiális szélmérések tanúsága szerint (lásd szintén a 4.5. ábrát!). Lemon & Doswell (1979) alapján ezek a tényezők arra utalnak, hogy a zivatarfelhő szupercellaként viselkedett.



4.3. ábra: Kompozit, oszlopmaximum radarképsorozat (15 perces gyakorisággal) 2009. június 7-én 12:00 és 16:00 UTC között. A színezés a radarintenzitást jelöli (dBZ-ben). A fekete pöttyök azokat a településeket jelölik, ahol jelentős károkat okozó jégeső hullott (lásd szöveg!), a fekete karika a napkori radar helyét mutatja. A fehér kereszt az időszak legmagasabb reflektivitásának helyét, a fekete, vastag betűvel szedett szám a hozzá tartozó értéket jelöli (dBZ-ben). A fekete téglalap a 4.9. ábrán szereplő, a 2 km-es rácshálóból készített horizontális kivágat elhelyezkedését mutatja.



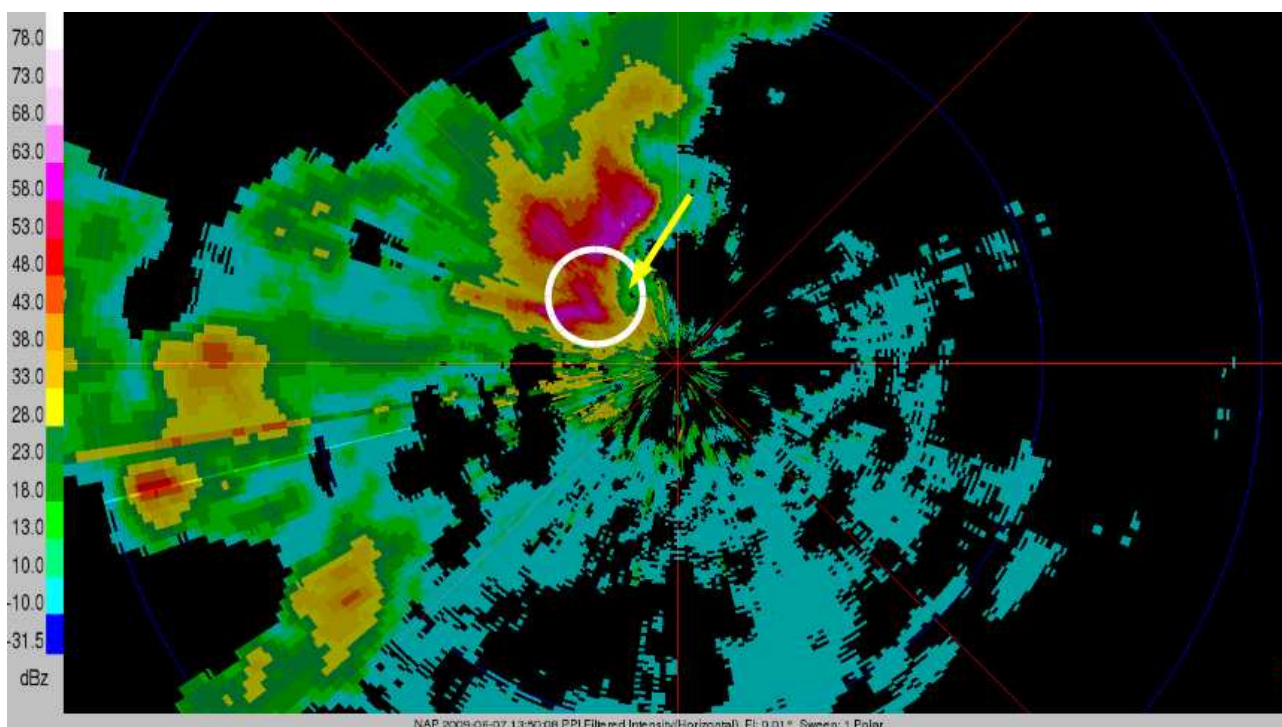
4.4. ábra: A 2009. június 7-i szupercellából gyűjtött jégszemek (forrás: idokep.hu).



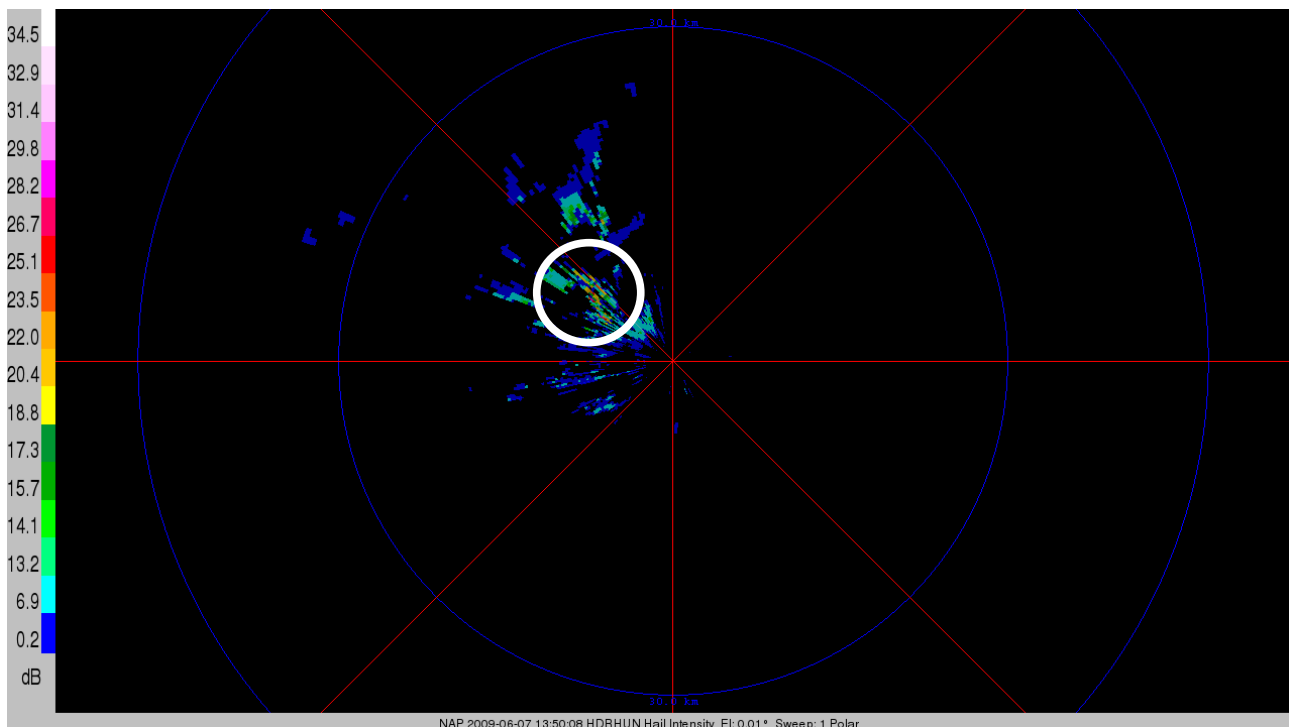
4.5. ábra: PPI (*Position Plan Indicator*) radar reflektivitás (bal felső sarok), radiális szélesség (bal alsó sarok) és vertikális reflektivitási metszet (jobb oldalt) a szupercellában 2009. június 7-én 14:53 UTC-kor a napkori radar mérései alapján. A PPI mérés 1 fokos magassági szögön készült, a fehér egyenes vonal a PPI képen a jobb oldali vertikális metszet elhelyezkedését mutatja. A radiális széltérképen a piros és árnyalatai a radar irányába mutató, a zöldek színek a radartól távolodó áramlási irányt jelölnék, a téglalap az örvénylés helyét mutatja (kb. 1 km-es felszín feletti magasságban).

A hazai körülmények között rendelkezésre álló polarizációs mennyiségek közül a jégjel (*HDR*) alakulását vizsgáltuk meg. Arra voltunk kíváncsiak, hogy a jégjel ebben a helyzetben megfelelő indikátora volt-e a felszíni nagyméretű jég szemeknek. Ebből az időszakból a napkori radar esetében álltak rendelkezésre polarizációs mennyiségek. Egy kiválasztott időpontban, 13:50 UTC-kor végzett, 0,01 fokos magassági szögön végzett mérésből számított HDR térbeli eloszlását, és a hozzá tartozó reflektivitási mezőt a 4.6., illetve 4.7. ábrán figyelhetjük meg. Ez az az időpont,

amikor a szupercella legközelebb tartózkodott a napkori radarhoz (és egyúttal a jégkárokat is produkálta). A reflektivitási és a gyengítést figyelembe vevő *HDR* mezők összevetéséből látszik, hogy a szupercella intenzív, kampós konfigurációt mutató csapadékszónájában ($Z \sim 58\text{-}60$ dBZ), annak is a déli részén (a WER közvetlen közelében – lásd a 4.6 ábrán a sárga nyíllal jelzett területet!) a *HDR* értéke több pixelpontban eléri, illetve meghaladja a 20 dB-t, néhány pixelpontban a 25 dB-t is. Ez Depue et al. (2007), valamint Szegedi (2012) alapján igen nagy átmérőjű (> 4 cm) jég szemek jelenlétére utal a felszín közelében, amelyet a felszíni vizuális megfigyelések is alátámasztanak. Így ebben a helyzetben a jégjel megfelelő indikátora volt a nagyméretű, károkozó jég szemeknek.



4.6. ábra: Napkori, radarmérésből előálló PPI reflektivitási mező (színezéssel dBZ egységekben) 13:50 UTC-kor 0,01 fokos magassági szögön. A kék koncentrikus körök belülről kifelé haladva a radartól vett 30, illetve 48 km-es távolságot jelölik. A fehér karika mutatja a reflektivitási mező azon régióját, ahol a jégjel szignifikáns értékeket mutat (lásd 4.7. ábra!), a sárga nyíl a WER helyét jelöli.



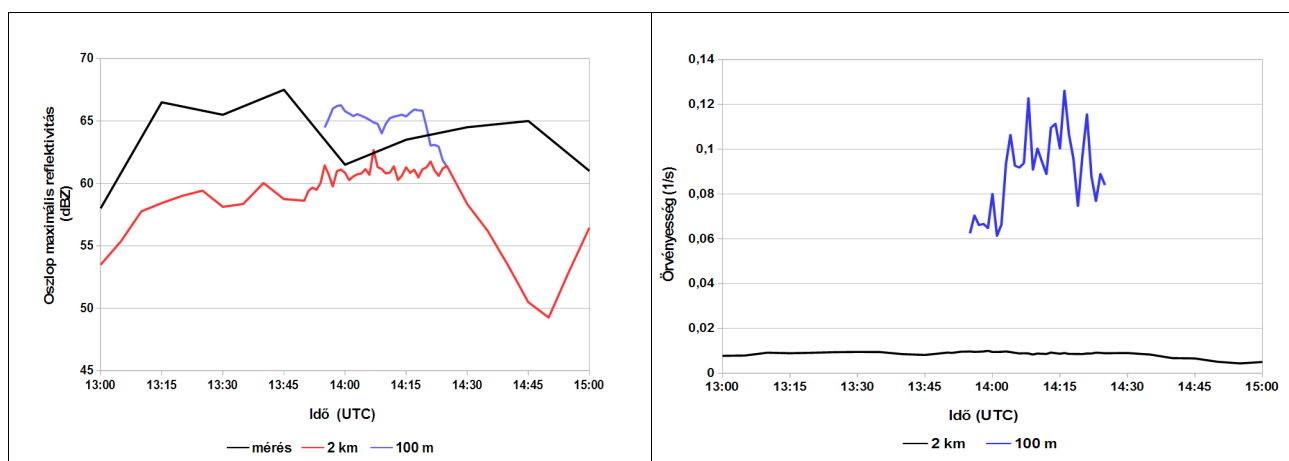
4.7. ábra: Ugyanaz, mint a 4.6 ábra esetében, kivéve: a gyengülés figyelembevételével számított jégjel mező (színezés dB egységekben). A fehér karika mutatja a szignifikáns jégjelt mutató pixelek halmazát.

4.1.2. A numerikus szimuláció validációja

A modell-számításokat a 2009. június 7. 06:00 UTC-s időpontból indítottam, amihez a kezdeti és oldalsó peremfeltételeket az ECMWF 2009. június 7. 00:00 UTC-s futtatása szolgáltatta. A szimuláció aznap 18 UTC-ig (azaz +12 óráig) történt.

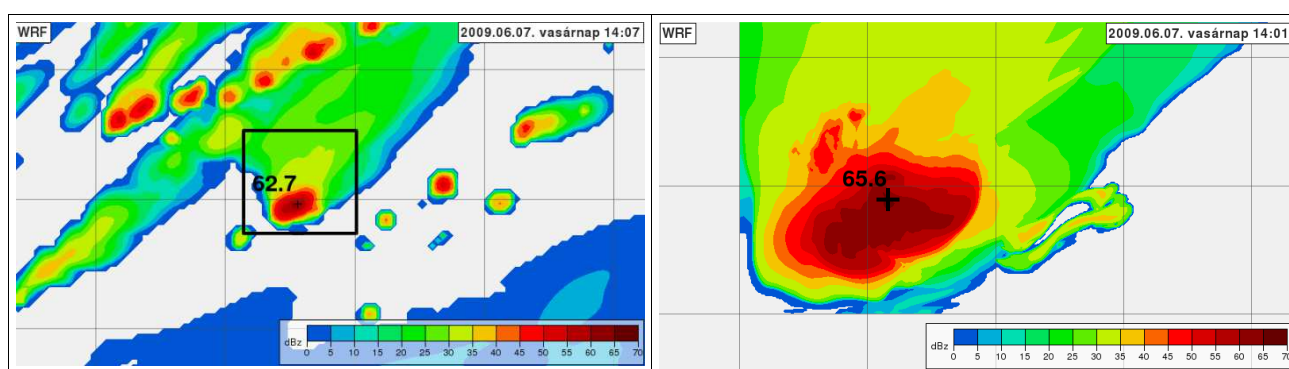
A 4.8. ábrán a kompozit radarmérések alapján számolt, a cellához tartozó maximális reflektivitási értékek, valamint a szimulált cellához tartozó, a modell mikrofizikai kimeneti mezőiből (mind a 2 km-es, mind a 100 m-es rácshálón) számolt maximális reflektivitás időbeli alakulását figyelhetjük meg. A modellezett maximális radarreflektivitást úgy határoztuk meg, hogy

minden rácspont felett az összes vertikális szinten kiszámoltuk a reflektivitást, majd a maximális értéket rendeltük az adott rácsponthoz. Az ábra tanúsága szerint a modell 2 km-en a méréshez képest alábecsülte a zivatarhoz tartozó maximális reflektivitást, míg 100 m-en már közelebb állt a tényleges értékekhez. Meg kell jegyezni, hogy mivel a 100 m-es rácsháló kiterjedése erősen korlátozott, ezért a modell a zivatart időben csak korlátozottan volt képes szimulálni a finomabb felbontáson. A gyors áthelyeződés következtében a cella mindössze 30 percig tartózkodott teljes terjedelmében a finomfelbontású rácshálóban, ennek köszönhető, hogy az adatok csak 13:55 és 14:25 UTC között állnak rendelkezésre ezen a felbontáson. Hangsúlyozni kell, hogy a modellek általában nem képesek időben és térben teljesen pontosan szimulálni a valóságos folyamatokat, így a mért és a modellezett mennyiségek időbelisége többnyire nincs szinkronban. Emiatt például a modellezett időszakon belül megfigyelhető tendenciákat, vagy maximális értékeket célszerű összehasonlítani.



4.8. ábra: *Bal oldali kép:* A mért és a szimulált maximális radarreflektivitási értékek időbeli alakulása a 2009. június 7-i szupercella esetében mindkét rácshálón. *Jobb oldali kép:* A relatív örvényesség középszinten meghatározott maximumának (1/s) időbeli alakulása a szimulált zivatarban mindkét rácshálón

A szimulált oszlop maximális radarreflektivitást a 2 km-es és a 100 m-es rácshálón a 4.9. ábrán figyelhetjük meg, olyan kiválasztott időpontokban, amikor az adott rácshálón a reflektivitás a maximális értékét éri el. Összevetve a radarméréssel (4.3. ábra), szembeötlő a modellezett és a valóságos zivatar hasonló struktúrája, a cella déli peremén mutatkozó nagy reflektivitási gradiens, illetve az északkeleti irányban a magassági szél által elfújott üllőszinti hidrometeorok következtében kialakult alacsony reflektivitású terület.

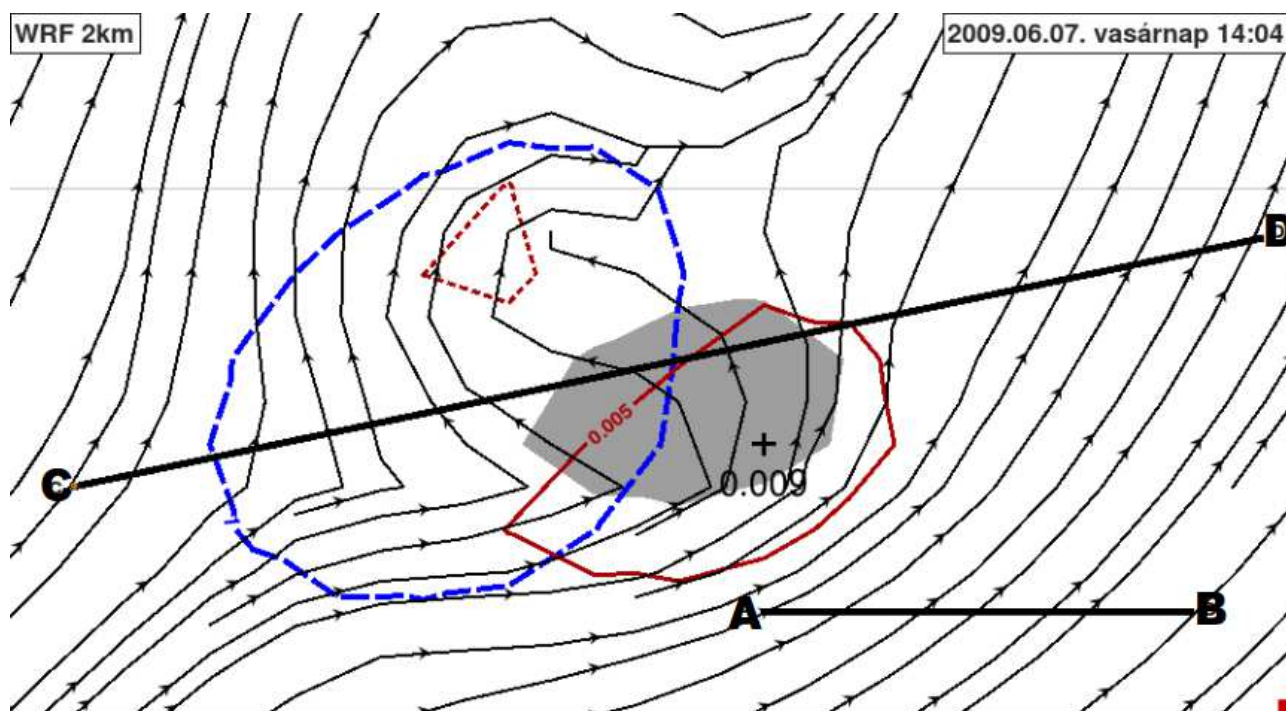


4.9. ábra: A WRF által szimulált maximális radarreflektivitás 2009. június 7-én a *bal oldali képen* a 14:07 UTC-s időpontra a 2 km-es rácshálón (egy négyzet egy 50 km x 50 km-es területet reprezentál), a *jobb oldali képen* a 14:01 UTC-s időpontra a 100 m-es rácshálón (egy négyzet egy 10 km x 10 km-es területet reprezentál). Mindkét képen a szám a cella maximális reflektivitását jelenti (dBZ-ben), a hozzá tartozó kereszt a maximum helyét mutatja. A bal oldali képen a vastag négyzet a 100 m-es rácsháló helyét jelöli. A bal oldali kivágat tényleges pozícióját a 4.3. ábrán a fekete téglalap mutatja.

