

CIRRUS FELHŐKBEN VÉGZETT REPÜLŐGÉPES FELHŐFIZIKAI MÉRÉSEK ÉS EZEK ELEMZÉSE

Bevezetés

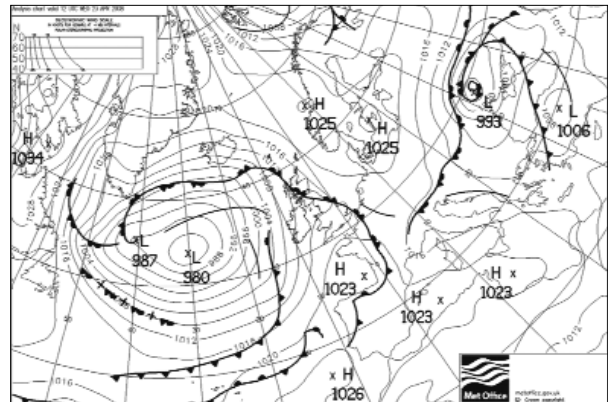
2008 áprilisában részt vettem az EUFAR (European Fleet for Airborne Research) által Utrechtben szervezett Airborne Cloud and Aerosol Science nyári egyetemen. A projekt fő célja az volt, hogy széleskörű áttekintést nyújtson a PhD hallgatóknak a felhőket alkotó részecskék és az aeroszol-részecskék repülőgépes méréséről, beleértve a mérési technológiákat és az adatelemzést is. Ezen a rendezvényen húsz diák vehetett részt Európa különböző országaiból. Az első napokban tartott előadások többnyire az aeroszol-részecskék közvetlen és közvetett hatásairól, illetve a hatások tanulmányozásához szükséges paraméterek repülőgépes méréséről szóltak. Ezen belül a részecskék optikai és mikrofizikai tulajdonságainak mérésével kapcsolatos legújabb eredményeket ismerhettük meg. Az utolsó három napon a 20 fős hallgatóságot 6–7 fős csapatokra osztották. Mindegyik csoport egy nap egy 2-2,5 órás mérést végzett a FAAM (Facility for Airborne Atmospheric Measurements) csapatával.

A légkörben lejátszódó mikrofizikai és dinamikai folyamatok vizsgálatában egyre nagyobb szerepet kapnak az ún. in situ repülőgépes mérések. Ezek előnye, hogy számos fontos mennyiség, mint például hőmérséklet, feláramlási sebesség, aeroszol-részecskék koncentrációja, illetve a felhőket alkotó részecskék koncentrációja és méret szerinti eloszlása közvetlenül mérhető (Geresdi I., 2004). Az alábbiakban egy repülőgépes mérés során gyűjtött tapasztalataimat szeretném bemutatni. Szó lesz a mérés tervezési folyamatáról, a mikrofizikai mérésekhez használt legfontosabb eszközök működési elveiről. Külön fejezetben foglalkozunk a mérési adatok ismeretével és kiértékelésével.

Repülési terv

A repülést megelőzően számos előkészítési feladat elvégzésére volt szükség. A legelső feladat a célterület meteorológiai viszonyainak megfelelő repülési terv elkészítése volt. Az előrejelzés szerint egy észak-dél irányú front rendszer átvonulására lehetett számítani a repülés napján (1. ábra) (Calvo et al., 2008). Skandinávia felett anticiklon, illetve az Egyesült Királyság felett ciklon határozta meg az időjárást. A repülés céljaként – amit a várható időjárás és az előre jelzett légszennyezés alapján határoztunk meg – a légkörben található aeroszol-részecskék és a cirrus felhőket alkotó részecskék vizsgálatát tűztük ki.

Fel kellett készülnünk arra az esetre is, ha az időjárás nem az előrejelzés szerint alakul. A mi esetünkben ugyanis a cirrus felhők kialakulása nagyon bizonytalannak tűnt. Cirrus felhők hiányában az alacsonyabb magassá-

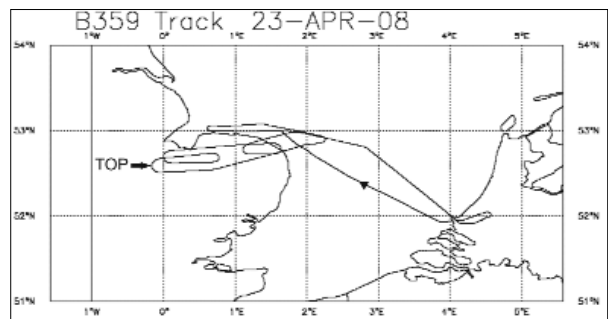


1. ábra: Előrejelzés a repülés napjára (forrás: Met Office, 2008)

gokban lévő felhőkben történő vizsgálatok, illetve felhőtlen ég esetén a hajók és az olajplatformokról, valamint a Közép-Európából származó szennyeződések mérése jöhetett szóba. A végleges terv a pilótákkal történő egyeztetés után született meg, akikkel megvittuk a tervezett mérések, illetve a repülés lehetőségeit.

