

A ZIVATARELEKTROMOSSÁG MAGYARÁZATA A GRAUPEL RÉSZECSKÉK POLARIZÁCIÓJÁVAL ÉS TÖLTÉSSZÁLLÍTÓ MECHANIZMUSÁVAL A TIF (TRIPLE INTERACTION FACILITY) MŰKÖDÉSÉNEK PÉLDÁJÁN

EXPLANATION OF THE STORM ELECTRICITY BY THE GRAUPEL PARTICLE POLARIZATION AND THEIR CHARGE TRANSPORT MECHANISM WITH THE EXAMPLE OF FUNCTIONING OF TIF (TRIPLE INTERACTION FACILITY)

Oláh Róbert

Nagykőrösi Arany János Kulturális Központ,
Arany János Közérdekű Muzeális Gyűjtemény, 2750 Nagykőrös, Szabadság tér 7., olahr88@gmail.com

Összefoglalás. A zivatarok kialakulása során elsődleges folyamatnak kell tekintenünk a jég szemek polarizációját, hiszen ezáltal jobban megismerhetjük a felhőkön belüli mikrofizikai folyamatokat. A jég szemek töltésszállító mechanizmusát egy kevésbé ismert elmélettel (*Mason and Mason, 2003*) és egy, a technológiájában újszerű eszközzel szeretném bemutatni (*Berdeklis and List, 2001*), mely továbbfejlesztésére volna igény, végig szem előtt tartva a kutatás és fejlesztés pozitív és negatív hatásait egyaránt. Fontosnak tartom a gyakorlati és fizikai eredmények tárgyalását, mely nélkülözhetetlen az egyes jégfelszíni folyamatok megismerésében, valamint a légköri kisülések lefolyásában, miként a modellt alkalmazhatjuk nemcsak egy, hanem multi- vagy szupercellás felhőkre egyaránt.

Abstract. Polarization of the ice granules should be regarded as primary process during the formation of thunderstorms thus we can better recognise the microphysical processes inside the clouds. I would like present charge carrier mechanism of graupels with a little-known theory (*Mason and Mason, 2003*), and with a new technology tool (*Berdeklis and List, 2001*), which would need further development, bearing in mind the research and development of both positive and negative effects. It is important the discussion of the practical and physical results, which is essential for some of the ice particular surface processes, as well as atmospheric discharges in their course, how the model can be used not only for a simple cloud but both in multi- or supercell.

Bevezetés. A zivatarelektromosság a mindennapjaink részét képezi, hiszen közvetlenül befolyásolja a közlekedést, a távközlést, az általános közérzetet és az élet apróbb szegmenseit egyaránt. Ezen komplex hatások a lélegektromosság során nemcsak az elektromos erőter alakulásával magyarázhatóak, hanem a hőmérséklet, a légnyomás, a csapadék, a felhőzet és a domborzati viszonyok együttes hatásának eredményeképpen is (*Lányi, 1990*). Minden másodpercben megközelítőleg 1800 zivatar alakul ki a Föld légterében, melyekből átlagosan 100 villámkisülés keletkezik másodpercenként. Ebből kiszámolható, hogy a kisülések száma egy nap több mint 8,6 millió, melyek hozzájárulnak az atmoszféra elektromos egyensúlyához (*Oliver and Fairbridge, 1987*). Ezen hatalmas energiamentiség keletkezésének megértéséhez fontos a zivatarelektromosság modellezése, mely választ adhat a kérdéseinkre, mint például, hogy miért és hogyan alakulnak ki a *graupel* részecskék (hódarára emlékeztető szilárd csapadékelemek), milyen dinamikával és fizikai tulajdonságokkal rendelkeznek, miképpen generálhatnak elektromos erőteret, valamint milyen közvetlen hatások érik azokat egy felhőn belül.

A zivatarokról röviden. A meteorológiában zivatarnak nevezzük a fényfelvillanással és dörgő hangjelenséggel járó elektromos kisülést (*Czelnai és Szepesiné, 1986*). Mivel a kisülés (a villámlás) rendszerint, de nem minden esetben, jár intenzív csapadékhullással együtt, ezért gyakran a Cumulonimbus felhőhöz társítható időjárási helyzetet, a záporosót gyakran nevezzük zivatarnak (záporosó, zivatar).