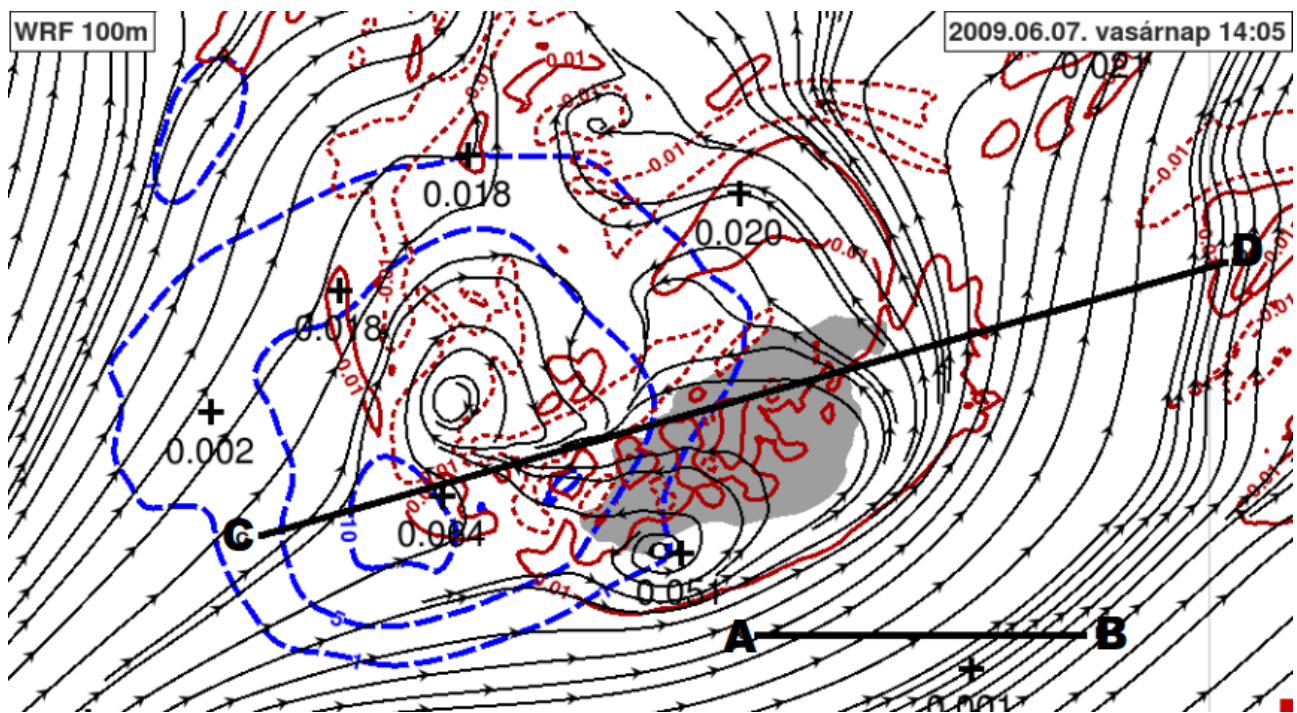
Megvizsgáltuk, hogy a modell mennyire volt képes szimulálni a zivatar dinamikáját és szupercellás jellegét. Az ezzel kapcsolatos eredményeket foglalja össze a 4.10. és a 4.11. ábra. A 2 km-es rácshálón 5 km-es magasságban készült horizontális metszeten (4.10. ábra) megfigyelhetjük az örvényességi magot és a hozzá tartozó feláramlási mezőt (10–20 m/s-os értékekkel). A vertikális örvényesség intenzitása éppen eléri a mezociklon erősségének 0,01 1/s-os kritériumát (Doswell, 1996). A felszíni csapadék, amit a szimulált esővíztartalom jelez 50 m-en, térben elkülönül a feláramlási mezőtől, ami szintén a hosszú életű, tartós zivatarcella egyik

kritériuma. Hasonló dinamikai struktúrát figyelhetünk meg a 100 m-es rácshálón 5 km-es magasságban készült horizontális metszeten (4.11. ábra), viszont itt jóval intenzívebb mind az örvény (0,05 1/s), mind a feláramlás (20–30 m/s-os értékek).

Nemcsak egy időpontban érvényes az eltérő felbontás okozta különbség az örvényesség intenzitásában, hanem a szimuláció egészére is. Ha tekintjük a 3000 és 7000 m közötti maximális középszintű vertikális örvényesség időbeli alakulását (lásd 4.8. ábra!), akkor a 100 m-es rácshálón értéke az idő nagy részében jelentősen meghaladja a 0,01 1/s-os értéket, sőt, többször a 0,1 1/s-os értéket is, míg a 2 km-es rácson végig alatta marad. Ezek alapján elmondhatjuk, hogy a nagy felbontású rácshálón végzett szimuláció pontosabban visszaadta a megfigyelt cella jellemzőit és intenzitását.



4.10. ábra: A WRF által, a 2 km-es rácshálón, $z = 5$ km-es magasságban, 14:04 UTC-re előrejelzett örvényességi mező 2009. június 7-én (a bordó folytonos görbe a 0,005 1/s-os értékeket jeleníti meg, a bordó szaggatott vonal a -0,005 1/s-os értékeket), áramvonalak (folytonos, nyilazott vonalak), valamint feláramlás (a 20 m/s-ot meghaladó pontok területe szürke színnel kitöltve). A vastag szaggatott, kék vonalak a felszíni ($z = 50$ m) a folyékony halmazállapotú csapadék keverési arányt (azaz 1 kg levegőben hány kg esővíz található) jelenítik meg (az 1, 5, illetve 10 g/kg-os értékek izovonalai vannak feltüntetve). A vastag, kiemelt szám a lokális maximális örvényességet jelenti, a kereszt a maximum érték helyét. Az AB szakasz 10 km-es távolságnak felel meg. A CD szakasz mutatja a 4.14. és 4.15. ábra felső, két vertikális keresztmetszetének irányultságát.

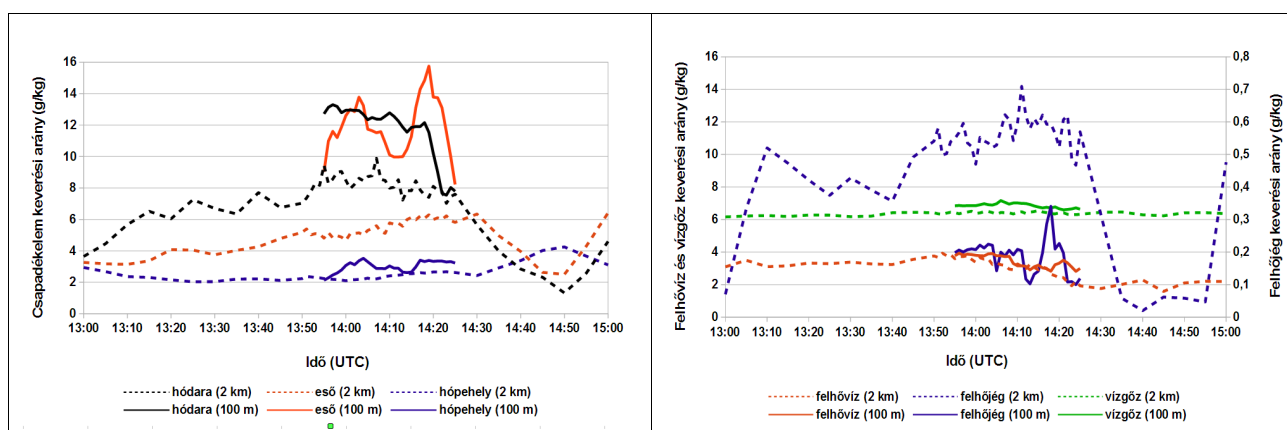


4.11. ábra: Ugyanaz, mint a 4.10. ábra esetében, kivéve: 100 m-es rácshálón, 14:05 UTC-re, az örvényesség izovonalai 0,01, illetve $-0,01$ 1/s értékűek. Az AB szakasz hossza 2,5 km. A CD szakasz mutatja a 4.14. és 4.15. ábra alsó, két vertikális keresztmetszetének irányultságát.

4.2. A szimulált szupercella mikrofizikai tulajdonságainak a felbontástól való függése

Az öt hidrometeor kategória zivataron belüli maximális keverési arányának időbeli alakulását a kétféle felbontáson a 4.12. ábrán figyelhetjük meg. Ezek alapján megállapítható, hogy a horizontális felbontásnak lényeges hatása van a szimulált zivatarban kialakuló csapadékelemek mennyiségére. A finomabb felbontású rácshálón végzett szimuláció ugyanis jóval magasabb maximális hódara-/jégszem, illetve esővíz keverési arányokat produkált, mint a durvább felbontású szimuláció, a különbség esetenként a hódara-/jégszennél eléri az 5–7 g/kg-ot is (ez mintegy másfélszeres arányt jelent), az esőcseppek esetén pedig a 10 g/kg-ot (ez hozzávetőlegesen

négyszeres mennyiséget jelent). A hópolyhek esetében ugyanakkor lényeges különbség nem mutatkozott a keverési arányokban, az eltérés aránya legfeljebb 25 %-os. A felhővíz mennyiségben sem adódott szignifikáns eltérés a kétféle felbontáson (~2–4 g/kg mindkét esetben), ugyanakkor a 2 km-es rácshálón jóval nagyobb felhőjég keverési arányok jelentek meg a zivatarban (~ 0,4–0,6 g/kg), mint a 100 m-es rácshálón (~0,2 g/kg), az eltérés aránya mintegy háromszoros a durvább felbontás javára. A vízgőz keverési arányát szintén nem befolyásolta érdemben az alkalmazott térbeli felbontás.

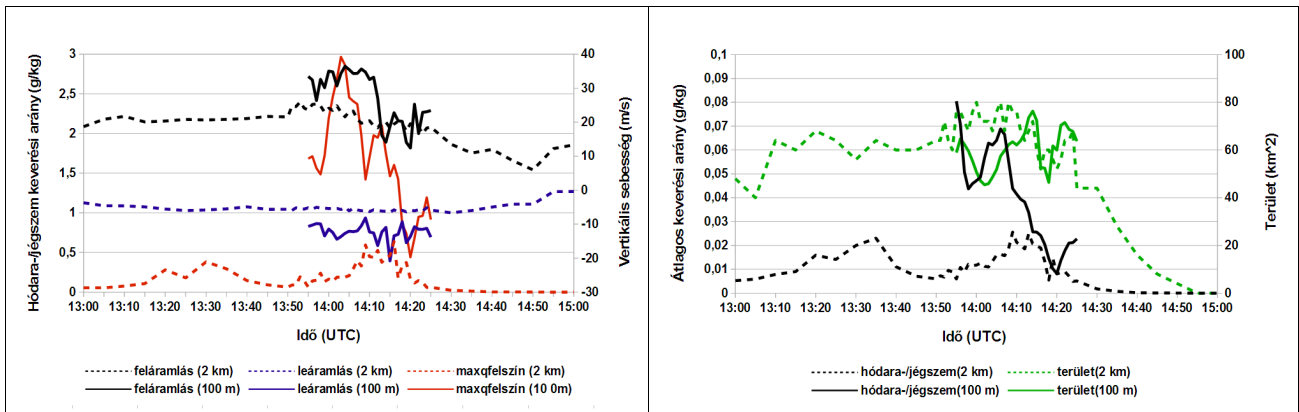


4.12. ábra: A hidrometeorok maximális keverési arányának (g/kg) időbeli alakulása a szimulált szupercellában a 2 km-es, illetve a 100 m-es rácshálón 2009. június 7-én. *Bal oldali kép:* csapadékkelemek (g/kg). *Jobb oldali kép:* felhőelemek, illetve vízgőz (mind g/kg). A felhőjéghez tartozó vertikális tengely az ábra jobb oldalán található.

A nagyobb maximális hódara-/jégszem keverési arány a 100 m-es felbontáson az erősebb feláramlásnak köszönhető. Ennek bizonyítására tekintsük a 4.13. ábrát, mely a maximális keverési arány környezetében uralkodó legnagyobb vertikális sebesség időbeli alakulását jeleníti meg mindkét szimulációnál. A környezet azt jelenti, hogy a maximális keverési arány körül egy 3 x 3 x 5-ös (a 2 km-es felbontáson), illetve egy 11 x 11 x 5-ös (a 100 m-es felbontáson) rácsdobozban kerestük a maximális feláramlást. Az ábra alapján a 100 m-es felbontáson szimulált szupercella feláramlása esetenként 10 m/s-mal meghaladja a 2 km-es rácsháló zivatarjában talált értékeket (előbbinél jellemzően 30–35 m/s-os, utóbbiban 20–25 m/s-os legnagyobb sebességek alakultak ki, a különbség mintegy másfélszeres). Mindebből az következik, hogy egyrészt az

erősebb feláramlás nagyobb hódara-/jégszemtömeget képes a levegőben tartani, másrészt erőteljesebb felfelé irányuló vízgőzfluxust eredményez, ami hatékonyabb felhőelemképződéshez vezet. Utóbbi ugyanakkor növeli a látens hő felszabadulást, ami tovább erősíti a feláramlást. A vertikális sebességi mező és a hódara-/jégszem maximális keverési arány közötti szoros kapcsolatot bizonyítja az is, hogy a kettő időbeli alakulása szinkronban van egymással. A 4.12. és a 4.13. ábrák összevetése mutatja, hogy a feláramlás intenzitásának változását szorosan követi a keverési arány megváltozása.

A 4.13. ábrán megfigyelhető a felszínre (azaz a legalsó modell szintre) számolt hódara-/jégszem keverési arány alakulása is mindkét rácshálón, valamint a legerősebb leáramlás a maximális felszíni hódara-/jégszem keverési arány érték környezetében (amelyet egy 3 x 3-as rácsnégyzeten és 6 km magasságig tekintettünk a 2 km-es felbontáson és 11 x 11-es rácsnégyzeten szintén 6 km-es magasságig a 100 m-es felbontáson). Látható, hogy a finomabb felbontású zivatarban lényegesen nagyobb felszíni keverési arányok alakulnak ki, mint a durvább felbontású szimuláció esetében, helyenként az eltérés eléri az egy nagyságrendet is (2–3 g/kg a 100 m-es rácstávolságú szimuláció esetében szemben a 0,3–0,6 g/kg-os értékekkel a 2 km-es rácshálón), a maximális értékek közti eltérés aránya mintegy hatszoros. Ez a különbség a nagyobb, középszinten kiszámított hódara-/jégszem mennyiségnek tulajdonítható. Ugyanis a nagyobb mennyiségből várhatóan több hódara-/jégszem éri el a felszínt. Ugyanakkor a nagyobb hódara-/jégszem tömeg erősebb leáramlást generál a közegellenállás (emiatt a jégszemek levegőt rántanak le magukkal az esés közben), valamint a párolgás és az olvadás okozta hűlés révén. Ezzel összhangban a maximális leáramlás szintén erősebb a finomabb felbontású szimuláció esetében (~ 10–15 m/s), mint a 2 km-es rácshálón (~ 5 m/s), mintegy kétszeresen múlja felül a durvább felbontás értékeit.

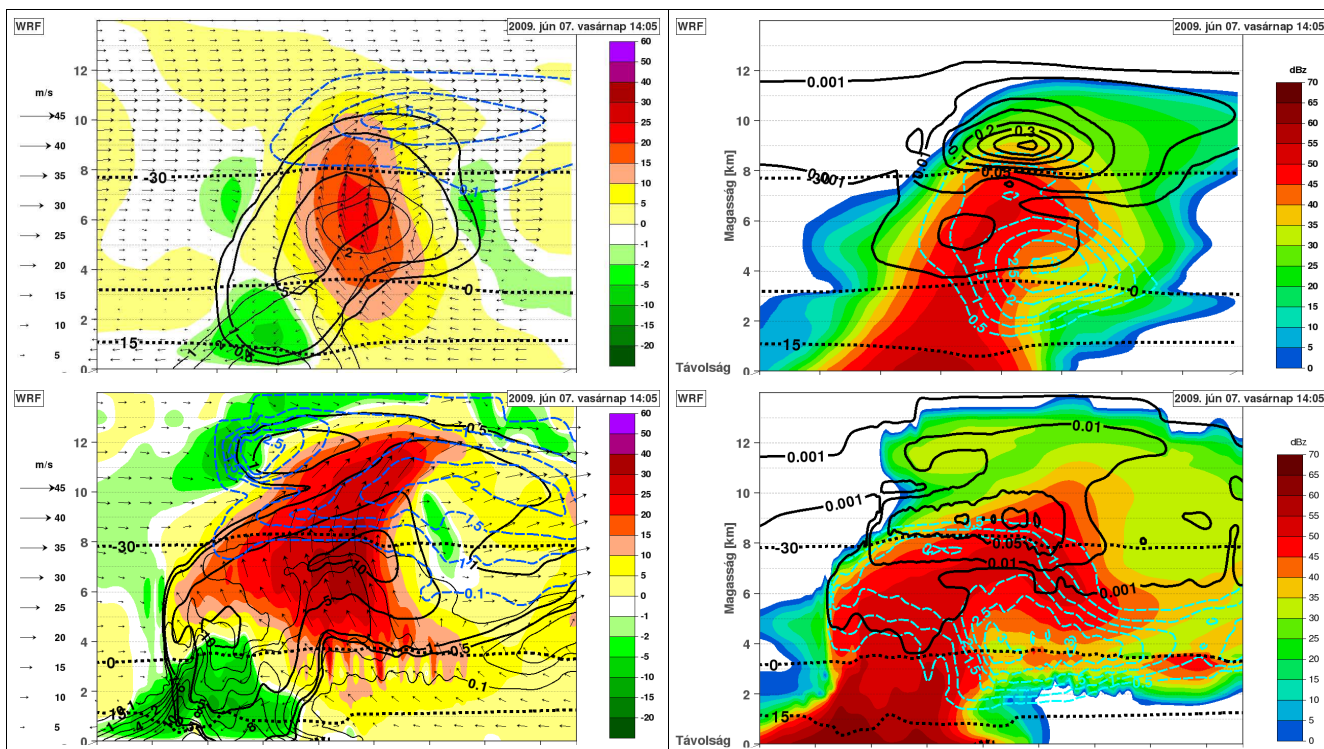


4.13. ábra. Bal oldali kép: A maximális feláramlási sebesség (m/s) időbeli változása a közép szinten kiszámított maximális hódara-/jég szem keverési arány környezetében; a legerősebb leáramlás sebességének (m/s) időbeli változása a felszínen kiszámított maximális hódara-/jég szem keverési arány környezetében (mindkettő vertikális tengelye az ábra jobb oldalán található); valamint felszínen kiszámított, maximális hódara-/jég szem keverési arány (g/kg) időbeli változása a 2 km-es, valamint a 100 m-es rácshálón szimulált zivatarban 2009. június 7-én (a hozzá tartozó vertikális tengely az ábra bal oldalán található). Jobb oldali kép: A hódara-/jég szem keverési arány (g/kg) időbeli változása egy 196 km²-es kiterjedésű négyzetre átlagolva; valamint az olyan rácspontok által kifeszített terület nagyságának (km²) időbeli változása, ahol a hódara-/jég szem részecskék keverési aránya meghaladja az 10⁻³ g/kg-ot a 2 km-es (szürke szaggatott vonal), illetve a 100 m-es (fekete szaggatott vonal) felbontáson (a terület vertikális tengelye az ábra jobb oldalán található).