Megfigyelések

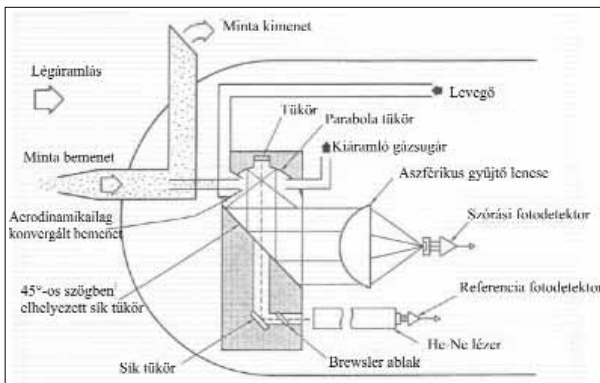
A 2. ábrán a repülés útvonala látható. Az felszállást követően alacsony magasságokban repültünk az Egyesült Királyság légtéréig. Észak-Norfolk felett egészen 10058 m magasságig emelkedtünk. Emelkedés közben alacsonyabb magasságokban átrepültünk cumulus és stratocumulus felhőkön. Ereszkedéskor 10, illetve 7,5 km körüli magasságokban repültünk keresztül cirrus, illetve 2 km alatt feltehetőleg stratus felhőn. Az aeroszol-részecskék koncentrációját és méret szerinti eloszlását mind az emelkedés, mind a süllyedés során folytonosan mértük. A kisméretű vízcseppek (< 40 µm) detektálására alkalmas műszer (FSSP) hibája miatt felhőcseppek méret szerinti eloszlására vonatkozó adatok nem álltak rendelkezésre. Némileg kompenzálta ezt a hiányt a Johnson-Williams Liquid Content Probe mérőeszköz, melynek segítségével a vízcseppek keverési arányát tudtuk meghatározni.



2. ábra: A repülés útvonala szélességi és hosszúsági fokok mentén

A felhőfizikai mérésekhez használt műszerek

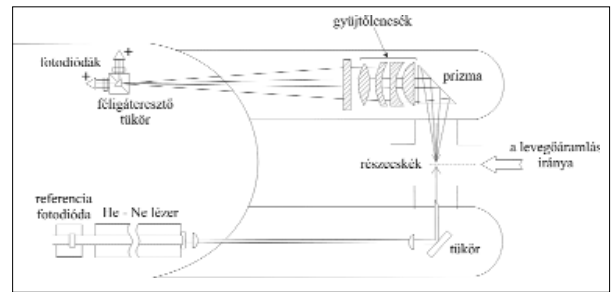
A PCASP-100 egy optikai elven működő eszköz, mely a szórt fény intenzitása alapján detektálja az aeroszol-részecskéket, és határozza meg azok méretét, mialatt egy hélium-neon lézer által kibocsátott fénysugáron haladnak keresztül (3. ábra). A részecskék által szórt fényt egy Mangin tükör fókuszálja a detektorra. A részecskék méretét a részecskéken történő szóródás intenzitásának mérése alapján határozzák meg. Mivel a részecskék mérete összemérhető a sugárzás hullámhosszával, a szórás a Mie-féle szórás elmélet írja le. Méretük alapján (0,1–3,0 μm) 15 csatornába (méret intervallumba) különíthetők el a részecskék. A detektálás során meghatározható a részecskék száma az egyes csatornákban.