A zivatarfelhők (cumulonimbus, Cb) kialakulásához a meleg, nedves légtömegek hirtelen felemelkedése szükséges. Ilyenkor a turbulens áramlások túlhűlést, pára kicsapódást, felhőképződést és villamos töltésszétválasztó-dást okozhatnak. Beszélhetünk hózivattarról, melynek során a napsugárzás a talaj közelében lévő légtömeget felmelegíti és a felette található hideg légréteggel instabil helyzetének köszönhetően helyet cserél; ill. létrejöhet a domborzati zivatar is, melynek során a heglábaknak ütköző és felfelé áramló meleg légtömegek hozzájárulnak a zivatarfelhők kialakulásához (*Horváth, 1980*). Utóbbi hazánkban a domborzati viszonyok miatt nem gyakori, viszont a frontzivatarok kialakulása annál markánsabb a Kárpát-medencében. Ilyenkor nyugat felől nagy sebességű hidegfront tör be hazánkba, mely, ha meleg levegővel találkozik, azt vertikálisan felfelé szorítja, s így létrehozza a *cumulonimbus* felhőzetet. Különböző típusú Cb felhőről szép felvételek találhatók a *Kolláth et al. (2018)* kiadványban. A betörő hidegfront mérsékelt égövi ciklonokban keletkezik, és ahhoz, hogy zivatarfelhőről beszélhessünk, a felszálló levegő hőmérsékletének mindenképpen el kell érnie a harmatpontot. Ez a tény, ill. a konvektív feláramlások játszanak majd döntő szerepet a polarizációs modellekben.

A zivatarfelhő (cumulonimbus) függőleges felépítésű felhő. Tetején gyakran képződik üllő. Vertikális kiterjedés átlagosan 8–12 km közé esik, a felhőalap szélessége pedig 2–6 km között mozoghat. Természetesen létezhetnek extrém méretű zivatarfelhők is, melyek magassága

elérheti a 15–16 km-t is, elsősorban az alacsonyabb szélességeken. A belsejében az erőteljes konvektív feláramlások csapadékképződést hozhatnak létre. Az 1. ábra egy tipikus, üllő alakú zivatarfelhőt mutat be, melyen jól látszódik, hogy a felhőtető szimmetriája tökéletes, ami a magasabb légrétegekben keletkező szél hiányának köszönhető. A kép érdekessége, hogy viszonylag kis területen igen erőteljes feláramlás történt, ami igen magas Cb felhőt alakított ki.

Jelentősebb töltésszétválasztódási elméletek. Több zivatarelmélet is létezik, mely alkalmas a zivatarelektromosság kérdésének megválaszolására, bár olyan modell nem, mely az összes problémát maradéktalanul megoldaná. *Aujeszky* (1957) szerint az egyes, részletekben eltérő modellek vizsgálata során megállapítható, hogy egy dologban mindenképp egyezik az összes, mégpedig a csapadékelemek együttes jelenléte, vagyis az, hogy vagy szilárd, vagy szilárd és folyékony elemek egyszerre vannak jelen a feláramlásban, mely hozzájárul a töltések keletkezéséhez, valamint a töltések térbeli elkülönüléséhez. Az azóta eltelt több mint fél évszázad során ezen megállapítás mit sem veszített érvényességéből. A következőkben a teljesség igénye nélkül csak néhány elméletet mutatnék be szemléltetésképpen.

Wall 1947-es elmélete az ún. *asszimmetria-effektus*, mely azon alapszik, hogy a zivatarfelhőn belül hulló testek töltéseket gyűjtenek azáltal, hogy esésük közben ionokkal találkoznak. Ezen elgondolás során figyelembe kell venni, hogy a hulló testek elektromosan semlegesek a kiindulási pontjuktól, ill. a töltésgyűjtés során az ionok a testekhez kapcsolódnak. A lehulló csapadék geopotenciális energiájának egy része villamos energiává alakul, így az elmélet feltételezi, hogy a nehézségi erőter erősíti a kialakult mező energiáját (*Aujeszky*, 1957). Wall elméletének gyenge pontja, hogy a zivatarfelhőkön belül a csapadék halmazállapota elsősorban szilárd, bár így a havazásos zivatarok magyarázatára alkalmasnak bizonyulhat.

Korábban igen elterjedt volt az ún. Lenard-Simpson-elmélet, mely szerint a töltés a lefelé hullás következtében széteső cseppeknek köszönhető (*Pierce and Whitson*, 1965). Ezen elméletet vízeséseken megfigyelt mérések alapján állították fel, ahol kimutatták, hogy a kisebb cseppeken negatív, míg a nagyobb cseppeken pozitív töltések koncentrálódnak (*Bencze et al.*, 1982). Az elmélet, mint kiderült, nem helytálló, mivel a *cumulonimbusok*

térbeli töltéseloszlása éppen fordított, mint amit a Lenard-Simpson csapadékképződési elmélet feltételezett.

A zivatarfelhők töltéseloszlása igen változatos, mivel az áramlások módosítják a kialakult gócpontokat. Azonban a számításokhoz helytálló a Simpson-Robinson-féle felhőmodell (*Robinson*, 1941), mely szerint a vízcseppek megfagyása is töltésmegoszlást idéz elő. Ellentétben a Lenard-Simpson-moddellel, a kisebb jégszemek pozitív, míg a nagyobbak negatív töltésűek lesznek. Ily módon a felhő struktúrája elég jól kirajzolható, mely szerint a zivatarcellákban a töltések rétegesen helyezkednek el és megadott hőmérsékleti értékek mellett alakulnak ki (*Horváth*, 1980).