Kérdés, hogy a fenti eltérések csak a maximális felszíni keverési arányra érvényesek (azaz egy pontban), vagy esetleg az átlagos felszíni hódara-/jég szem mennyiségre is (azaz az összes olyan felszíni rácspontra kiátlagolva, ahol adott időpillanatban a zivatar tartózkodik). Ennek eldöntésére egy meghatározott nagyságú (196 km²), négyzet alakú területre kiátlagolt felszíni hódara-/jég szem mennyiség alakulását jelenítettem meg a 4.13. ábrán mindkét rácshálóra vonatkozóan (a négyzet középpontja minden esetben a maximális keverési arány pontja volt). A 196 km²-es négyzetre átlagolás azt jelenti, hogy mindkét rácson a maximális keverési arány körül vettem egy akkora rácsnégyzetet, amelynek kiterjedése 196 km²-nek felel meg. Ez a 2 km-es rácson 7 x 7 rácspontot jelent, míg a 100 m-es felbontáson 140 x 140 rácspontot. Az egyes rácshálókon felösszegeztem a rácsponti keverési arány értékeket, majd pedig leosztottam a rácspontok számával. Az ábrán továbbá szerepel a 10⁻³ g/kg-os felszíni keverési arány értéket meghaladó rácspontok által meghatározott terület nagysága is (ilyen keverési arány esetén már elhanyagolható a hódara-

/jég szemek jelenléte a felszínen, így a méretük is – lásd a 4.18. ábrát!). Látható, hogy a finomabb felbontás esetén nemcsak a maximális keverési arány adódott jelentősen nagyobbak, hanem az átlagos (és ennek következtében a teljes) hó dara-/jég szem mennyiség is nagyobbak bizonyult a modellezés teljes időtartama alatt. Az 10^{-3} g/kg-os keverési arány értéket meghaladó terület nagyságában nem mutatkozik lényeges eltérés a kétféle felbontású zivatar között, sőt, az idő nagy részében a durvább felbontású szimuláció esetén nagyobb területen hullott a fenti értéket meghaladó hó dara-/jég szem a felszínre. Mindez azt jelenti, hogy a finomabb felbontású zivatar intenzívebb hó dara-/jég szem csapadékot produkál a felszínen, némileg kisebb területre koncentrálva.

A felbontás hatásának érzékeltetésére a zivatar mikrofizikai jellemzőit vertikális keresztmetszeten is (lásd 4.14-es ábra!) összehasonlítottam a kétféle szimuláció esetében. Az ábra képein jól látható a zivatar morfológiája a durvább és a finomabb felbontáson egyaránt: (1) a térben elkülönülő feláramlás és leáramlás, illetve a hátrafelé megdőlt feláramlás; (2) a középszintű hó dara-/jég szem keverési arány maximum; (3) a WER struktúra alacsonyszinten (a finom felbontású szupercella esetében a BWER is kirajzolódik a 4 km-es magassági szint környékén – lásd a 4.14. ábra jobb alsó képét!); (4) a hátoldalra szoruló csapadék zónája, amely esőcseppeket és hó dara-/jég szemeket egyaránt tartalmaz; (5) a csapadék- és felhőelemek erőteljes advekciója a magasban (közép és magas szinteken) keleti irányban, amely létrehozta az üllőjellegetű struktúrát.



4.14. ábra: A szimulált szupercella vertikális keresztmetszete a 2 km-es rácshálón (felső két kép) és a 100 m-es rácshálón (alsó két kép) 2009. június 7-én a 14:05 UTC-s időpontban. A bal oldali ábrák jelmagyarázata: a színezés a vertikális sebesség nagyságát jelöli; a vastag, folytonos vonalak a hódara-/jégszem keverési arányát (0,5; 1; 5; 10 g/kg-os izovonalakkal, 10 g/kg felett pedig 5 g/kg-onként); a vékony, folytonos vonalak az esőcseppek keverési arányát (0,1; 1; 2 g/kg-os izovonalakkal, 2 g/kg felett pedig 2 g/kg-onként); a kék szaggatott vonalak a hópelyhek keverési arányát (0,1; 1 g/kg-os izovonalakkal, 1 g/kg felett pedig 0,5 g/kg-onként); a nyilak pedig az áramlás irányát mutatják a keresztmetszet síkjában. A jobb oldali ábrák jelmagyarázata: a színezés a számított ekvivalens radarreflektivitást jelöli (dBZ); a vastag, folytonos vonalak a felhőjég (jégkristályok) keverési arányát (0,001; 0,01; 0,05; 0,1 g/kg-os értékekkel, 0,1 g/kg felett pedig 0,1 g/kg-onként); a világoskék szaggatott vonalak a felhővíz keverési arányát (0,5 g/kg-onként). Mind a négy ábrán a vastag, szaggatott vonalak a 15, a 0 és a -30 °C-os izotermát jelölik.

A vertikális keresztmetszetek ugyanakkor megmutatják a felbontás hatását is a szimulált zivatar tulajdonságaira. Összhangban a maximális hódara-/jégszem keverési arány környezetében számolt vertikális sebességekkel, a finomabb felbontáson készült keresztmetszeten jóval erősebb feláramlások figyelhetők meg (30–40 m/s), mint a 2 km-es rácshálón (20–30 m/s). Ezzel összefüggésben a zivatar teteje is magasabban található a 100 m-es rácshálón, mintegy 14 km-en, míg a 2 km-es szimuláció esetében ez a magasság csak 12 km (az 10^{-3} g/kg-os felhőjég keverési arány adtam meg a felhő határát). A maximális hódara-/jégszem keverési arány jóval nagyobb a 100 m-es rácshálón (10–15 g/kg), mint a 2 km-esen (5–10 g/kg), és magasabban is található ez a maximum (~7–8 km-en szemben a durvább felbontás 6–7 km-ével). Látható az is, hogy a felszínre jóval nagyobb mennyiségű hódara-/jégszem hullott a finomabb felbontású zivatar esetében, mint a 2 km-es szimulációnál, előbbi esetben ugyanis az 1 g/kg-os izovonal metszi a felszínt, míg utóbbinál a 0,5 g/kg-os izovonal sem találkozik a felszínnel. Mindez egybecseng a felszíni hódara-/jégszem keverési arányok időbeli tendenciáinál látottakkal, azaz a finomabb felbontású szimuláció lényegesen nagyobb hódara-/jégszem keverési arányokat adott a felszínen, mint a durvább felbontású. Ennek a körülménynek a maximális jégméret számolásra is hatása lesz, mivel a maximális jégzemméretet a keverési arányból állítottam elő (lásd 4.3-as fejezet!).

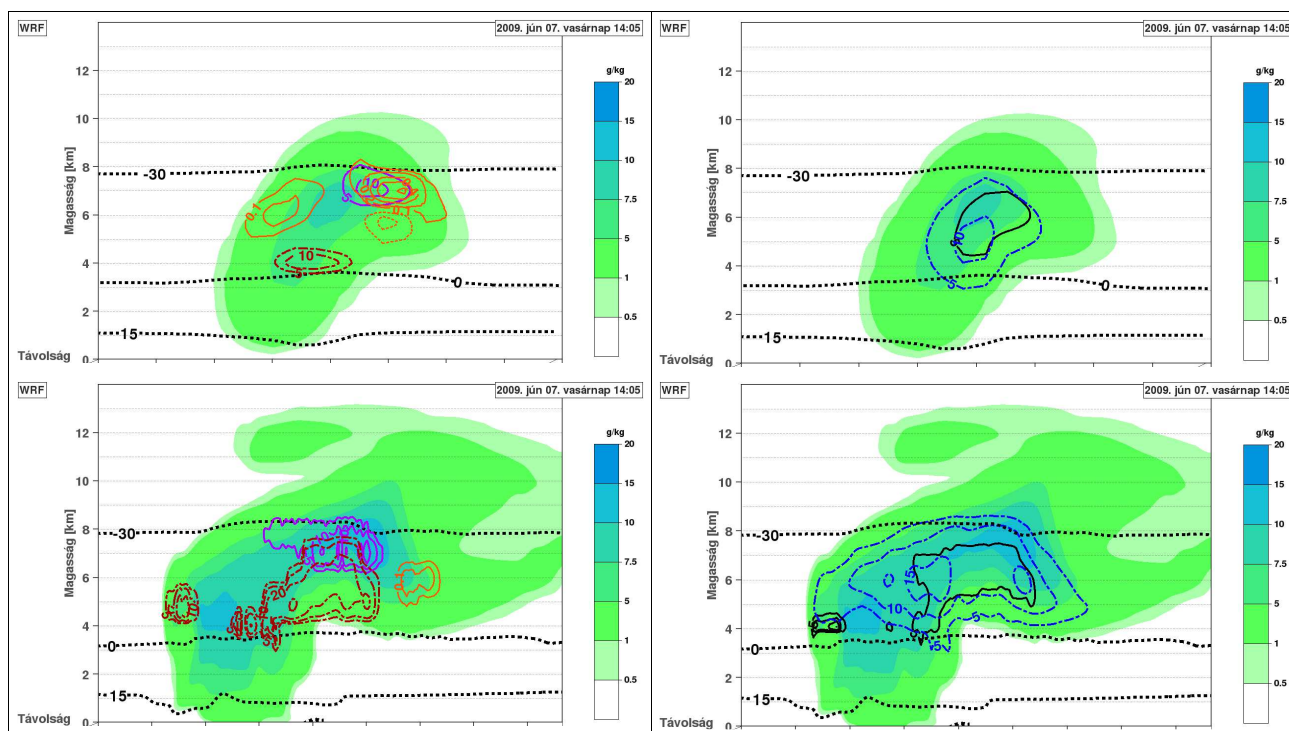
Nemcsak hódara-/jégszemből produkált többet a felszínen a finomabb felbontású szupercella, hanem esőcseppből is. Az eső felszíni keverési aránya a 100 m-es rácshálón mintegy kétszerese a 2 km-es rácsháló értékeinek (~ 9–10 g/kg-os értékek szemben a 4–5 g/kg-os értékekkel). A csapadékelemek mennyiségében mutatkozó különbségek kihatnak a számított ekvivalens radarreflektivitási értékekre is, mivel a nagyobb mennyiségű csapadékelem a finomabb felbontáson erősebb radarintenzitást eredményez (60 dBZ feletti értékekkel), mint a durvább felbontású szimuláció esetében (60 dBZ alatti értékekkel).

A felhőcseppek maximális mennyisége (~3 g/kg) és izovonalainak struktúrája mindkét felbontás esetén hasonló, ugyanakkor a 1,5 g/kg-os izovonal a 100 m-es rácshálón jóval magasabbra nyúlik fel (~ 8 km), mint a 2 km-esen (~ 6 km). Ez a különbség szintén a nagyobb vertikális sebességnek tulajdonítható. Ugyanis a nagyobb feláramlási sebesség nagyobb magasságokba képes szállítani a vízcseppeket. A felhőcseppekkel ellentétben a jégkristályok (felhőjég) maximális keverési arányaiban már jelentős különbség mutatkozik a két szimuláció között. A durvább felbontáson lényegesen nagyobb mennyiségű felhőjég figyelhető meg (~ 0,4 g/kg) a 100 m-es

rácshálóhoz képest (~ 0,1 g/kg). A nagyobb jégkristály keverési arány a durvább felbontáson szintén visszavezethető a feláramlási sebesség nagyságában mutatkozó különbségre. Ugyanis a gyengébb feláramlásnak köszönhetően kevesebb vízcsepp jut ebbe a zónába a 2 km-es rácshálón, ami a jégkristályok kisebb mértékű zúzmarásodásával jár. A gyengébb zúzmarásodás viszont kisebb fogyást jelent, így több jégkristály marad a rendszerben. A kisebb mennyiségű folyékony víznek a magasban (a jégkristályok zónájában) vélhetően az is következménye, hogy kevesebb hópehely keletkezik a durvább felbontáson (~1,5 g/kg-os maximális értékek szemben a 100 m-es rácshálón tapasztalt 2,5 g/kg-os maximális értékekkel).

A 0 és -30 °C-os izotermák magasságában nincs lényeges különbség a kétféle felbontású zivatar között (0 °C-os szint magassága ~ 3–4 km, a -30 °C-os szint magassága ~ 8 km). Ugyanakkor a finomabb felbontású zivatar esetében az izotermák pozitív magassági anomáliája a feláramlási csatornában némileg nagyobb. Ez annak köszönhető, hogy a nagyobb mennyiségű hidrometeor keletkezése nagyobb látens hőfelszabadulással járt, amely hőtöbblet a levegő hőmérsékletét nagyobb mértékben növelte. A 15 °C-os izoterma magasságában ugyanakkor jóval szignifikánsabb (negatív) magassági anomália jelentkezik a leáramlási régióban a 100 m-es rácshálón. Ez visszavezethető arra a körülményre, hogy a finomabb felbontáson számolt, nagyobb felszín közeli hódara-/jégszem, illetve esővíz tömeg jelentősebben hűti a levegőt a párolgás és olvadás következtében. Mindez azt is eredményezi, hogy a finomabb felbontáson (~ 1–2 km-es magasságban) erőteljesebb leáramlások alakultak ki (kicsivel 15 m/s felett), mint a durvább szimuláció esetében (~ 10 m/s). Nemcsak a leáramlások erőssége, hanem a leáramlási zóna vastagsága is nagyobb a 100 m-es rácshálón (~ 4 km) a 2 km-es rácshálóhoz képest (~ 3 km).

A kihulló hidrometeorok és a felszín közeli leáramlások közti szoros kapcsolatot sikerült kimutatni olyan korábbi, MM5-tel végzett numerikus szimulációban is, amely során egy tornádót is produkáló szupercellát modelleztünk (Horváth et al., 2006). Az eredmények alapján a szimulált zivatarban kialakuló intenzív kifutószél a csapadékhullás okozta közegeellenállási erőnek, az esőcseppek párolgásának, valamint a hódara-/jégszemek olvadásának volt köszönhető.



4.15. ábra: A szimulált szupercella vertikális keresztmetszete a 2 km-es horizontális felbontású szimulációban (felső két kép), valamint 100 m-es horizontális felbontású szimulációban (alsó két kép) 2009. június 7-én a 14:05 UTC-s időpontban. Mind a négy képen a színezés a hódara-/jégszem keverési arány nagyságát (g/kg) mutatja, a vastag, fekete szaggatott görbék pedig a 15, a 0 és a -30 °C-os izotermát jelölik. A *bal oldali képek* jelmagyarázata: a vastag, folytonos lila görbék reprezentálják a túlhűlt esőcseppek heterogén fagyását ($5 \cdot 10^{-3}$; $10 \cdot 10^{-3}$ g/(kg·s); $20 \cdot 10^{-3}$ g/(kg·s)-os izovonalakkal, $20 \cdot 10^{-3}$ g/(kg·s) felett $20 \cdot 10^{-3}$ g/(kg·s)-onként); a sötétpiros szaggatott-pontozott vonalak pedig az esőcseppek és jégkristályok ütközését ($5 \cdot 10^{-3}$; $10 \cdot 10^{-3}$; $20 \cdot 10^{-3}$ g/(kg·s)-os izovonalakkal, $20 \cdot 10^{-3}$ g/(kg·s) felett $20 \cdot 10^{-3}$ g/(kg·s)-onként); a narancssárga folytonos vonalak pedig a hódara-/jégszemek keletkezését esőcseppek és hópelyhek ütközése révén ($0,1 \cdot 10^{-3}$ g/(kg·s); $0,2 \cdot 10^{-3}$ g/(kg·s)-os izovonalakkal, $0,2 \cdot 10^{-3}$ g/(kg·s) felett $0,2 \cdot 10^{-3}$ g/(kg·s)-onként, a negatív értékek szaggatottal, és a pozitív értékekhez hasonló osztásközzel). A *jobb oldali képek* jelmagyarázata: a vastag, fekete, folytonos vonalak reprezentálják a hódara-/jégszemek növekedését esőcseppekkel történő ütközéssel ($5 \cdot 10^{-3}$ g/(kg·s)-onként); a kék szaggatott-pontozott vonalak a hódara-/jégszemek növekedését a felhőcseppek gyűjtésével ($5 \cdot 10^{-3}$ g/(kg·s)-onként).

Ahhoz, hogy azonosítsuk, hogy mely folyamatok vezettek a hódara-/jég szemek kialakulásához a felhő különböző régióiban, és ezek a folyamatok mennyire térnek el a kétféle felbontáson, a 4.14. ábrával megegyező vertikális keresztmetszeteken, a 4.15. ábrán megjelenítettem a hódara-/jég szem képződését és növekedését eredményező tagokat. Ezek a következők (zárójelben a 4.16. illetve 4.17. ábrákon az egyes átalakulási folyamatokhoz tartozó, a görbék azonosító betűsorral): a hódara-/jég szemek ütközése esőcseppekkel (rcg), a túlhűlt vízcseppek heterogén fagyása (frz), a túlhűlt vízcseppek ütközése jégkristályokkal (rci), a hódara-/jég szemek zúzmarásodása felhőcseppekkel történő ütközéssel (gcw), valamint az esőcseppek ütközése hópelyhekkkel (rcs). A többi folyamatot, a hódara-/jég szem depozícióját/szublimációját, a hópelyhek konverzióját zúzmarásodás útján, valamint a másodlagos jégkristályképződést elhanyagolhatónak találtam a fenti mennyiségekhez képest, ezért az ábrákon ezeket nem tüntettem fel.