3. ábra: PCASP-100

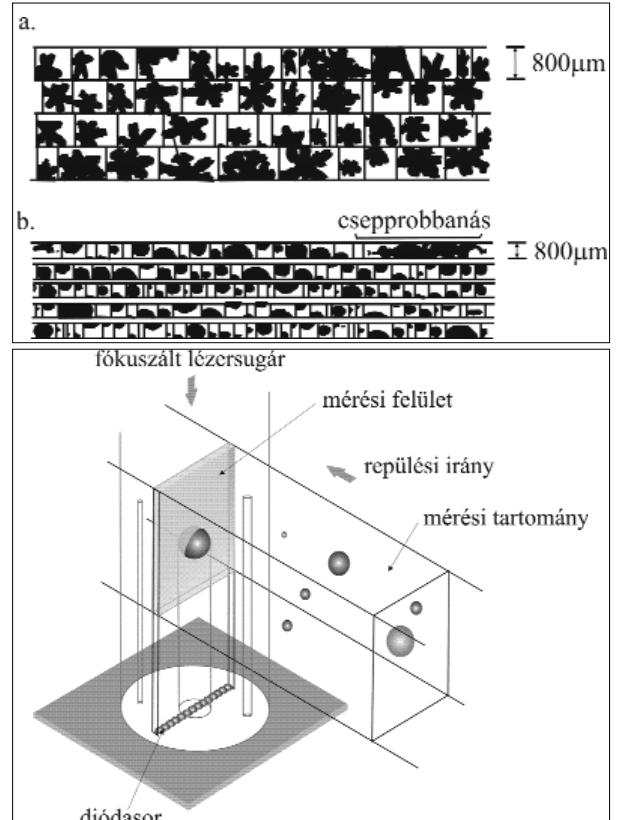
Az FSSP-100 típusú berendezést a 0,3 és 20 μm közötti vízcseppek detektálására használják (4. ábra). A mérési adatokból következtethetünk a vízcseppek kialakulására, diffúziós és ütközéses növekedésére. Egy He-Ne lézer sugárnyalábját 0,2 mm átmérőjű, a beáramló levegő irányára merőleges tartományra fókuszálják. A vízcseppek által szórt fény egy része a prizmán és a gyűjtőlencséken keresztül jut a detektorba. A prizma alsó oldalán található folt megakadályozza, hogy a fény akkor is a detektorba jusson, amikor nem halad át vízcsepp a fénynyalábon. Így a prizma mérete és a folt miatt a 4°-tól a 12°-ig terjedő tartományban szórt sugarak jutnak el a detektorba. Az egyik detektort a prizmához hasonlóan árnyékolják, így a rendszer csak azokat a vízcseppeket tudja detektálni, melyek a fókuszpont két oldalán 1,5–1,5 mm-es távolságon belül metszik a fénysugarat. A vízcseppek mérete a Mie-féle szórás törvény felhasználásával, a szórt fény intenzitásának ismeretében határozható meg. 15 csatornának megfelelő méret-intervallumban kerül tárolásra a detektált cseppszám. A méret meghatározásának hibája $\pm 20\%$. Ha a vízcseppek koncentrációja nagy, vagy a repülőgép nagy sebességgel repül, előfordul, hogy a lézersugáron nagyon rövid időn belül több vízcsepp is áthalad. Ilyenkor a rendszer tehetetlensége miatt csak egy vízcsepp kerül detektálásra. Az ebből származó hiba kb. 5%, ha a víz-

cseppek koncentrációja kb. 300 cm^{-3} , és hozzávetőlegesen 30%-ra nő, ha a koncentráció eléri az 1000 cm^{-3} -t.



4. ábra: FSSP-100
(forrás: Geresdi I., 2004)

A 2D-C, 2D-P típusú műszereket a nagyobb vízcseppek és jégkristályok detektálására fejlesztették ki (5. ábra). A lézersugáron áthaladó részecskék árnyékot mintáznak egy lineáris dióda soron. A diódák által mért fényintenzitás kb. 4 MHz-es mintafelvételi frekvenciával kerül tárolásra. A részecskék és a diódasor egymáshoz viszonyított mozgása miatt az árnyékoló részecskék két-dimenziós vetületét kapjuk. A rendszer felbontó képességét a repülőgép sebessége és a mintavételi frekvencia hányadosa határozza meg. A részecskék sorrendje a műszeren való áthaladás sorrendjének felel meg. A mérési tartomány felső határát a sorok szélessége határozza meg.



5. ábra: 2D-C, 2D-P műszer működési elve, és a műszerekkel detektált jégkristályok (a), illetve vízcseppek (b) árnyékképei
(forrás: Geresdi I., 2004)

A vízcseppek esetében az árnyékképek alapján viszonylag kis hibával meghatározható a méret. A jégkristályok esetében viszont a kristály háromdimenziós alakja csak kisebb-nagyobb bizonytalansággal rekonstruálható. A detektáláshoz 32 diódát használnak, így a részecskéket méretük alapján 32 méret-kategóriába lehet elkülöníteni. A 2D-C 25-800 μm , a 2D-P pedig 200 – 6400 μm méret-intervallumba vizsgálja a részecskéket (Geresdi I. 2004).