Fontos megemlíteni a Faraday-féle elektrizációs effektuson alapuló, 1948-ban megfogalmazott Workman-Reynolds-féle zivatarelméletet, mely azon alapszik, hogy a különböző halmazállapotú hulló felhőelemek ütközésekor nemcsak a halmazállapotuk változik meg, hanem

mechanikai különválás is létrejön. Ez azon a kísérleten alapszik, melynek során híg oldatok megfagyásakor töltésszétválás figyelhető meg (*Workman and Reynolds*, 1948). Mivel a felhőtömegek nem tisztán vízből állnak, hanem különböző vegyi anyagokat is tartalmaznak, így a csapadékelemek vegyi oldatként vannak jelen az atmoszférában, ami megmagyarázza a potenciálkülönbségek okát (*Aujeszky*, 1957).

Ezen elmélet feltételezi, hogy a felhőbe juttatott vegyi anyagok késleltetni tudják a polarizáció mértékét és idejét, ami az időjárás-módosítás alapja lehet.

Geresdi (2004) munkájában kifejti, hogy a zivatarfelhők elektromos „generátoroknak” tekinthetőek, melyek egyaránt képesek a töltések létrehozására és szétválasztására. *Rákóczi* (1998) két elméletet is felvázol: az egyik szerint a pozitív és negatív töltések szétválasztódása a felhőn belül játszódik le, és a döntő szerep a konvektív feláramlásoké; míg a másik szerint a felhőelemek gravitációs elkülönülése miatt következik be az elektromos polarizálódás.

Péczely (2002) rámutatott, hogy a zivatarfelhők rétegződését felboríthatják a konvektív áramlások, melyeket a vízszintes irányú villámok keletkezésével magyaráz. Ennek létrejöttéhez feltételeznünk kell, hogy a csapadékhullási zóna felett (ami általában negatív) egy pozitív töltésgóc van jelen, mely nélkülözhetetlen a kisülés létrejötté-



1. ábra: Egy zivatarfelhő képe hazánk felett Bajától keletre. (fotó Goda, 2018)

hez. A zivatarfelhők töltésével kapcsolatos kutatási irányok az elmúlt években a graupelek vizsgálata felé toldott, melyek a modern kutatási eszközök mellett igen szemléletesen mutatják be a töltések kialakulását, ill. rétegződését egy cumulonimbus belsejében.

A teljesség igénye nélkül meg kell említenünk a hidrometeorokkal kapcsolatos töltésszétválasztási folyamatokat, melyek során a zúzmarásodás folyamata mellett a jégrészecske túlhűlt vízcseppel találkozik, mely részben (nedves növekedés) vagy egészben (száraz növekedés) ráfagy a jég felszínére, így növelve annak tömegét. A kialakult graupelek felszíne esés közben negatív töltésűvé válik, 0 °C felett a teljes elolvadás mellett pozitív töltésű esőcseppként érnek a földfelszínre (Saunders, 2008). Kordás és Ács (2017) hiánypótló munkájukban kifejtik Drake (1968) elméletét, mely szerint a graupel töltésszétválasztása úgy lehetséges, hogy annak negatív töltésű felszínének olvadásakor buborékok keletkeznek, melyek esés közbeni szétrobbanásakor a kisebb vízcseppek további negatív töltéseket visznek magukkal, így végeredményben a graupel pozitív töltésűvé válik. Ugyanezen tanulmány további töltésszétválasztási modelleket ír le, úgy mint a diszlokációs szétválasztódást, a jégrészecskék termoelektromos jelenségeit, a jégfelszín töredezése és az elektromos jelenségek közötti kapcsolatokat, valamint a zivatarfelhők nem-induktív töltésszétválasztási mechanizmusát.