A keresztmetszetek vizsgálata alapján elmondható, hogy abban az időpontban a hódara-/jég szem mennyiség legnagyobb hányada a 3 és 9 km-es szintek közötti rétegben keletkezett mindkét rácshálón, ilyen szempontból nincs különbség a kétféle felbontású szimuláció között. E réteg alatt, illetve fölött a hódara-/jég szem jelenléte az advekciónak, valamint a kihullásnak köszönhető. A durvább felbontáson (a 4.15. ábra bal felső képe) a hódara-/jég szemképződés a túlhűlt esőcseppek heterogén fagyása (frz) és a túlhűlt esőcseppek jégkristályokkal történő ütközése (rci) következtében valósult meg, nagyjából hasonló mértékben ($\sim 10\text{--}20 \cdot 10^{-3} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$). A heterogén fagyás a 6–8 km-es magasságú rétegben volt jellemző, míg az ütközéses folyamat a 3–5 km-es magasságban játszódtott le. A jégképző folyamatok jóval intenzívebbnek bizonyultak a finomabb felbontás esetén (4.15-ös ábra bal alsó kép), a legnagyobb hozzájárulást az esőcseppek jégkristályokkal történő ütközése (rci) jelentette ($\sim 40 \cdot 10^{-3} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$ -os maximális értékekkel), míg a másodlagos folyamatnak a heterogén fagyás (frz) bizonyult ($\sim 20 \cdot 10^{-3} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$ -os maximális értékekkel). További különbség a durvább felbontáshoz képest, hogy az ütközéses folyamat vastagabb rétegre terjedt ki ($\sim 3\text{--}8 \text{ km}$). Meg kell említeni az esőcseppek ütközését hópelyhekkkel (rcs), amely bár az előző két mechanizmushoz képest elhanyagolható mértékben járult hozzá a hódara-/jég szem képződéséhez, a 2 km-es felbontáson jóval intenzívebbnek bizonyult ($0,8 \cdot 10^{-3} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$ -os maximális értékekkel) a 100 m-es rácsháló eredményeivel összehasonlítva ($\sim 0,2\text{--}0,4 \cdot 10^{-3} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$ -os maximális értékekkel). A durvább

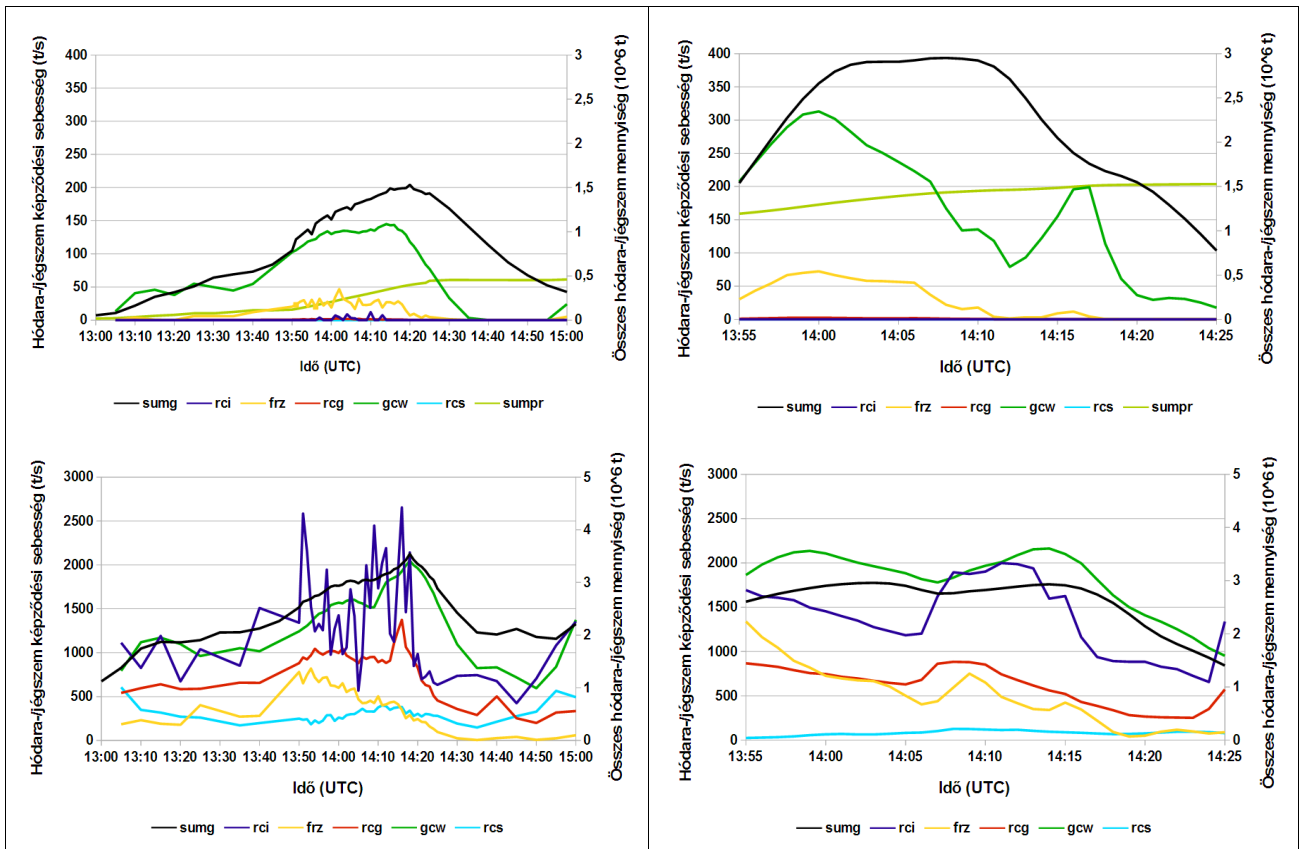
felbontáson megvalósuló hatékonyabb ütközés – a kisebb mennyiségű hóhely keverési arány ellenére – vélhetően annak a következménye, hogy mivel a durvább felbontáson kevesebb hódara-/jég szem képződik, ezért a hódara-/jég szemek által történő esőcsepp gyűjtés is kevésbé hatékony, így több esőcsepp marad vissza a hóhelyekkel történő ütközéshez.

A kialakult hódara-/jég szemek felhő- (gcw), illetve esőcseppek (rcg) gyűjtésével növekedtek (4.15-ös ábra jobb oldal két kép). Mindkét felbontáson a felhőcseppekkel történő ütközés hatékonyabbnak bizonyult az esőcseppekkel történő ütközéshez képest, továbbá a finomabb felbontáson másfélszeresen felülmúlta a 2 km-es rácshálón megfigyelhető értékeket ($\sim 15\text{--}20 \cdot 10^{-3}$ g/(kg·s)-os maximális értékek szembe a durvább felbontás $\sim 10\text{--}15 \cdot 10^{-3}$ g/(kg·s)-os maximális értékeivel).

A hódara-/jég szem kialakulását és növekedését eredményező mikrofizikai folyamatok összegzett sebességének hatását is vizsgáltam mindkét felbontáson. Ehhez a felhőt három rétegre bontottam: 8–14 km, 3–8 km, illetve 0–3 km. Mindhárom rétegben, minden időlépcsőben a zivatar adott rétegre eső térfogatára kiintegráltam az átalakulási/növekedési tagokat. Az összegzést elvégeztem a zivatar teljes térfogatára is (a felszín és 14 km között). Az összegek időbeli alakulását a 8–14 km-es, valamint a 3–8 km-es rétegben a 4.16. ábra, a 0–3 km-es rétegben, valamint a teljes térfogatban a 4.17. ábra jeleníti meg. A hódara-/jég szem depozícióját/szublimációját, a hóhelyek konverzióját zúzmárosodás útján, valamint a másodlagos jégkristályképződést nem jelenítettem meg, mivel ezeket minden esetben elhanyagolhatónak találtam.

A 4.16. ábra alapján 8 km felett a hódara-/jég szem részecskék főleg a túlűlt vízcseppek heterogén fagyásával (frz) keletkeznek, és a felhőcseppek gyűjtésével növekednek. Másik fontos forrás a feláramlás transzportja az alsóbb rétegekből (nem ábrázolt). Ez utóbbi tény az bizonyítja, hogy az egyes keletkezési/növekedési tagok összege kevesebb, mint a teljes hódara-/jég szem tartalom a térfogatban. Az eltérést pedig csakis a transzportfolyamatok okozhatják. A finomabb felbontáson hatékonyabb hódara-/jég szem képződés/növekedés figyelhető meg ebben a rétegben. Emellett a nagyobb vertikális sebesség okozta konvekció is hozzájárulhat a nagyobb hódara-/jég szem össztömeghez. Az erősebb feláramlás nemcsak több hódara-/jég szem részecskét szállíthatott alulról ebbe a rétegbe, hanem nagyobb mennyiségű eső- és felhőcseppet is a képződéshez és a növekedéshez (vesd össze a 4.14. ábra vertikális metszetein a felhő- és esőcseppek térbeli eloszlásával 8 km felett!).

A legintenzívebb hódara-/jégszem képződési folyamatok a 3 és 8 km közötti rétegben zajlottak. Ugyanakkor, míg a maximális hódara-/jégszem keverési arány magasabbnak adódott a finomabb felbontású zivatar esetén (lásd ismét 4.14. ábra!), addig a 3 és 8 km közötti felhő térfogatra vonatkoztatva ennek a fordítottja érvényes: míg a 2 km-es rácshálón a teljes hódara-/jégszem mennyiség maximuma $3 \cdot 10^6$ és $4 \cdot 10^6$ t között változott, addig a 100 m-es felbontás esetén mindvégig $3 \cdot 10^6$ t alatt maradt. A legtöbb hódara-/jégszem részecske a túlhűlt esőcseppek jégkristályokkal történő ütközése (rci) során keletkezett, továbbá egy jelentős hányad a túlhűlt vízcseppek heterogén fagyásával (frz) alakult ki. A durvább felbontáson az előbbi folyamat esetenként jelentősen hatékonyabbnak bizonyult, mint a finom felbontású zivatar esetében, aminek oka a 2 km-es felbontás esetében megfigyelhető nagyobb jégkristály mennyiség lehet. Ami a heterogén fagyást (frz) illeti, a finomabb felbontású szimuláció esetében ez hatékonyabb hódara-/jégszem produkáló folyamatnak bizonyult a kisebb felbontású szimulációhoz képest. Az esőcseppek és a hópelyhek ütközési gyakoriságát (rcs) illetően jelentős különbségeket tapasztalhatunk a kétféle felbontás között. Míg a 100 m-es rácshálón ez a folyamat elhanyagolható volt a hódara-/jégszem képződése során, a 2 km-es felbontáson különösen jelentős szerepet játszott a kezdeti időszakban, amikor e folyamat sebessége meg is haladta a heterogén fagyás sebességét is. A kialakult hódara-/jégszem mennyiség a felhő (gcw),- illetve esőcseppek (rcg) gyűjtésével növekedett tovább. A felhőcseppekkel történő ütközés lényegesen több hódara-/jégszemet eredményezett, mint az esőcseppekkel történő ütközés, és ez a megállapítás mindkét felbontásra érvényes. A felhőcseppekkel való ütközés intenzitása hasonlóan alakult mindkét rácshálón (a különbség nem releváns – a maximumérték mindkét rácshálón 2000 t/s körüli), az esőcseppekkel történő ütközés esetenként viszont számottevően hatékonyabb a durvább felbontáson, mintegy másfélszerese a 100 m-es rácshálón kapott értékeknek (1400 t/s körüli maximummal szemben a finomfelbontáson számolt 800 t/s körüli maximummal).

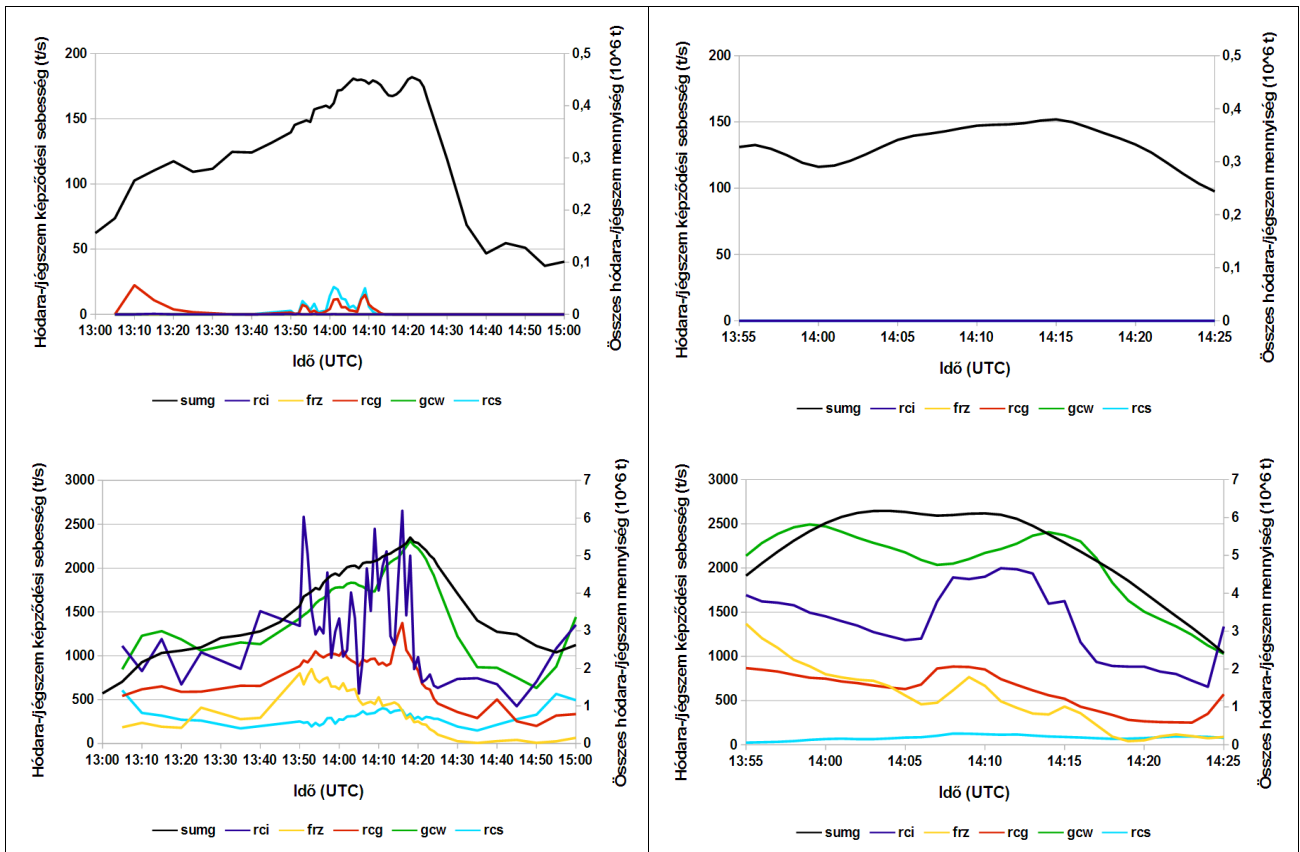


4.16. ábra: A hódara-/jégyszem képződését és növekedését eredményező folyamatok (t/s) időbeli alakulása a zivatarban a 8–14 km-es rétegben (felső két kép), valamint a 3–8 km-es rétegben (alsó két kép), a 2 km-es (bal oldali két kép), illetve a 100 m-es rácshálón (jobb oldali két kép) 2009. június 7-én. A rövidítések jelentését lásd a szövegben! A *sumg* görbe a teljes hódara-/jégyszem mennyiség tendenciáját jelöli az adott rétegben (10^6 t egységekben), a *sumpr* görbe felső két képen a hódara-/jégyszem képződést/növekedést leíró tagok összegének idő szerinti integrálját jelenti (10^6 t egységekben – az utóbbi két mennyiséghez tartozó vertikális tengely az ábrák jobb oldalán található).

A 4.17. ábra alapján az alsó 3 km-es rétegben (ami nagyjából a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ feletti hőmérsékletű rétegnek felel meg), a hódara-/jégyszem képződés és növekedés elhanyagolható mértékű volt mindkét szimuláció esetében. Ugyanakkor érdekes megfigyelni, hogy a 2 km-es rácshálón számolt összes hódara-/jégyszem mennyiség némileg magasabb értékeket ($0,4\text{--}0,5 \cdot 10^6$ t) ért el ebben a rétegben, mint a 100 m-es rácsháló esetében (mindvégig $0,4 \cdot 10^6$ t alatt). Ez pont ellenkezője a felszíni hódara-/jégyszem keverési arány értékekkel kapcsolatos megállapításoknak. Az ellentmondás

magyarázata az lehet, hogy ha a hódara-/jégszem keverési arány nem ér el egy bizonyos küszöbértéket a Thompson-sémában, akkor az összes részecske elolvad esés közben, és a felszínre esőcseppként érkezik. Mivel a finomabb felbontású szimuláció lokálisan jóval magasabb maximális hódara-/jégszem mennyiségeket számolt a felszín közelében (lásd ismét 4.14. ábra!), ezért vélhetően ott ezek az értékek meghaladták az olvadási küszöböt, így a felszínre több hódara-/jégszem hullhatott. Mindezek alapján megállapítható, hogy bár a finomabb felbontáson szimulált zivatar magasabb maximális hódara-/jégszem keverési arányokat produkált a felszín közelében a durvább felbontáshoz képest, mégis összességében némileg kevesebb hódara-/jégszem tömeg képződött a teljes felszín közeli rétegre vetítve.