A Johnson-Williams Liquid Content Probe (a továbbiakban JWLCP) a felhőkben lévő vízcseppek keverési arányát méri. Az eszköz működési elve a következő: a repülés során a vízcseppek egy fémhuzallal ütköznek. A fémszálat olyan erősen fűtik, hogy az összegyűjtött víz éppen elpárologjon. Az elpárolgáshoz szükséges hő arányos a vízcseppek teljes tömegével. Ebből az adatból kiszámítható a levegő egységnyi tömegében található folyékony halmazállapotú vízcseppek tömege (keverési arány). A mérés pontosságát számos tényező befolyásolja, az alábbiakban csak néhány példát említenék: A műszerrel való ütközések során a 30 μm -nél nagyobb vízcseppek az ütközés következtében szétrobbannak, így a 30 μm -nél nagyobb vízcseppek keverési arányát a műszer alulbecsüli (Knollenberg RG., 1972). A jegesedés a telítettséghez hasonlóan terhet jelent a műszer által leadott hőáramra, így ilyen esetben is alulbecsüli a keverési arány értékét (Strapp, J W and Schemenauer, 1982).

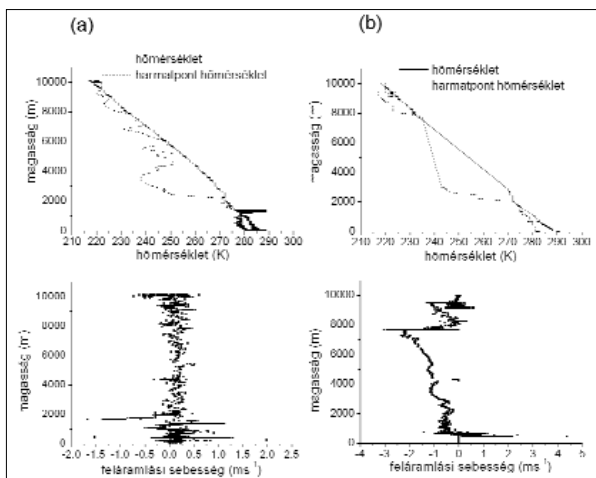
Mérési adatok kiértékelése

A mért hőmérséklet, illetve a feláramlási sebesség vertikális profilja a 6. ábrán látható emelkedéskor, illetve ereszkedéskor. A kondenzáció elvileg azokon a magasságokon következhetett be, ahol a hőmérséklet meg egyezett a harmatpont hőmérséklettel: emelkedéskor 1–2 km, 5,7–6.1 km, 7.1–7.9 km és 9.5–11 km magasságokban, ereszkedéskor 11–9.5 km, 7,9–7.5 km, illetve 2–1.6 km magasan. A repülés során nem találtunk olyan tartományt, ahol a feláramlási sebesség szignifikánsan meghaladta volna a 0 ms^{-1} -ot. A felszínhez közeli 2 km-

es rétegben megfigyelhető fluktuáció a határrétegben bekövetkező erős turbulens keveredéssel magyarázható. Az emelkedés során csökkenő amplitúdóval ugyan, de végig kimutatható volt a sebesség vertikális komponensének fluktuációja. Az ereszkedés során egyértelműen a leáramlás dominált.