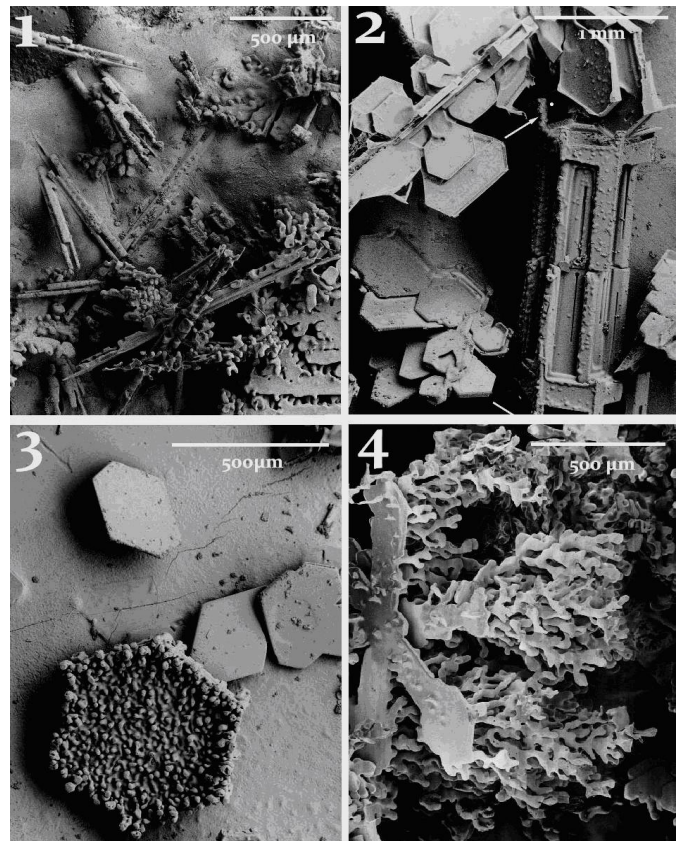
A graupel részecske polarizációja és töltésszállító mechanizmusa. A zivatarfelhőt alkotó vízmolekulák elektromosan semlegesek, Péczely (2002) szerint a jég-szemek kialakulását a kis mértékben disszociált hidrogén- és hidroxidionok okozzák. A töltések elkülönülését a jégrészecskék egymással való ütközésével és deresedésével, azaz a vízgőznek a depozíciójával, vagyis a jégfázis kialakulásával magyarázhatjuk. E mellett fontos megemlítenünk a zúzmarásodás folyamatát, mely nem más, mint a túlhűlt vízcseppek fagyása a 0 °C alatti hőmérsékletű felületekre. Ezen mikrofizikai folyamat során a töltések a zivatarfelhő fagyponthoz alatti rétegeiben keletkeznek, melyet laboratóriumi mérésekkel igazoltak. A graupelek esetében a polarizáltság egyértelműen a hőmérséklet függvénye. A kutatások rámutattak, hogy -15 °C alatti hőmérsékleten a vertikálisan lefelé mozgó jégrészecskék töltése negatív, míg a felfelé mozgók töltése pozitív előjelű lesz. Magasabb hőmérsékleten ez a folyamat éppen ellentétes irányban zajlik le, mint ahogy azt általánosan feltételezte a Lenard-Simpson-modell (Geresdi, 2004).

A polarizáció és a szállító mechanizmus tárgyalása előtt vizsgáljuk meg magát a hódarát közelebbről. A Meteorológiai Világszervezet besorolása szerint a graupelt, anyagi jellemzőit tekintve, ugyanolyan csapadéknak kell tekintenünk, mint a jégesőt. A felületén akkréciós növekedés indulhat be, melynek oka, hogy a cseppek jégkristályokkal találkoznak és azok a felületükön a túlhűlés miatt megtapadnak. Ezt a folyamatot zúzmarásodásnak is hívjuk, melynek során a felületi kristályok alakja lehet tús, oszlopos, dendrites, valamint lemezes. A 2. ábra képeit alacsony hőmérsékletű pásztázó elektronmikroszkóppal

készítették (LT-SEM), ahol a hódara felszínén apró túlhűlt vízcseppeket láthatunk.

Az ábra első képén -2 °C-os léghőmérsékleten gyűjtött mintát láthatunk; míg a másodikon a legkisebb jégkristályokat, melynek végén a tűk ~ 10 μm méretűek. A kép készítésekor a környezet hőmérséklete -3 °C volt. A harmadik képen hexagonális kristályok láthatóak -12 °C hőmérsékleten; míg az utolsó képen 0 °C hőmérsékleten ~ 0,5 mm méretű, erőteljes dendrites alakzat jelenik meg.

A fentiekben láthatjuk, hogy milyen változatos alakzatokban jelenhet meg a jegesedés. A graupelek mérete és alakja Kubicek (2013) munkája alapján az alábbi képlet-



2. ábra: Fagyott felhőcseppek felszíni képei alacsony hőmérsékletű pásztázó elektronmikroszkóp alatt. 1: tűk; 2: „sapkás oszlopok” tús végekkel; 3: hexagonális lemezek; 4: dendrites zúzmarásodás (Rango et al., 2003)

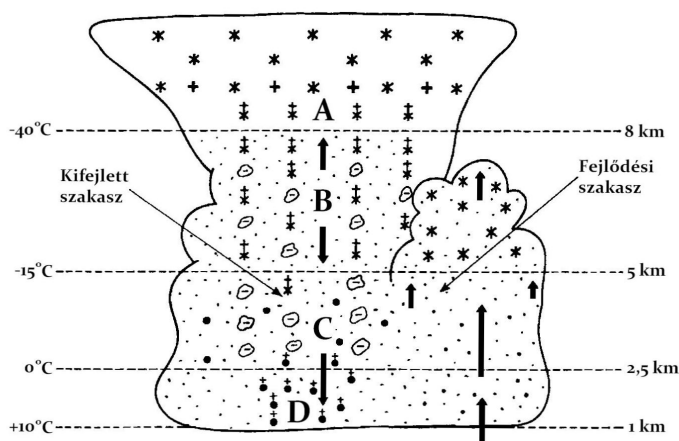
tel számítható ki:

$$y = \pm a \sqrt{1 - \frac{z^2}{c^2}} \cos^{-1} \left(\frac{z}{\lambda c} \right) \quad (1)$$

ahol y a felület horizontális, míg z a vertikális koordinátája. Az a , c és λ a meghatározandó paraméterek, ahol a a hossz tengely felé, míg c a függőleges tengely hosszával egyezik meg. Az egyenlet levezetése során megjegyzendő, hogy λ egy dimenzió nélküli szám. A számítás figyelembevételével közelebb kerülhetünk a graupelek alakjához, melynek nagyságrendje ily módon biztonságosan kiszámítható (Wang, 1982).