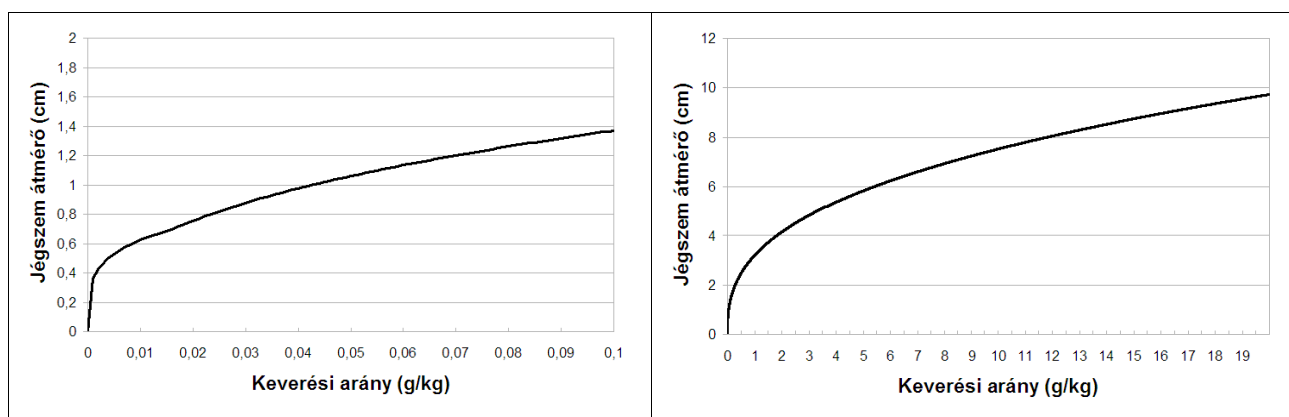
Ami a teljes zivatarra összegzett hódara-/jégszem tömeget illeti (4.17-es ábra alsó két kép), ez mindkét szimuláció esetén hasonlóan alakult ($5,5 \cdot 10^6$ t maximális értéke a durvább, $6 \cdot 10^6$ t a finomabb felbontáson). Azaz a felbontásnak csekély hatása volt a zivatarban kialakuló összes hódara-/jégszem mennyiségére, az eltérés mindössze 10 %. Mindkét esetben az összes mennyiség legnagyobb hányada elsősorban esőcseppek és jégkristályok ütközésével (rci), másodsorban túlhűlt esőcseppek heterogén fagyásával (frz) keletkezett. Ugyanakkor a durvább felbontáson nem elhanyagolható mértékben járult hozzá a hódara-/jégszem képződéshez az esőcseppek és hópelyhek ütközése (rcs), míg ez a folyamat a 100 m-es rácshálón elhanyagolható szerepet játszott. A kialakulást követően hódara-/jégszemek a felhő- (gcw) és esőcseppek (rcg) gyűjtésével növekedtek. Hasonlóan a 3 és 8 km közötti rétegben tett megállapításokhoz, a teljes zivatarra vetítve, a felhőcseppekkel történő ütközés jóval dominánsabbnak bizonyult az esőcseppek begyűjtésével szemben. A növekedési folyamatok hasonlóan alakultak a 3–8 km-es rétegben megfigyeltekhez, a nagyobb térfogatra történő integrálásnak köszönhetően némileg magasabb értékekkel. A felhőcseppekkel való ütközés intenzitása a kétféle felbontáson kismértékben eltérő maximumokat (2200–2400 t/s körüli) eredményezett, míg az esőcseppekkel történő ütközés a 2 km-es rácshálón esetenként ugyanúgy mintegy másfélszeres intenzitást produkált a 100 m-es rácshálón kapott értékekhez képest.



4.17. ábra: A hódara-/jégszem képződését és növekedését eredményező folyamatok időbeli alakulása (t/s) a zivatarban a 0–3 km-es rétegben (felső két kép), valamint a zivatar teljes térfogatában (alsó két kép), a 2 km-es (bal oldali két kép), illetve a 100 m-es rácshálón (jobb oldali két kép) 2009. június 7-én. A rövidítések jelentését lásd a szövegben! A *sumg* görbe a teljes hódara-/jégszem mennyiség tendenciáját jelöli az adott rétegben (10⁶ t egységekben – a hozzá tartozó vertikális tengely az ábrák jobb oldalán található).

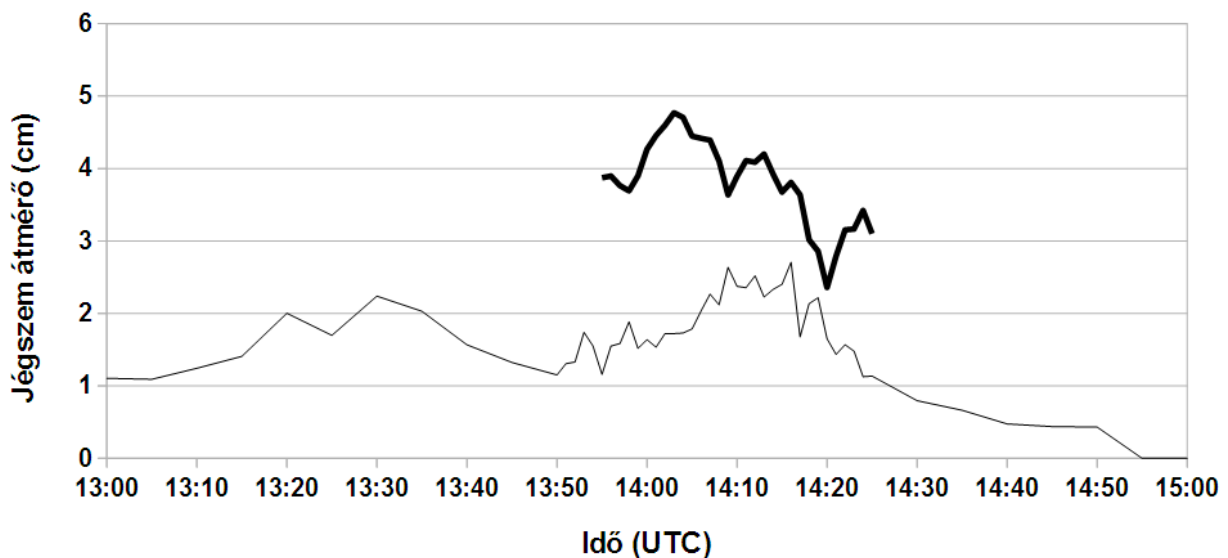
4.3. A maximális jégzemméretet számoló módszer eredményei

A (3.8), (3.9) és a (3.11)-es összefüggések összevetéséből látszik, hogy a vázolt módszerrel nyert maximális jégzemméret lényegében a felszíni hódara-/jégzem keverési arány függvénye. Ezt a függést a 4.18. ábra mutatja be, amelyet a (3.8), (3.9) és (3.11.) képleteken alapuló algoritmus segítségével állítottunk elő diszkrét keverési arányokra. Az ábra bal oldali képe alapján megállapítható, hogy a maximális jégzemméret igen érzékeny a keverési arány változására, ha a keverési arány értéke kicsi ($< 0,4$ g/kg), ekkor a növekedés közelítőleg lineáris. Ugyanakkor a nagyobb értékeknél (hózzávetőlegesen 4 g/kg felett) a maximális jégzemméret kevésbé gyorsan nő a keverési arány növekedésével (lásd a 4.18. ábra jobb oldali képét!).



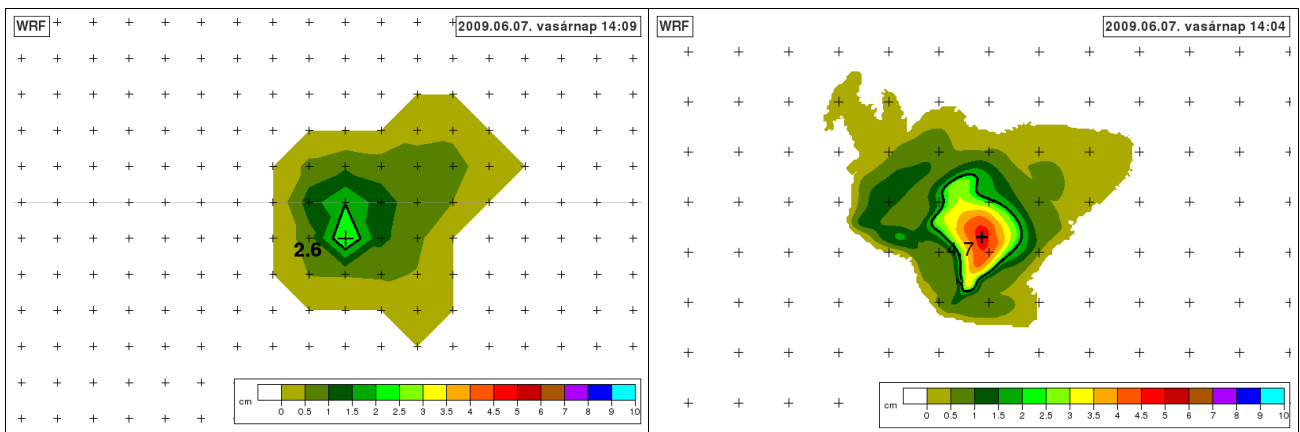
4.18. ábra: A maximális jégzemméret (cm) függése a jégzem keverési aránytól 0 és 0,1 g/kg értékhatárok (bal oldali kép), illetve 0 és 20 g/kg értékhatárok között (jobb oldali kép) 25 °C-os hőmérséklet, 1000 hPa-os nyomás, és 10 g/kg vízgőz keverési arány esetén.

Mivel a kétféle szimuláció szignifikánsan eltérő hódara-/jég szem keverési arányokat produkált a felszínen, így az előrejelzett maximális jég szem méretben is jelentős különbségek mutatkoztak. A zivatarban előforduló legnagyobb maximális jég szem méret időbeli alakulását a kétféle felbontáson 4.19. ábra jeleníti meg. Ez alapján látható, hogy a maximális jég szem méret a durvább felbontású zivatarban többnyire 2 cm alatt maradt, csak időnként haladta meg kissé a 2 cm-t, és 2,5 cm körül tetőzött. Ugyanakkor a finomabb felbontású szimuláció esetében a teljes időtartamra vetítve szinte mindig előfordultak olyan rácspontok, ahol a maximális jég szem méret meghaladta a 3 cm-t, sőt, időnként megközelítette az 5 cm-t is. Így elmondható, hogy a finomabb felbontáson kapott maximális jég szem méretek közelebb estek a megfigyelésekhez (amelyek alapján 4 cm-t elérő, illetve azt meghaladó jég szemek hullottak – lásd 4.1.1-es fejezet!), mint a durvább felbontás esetében, azaz a felbontás növelésével javulhat a maximális jég szem méret előrejelzés pontossága is.



4.19. ábra: A legnagyobb, előrejelzett maximális jég szem méret alakulása a szimulált zivatarban mindkét rácshálón a 2009. június 7-i szimuláció esetében. A vékony, folytonos vonal a 2 km-es rácshálón, a vastag, folytonos vonal pedig a 100 m-es rácshálón számolt maximális jég szem méret tendenciáját jeleníti meg.

A maximális jégzemméret térbeli eloszlásának bemutatására a kapott értékeket horizontális metszeteken is megjelenítettük az egyes rácshálókon olyan – nem feltétlenül egyező – időpontokban, amikor az adott rácshálón a számolt jégzemméret a maximumát érte el (lásd 4.20. ábra!). Ez alapján látható, hogy a 2 km-es rácshálón 2,5 cm feletti jégméret mindössze egy rácsponton található, ami 4 km²-nyi területet reprezentál. Ugyanakkor a maximális méret a 100 m-es szimulációban mintegy 1 km²-nyi területen haladja meg a 4,5 cm-t, míg a 2,5 cm-es maximális jégzemméret kiterjedése 8 km². Ez kétszerese a durvább felbontású szimulációval kapott területnek. Megállapítható, hogy a finomabb felbontáson nemcsak a maximális jégméret adódott lényegesen nagyobbak a kisebb felbontáshoz képest, hanem a nagyméretű jégzemeknek kitett terület nagysága is.



4.20. ábra: A maximális jégzemméret mező (cm) horizontális metszete a szimulált zivatarban mindkét felbontáson 2009. június 7-én. A bal oldali ábrán a 2 km-es rácshálón futtatott szimuláció eredménye látható a 14:09 UTC-s időpontban, a jobb oldali ábrán a 100 m-es rácshálón számolt értékek figyelhetők meg a 14:04 UTC-s időpontban. Két szomszédos + távolsága mindkét képen 2 km-nek felel meg.

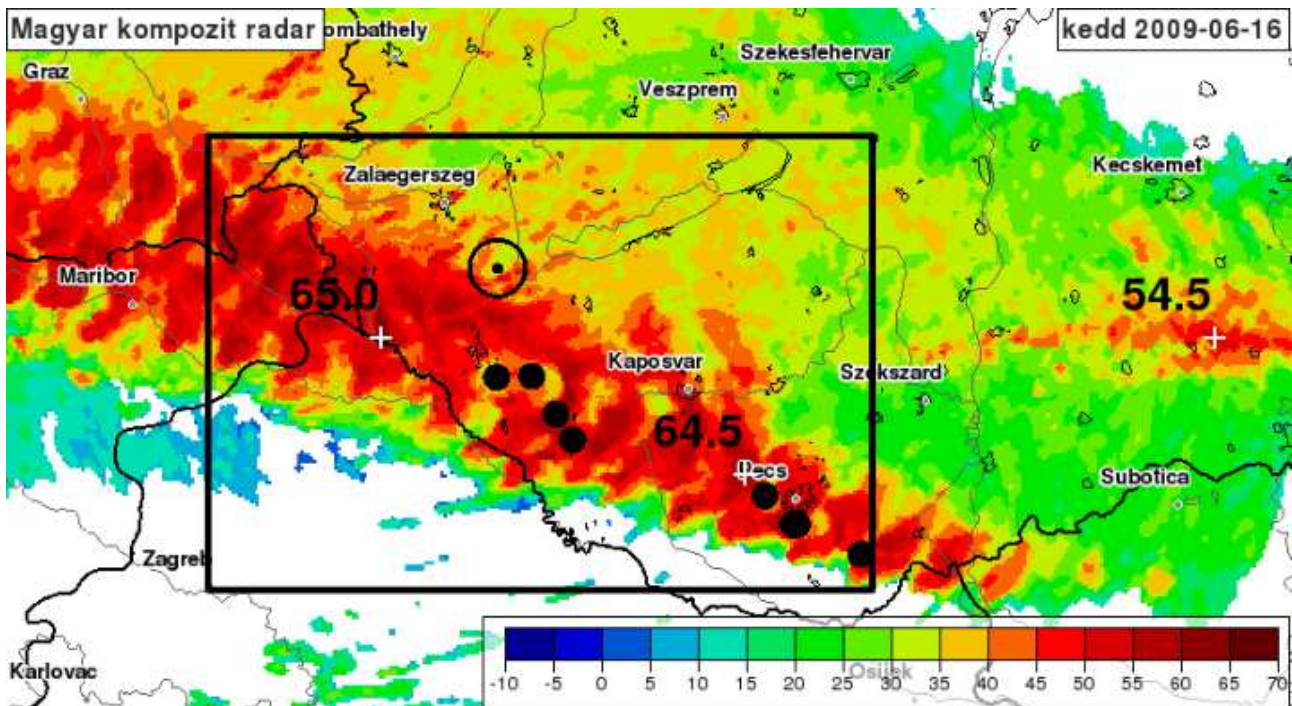
4.4. A módszertan ellenőrzése egy másik esettanulmány segítségével

Az 2009. június 7-i esettanulmánnyal kapcsolatban tett megállapítások érvényességét célszerű megvizsgálni egy másik esetben is, mivel így jobban alátámasztott, általánosabb érvényű következtetéseket vonhatunk le. A kiválasztott másik esettanulmány során a következő kérdésekre szerettem volna választ kapni:

1. A választott horizontális felbontás hasonló hatással van a szimulált zivatar mikrofizikai tulajdonságaira – különös tekintettel a hidrometeorok maximális keverési arányára –, mint a korábbi alfejezetekben tárgyalt eset során?

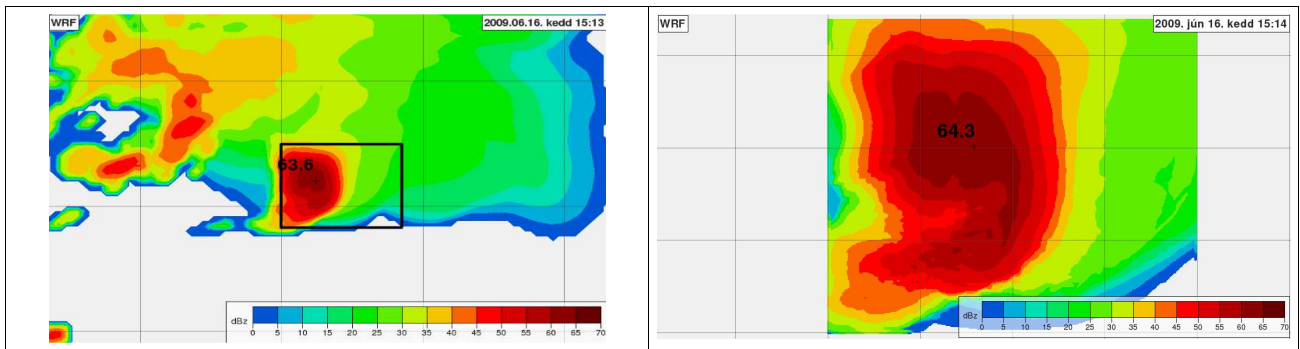
2. A maximális jég szeméretet számoló módszer hasonló beválású-e a 2009. június 7-i esetben tapasztaltakhoz, és a jég szeméret hasonlóan függ a horizontális felbontástól?

A kérdések megválaszolására a WRF szimulációt a 2009. június 16-i esetre futattam le, amely során az ország délnyugati részében egy hosszú életű szupercella vonult végig, és nagy területen produkált károkozó jégesőt. A szupercella vonulási útja a 4.21. ábra radarképen figyelhető meg. A kérdéses cella csírái 13:00 UTC-kor Ausztriában jelentek meg Graz-tól délre, két külön zivatar formájában, amelyek délkeleti irányba haladva, Szlovénia északkeleti részét keresztezve, 14:45 UTC-kor léptek be hazánk területére. Ekkor a két cella összeolvadása figyelhető meg a radarképen, és a létrejövő új cella maximális radarintenzitása elérte a 65 dBZ-t. A zivatar ezt követően 16:45 UTC-kor haladt el Pécs városa felett (maximális intenzitása ekkor 64,5 dBZ), és 17:30 UTC-kor Mohács térségében – némileg legyengülve – lépett ki az országból. Az összeolvadást megelőző időszakot is tekintve a cella élettartama elérte a 4 és fél órát. A zivatarból a Nefela hálózatban gyűjtött jégjelentések alapján a következő településeken hullott 2 cm-t meghaladó átmérőjű jégeső (elhelyezkedésüket lásd a 4.21. ábrán!) – zárójelben a jelentett méretkategóriával vagy cm-ben kifejezett átmérővel: Pogányszentpéter (dió, néhány szem 5 cm), Inke (galambtojás), Nagyatád (galambtojás), Somogyszob (tojás), Kővágótöttös (dió), Pogány (dió), Borjád (2,5 cm).



4.21. ábra: Kompozit, oszlopmaximum radarképsorozat (15 perces gyakorisággal) 2009. június 16-án 13:00 és 18:00 UTC között. A színezés a radarintenzitást jelöli (dBZ-ben). A fekete pöttyök azokat a településeket jelölik, ahol a Nefela hálózat kezelői jelentése szerint 2 cm-t meghaladó átmérőjű jégeső hullott (lásd szöveg!), a fekete karika a pogányvári radar helyét mutatja. A fehér kereszt az időszak két legmagasabb reflektivitásának helyét mutatja hazánk felett, a fekete, vastag betűvel szedett szám a hozzá tartozó értéket jelöli (dBZ-ben). A fekete téglalap a 4.22. ábrán szereplő, a 2 km-es rácshálóból készített horizontális kivágat elhelyezkedését mutatja.