A PCASP, 2D-C és 2D-P típusú berendezésekkel detektálható részecskék koncentrációjának vertikális profilját a 7. ábra, a JWLCP műszerrel detektált vízcseppek, illetve a 2D-C típusú műszerrel mért jégkristályok keverési arányának vertikális profilját a 8. ábra szemlélteti. Megfigyelhető, hogy az aeroszol-részecskék koncentrációja az alsó 2 km-es légrétegben jelentős, ezen kívül egy kisebb csúcs a 8 km körüli magasságban jelenik meg ereszkedéskor. A felszín közeli magasabb koncentráció egyértelműen a felszíni forrásokkal magyarázható. A 9.a ábrán jól megfigyelhető, hogy felfele haladva hogyan csökken a néhány tízed mikrométeres mérettartományba tartozó aeroszol-részecskék koncentrációja. Nincs bizonyítható magyarázatunk arra, hogy miért mértünk kiugróan magas aeroszol-koncentrációt kb. 7.5 km-es magasságban. A 9.b ábrán látható méret szerinti eloszlás jelentősen eltér a felszínhez közel mért eloszlástól. A néhány tízed mikrométernél kisebb részecskék koncentrációja a magassággal gyorsan csökken, ezen méret felett viszont alig változik. A felszín közeli és a felső troposzférában mért méret szerinti eloszlásokat összehasonlítva az is megfigyelhető, hogy noha a teljes aeroszol-részecske koncentráció 7,5 km magasan kb. egy nagyságrenddel kisebb, mint a felszínhez közel, a mikronos nagyságú részecskék koncentrációja több nagyságrenddel magasabb, mint a határrétegben. Az aeroszol-részecskék koncentrációjának a felsőtroposzférában mért lokális maximumára nincs bizonyítható magyarázatunk. A mikrométernél nagyobb részecskék lehetséges forrásaként szóba jöhetnek a London és Amszterdam reptereiről felszálló repülőgépek, amelyekből jelentős mennyiségű korom, szén és fém (Cr, Fe, Ni) részecske, illetve ezek keveréke kerül a levegőbe (Petzold, A. et. al, 1998). Ennek igazolásához természetesen szükséges lenne a detektált részecskék kémiai elemzésére. A repülőgépeken kívül más forrásnak is hozzá kellett járulnia ahhoz, hogy az aeroszol-részecskék koncentrációja meghaladja az 1000 cm^{-3} koncentrációt, ugyanis a kondenzcsíkokban mért tipikus aeroszol-részecske koncentráció 10 cm^{-3} nagyságrendű.

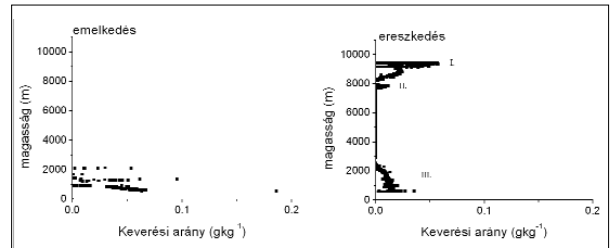
Az FSSP típusú műszer hibája miatt sajnos nem tudtuk megfigyelni a felhőcseppek méret szerinti eloszlását. A JWLCP mérőeszköz csak a keverési arány meghatározását tette lehetővé. Emelkedéskor vízcseppeket csak 3 km-nél alacsonyabban, jégkristályokat pedig közel 10 km-es magasságban detektáltunk. A vízcseppek keverési arányára 1334 m-es magasságban volt a legnagyobb, 0,095 gkg^{-1} , míg a jégkristályoké 9597 m-es magasságban 0,01 gkg^{-1} . Ereszkedéskor vízcseppeket három magassági tartományban mértünk. Első tartományban a



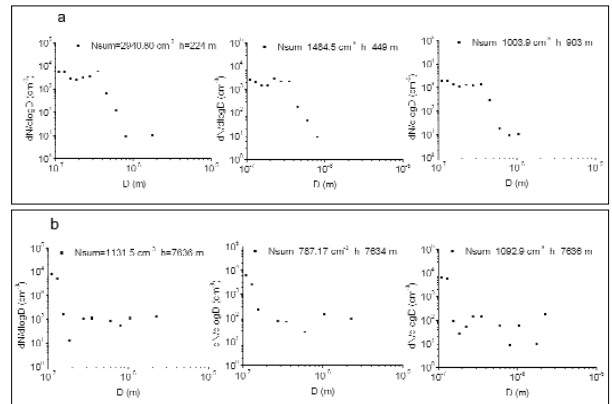
6. ábra: A hőmérséklet és a feláramlási sebesség vertikális profilja emelkedéskor (a), ereszkedés (b)