Mason and Mason (2003) elmélete szélcsatornában végzett kísérleteken alapul, melynek során a graupelek zúzmarásodását vizsgálták. Ezen elgondolás értelmezéséhez először a zivatarfelhő rétegződését kell megértenünk. A 3. ábra egy Cb felhő felépítését mutatja be a kialakult részecskék, áramlások és töltések figyelembevételével. Az ábrán jól látható, hogy a felhőalap átlagos hőmérséklete 10 °C, ami jóval fagypont feletti. Vertikálisan felfelé haladva a magasság emelkedésével a hőmérséklet számottevően csökken, így átlagosan 1,5 km-enként 10 °C hőmérséklet csökkenés tapasztalható. A zivatarfelhő belsejében a hőmérséklet nem ritkán elérheti a -40 °C-ot, mely a felhőtető szintjében alakul ki a feláramlások miatt. Ezen hőmérséklet eléréséhez a felhőn belül megközelítőleg elég 5 km-t emelkednünk, ahol már csak jégkristályok találhatóak.

A hőmérsékleti rétegződés mellett megfigyelhető, hogy a felhőalaptól fölfelé haladva kb. 4 km magasságig csak



3. ábra: Kialakult részecskék, áramlások és töltések egy zivatarfelhőben. **A:** elkülönült nagy mennyiségű + töltés; **B:** kevert töltésű réteg; **C:** elkülönült - töltés; **D:** másodlagos + töltés; ○: felhőelem; ●: esőcsepp; ○: graupel; * : jégkristály (Mason and Mason, 2003)

folyékony halmazállapotú felhőelemekkel találkozhatunk. Ebben a vertikális intervallumban az esőcseppek a dominánsak a helyi hőmérsékleti viszonyokból adódóan, de meg kell jegyeznünk, hogy a gyakori villámlást eredményező zivatarok során nem ritka, hogy a felszínre érő csapadék jégeső.

A 2,5–8 km közötti rétegben a felhőelemek között megjelennek a graupel részecskék is, melyek jelenlétét kutató repülőgépek és radarfelvételek bizonyítják. Az egycellás zivatarfelhő kialakulása és megszűnése között kb. 45–60 perc telik el, míg egy többcellás és az ún. szupercellák esetében az „élettartam” a több órát is elérheti, melynek során a feláramlások sebessége változik azok belsejében. A fejlődési szakaszban a konvektív áramlások révén a felhőelemek és a vízcseppek mérete és esési sebessége eltérő, s folyadéktartalmuk nagymértékben függ a felhőalap szintjében előforduló hőmérsékleti viszonyoktól, hiszen azok növekedése koagulációval történik (Harrison, 2001). A feláramlási sebesség átlagosan 5–10 ms⁻¹, de elérheti a 30 ms⁻¹ értéket is (Mason and Mason, 2003). Elkülönült, nagy mennyiségű töltések a felhőtetőben ta-

lálhatók, míg a felhő közepén lévő kevert töltésű réteg vertikálisan lefelé, ill. felfelé is elmozdulhat. A felhőalapban található az elkülönült negatív töltések, ez alatt egy vékony rétegben a másodlagos pozitív töltések, melyeket Péczely (2002) a már említett vízszintes kisülésekkel magyaráz. A kifejlett szakaszban a graupelek negatív töltésűek, melynek oka a nekik ütköző pozitív töltésű kisebb felhőelemek.

Geresdi (2004) rámutatott arra, hogy a csapadékképződés fontos szerepet játszik az elektromos töltések szétválasztásában oly módon, hogy jól egybeesnek azon rétegek, ahol nagy a télerősség és a radarreflektivitás (>40 dBZ). Ehhez az a tény is hozzájárul, hogy a töltéseloszlás a Cb-ban tripólussal közelíthető meg a legjobban, valamint a graupelek koncentrációja és a villámaktivitás között szoros kapcsolat mutatkozik (Miller et al., 2001).