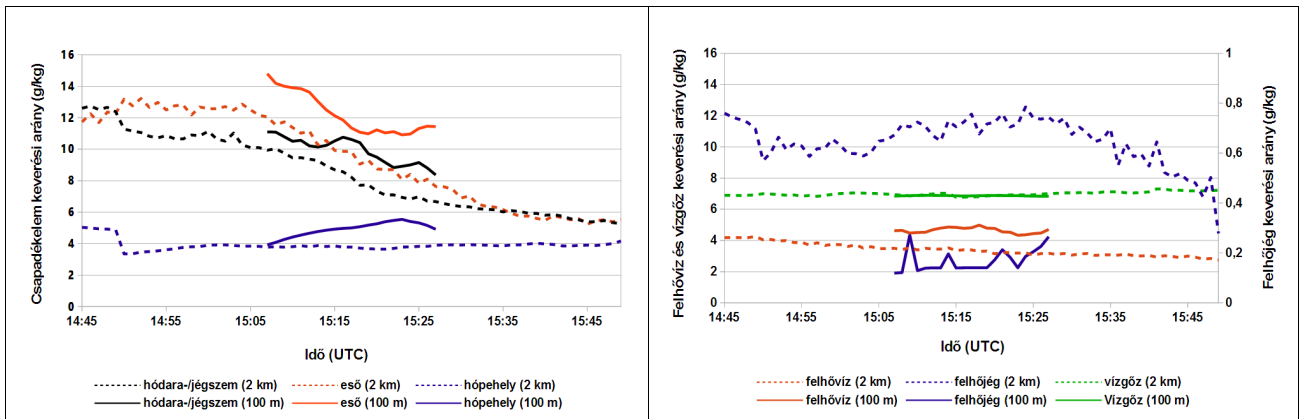
A modell-számításokat a 2009. június 16. 12:00 UTC-s időpontból indítottam, amihez a kezdeti és oldalsó peremfeltételeket az ECMWF 2009. június 16. 12:00 UTC-s futása szolgáltatta. A szimuláció aznap 17 UTC-ig (azaz +5 óráig) történt. A modell egyéb beállításai teljesen megegyeznek a 2009. június 7-i szimulációval, az egyes – a szimulációs terület eltéréseiből adódó – különbségeket a 3.3-as fejezet tartalmazza, az egymásba ágyazott rácshálók elhelyezkedését a 3.5. ábra jeleníti meg.



4.22. ábra: A WRF által szimulált maximális radarreflektivitás a *bal oldali képen* a 15:13 UTC-s időpontra a 2 km-es rácshálón (egy négyzet egy 50 km x 50 km-es területet reprezentál), a *jobb oldali képen* a 15:14 UTC-s időpontra a 100 m-es rácshálón (egy négyzet egy 10 km x 10 km-es területet reprezentál) 2009. június 16-án. Mindkét képen a szám a cella maximális reflektivitását jelenti (dBZ-ben), a hozzá tartozó kereszt a maximum helyét mutatja. A bal oldali képen a vastag négyzet a bal oldali kép kivágatának elhelyezkedését mutatja. A bal oldali kivágat tényleges pozícióját a 4.21. ábrán a fekete téglalap mutatja.

A szimuláció ellenőrzését ezúttal is a számított oszlopmaximális reflektivitás és a megfigyelt reflektivitás összevetésével végeztem el. A szimulált oszlop maximális radarreflektivitást a 2 km-es és a 100 m-es rácshálón a 4.22. ábrán figyelhetjük meg, olyan kiválasztott időpontokban (15:13 illetve 15:14 UTC), amikor az adott rácshálón a reflektivitás a maximális értékét érte el. Látható, hogy mindkét rácshálón a modell visszaadta a megfigyelt, diszkrét reflektivitási struktúrát (lásd 4.21. ábra!), a szimulált maximális reflektivitás kis mértékben tért el a megfigyelt maximális értéktől, némileg alatt maradt (63,6 dBZ a 2 km-es, illetve 64,3 dBZ a 100 m-es rácshálón, mindeközben a mért maximális reflektivitás 65 dBZ volt). Az is megfigyelhető, hogy a durvább felbontáson számított oszlopmaximum radarintenzitás némileg elmarad a finomfelbontású maximális értéktől, ez a különbség megegyezik a 2009. június 7-i esettanulmány során tapasztaltakkal, azaz a finomabb felbontás nagyobb maximális radarreflektivitásokat produkál. Mindezzel együtt elmondható az is, hogy a 100 m-es rácshálón modellezett zivatar maximális reflektivitása közelebb esett a megfigyeléshez.

Megvizsgáltam az egyes – a Thompson-séma által számolt – hidrometeorok maximális zivatarbeli keverési arányainak alakulását mindkét rácshálón. Az eredményeket a 4.23. ábra tartalmazza. Itt is meg kell jegyezni, hogy mivel a 100 m-es rácsháló kiterjedése erősen korlátozott, ezért a modell a zivatart időben is csak korlátozottan volt képes szimulálni a finomabb felbontáson. A gyors áthelyeződés következtében a cella mindössze 20 percig tartózkodott a finomfelbontású rácshálón. Ennek köszönhető, hogy az adatok csak 15:07 és 15:27 UTC között állnak rendelkezésre ezen a felbontáson. A korábbi esethez hasonlóan itt is azt találtam, hogy a felbontásnak hatása van a szimulált zivatarban előforduló maximális hidrometeor keverési arányokra. Ugyanakkor a felbontás hatása a felhőjég kivételével a 2009. június 7-i esettől eltérően kisebb mértékű. Az esőcsepp és a hódara-/jégszem esetében a 100 m-es rácshálóval számolt értékek mindössze 1–2 g/kg-mal (kb. 20–25 %-al) múlják felül a 2 km-es rácshálóval kapott értékeket (a fentiekben vizsgált esetben a felbontás változtatásának hatására 4–5 g/kg-al változott hódara-/jégszem maximális keverési arány, ami kb. 150%-os változásnak felel meg, illetve a 8–10 g/kg-al változott az esőcseppek maximális keverési aránya, ami kb. 200%-os változás). A hópehely és a felhővíz maximális keverési aránya egyaránt növekedtek a felbontás növelésével, de az eltérés a hópehely esetében legfeljebb 25 %-ot ért el (hasonlóan a 2009. június 7-i esethez), míg a felhővíz esetében a változás átlagosan 25 % körüli érték volt, ami némileg nagyobb a június 7-i esetben tapasztalt hatáshoz viszonyítva. A többi hidrometeorral ellentétben viszont a felhőjég maximális keverési aránya a durvább felbontás esetében számottevően nagyobb. A különbség eléri a 10 g/kg-ot is, ami 500%-os különbséget jelent. Ez változás egybecseng az első esettanulmány során tapasztaltakkal (kb. 300 %-os változás).

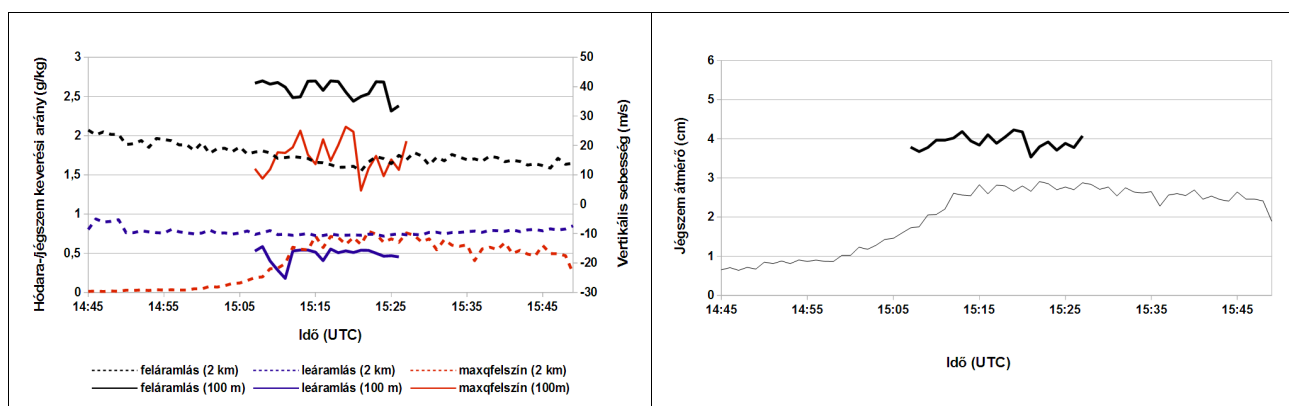


4.23. ábra: A hidrometeorok maximális keverési arányának (g/kg) időbeli alakulása a szimulált szupercellában a 2 km-es, illetve a 100 m-es rácshálón 2009. június 16-án. *Bal oldali kép:* csapadékelemek (g/kg). *Jobb oldali kép:* felhőelemek, illetve vízgőz (mind g/kg). A felhőjéghez tartozó vertikális tengely az ábra jobb oldalán található.

Előállítottam a maximális hódara-/jégszem keverési arány környezetében található maximális feláramlás, a maximális felszíni hódara-/jégszem keverési arány, valamint a maximális felszíni hódara-/jégszem keverési arány környezetében előforduló maximális leáramlás időbeli tendenciáját is mindkét rácshálón (a keresési eljárás teljes mértékben megegyezik a 2009. június 7-i esetben leírtakkal – lásd 4.2. fejezet!). Az eredményeket a 4.24. ábra tartalmazza (bal oldali kép). Látható, hogy a finomabb felbontáson a feláramlási sebesség szignifikánsan nagyobb a 2 km-es rácsháló értékeihez képest. Míg a 100 m-es rácshálón a jellemző maximális értékek 40 m/s körül találhatók, addig a durvább felbontáson 20 m/s körül, az eltérés mintegy kétszeres. Ezt összevetve a 2009. június 7-i esettel (lásd 4.13-as ábra!) és a maximális hidrometeor keverési arányok közti különbséggel (lásd 4.12. és 4.23. ábra!), arra a következtetésre juthatunk, hogy a zivatarok modellezése során a nagyobb különbség a feláramlási sebességekben nem feltétlenül jelent arányosan nagyobb különbséget a maximális hidrometeor (és így a hódara-/jégszem) keverési arányokban. A leáramlási sebességek – hasonlóan a feláramláshoz – jóval erősebbek a finomabb felbontáson, a 2 km-es rácshálón a maximális értékek 10 m/s körül találhatók, míg a 100 m-es rácstávolság esetén 25 m/s körül, ez mintegy kétszeres arányt jelent, ugyanakkor az átlagos eltérés aránya mintegy másfélszeres. Az átlagos eltérési arány egybevág az első esettanulmány során megfigyeltekkel.

Ami a maximális felszíni hódara-/jégzem keverési arányokat illeti (lásd szintén 4.24. ábra!), a finomabb felbontáson lényegesen magasabb értékeket produkált a szimulált zivatar, mint a 2 km-es rácshálón: a 100 m-es felbontás maximális értékei elérik a 2 g/kg-ot, míg a 2 km-es rácshálón a maximumok 0,7 g/kg körüliek, ez mintegy 3-szoros arányt jelent. Ez jóval kisebb, mint a 2009. június 7-i esetben tapasztalt hatszoros eltérés az abszolút maximum értékek között.

A fentiek alapján megállapítható, hogy a zivatarok modellezése során a nagyobb különbség a feláramlási sebességekben nem feltétlenül eredményez arányosan nagyobb különbséget a maximális hidrometeor (és így a hódara-/jégzem) keverési arányokban.



4.24. ábra: Bal oldali kép: A maximális feláramlási sebesség (m/s) időbeli változása a középszinten kiszámított maximális hódara-/jégzem keverési arány környezetében; a legerősebb leáramlás sebességének (m/s) időbeli változása a felszínen kiszámított maximális hódara-/jégzem keverési arány környezetében (mindkettő vertikális tengelye az ábra jobb oldalán található); valamint felszínen kiszámított, maximális hódara-/jégzem keverési arány (g/kg) időbeli változása a 2 km-es, valamint a 100 m-es rácshálón szimulált zivatarban 2009. június 16-án (a hozzá tartozó vertikális tengely az ábra bal oldalán található). Jobb oldali kép: A legnagyobb, előrejelzett maximális jégzem méret alakulása a szimulált zivatarban mindkét rácshálón a 2009. június 16-i szimuláció esetében. A vékony, folytonos vonal a 2 km-es rácshálón, a vastag, folytonos vonal pedig a 100 m-es rácshálón számolt maximális jégzem méret tendenciáját jeleníti meg.

Az ismertetett eltérések a kétféle felbontáson számolt maximális felszíni jég szemméretre is kihatnak. A 4.24. ábra jobb oldali diagramja alapján a durvább felbontáson a legnagyobb jég szemméretek 2,8 cm körül, míg a finomabb felbontású zivatarban kicsivel 4 cm fölött alakultak. Tehát a nagyobb felbontás nagyobb felszíni jég szemméretet eredményezett. A korábban ismertetett megfigyelésekkel összehasonlítva, mindkét felbontás eredményei elmaradtak a megfigyelt maximális jég szem átmérőtől (5 cm), ugyanakkor a 100 m-es rácshálóval számolt maximális méret jobban megközelített a megfigyelt értéket. Ez a megállapítás egybecseng a 2009. június 7-i esettanulmány kapcsán levont következtetésekkel, azaz a finomabb felbontású szimuláció a megfigyelésekhez közelebb eső maximális jég szemméretet produkált.

5. Összefoglalás és kitekintés

Jelen értekezésben áttekintést nyújtottam a jégesős zivatarok modellezésében elért eredményeimről. A kutatás eszközeül olyan numerikus szimulációk szolgáltak, amelyeket két, nagyméretű jégzemeket produkáló szupercellás esetre (2009. június 7. és 2009 június 16.) végeztem el a nem-hidrosztatikus rendszerű WRF modellel. A mikrofizikai vizsgálatok alapját a modellben alkalmazott Thompson-féle, egymomentumos mikrofizikai parametrizáció jelentette. A mikrofizikai elemzések során arra kerestem a választ, hogy a választott horizontális felbontásnak milyen hatása van a zivatar mikrofizikai jellemzőire. Ehhez a modellt két, eltérő felbontású, egymásba ágyazott rácshálón futtattam: egy 2 km-es, illetve egy 100 m-es horizontális rácstávolságú területen. A kétféle rácson szimulált zivatar tulajdonságait, úgymint a szimulált radarintenzitás, vertikális örvényesség, morfológia, áramlási kép, hidrometeorok mennyiségei, a hódara-/jégzem képződését eredményező folyamatok, kvalitatív és kvantitatív módon összehasonlítottam. A felbontás hatását a zivatar mikrofizikai jellemzőire korábban nem vizsgálták, így ez új vonásnak számít a zivatarmodellezésben. Mindemellet a szimuláció eredményeire alapozva egy új módszert is implementáltam (lásd 3.2. fejezet és 3.11. formula!) a felszínre hulló maximális jégzemméret előrejelzésére, amelyet a jövőben érdemes lehet a rövidtávú-ultrarövidtávú előrejelzésben is alkalmazni. A legfontosabb eredmények pontokba szedve a következők:

- Megállapítottam, hogy a numerikus modell kimeneti mezőiből számolt radarreflektivitási mező alkalmas a modell bevéálásának vizsgálatára. Mindez a szimulált zivatar radarintenzitásának, struktúrájának, élettartamának a mérésekkel történő összevetését jelenti.
- A szimulált radarreflektivitási mező és a tényleges radarmérések összehasonlításával megállapítottam, hogy a modell a megfigyelésekkel jól egyezően képes szimulálni a heves szupercellás zivatarokat a felbontástól függetlenül.
- A Thompson-séma alkalmazása a WRF modellben a zivatarok mikrofizikai struktúráját és ezzel összefüggésben az áramlási jellemzőit (pl. csapadék okozta leáramlás) kvalitatív értelemben kellően realiztikusan képes visszaadni.

- Kimutattam két konkrét, a felszínen nagyméretű jég szemeket produkáló szupercellás esettanulmány szimulációja alapján, hogy a horizontális felbontásnak jelentős hatása lehet a modellezett zivatar intenzitására, morfológiájára, dinamikájára, valamint mikrofizikai jellemzőire.
- A szimulációk elemzésével megállapítottam, hogy az ultrafinom (100 m-es) felbontású szimuláció eredményei a radarintenzitás, a felszíni jég szem méret tekintetében közelebb álltak a megfigyelésekhez, mint a durvább felbontású (2 km-es) szimuláció eredményei.
- A nagyobb felbontású modell intenzívebb zivatart eredményezett a durvább felbontásúhoz képest. A nagyobb intenzitás erősebb fel- és leáramlásokat, magasabb felhőtetőt, valamint ezekkel összefüggésben az esőcseppek, illetve hó dara-/jég szemek nagyobb maximális keverési arányát jelenti.
- Ezek a térbeli felbontás okozta különbségek megmutatták a dinamikai és mikrofizika folyamatok szoros kapcsolatát. Az erősebb feláramlás lokálisan nagyobb mennyiségű csapadékelemet generált közép- és alacsonyszinteken, a nagyobb csapadéktömeg erősebb leáramlást indukált a felszín közelében.
- A modellezés során a két esettanulmány összevetéséből az is kiderült, hogy a kétféle felbontást összehasonlítva a nagyobb eltérések a feláramlási sebességekben nem feltétlenül eredményeznek arányosan nagyobb különbségeket a maximális hidrometeor mennyiségekben.
- Míg a maximális csapadékelem keverési arányok tekintetében jelentős különbségek mutatkoztak (a finom felbontás értékei többszörösen felülmúlták a 2 km-en kapott értékeket), addig a teljes felhőre integrált eső- és hó dara-/jég szem tömeget kevéssé befolyásolta a térbeli felbontás (az eltérés aránya mindössze 10 %).
- Felbontástól függetlenül a hó dara-/jég szem részecskék legnagyobb hányada az esőcseppek és jég kristályok ütközésével, másodsorban az esőcseppek heterogén fagyásával keletkeztek. A durvább felbontás esetében ugyanakkor az esőcseppek és hó pelyhek ütközése nem jelentéktelen mértékben járult hozzá hó dara-/jég szem részecskék kialakulásához, míg ennek a folyamatnak a szerepe a finomabb felbontás esetében elhanyagolhatónak bizonyult.

- Mindkét felbontás esetében a kialakult hódara-/jégszemek a felhő- illetve esőcseppek gyűjtésével növekedtek. A felbontástól függetlenül, a növekedés során a felhőcseppekkel történő ütközés lényegesen meghatározóbb folyamat volt, mint az esőcseppek gyűjtése.
- Maximális jégszemméret előrejelzési módszert dolgoztam ki, amely a WRF által számolt hódara-/jégszem keverési arány kimeneti mezőit használja bemeneti adatként. Az algoritmus a mikrofizikai parametrizációban használt, a hódara-/jégszem részecskék méret szerinti eloszlását leíró függvény határozott integráljának kiszámításán alapul. Az eljárás során kerestük azt – az aktuális hódara-/jégszem keverési aránytól függő – küszöbméretet, amely felett a hódara-/jégszemek koncentrációja már elhanyagolható.
- Mindkét esettanulmány során a finomabb felbontás esetében kapott maximális jégszemméret nagyobbak adódtak a durvább felbontáshoz képest, és egyúttal közelebb is állt a megfigyelt értékekhez. Azaz megállapítható, hogy a felbontás növelésével javult a maximális jégszemméret előrejelzés.