magasabb cirrus felhőkben a vízcseppek és a jégkristályok keverési arányára közel egyenlő értékeket kaptunk. Ez azt igazolja, hogy a nagy magasságokban található cirrus felhők is tartalmaznak túlhűlt vízcseppeket. Minden bizonnyal ezek a vízcseppek kisebbek voltak, mint $10\ \mu\text{m}$, ugyanis az ennél nagyobb vízcseppek biztosan megfagynak, ha a hőmérséklet $-30\ ^\circ\text{C}$ alá csökken. A keverési arány a magasság csökkenésével gyorsan csökkent, és $8\ \text{km}$ felett néhány száz méterrel már gyakorlatilag nulla volt. A második tartományban ($7,5\text{--}8\ \text{km}$) – az alacsonyabban fekvő cirrus felhőrétegben – a vízcseppek keverési arányának gyors növekedése, majd csökkenése volt megfigyelhető. A lokális maximum (kb. $0,015\ \text{gkg}^{-1}$) magassága jól megegyezik a magassággal, ahol az aeroszol-részecskék koncentrációja jelentősen meghaladta az ebben a magasságban várható értéket. Ezen a magasságon a jégkristályok keverési aránya közel $0,07\ \text{gkg}^{-1}$ volt. A felszínhez közeledve, $2\ \text{km}$ -es magassági szint felett detektáltunk először vízcseppeket. A keverési arány lassan növekedve $600\ \text{m}$ körüli magasságban érte el a $0,04\ \text{gkg}^{-1}$ lokális maximumot. A megfigyelt árnyékképek és a hőmérsékleti értékek alapján valószínűsíthető, hogy a 2D-C és a 2D-P típusú műszerekkel jégkristályokat detektáltunk. A 2DP típusú berendezéssel detektált értékek sajnos nagy valószínűséggel hibásak a $2,5$ és $7,5\ \text{km}$ közötti tartományban, ugyanis a mért koncentrációk minden esetben csak egy-egy csatornán mért koncentrációnak felelnek meg, ez pedig nem tekinthető reálisnak. Ezt a feltételezést az is igazolja, hogy ebben a tartományban sem a 2D-C, sem a JWLCPC típusú mérő eszközzel nem detektáltunk jégkristályokat, illetve vízcseppeket (8. ábra). Emelkedéskor kb. $10\ \text{km}$ magasan, ereszkedés esetén

pedig a $9,5\ \text{km}$ -es, valamint a $7,5\ \text{km}$ -es magassági szintek körül detektáltunk jégkristályokat.



8. ábra: Johnson-Williams Probe műszerrel mért vízcseppek keverési aránya (a), 2D-C típusú műszerrel mért jégkristályok keverési aránya (b)



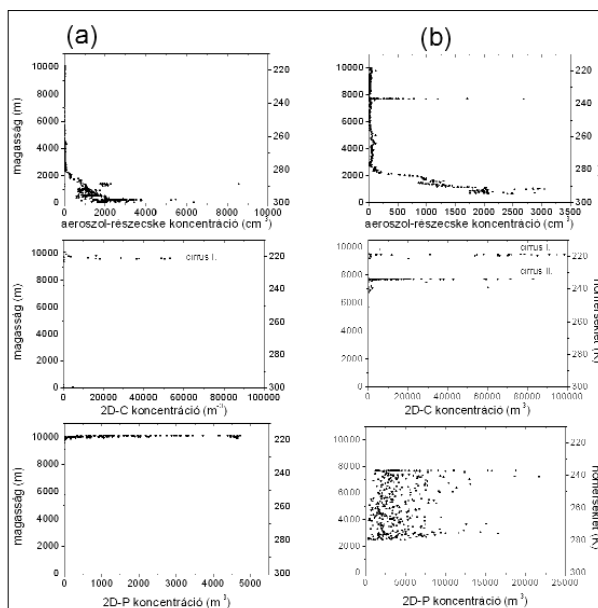
9. ábra: Az aeroszol-részecskék méret szerinti eloszlása, a) alacsonyabb magasságokban, b) nagyobb magasságokban, ahol N_{sum} az adott magasságon mért össz aeroszol-részecske koncentráció, h a magasságot jelöli

Jégkristályokra vonatkozó adatok kiértékelése során csak a 2D-C típusú műszer által szolgáltatott adatokat használtuk fel. A mérési adatok alapján két jól elkülöníthető cirrus felhőréteg alakult ki kb. 10 illetve $7,5\ \text{km}$ -es magasságban. A maximális jégkristály-koncentráció közel $100\ \text{l}^{-1}$ volt mind a két felhőrétegben. Ez az érték jól egyezik a természetes eredetű aktív jégképző magvak $-40\text{--}-50\ ^\circ\text{C}$ -on mért koncentrációjával (Rasmussen et al, 2002).