A jégkristályok egyrészt a vízgőz lecsapódása, másrészt a túlült vízcseppekkel való ütközésnek (zúzmarásodás) köszönhetően növekednek. A jég mikrofizikáját vizsgálva a diffúziós növekedési ütemet az alábbi módon írhatjuk fel, ami fontos a graupelek kialakulásában (Pruppacher and Klett, 1978):

$$\frac{da}{dt} = \frac{D_v e_{\text{isat}}(T) S(z)}{r_i} \quad (2)$$

ahol da a kristály diffúziós területe, míg dt a folyamat ideje, D_v a diffúziós állandó vízgőz a levegőben, az $e_{\text{isat}}(T)$ a jég vonatkozásában a telített gőz sűrűsége, az $S(z)$ a felhőben lévő túltelített levegő a jég tekintetében és az r_i a jég sűrűsége. Az egyenletet jobban megvizsgálva láthatjuk, hogy a jég szem, azaz a hó dara mérete hiányzik a jobb oldalon. A következtetést levonva megállapíthatjuk, hogy maga a folyamat nem a növekedés miatt, hanem a párolgás (lecsapódás) miatti hőfelszabadulás (hőelvonás) miatt fontos. Itt meg kell jegyeznünk, hogy a hó dara növekedésében nagyon kis szerepet játszik a vízgőz diffúziója, növekedésüket döntően a vízcseppekkel való ütközés határozza meg.

A jég szem esése a légkörben értelmezhető egy polarizált gömb alakú testnek is, mely lefelé irányuló elektromos erőterben mozog. Mason and Mason (2003) kiszámította, hogy az F elektromos térben a részecske felületi töltésének értéke $3F \cos \Theta$ -val egyenlő, míg a felületi töltéssűrűség $3F \cos \Theta / 4\pi$ értéknek felel meg. Ebből következik, hogy a pozitív töltéssűrűség $\frac{3}{4} Fr^2$ -el egyenlő.

A graupelek 1 liter levegőben néhány darabra tehetőek, így az egymással való ütközésük viszonylag ritka, de nem elhanyagolható. Természetesen a töltéscsere szempontjából a jégkristályokkal való ütközés a legfontosabb.

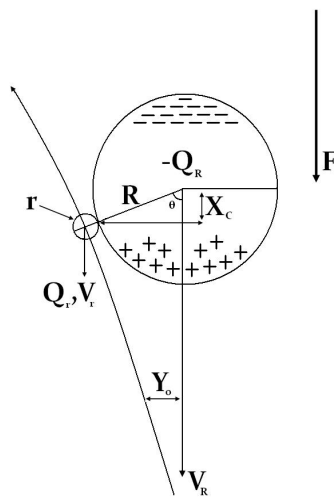
A 4. ábra a graupel részecske polarizálódását mutatja be, melynek alapján megállapítható, hogy ha elegendő idő áll rendelkezésre, akkor a részecskék töltésszállító mechanizmusa során az egymással ütköző jég részecskék pozitív töltéseket szállítanak, melyek kicserélődnek, így

– Q_R töltés keletkezik. A kisebb, r sugarú részecske töltése az alábbiak alapján számolható ki (Mason and Mason, 2003):

$$Q_r = \left(\frac{r^2}{2} F \cos \theta + \frac{r^2 Q_R}{6 R^2} \right) r^2 \quad (3)$$

ahol Q_r a szállított töltés, az $F \cos \theta$ a felületi töltés, a Q_R a kicserélődött töltés, míg az R^2 a nagyobb részecske, addig az r^2 a kisebb átmérője.

A pozitív töltésű részecskék egy önmagát fenntartó folyamatot indítanak be, miáltal egyre erősebb teret generálnak maguk körül. A méretbeli növekedés során a kisebb részecskék a nagyobb, egyben polarizált részecskék felületéhez tapadnak. Mason and Mason (2003) számítási adatai alapján egy ~ 2 mm méretű és egy ~ 10 μ m méretű részecske 60° -os ütközése során a részecskék mindössze $\sim 1,7$ %-a szállít pozitív töltést. Az alábbiakban ezen elméletét részletesebben ismertetem, mely több ponton rávilágít



4. ábra: Graupel részecske polarizációja „szépidő” elektromos térben. (Wantuch, 2004)

Ha csak ezen hatások érik a részecskét, akkor a Θ szög figyelembe vételével a „lepattanó” frakció szöge az alábbiakban így adható meg:

$$\alpha = \frac{2\pi R \sin \theta^2 r}{2\pi R^2 (1 - \cos \theta)} \quad (5)$$

Az egyenletet leegyszerűsítve az alábbi formulát kapjuk:

$$\alpha = \frac{2r}{R} \frac{\sin \theta}{(1 - \cos \theta)} \quad (6)$$

A képlet alapján az $R = 2$ mm, $r = 10$ μ m, $E = 0,74$ és $\Theta = 60^\circ$, így $\alpha = 1,7\%$, mely megegyezik Wantuch (2004) számításaival, ahol megerősíti, hogy a Q_r töltést szállító részecskék mennyisége elenyésző.