A vizsgálatokat kettő konkrét szupercellás esetre végeztük el, így kérdéses, hogy a mikrofizikai jellemzőkkel kapcsolatban tett megállapítások érvényesek-e nagyobb számú szupercellás, vagy akár multicellás esetekre is. Megválaszolásra vár az is, hogy a maximális jégszemméret számolás hasonlóan pontos eredményeket ad-e más esetekben is. A módszer operatív alkalmazása esetén tekintettel kell lenni arra, hogy a jelenlegi számítógép teljesítmények mellett az elérhető maximális felbontás ~ 1 km. Így az operatív alkalmazás esetén a beválás a 100 m-es felbontással kapott eredményekhez képest várhatóan rosszabb lehet. További vizsgálatokat igényel annak kiderítése, hogy a szimuláció – a felbontás mellett – mennyire érzékeny a mikrofizikai parametrizáció, valamint a turbulens diffúzió parametrizációjának megválasztására. A választott felhőfizikai séma momentumainak növekedésével vélhetően pontosabbá válhat a hidrometeorok térbeli eloszlásának és mennyiségének előrejelzése is (bár az eloszlás momentumainak száma mellett legalább olyan fontos lehet az átalakulási folyamatok megfelelően pontos leírása is – pl. Morrison et al., 2009). Ennek tesztelésére a jövőben kísérleteket kell elvégezni rendelkezésre álló kétmomentumos parametrizációk alkalmazásával (pl. Milbrandt & Yau, 2005; Morrison & Pinto, 2005). Érdemes megfontolni a részletes mikrofizikai séma alkalmazását is, amelyekből jelenleg a Khain-féle parametrizáció (Khain et al., 2010) áll rendelkezésre a WRF-ben.

A részletes felhőfizikai almodellek ugyanakkor rendkívül számításigényesek, így rendszeres futtatásuk a mai számítógépes kapacitás mellett még nem elképzelhető.

A diffúziós séma hatása az eredményekre szintén nyitott kérdés, mivel ahogy azt a 3.3 fejezetben láttuk, az 1 km-nél kisebb rácsávolságot alkalmazó szimulációknál („terra incognita”) a PBL-séma és a skalár diffúziós együttható helyett tenzor jellegű együttható alkalmazása szükséges a lezárás kezelésére (Wyngaard, 2004). Emiatt a jövőben tervezzük, hogy az ultrafinom felbontású vizsgálatokat az alternatív diffúziós megoldással végezzük, amelytől azt várjuk, hogy a szimuláció konzisztenciáját és bevalását tovább javítja.

Köszönetnyilvánítás

Mindenekelőtt rengeteg köszönettel tartozom témavezetőmnek, *Geresdi Istvánnak*, akinek a szakmai jártassága, aprólékossága és objektív kritikai észrevételei nélkül ez a dolgozat bizonyosan nem jöhetett volna létre. Köszönöm munkahelyemnek, az *Országos Meteorológiai Szolgálatnak* a disszertáció megírásához biztosított technikai, anyagi és erkölcsi támogatást. Külön köszönet illeti közvetlen siófoki kollégámat, *Horváth Ákost*, aki bő tíz éve elindított a heves zivatarok kutatásának rögzös útján. Köszönöm *Nagy Attilának* a numerikus szimulációkban nyújtott tanácsait és segítségét. A modellfuttatásokhoz nélkülözhetetlen számítógépparkot *Nagy Lajos* és *Lőwinger Endre* informatikus kollégám biztosították, ezúton köszönöm nekik is. Hálás köszönet jár *Simon André* kollégámnak, aki bevezetett az angol nyelven történő publikálás rejtelseibe. Nagyon sok segítséget kaptam *Szegedi Csaba* és *Sebők István* radaros kollégáimtól, akik egyrészt az esettanulmányokhoz szükséges radaradatokat biztosították, másrészt a radarproduktumok (jégesős) használhatóságáról is számos hasznos információval láttak el. Hálásan köszönöm barátnőmnek, *Darányi Mariannak*, aki nemcsak hogy végig támogatott a disszertáció megírása során, hanem aprólékos észrevételeivel és korrektúráival jelentősen hozzájárult a dolgozat színvonalához is. Természetesen sok-sok köszönet illeti Családomat (*Édesanyámat*, *Édesapámat* és *Húgomat*), valamint Barátaimat (*Tóth Renáta*, *Csík „Doki” András*, *Kürthy András*, *Rajnai Márk*, és valahány név a naptárban) a mérhetetlen támogatásért és a türelemért, amit e disszertáció születése alatt tanúsítottak felém. Nagyon köszönöm a *supercella.hu* és a *Viharvadász Egyesület* kemény magjának (*Molnár Ákosnak*, *Kovács Kornélnak*, *Nagykovácsi Zsoltnak*, *Bondor Gyulának*, *Kun Sándornak*, *Durbász Gábornak*, valamint a már nem tag *Polyánszky Zoltánnak*), akik lelkesedése engem is inspirált a heves zivatarok kutatásában. És végezetül köszönöm a *Dárenbéznek* és az *Ambientnek*, amik – akárcsak a bő tíz évvel ezelőtti szakdolgozatírás során – nagy-nagy segítségemre voltak zenéjükkel.

Irodalomjegyzék:

- Adlerman E. J., and Droegemeier, K. K., 2002: The sensitivity of numerically simulated cyclic mesocyclogenesis to variations in physical and computational parameters. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 2671–2691.
- Amburn, S. A., and Wolf, P. W., 1997: VIL density as a hail indicator. *Wea. Forecasting*, 12, 473–478.
- Anthes, R. A., 1977: A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 270–286.
- Arakawa, A., and Lamb, V. R., 1977: Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods of Computational Physics* 17. New York: Academic Press. pp. 173–265.
- Auer, A. H. Jr., 1994: Hail recognition through the combined use of radar reflectivity and cloud-top temperatures. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 2218–2221.
- Aydin, K., Seliga, T. A., and Balaji, V., 1986: Remote sensing of hail with dual linear polarization. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 25, 1475–1484.
- Balakrishnan, N., and Zrnić, D. S., 1990: Use of polarization to characterize precipitation and discriminate large hail. *J. Atmos. Sci.*, 47, 1525–1540.
- Berry, E. X., and Reinhardt, R. L., 1974: An analysis of cloud drop growth by collection. Part II: Single initial distributions. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1825–1831.
- Bigg, E. K., 1953: The formation of atmospheric ice crystals by freezing droplets. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 79, 510–519.
- Bilham, E. G., and Relf, E. F., 1937: The dynamics of large hailstones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 63, 149–160.

- Billet, J., DeLisi, M., Smith, B. G., and Gates, C., 1997: Use of regression techniques to predict hail size and the probability of large hail. *Wea. Forecasting*, 12, 154–164.
- Brimelow, C., and Reuter, G. W., 2006: Spatial forecasts of maximum hail size using prognostic model soundings and HAILCAST. *Wea. Forecasting*, 21, 206–219.
- Brimelow, J. C., Reuter, G. W., and Poolman, E. P., 2002: Modeling maximum hail size in Alberta thunderstorms. *Wea. Forecasting*, 17, 1048–1062.
- Brown, P. R., and Swann, H. A., 1997: Evaluation of key microphysical parameters in three-dimensional cloud-model simulations using aircraft and multiparameter radar data. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 123, 2245–2275.
- Browning, K. A., 1966: The lobe structure of giant hailstones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 92, 1–14.
- Browning, K. A., 1977: The structure and mechanisms of hailstorms. Hail: A Review of Hail Science and Supression, *Meteor. Monogr.*, 38, Amer. Meteor. Soc., 1–43.
- Browning, K. A., and Ludlam, F. H., 1962: Airflow in convective storms. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 88, 117–135.
- Browning, K. A., Hallett, J., Harrold, T. W., and Johnson, D., 1968: The collection and analysis of freshly fallen hailstones. *J. Appl. Meteor.*, 7, 603–612.
- Browning, K. A., Fankhauser, J. E., Chalon, J. P., Eccles, P. J., Strauch, R. E., Merrem, F. H., Musil, D. J., May E. L., and Sand, W. R., 1976: Structure of an evolving hailstorm. Part V: Synthesis and implications for hail growth and hail suppression. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 603–610.
- Browning, K. A., and Foote, G. B., 1976: Airflow and hail growth in supercell storms and some implications for hail suppression. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 102, 499–533.
- Bryan, G. H., Wyngaard, J. C., and Fritsch, J. M., 2003: Resolution requirements for the simulation of deep moist convection. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 2394–2416.
- Byers, H. R., and Braham, R. R., 1949: The Thunderstorm Project. U.S. Weather Bureau, *U.S. Department of Commerce Tech. Rep.*, 287 pp. [NTIS PB234515.]

- Carras, J. N., and MacKlin, W. C., 1973: The shedding of accreted water during hailstone growth. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 99, 639–48.
- Changnon, S. A. Jr. , 1970: Hailstreaks. *J. Atmos. Sci.*, 27, 109–125.
- Changnon, S. A., Pielke, R. A. Jr., Changnon D., Sylves, R. T., and Pulwarty R., 2000: Human factors explain the increased losses from weather and climate extremes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81, 437–442.
- Chen, F., and Dudhia, J., 2001: Coupling an advanced land-surface/ hydrology model with the Penn State/ NCAR MM5 modeling system. Part I: model description and implementation. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 569–585.
- Cheng, L., and English, M., 1983: A relationship between hailstone concentration and size. *J. Atmos. Sci.*, 40, 204–213.
- Cheng, L. and Rogers, D. C., 1988: Hailfalls and hailstorm feeder clouds - an Alberta case study. *J. Atmos. Sci.*, 45, 3533-3545.
- Chisholm, A. J., 1973: Part I: Radar case studies and airflow models. Alberta Hailstorms, *Meteor. Monogr.*, No. 36, Amer. Meteor. Soc., 1–36.
- Cooper, W. A., 1974: A possible mechanism for contact nucleation. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1832-1837.
- Cotton, W. R., Stephens, M. A., Neerkorn, T., and Tripoli, G. J., 1982: The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model -- 1982. Part II: An ice phase parameterization. *J. Rech. Atmos.*, 16, 295–320.
- Craig, C. G., and Dörnbrack, A., 2008: Entrainment in cumulus clouds: What resolution is cloud-resolving? *J. Atmos. Sci.*, 65, 3978–3988.
- Csirmaz K., 2015: Numerical modeling of hailstorms in Hungary: A case study and a new hail size forecasting technique. *Időjárás*, 119, xx–xx. *Megjelenés alatt, közlésre elfogadva.*
- Csirmaz K., Simon A., Pistotnik, G., Polyánszky Z., Neštiak, M., Nagykovácsi Zs., Sokol., A., 2013: A study of rotation in thunderstorms in a weakly- or moderately-sheared environment. *Atmos. Res.*, 123, 93–116.

- Depue, T. K., Kennedy, P. C., Rutledge, S. A., 2007: Performance of the hail differential reflectivity (HDR) polarimetric radar hail indicator. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 46, 1290–1301.
- Doswell, C. A. III, 1996: What is a supercell? *Preprints, 18th Conf. Severe Local Storms (San Francisco, CA)*, Amer. Meteor. Soc., 641.
- Doswell, C. A. III, 2001: Severe convective storms – an overview. Severe Local Storms, *Meteor. Monogr.*, No. 50, 1–26.
- Doswell, C. A. III, Schaefer, J. T., McCann, D. W., Schlatter, T. W., and Wobus, H. B., 1982: Thermodynamic analysis procedures at the National Severe Storms Forecast Center. *Preprints, 9th Conf. Wea. Forecasting and Analysis (Seattle, WA)*, Amer. Meteor. Soc., 304–309.
- Doswell III, C. A., and Burgess, D. W., 1993. Tornadoes and tornadic storms: a review of conceptual models. In: Church, C., Burgess, D., Doswell, C., Davies-Jones, R. (Eds.), *The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction and Hazards. Geophys. Monogr.*, 79. Amer. Geophys. Union, 161–172.
- Douglas, R. H., 1963: Size distributions of Alberta hail samples. *Sci. Rep. MW-36*, Stormy Weather Research Group, McGill University, 55–70.
- Dudhia, J., 1993: A Nonhydrostatic version of the penn state NCAR mesoscale model: validation tests and simulation of an atlantic cyclone and cold front. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 1493–1513.
- Edwards, R., and Thompson, R. L., 1998: Nationwide comparisons of hail size with WSR-88D vertically integrated liquid water and derived thermodynamic sounding data. *Wea. Forecasting*, 13, 277–285.
- Farley, R. D., and Orville, H. D., 1986: Numerical modeling of hailstorms and hailstone growth. Part I: preliminary model verification and sensitivity tests. *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 2014–2035.
- Farley, R. D., 1987a: Numerical modeling of hailstorms and hailstone growth. Part II: the role of low-density riming growth in hag production. *J. Climate Appl. Meteor.*, 26, 234–254.
- Farley, R. D., 1987b: Numerical modeling of hailstorms and hailstone growth. Part III: simulation of an Alberta hailstorm—natural and seeded cases. *J. Climate Appl. Meteor.*, 26, 789–812.

- Fawbush, E. J., and Miller, R. C., 1953: A method of forecasting hailstone size at the earth's surface. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 34, 235–244.
- Federer, B. and Waldvogel, A., 1975: Hail and raindrop size distributions from a Swiss multicell storm. *J. Appl. Meteor.*, 14, 91–97.
- Federer, B., Thalmann, B., and Jouzel, J., 1982: Stable isotopes in hailstones. Part II: embryo and hailstone growth in different storms. *J. Atmos. Sci.*, 39, 1336–1355.
- Ferrier, B. S., 1994: A double-moment multiple-phase four-class bulk ice scheme. Part I: Description. *J. Atmos. Sci.*, 51, 249–280.
- Foote, G. B., 1984: A study of hail growth utilizing observed storm conditions. *J. Appl. Meteor.*, 23, 84–101.
- Foster, D. S., and Bates, F. B., 1956: A hail size forecasting technique. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 37, 135–141.
- Fiori, E., Parodi, A., and Siccardi, F., 2010: Turbulence closure parameterization and grid spacing effects in simulated supercell storms. *J. Atmos. Sci.*, 67, 3870–3890.
- Galway, J. G., 1956: The lifted index as a predictor of latent instability. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 37, 528–529.
- Geotis, S. G., 1963: Some radar measurements of hailstorms. *J. Appl. Meteor.*, 2, 270–275.
- Geresdi I., 1990: Two-dimensional simulation of a small hailstorm. *Időjárás*, 94, 346–359.
- Geresdi I., 1996: Precipitation formation in a severe thunderstorm. *Atmos. Res.*, 41, 71–81.
- Geresdi I., 2004: Felhőfizika. Dialog Campus Kiadó, 272 o.
- Gitlin, S. N., Goyer, G. G., and Henderson, T. J., 1968: The liquid water content of hailstones. *J. Atmos. Sci.*, 25, 97–99.
- Grabowski, W. W., Wu, X., Moncrieff, M. W., and Hall, W. D., 1998: Cloud-resolving modeling of tropical cloud systems during phase III of GATE. Part II: Effects of resolution and the third spatial dimension. *J. Atmos. Sci.*, 55, 3264–3282.

- Greene, D. R., and Clark, R. A., 1972: Vertically integrated liquid water — A new analysis tool. *Mon. Wea. Rev.*, 100, 548–552.
- Grell, G. A., and Dévényi, D., 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophys. Res. Lett.*, 29(14), Article 1693.
- Grenier, J. C., Admirat, P., and Zair, S., 1983: Hailstone Growth Trajectories in the Dynamic Evolution of a Moderate Hailstorm. *J. Appl. Meteor.*, 6, 1008–1021.
- Grimminger, G., 1933: The upward speed of an air current necessary to sustain a hailstone. *Mon. Wea. Rev.*, 71, 198–200.
- Groenemeijer, P., and Delden, A. van, 2007: Sounding-derived parameters associated with large hail and tornadoes in the Netherlands. *Atmos. Res.*, 83, 473–487.
- Hallett, J., and Mossop, S. C., 1974: Production of secondary ice particles during the riming process, *Nature*, 249, 26–28.
- Hart, J. A., and Korotky, W., 1991: The SHARP workstation v1.50 users guide. NOAA/National Weather Service. 30 pp. [Available DECEMBER 2003 THOMPSON ET AL. 1261 from NWS Eastern Region Headquarters, 630 Johnson Ave., Bohemia, NY 11716.]
- Heinselman, P. L., and Ryzhkov, A. V., 2006: Validation of polarimetric hail detection. *Wea. Forecasting*, 21, 839–850.
- Heymsfield, A. J., 1983: Case study of a hailstorm in colorado. Part IV: graupel and hail growth mechanisms deduced through particle trajectory calculations. *J. Atmos. Sci.*, 40, 1482–1509.
- Horváth Á., 1997: Tornádó. *Légekör*, 42 (4), 2–9.
- Horváth Á., and Geresdi I., 2003: Severe storms and nowcasting in the Carpathian Basin. *Atmos. Res.*, 67–68, 319–332.
- Horváth, Á., Geresdi, I., and Csirmaz, K., 2006: Numerical simulation of a tornado producing thunderstorm: A case study. *Időjárás*, 104, 279–297.
- Horváth, Á., Geresdi, I., Németh, P., Csirmaz, K., and Dombai, F., 2009: Numerical modeling of severe convective storms occurring in the Carpathian Basin. *Atmos. Res.*, 93, 221–237.

- Höller, H., Bringi, V. N., Hubbert, J., Hagen, M., and Meischner, P. F., 1994: Life cycle and precipitation formation in a hybrid-type hailstorm revealed by polarimetric and Doppler radar measurement. *J. Atmos. Sci.*, 51, 2500–2522.
- Humphreys, W. J., 1928: The uprush of air necessary to sustain the hailstone. *Mon. Wea. Rev.*, 56, 314.
- Iribarne, J. V., and de Pena, R. G., 1962: The Influence of Particle Concentration on the Evolution of Hailstones. *Nubila*, 5, 7–30.
- Johnson, D. E., Wang, P. K., and Straka, J. M., 1993: Numerical simulations of the 2 August 1981 CCOPE supercell storm with and without ice microphysics. *J. Appl. Meteor.*, 32, 745–759.
- Johnson, D. E., Wang, P. K., and Straka, J. M., 1995: A study of microphysical processes in the 2 August 1981 CCOPE supercell storm. *Atmos. Res.*, 33, 93–123.
- Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. *Meteor. Monogr.*, 32, Amer. Meteor. Soc., 84 pp.
- Khain, A., Lynn, B., and Dudhia, J., 2010: Aerosol effects on intensity of landfalling hurricanes as seen from simulations with the WRF model with spectral bin microphysics. *J. Atmos. Sci.*, 67, 365–384.
- Kitzmler, D. H., McGovern, W. E., and Saffle, R. F., 1995: The WSR-88D severe weather potential algorithm. *Wea. Forecasting*, 10, 141–159.
- Klemp, J. B., and Wilhelmson, R. B., 1978: The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1070–1096.
- Knight, C. A., and Knight, N. C., 1970a: Hailstone embryos. *J. Atmos. Sci.*, 27, 659–666.
- Knight, C. A., and Knight, N. C., 1970b: Lobe structures of hailstones. *J. Atmos. Sci.*, 27, 667–671.
- Knight, C. A., and Knight, N. C., 1973: Hailstone embryos and hailstone models. *Preprints, Eighth Conf. Severe Local Storms*, Amer. Meteor. Soc., Boston, 77–79.
- Knight, C. A., and Knight, N. C., 1974: Drop freezing in clouds. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1174–1176.