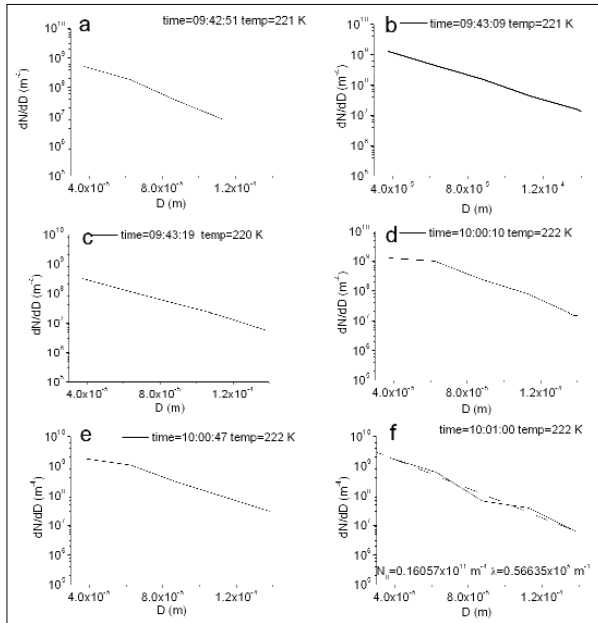
A 2DC típusú eszköz lehetővé tette számunkra, hogy a koncentráció mellett a jégkristályok méret szerinti eloszlását is tanulmányozhassuk. A 10. ábra a jégkristályok tipikusnak tekinthető méret szerinti eloszlását mutatja különböző időpontokban. Az időpontok mellett a levegő hőmérsékletét is megadtuk. Jól látható, hogy ha a függőleges tengelyen logaritmikuskálát alkalmazunk, akkor a méret szerinti eloszlást leíró görbéink jó közelítéssel egyenesek. Könnyű belátni, hogy ez azt jelenti, hogy a jégkristályok méret szerinti eloszlása exponenciális:

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

ahol D a jégkristály átmérője, N_0 és λ pedig a függvény két paramétere. (Wolde M., Vali G., 2002).



7. ábra: A PCASP, 2D-C és 2D-P típusú berendezésekkel mért aeroszol részecskék és jégkristályok koncentrációjának magasság szerinti változása emelkedéskor (a) és ereszkedés (b)



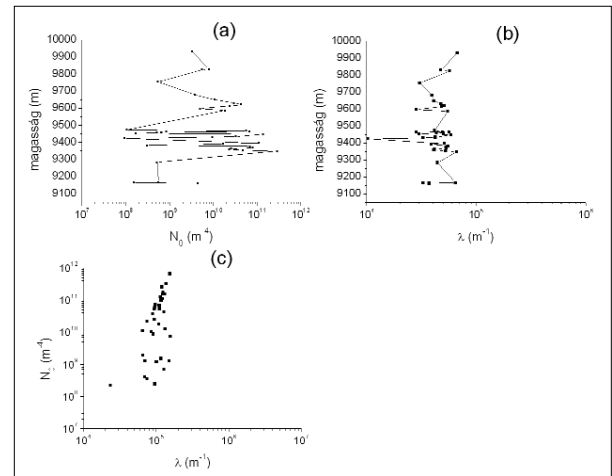
10. ábra: A 2D-C típusú műszerrel mért jégkristályok méret szerinti eloszlása különböző időpontokban

(A 10.f ábrán a szaggatott vonal a mérési adatokra illesztett exponenciális eloszlást jelöli. Az N_0 és λ az eloszlás paraméterei)

Mivel a mérések alapján mind a koncentráció, mind a keverési arány adatok rendelkezésre állnak, lehetséges van a (1) egyenlettel definiált két-paraméteres eloszlás illesztésére minden mérési időpontban. (Geresdi, 2004). Egy ilyen illesztett görbe látható a 10f. ábrán. Az eloszlás két paraméterét minden olyan időpontban meghatároztuk, amikor a mérőeszközünk jégkristályokat detektáltak. A 11. ábra szemlélteti N_0 és λ paraméterek vertikális profilját. Jól látható, hogy míg az N_0 több nagyságrend szélességű tartományban változik, addig a görbe lefutásának meredekségét meghatározó λ paraméter egy jóval keskenyebb tartományban marad. A 11.c ábra az N_0 és λ paraméterek összefüggését mutatja logaritmikus skálán. Ezen az ábrán is jól látható, hogy míg a meredekségi értékek csak kis intervallumban, addig a metszési paraméterek három nagyságrendben változnak. Ez azt jelenti, hogy a méret szerinti eloszlást ábrázoló görbék közel párhuzamosak egymással, ahogy ez egyébként a 10. ábrán is látszik.