Ha elegendő idő áll rendelkezésre, akkor az alábbi töltéscsere folyamatok írhatók fel a fentebb említett egyenletek alapján:

$$Q_R = -3FR^2 \cos \theta (1 - e^{-\tau}) \quad (7)$$

mely tovább egyszerűsítve

$$Q_R = -\frac{3}{2}FR^2 (1 - e^{-\tau}) \quad (8)$$

ahol a τ a következő formulából számolható ki:

$$\tau = \left(\frac{1}{6} \pi^3 E V_{RN} T \alpha r^2 \right)^{1/2} \quad (9)$$

melyből kiszámolva a $\tau \sim 150$ s. Mason and Mason (2003) és Wantuch (2004) alapján a tér erősödését az R sugarú részecskének tulajdonítva és az N_R koncentrációt figyelembe véve az alábbi módon számolhatjuk ki a térerősség növekedését:

$$\frac{dF}{dt} = -4\pi \sum^R N_R Q_R V_R \quad (10)$$

mely képlet tovább alakítva:

$$\frac{dF}{dt} = +6\pi \sum_0^R FR^2 N_R V_R (1 - e^{-\tau}) \quad (11)$$

Így az egyenletünk annyira leegyszerűsödött, hogy gyakorlatilag csak a fő mechanizmusokat vesszük figyelembe, azaz az elektromos mező növekedését, a Q_R töltést, az erre eső sebesség térbeli koncentrációját, azaz a V_R -t, ill. az N_R egységnyi térfogatot.

A jég szemek átalagosan mért zuhanásával számolva Wantuch (2004) munkájában az alábbi képletet adja meg a 10^{-2} ms^{-1} alatt mért hulló jég mennyiségének meghatározására:

$$p = \sum N_R \frac{4}{3} \pi R^3 \rho_i V_R \quad (12)$$

ahol ρ_i a jég részecskék sűrűsége, valamint

$$\frac{1}{F} \frac{dF}{dt} = \frac{4,5p}{R \rho_i} (1 - e^{-\tau}) \quad (13)$$

Ha a p növekszik, de nem éri el a 30 mm/órát, tehát feltételezzük, hogy növekedése arányos az idővel, ill. ha $\tau = 600$ s, valamint $R = 2 \cdot 10^{-3}$ m, akkor $\rho_i = 0,3 \cdot 10^{-6}$ kg/m^3 értékű (Mason and Mason, 2003). 450 s után a kezdeti térerősség mértékéből (~ 500 $\text{V} \cdot \text{m}^{-1}$) a felhő belsejében ez az érték $4,27 \cdot 10^4$ $\text{V} \cdot \text{m}^{-1}$ lehet. Ha az összes mechanizmust tartalmazó parametrizációra vagyunk kíváncsiak, akkor számításba kell vennünk a talajfelszín elnyelését, ill. azt a tényt, hogy a pozitív részecskék jelenléte miatt így 120 s idővel többre van szükségünk (Wantuch, 2004):

$$Q_S = \frac{AF}{4\pi} = \frac{\pi D^2 F}{4} \frac{F}{4\pi} = \frac{D^2 F}{16} = 47 C \quad (14)$$

- tívvél, laboratóriumi szondák, optikai érzékelők), melyek segítségével lehetett vizsgálni a kísérletek eredményét.
- A TIF segítségével a kutatók szimulálták egy átlagos felhőn belüli graupel és jégreszecskek ütközését, melynek során több fontos következtetésre jutottak a zivatarelektromosság kapcsán.
 - magas páratartalomnál a negatív töltéseknek -13 és -18 °C között a legintenzívebb a keletkezése, valamint a töltések erősen sebességfüggők. Ugyanis az $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ érték előtt a ~ 5 mm méretű graupelek nem generálnak elektromos erőteret a Cb-n belül (átlagosan -16 °C a hőmérséklet a cumulonimbusok negatív töltésközpontjában).
 - a hőmérséklet előjelváltása során emelkedett az effektív folyékony víztartalom, mely azt eredményezte, hogy még inkább emelkedett a jégkristály kamra páratartalma. Tehát a hőmérséklet visszafordítása egyedi funkciója a tényleges folyékony víztartalomnak, mint azt korábban feltételeztük.
 - az eredmények felhasználhatók numerikus előrejelzések során, melyek terepi mérésekkel alátámaszthatók. A kísérlet magyarázatot ad a korai villámásokra, ill. a feláramlások okozta pozitív töltésű „zsebekre” a Cb-n belül.

Összegzés. E munkámban igyekeztem a graupelek fizikai tulajdonságait bemutatni oly módon, hogy a témában újabb és kevésbé ismert kutatási eredményeket és elméleteket vettem alapul. *Mason and Mason* (2003) munkája rámutatott arra, hogy egy alapvetőnek gondolt folyamatot is lehet új szemszögből vizsgálni, ill. kísérletekkel modellezni a természetben lejátszódó folyamatokat. Véleményem szerint a kutatási eredményeik nélkülözhetetlenek a korszerű zivatarelektromosság tárgyalásában. Törekedtem egy kevésbé ismert, de igen találatos kutatási eszköz bemutatására, mely alkalmas a graupelek vizsgálatára. *Berdeklis and List* (2001) technológiájának továbbfejlesztése elengedhetetlen, ill. több kérdésben még nem nyújt pontos válaszokat számunkra. Így a jövőben a kutatási irányoknak feltétlenül a dióda lézerek és más modern érzékelő berendezések felé kell irányulnia, melyek a TIF működését tökéletesítik majd. A kutatóknak megoldást kell találniuk arra, hogy a monitoring során a hőmérséklet-különbségeket hogyan tudják jobb határfokkal szabályozni, ami lehetővé tenné a hosszabb időtartamú kísérletek végrehajtását.