- Knight, C. A., and Knight, N. C., 1979: Results of a randomized hail suppression experiment in northeast Colorado. Part V: hailstone embryo types. *J. Appl. Meteor.*, 18, 1583–1588.
- Knight, C. A., and Knight, N. C., 2001: Hailstorms. Severe Local Storms. *Meteor. Monogr.*, No. 50, 223–254.
- Knight, N. C., and English, M., 1980: Patterns of hailstone embryo type in Alberta hailstorms. *J. Rech. Atmos.*, 14, 325–332.
- Knight, C. A., Miller, L. J., Knight, N. C., and Breed, D. W., 1982: The 22 June 1976 case study: Precipitation formation. C. A. Knight, and P. Squires, Eds., Vol 2, *Hailstorms of the Central High Plains*, Colorado Associated University Press, 61–88.
- Knight, N. C., 1981: The climatology of hailstone embryos. *J. Appl. Meteor.*, 20, 750–755.
- Kumjian, M. R., Picca, J. C., Ganson, S. M., Ryzhkov, A. V., Krause, J., Zrnić, D., and Khain, A., 2010: Polarimetric radar characteristics of large hail. *Preprints, 25th Conf. on Severe Local Storms*, Denver, CO, Amer. Meteor. Soc., 11.2.
- Krauss, T. W., and Marwitz, J. D., 1984: Precipitation Processes within an Alberta Supercell Hailstorm. *J. Atmos. Sci.*, 41, 1025–1035.
- Langmuir, I., 1948: The production of rain by a chain reaction in cumulus clouds at temperatures above freezing. *J. Meteor.*, 5, 175–192.
- Leftwich, P. W., 1984: Operational experiments in prediction of maximum expected hailstone diameter. *Preprints, 10th Conf. On Weather Forecasting and Analysis*, Clearwater Beach, FL, Amer. Meteor. Soc., 525–528.
- Lemon, L. R., and Doswell III, C. A., 1979: Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1184–1197.
- List, R., 1958: Kennzeichen atmosphärischer Eispartikeln. *Z. Angew. Math. Phys.*, 9a, 180-192.
- List, R., 1959: Der Hagelversuchskanal. *Z. Angew. Math. Phys.*, 10, 381-415.
- List, R., 1960: Zur Thermodynamik teilweise wässriger Hagelkörner. *Z. Angew. Math. Phys.*, 11, 273–306.

- List, R., 1963: General heat and mass exchange of spherical hailstones. *J. Atmos. Sci.*, 20, 189–197.
- List, R., 1974: The warm-rain mechanism - its modelling and modification. Proc. WMO Tech. Conf. Typhoon Modification, Manila, WMO - No. 408, 1-8.
- List, R., 1977: Ice accretion on structures. *J. Glaciol.*, 19, 451-465.
- List, R., 1992: Properties and growth of hailstones. *Thunderstorm morphology and dynamics* (Second Revised and Enlarged Edition), E. Kessler Ed., University of Oklahoma Press, 259-276.
- List, R., 2014a: New Hailstone Physics. Part I: Heat and mass transfer (HMT) and growth. *J. Atmos. Sci.*, 71, 1508–1520.
- List, R., 2014b: New Hailstone Physics. Part II: Interaction of the variables. *J. Atmos. Sci.*, 71, 2114–2129.
- List, R., Charlton, R. B., and Buttuls, P. I., 1968: A numerical experiment on the growth and feedback mechanisms of hailstones in a one-dimensional steady-state model cloud. *J. Atmos. Sci.*, 25, 1061–1074.
- Ludlam, F. H., 1958: The hail problem. *Nubila*, 1, 12–99.
- Macklin, W. C., 1961: Accretion in mixed clouds. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 87, 413-424.
- Macklin, W. C., 1977: The characteristics of natural hailstones and their suppression. Hail: A Review of Hail Science and Suppression, *Meteor. Monogr.*, No. 38, Amer. Meteor. Soc., 65–88.
- Macklin, W. C., and Ludlam, F. H., 1961: The fallspeeds of hailstones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 87, 72–81.
- Manzato, A., 2003: A climatology of instability indices derived from Friuli Venezia Giulia soundings, using three different methods. *Atmos. Res.*, 67–68, 417–454.
- Manzato, A., 2012: Hail in Northeast Italy: Climatology and Bivariate Analysis with the Sounding-Derived Indices. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 51, 449–467.
- Markowski, P., and Y. Richardson, 2010: Mesoscale meteorology in midlatitudes. Wiley-Blackwell, 424 pp.

- Marshall, W. C., and Hitschfeld, W. F., 1973: A source of hailstone embryos. *Atmosphere*, 11, 195–196.
- Marwitz, J. D., 1972: The structure and motion of severe hailstorms. Part II: multicell storms. *Ibid.*, 11, 180–188.
- Mellor, G. L., and Yamada, T., 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 851–875.
- Merino, A., García-Ortega, E., López, L., Sánchez, J. L., and Guerrero-Higueras, A. M., 2013: Synoptic environment, mesoscale configurations and forecast parameters for hailstorms in Southwestern Europe, *Atmos. Res.*, 122, 183–198.
- Merino, A., Wu, X., Gascón, E., Berthet, C., García-Ortega, and E., Dessens, J., 2014: Hailstorms in southwestern France: Incidence and atmospheric characterization. *Atmos. Res.*, 140–141, 61–67.
- Milbrandt, J. A., and Yau, M. K., 2005: A multimoment bulk microphysics parameterization. Part I: Analysis of the role of the spectral shape parameter. *J. Atmos. Sci.*, 62, 3051–3064.
- Milbrandt, J. A., and Yau, M. K., 2006: A Multimoment Bulk Microphysics Parameterization. Part III: Control Simulation of a Hailstorm. *J. Atmos. Sci.*, 63, 3114–3136.
- Miller, R. C., 1972: Notes on analysis and severe-storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. Air Weather Service Tech. Rep. 200 (Rev.), Air Weather Service, Scott Air Force Base, IL, 190 pp. [Available from Air Weather Service Technical Library, 859 Buchanan St., Scott AFB, IL 62225-5118.]
- Miller, L. J., Dye, J. E., and Martner, B. E., 1983: Dynamical-microphysical evolution of a convective storm in a weakly-sheared environment. Part II: airflow and precipitation trajectories from doppler radar observations. *J. Atmos. Sci.*, 40, 2097–2109.
- Miller, L. J., Tuttle, J. D., and Knight, C. A., 1988: Airflow and hail growth in a severe northern High Plains supercell. *J. Atmos. Sci.*, 45, 736–762.
- Miller, L. J., Tuttle, J. D., and Foote, G. B., 1990: Precipitation production in a large montana hailstorm: Air flow and particle growth trajectories. *J. Atmos. Sci.*, 47, 1619–1646.

- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., and Clough, S. A., 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, 102 (D14), 16663–16682.
- Molnár K., 1988: Az 1987. július 25-i baranyai jégverés története. *Léggör*, 33 (4), 33–36.
- Moncrieff, M. W., and Miller, M. J., 1976: A theory of organised steady convection and its transport properties. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 102, 373–394.
- Moore, J. T., and Pino, J. P., 1990: An interactive method for estimating maximum hailstone size from forecast soundings. *Wea. Forecasting*, 5, 508–526.
- Morgan, G. M. Jr., and Towery, N. G., 1975: Small-scale variability of hail and its significance for hail prevention experiments. *J. Appl. Meteor.*, 14, 763–770.
- Morgan, G. M. Jr., and Summers, P. W., 1992: Hailfall and hailstorm characteristics. *Thunderstorm morphology and dynamics* (Second Revised and Enlarged Edition), E. Kessler Ed., University of Oklahoma Press, 237–257.
- Morrison, H., and Pinto, J. O., 2005: Mesoscale modeling of springtime arctic mixed-phase stratiform clouds using a new two-moment bulk microphysics scheme. *J. Atmos. Sci.*, 62, 3683–3704.
- Morrison, H., Thompson, G., and Tatarskii, V., 2009: Impact of Cloud Microphysics on the Development of Trailing Stratiform Precipitation in a Simulated Squall Line: Comparison of One- and Two-Moment Schemes. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 991–1007.
- Mossop, S. C., and Kidder, R. E., 1961: Hailstorm at Johannesburg on 9th November 1959. Part 2: Structure of hailstones. *Nubila*, 4, 74–86.
- Musil, D. J., Heymsfield, A. J., and Smith, P. L., 1986: Microphysical characteristics of a well-developed weak echo region in a high plains supercell thunderstorm. *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 1037–1051.
- Nelson, S. P., 1983: The influence of storm flow structure on hail growth. *J. Atmos. Sci.*, 40, 1965–1983.

- Nelson, S. P., 1987: The hybrid multicellular–supercellular storm – an efficient hail producer. Part II. general characteristics and implications for hail growth. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2060–2073.
- Nelson, S. P., and Knight, N. C., 1987: The hybrid multicellular–supercellular storm—an efficient hail producer. Part I: an archetypal example. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2042–2059.
- Ogura, Y., and Takahashi, T., 1971: Numerical simulation of the life cycle of a thunderstorm cell. *Mon. Wea. Rev.*, 99, 895–911.
- Orville, H. D., and Kopp, F. J., 1977: Numerical Simulation of the Life History of a Hailstorm. *J. Atmos. Sci.*, 34, 1596–1618.
- Palencia, C., Giaiotti, D., Stel, F., Castro, A., and Fraile, R., 2010: Maximum hailstone size: Relationship with meteorological variables. *Atmos. Res.*, 96, 256–265.
- Paluch, I. R., 1978: Size sorting of hail in a three-dimensional updraft and implications for hail suppression. *J. Appl. Meteor.*, 17, 763–777.
- Petch, J. C., Brown, A. R., and Gray, M. E. B., 2002: The impact of horizontal resolution on the simulations of convective development over land. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 128, 2031–2044.
- Pflaum, J. C., 1980: Hail formation via microphysical recycling. *J. Atmos. Sci.*, 37, 160–173.
- Pflaum J. C., and Pruppacher, H. R., 1979: A wind tunnel investigation of the growth of graupel initiated from frozen drops. *J. Atmos. Sci.*, 36, 680–689.
- Picca, J., and Ryzhkov, A., 2012: A dual-wavelength polarimetric analysis of the 16 May 2010 Oklahoma City extreme hailstorm. *Mon. Wea. Rev.*, 140, 1385–1403.
- Pruppacher, H. R., and Klett, J. D., 1997: Microphysics of clouds and precipitation, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London, pp. 954.
- Putsay, M., Simon, A., Szenyán, I., Kerkmann, J., Horváth, Gy., 2011: Case study of the 20 May 2008 tornadic storm in Hungary – remote sensing features and NWP simulation. *Atmos. Res.*, 100, 657–679.
- Rasmussen, E. N., and Wilhelmson, R. B., 1983: Relationship between storm characteristics and 1200 GMT hodographs low-level shear and stability. *Preprints, 13th Conf. on Severe Local Storms*, Tulsa, OK, Amer. Meteor. Soc., J5–J8.

- Rasmussen, E. N., and Blanchard, D. O., 1998: A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters. *Wea. Forecasting*, 13, 1148–1164.
- Rasmussen, R., Levizzani, M. V., and Pruppacher, H. R., 1984: A wind tunnel and theoretical study of the melting behavior of atmospheric ice particles. Part II: A theoretical study for frozen drops of radius $< 500 \mu\text{m}$. *J. Atmos. Sci.*, 41, 374–380.
- Reisner, J., Rasmussen, R. M., and Bruintjes, R. T., 1998: Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 124, 1071–1107.
- Renick, J. H., and Maxwell, J. B., 1977: Forecasting hailfall in Alberta. Hail: A Review of Hail Science and Hail Suppression, *Meteor. Monogr.*, No. 38, Amer. Meteor. Soc., 145–151.
- Rogers R. R. and Yau M. K., 1989: A short course in cloud physics 3rd edition (Oxford: Pergamon).
- Rotunno, R., Klemp, J. B., and Weisman, M. L., 1988: A theory for strong, long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, 45, 463–485.
- Rowe, A., Heinselman, P. L., and Schuur, T. J., 2007: Estimating hail size using polarimetric radar. *Final Rep., National Weather Center Research Experience for Undergraduates*, Norman, OK, 24 pp.
- Ryzhkov, A., Pinsky M., Pokrovsky A., and Khain, A., 2011: Polarimetric radar observation operator for a cloud model with spectral microphysics. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 50, 873–894.
- Sänger, R, 1957: Swiss Federal Commission for the study of hail formation and prevention. *Final Report of the Advisory Committee on Weather Control*, Washington, U. S. Government Printing Office, Vol. 2, pp. 268–272.
- Sasyo, Y., 1971: Study of the formation of precipitation by the aggregation of snow particles and the accretion of cloud droplets on snowflakes. *Pap. Meteor. Geophys.*, 22, 69–142.
- Schaller, R. C. and Fukuta, N., 1979: Ice nucleation by aerosol particles: Experimental studies using a wedge-shaped ice thermal diffusion chamber. *J. Atmos. Sci.*, 36, 1788–1802.
- Schleusener, R. A., 1966: Project Hailswath: Final report summaries and recommendations, Vol. 1, Contract NSF-C461, South Dakota School of Mines and Technology, Rapid City, pp. 110.

- Schleusener, R. A., 1968: Hailfall damage suppression by cloud seeding – A review of the evidence. *J. Appl. Meteor.*, 7, 1004–1011.
- Schumann, T. E. W., 1938: The theory of hailstone formation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 64, 3–21.
- Simon, A., Kaňák, J., Sokol, A., Putsay, M., Uhrínová, L., Csirmaz, K., Okon, L., Habrovský, R., 2011: Case study of a severe windstorm over Slovakia and Hungary on 25 June 2008., *Atmos. Res.*, 100, 705–739.
- Simpson, J., and Wiggert, V., 1969: Models of precipitating cumulus towers. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 471–489.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X.-Y., Wang, W., and Powers, J. G., 2008. A description of the advanced research WRF version 3. NCAR Technical Note NCAR/TN-475+STR, June 2008. 113 pp.
- Szegedi Cs., 2012: Jégesős folyamatok polarizációs karakterisztikáinak vizsgálata az OMSZ DWSR 2501C időjárásradarral. *Msc Diplomamunka*. Eötvös Lóránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet.
- Székely Cs., és Zoltán Cs., 1984: A jégesőindikátor és felhasználásának lehetőségei. *Időjárás*, 88, 32–45.
- Tabary, P., Berthet, C., Dupuy, P., Figueras i Ventura, J., Fradon, B., Georgis, J. F., Hogan, R., Kabeche, F., and Wasselin, J. P., 2010: Hail detection and quantification with C-band polarimetric radars: Results from a two-year objective comparison against hailpads in the south of France. *Proc. Sixth European Conf. on Radar in Meteorology and Hydrology*, Sibiu, Romania, Meteo Romania, 7.2.
- Talbot, C., Bou-Zeid, E., and Smith, J., 2012: Nested Mesoscale Large-Eddy Simulations with WRF: Performance in Real Test Cases. *J. Hydrometeorol*, 13, 1421–1441.
- Takahashi, T., 1976: Hail in an Axisymmetric Cloud Model. *J. Atmos. Sci.*, 33, 1579–1601.
- Thompson, R. L., Edwards, R., Hart, J. A., Elmore, K. L., and Markowski, P., 2003: Close proximity soundings within supercell environments obtained from the rapid update cycle. *Wea. Forecasting*, 18, 1243–1261.

- Thompson, G., Rasmussen, R. M., and Manning, K., 2004: Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: description and sensitivity analysis. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 519–542.
- Ulbrich, C. W., 1974: Analysis of Doppler Radar Spectra of Hail. *J. Appl. Meteor.*, 13, 387–396.
- Ulbrich, C. W., 1977: Doppler Radar Relationships for Hail at Vertical Incidence. *J. Appl. Meteor.*, 16, 1349–1359.
- Young, K., 1977: A numerical examination of some hail suppression concepts. Hail: A Review of Hail Science and Hail Suppression. *Meteor. Monogr.*, 38, Amer. Meteor. Soc., 195–214.
- Vali, G., Rogers, D., and Dye, J. E., 1982: Aerosols, cloud nuclei and ice nuclei. C.A. Knight, and P. Squires, Eds., Vol 1, *Hailstorms of the Central High Plains*, Colorado Associated University Press, 35–56.
- Waldvogel, A., Federer, B., and Grimm, P., 1979: Criteria for the detection of hail cells. *J. Appl. Meteor.*, 18, 1521–1525.
- Weinstein, A. I., 1972: Ice-Phase Seeding Potential for Cumulus Cloud Modification in the Western United States. *J. Appl. Meteor.*, 11, 202–210.
- Weisman, M. L., and Klemp, J. B., 1982: The dependence on numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 504–520.
- Wicker, L. J., and Skamarock, W. C., 2002: Time splitting methods for elastic models using forward time schemes. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 2088–2097.
- Wilhelmson, R., 1974: The life cycle of a thunderstorm in three dimensions. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1629–1651.
- Wilhelmson, R. B., and Wicker, L. J., 2001: Numerical modeling of severe local storms. Severe Local Storms, *Meteor. Monogr.*, 50, 123–166.
- Wirth E., Markó T. és Sövény F., 1984: A jégesőelhárítás értékelése: fizikai hatások és gazdasági következményeik. *Időjárás*, 88, 3–20.

Wisner, C., Orville, H. D., and Myers, C., 1972: A numerical model of a hail-bearing cloud. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1160–1181.

Wyngaard, J. C., 2004: Toward numerical modeling in the “terra incognita.” *J. Atmos. Sci.*, 61, 1816–1826.

Ziegler, C. L., Ray, P. S., and Knight, N. C., 1983: Hail growth in an Oklahoma multicell storm. *J. Atmos. Sci.*, 40, 1768–1791.

Zoltán Cs. and Geresdi I., 1984: A one-dimensional steady-state jet model for thunderclouds. *Időjárás*, 88, 21–31.