Ezúton szeretném köszönetemet kifejezni *prof. dr. Makra Lászlónak* az útmutatásáért, hiszen sok éve ezen területre ő irányította a figyelmemet, valamint *prof. dr. Geresdi Istvánnak*, a kézirat gondos lektorálásáért és a szakirodalomban nyújtott önzetlen segítségéért. A felhasznált képanyag *Goda Zoltán* kiváló munkásságát dicséri.

Irodalom

- Aujeszký, L.*, 1957: Általános geofizika III. A légkör fizikája. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Bencze, P., Major, Gy. és Mészáros, E.*, 1982: Fizikai meteorológia. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Berdeklis, P., and List, R.*, 2001: The Ice Crystal-Graupel Collision Charging Mechanism of Thunderstorm Electrification. *Journal of the Atmospheric Sciences* 58, 2751–2770.
- Cober, S. G.*, 1991: An Experimental Investigation of the Heat and Mass Transfer of Graupel. PhD Thesis, University of Toronto, Toronto.
- Czelnai, R. és Szepesi, Dné.*, 1986: Meteorológia. Műszaki Értelmező Szótár 56. Akadémia Kiadó, Budapest, pp. 595
- Drake, J. C.*, 1968: Electrification Accompanying the Melting of Ice Particles. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 94, 176–191.
- Geresdi, I.*, 2004: Felhőfizika. Dialóg Campus Kiadó, Budapest–Pécs.
- Harrison, R. G.*, 2001: Atmospheric Electricity and Cloud Microphysics. *European Physical Society Workshop on Ion-Aerosol-Cloud Interactions*, CERN, Genf, 75–86.
- Horváth, T.*, 1980: Épületek villámvédelme. Műszaki Könyvkiadó, Budapest.
- Kolláth, K. Simon, A., Pátkai, Zs., Fejes, E., Horváth, Á., Kiss, M., Németh, M., Fehér, B. és Szabó, D. és Puskás, M. (szerk.)*, 2017: Felhőatlasz. A felhőről mindenkinek. Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, pp. 312
- Kordás, N. és Ács, F.*, 2017: A jégreszecskek szerepe a nem-induktív töltésszétválasztási folyamatokban. *Légkör* 62, 82–86.
- Kubicek, A. C.*, 2013: Flow Fields Around Falling Conical Graupel and the Efficiencies with which these Graupel Collide with Cloud Droplets. Thesis. *Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, University of Wisconsin-Madison*, Madison, USA.
- Lányi, P.*, 1990: Vigyázat! Frontbetörés. *Medicina*, Budapest.
- Mason, J. and Mason, N.*, 2003: The Physics of a Thunderstorm. *European Journal of Physics* 24, 99–110.
- Miller, K., Gadian, A., Saunders, C., Latham, J. and Christian, H.*, 2001: Modelling and Observations of Thundercloud Electrification and Lightning. *Atmospheric Research* 58, 89–115.
- Oliver, J.E., and Fairbridge, R.W.*, (eds.) 1987: The Encyclopedia of Climatology XI. *Van Nostrand Reinhold*, New York.
- Péczely, Gy.*, 2002: Éghajlatlan. *Nemzeti Tankönyvkiadó*, Budapest.
- Pierce, E.T. and Whitson, A.L.*, 1965: Atmospheric Electricity and the Waterfalls of Yosemite Valley. *Journal of the Atmospheric Sciences* 22, 314–319.
- Pruppacher, H. and Klett, J.*, 1978: Microphysics of Clouds and Precipitation. *D. Reidel*, London
- Rango, A., Fostre, J., Josberger, E. G., Erbe, E.F., Pooley, C. and Wergin, W. P.*, 2003: Rime and Graupel: Description and Characterization as Revealed by Low-Temperature Scanning Electron Microscopy. *SCANNING* 25, 121–131.
- Rákóczi, F.*, 1998: Életünk a légkörben. *MUNDUS Kiadó*, Budapest.
- Robinson, G. D.*, 1941: The Distribution of Electricity in Thunderclouds. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 67, 332–340.
- Saunders, C.*, 2008: Charge Separation Mechanism in Clouds. *Space Science Reviews* 137, 335–353.
- Wang, P. K.*, 1982: Mathematical Description of the Shape of Conical Hydrometeors. *Journal of the Atmospheric Sciences* 39, 2615–2622.
- Wantuch, F.*, 2004: A Kárpát-medence villámjainak meteorológiai vizsgálata objektív mérések alapján. Doktori (PhD) értekezés. *Eötvös Loránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék*, Budapest.
- Workman, E. J., and Reynolds, R. E.*, 1948: A Suggested Mechanism for the Generation of Thunderstorm Electricity. *Physical Review* 74, 709.