Az időjárás előrejelzésére kifejlesztett mezoskálájú modellekben a különböző típusú felhő- és csapadékelemek keverési aránya a prognosztikai változó (Geresdi, 2004), a koncentrációnak, mint újabb prognosztikai változónak a bevezetése túlságosan sok számítógép kapacitást igényelne. Egy prognosztikai változó ismeretében azonban az exponenciális eloszlást leíró függvénynek csak az egyik paramétere számítható ki, a másik értékét rögzíteni kell. Az általunk ismert mezoskálájú modellek többségében (pl. MM5 vagy WRF) a metszési paramétert (N_0) rögzítik, (erre példaként a Marshall-Palmer féle eloszlást lehetne említeni (Marshall and Palmer, 1948)), és a keverési arány ismeretében határozzák meg

a meredekségi paramétert (λ). Megfigyeléseink viszont azt látszanak alátámasztani, hogy a cirrus felhőkben lejátszódó folyamatok modellezése során célszerűbb a meredekségi paramétert rögzíteni (pl. az általunk vizsgált eset alapján λ 10^5 m^{-1} -nek választható), és a metszési paramétert meghatározni a keverési arány ismeretében. Ezt a módszert alkalmazták például a RAMS modellben is a hópehely aggregátumok méret szerinti eloszlásának vizsgálatánál (Cotton et al., 1986).



11. ábra: N_0 paraméter (a) és λ paraméter (b) vertikális profilja, valamint az N_0 és λ paraméterek közötti összefüggés vizsgálata (c)

Összefoglalás

Az ACAS projekt keretében betekintést nyertünk az aeroszol-részecskék, illetve a felhőket alkotó részecskék repülőgépes vizsgálatába. A mérés során a levegőben található aeroszol-részecskék és a cirrus felhőkben található vízcseppek és jégkristályok koncentrációjának magasság szerinti változását vizsgáltuk. A vizsgálatra az Északi-tenger déli részén, Rotterdam és Norfolk közötti területen került sor. Emelkedés során alacsonyabb magasságokban található cumulus, illetve stratocumulus felhőkön repültünk keresztül.

Részletesebb elemzéseket lehetővé tevő mérések azonban csak a kb. 10 és a 7,5 km magasságban található cirrus felhőkben végeztük. A 0,1–3 μm -es mérettartományba lévő aeroszol-részecskék esetén alacsonyabb magasságokban, illetve közel 8 km-es magasságban detektáltunk magas koncentráció értékeket. Az alacsonyabb magasságokban található részecskék Közép-Európa szennyezett területeiről, olajplatformok, illetve a hajókról származhattak, míg a 8 km körüli magasságban található feltehetőleg részben a légifolyosón áthaladó repülőgépekről eredtek. A felhőcseppeket három magassági tartományban figyeltünk meg ereszkedéskor. A kb. 10 km-es magasságban lévő cirrus felhőkben mért vízcsepp keverési arány nagyságrendileg megegyezett a jégkristályok keverési arányával, míg az alacsonyabb magasságban található cirrus felhőkben a jégkristályok keverési aránya közel 0,05 gkg^{-1} -mal meghaladta a vízcseppekét.

A méret szerinti eloszlás jellegéből következően a vizsgált cirrus felhőkben a kisebb méretű jégkristályok nagyobb koncentrációban voltak jelen.

A mérési adatok által szolgáltatott koncentráció és keverési arány adatok lehetővé tették, hogy két-paraméteres exponenciális eloszlást illesszünk a mérési adatokra. A kapott eredmények alapján megállapítottuk, hogy míg a görbe meredekségét meghatározó λ paraméter csak kismértékben függ a jégkristályok koncentrációjától és keverési arányától, addig az N_0 metszési paraméter jóval szélesebb intervallumban változik az általunk detektált eloszlások esetében. Így a cirrus felhőkben lejátszó mikrofizikai folyamatok modellezése során célszerű a meredekségi paramétert rögzíteni, és a metszési paramétert meghatározni a keverési arány ismeretében.

Köszönetnyilvánítás

Ez a kutatás az Európai Bizottság VI. Keretprogramja által támogatott, az EUFAR által szervezett Airborne Cloud and Aerosol Science programja alapján készült. Ezúton szeretnék köszönetet mondani *Dr. Geresdi Istvánnak, Dr. Czigány Szabolcsnak, Dr. Pirkhoffer Ervinnek és Dr. Tóth Józsefnek*, akik támogatták a nyári egyetemen való részvételemet. Továbbiakban köszönöm az EUFAR munkatársainak, hogy lehetőséget biztosítottak egy mérési projektben való részvételre, illetve a

FAAM munkatársainak a mérés és adatelemzés során nyújtott segítségüket.

Szabó-Takács Beáta
Pécsi Tudományegyetem

Irodalom

- Calvo A., et al.*, 2008: EUFAR Summer school, 16-24 April 2008, Utrecht, Flight mission B359 (22-April-2008), Group B Final Report, <http://www.eufar.net/>
- Cotton et al.*, 1986: Numerical simulation of the effects of varying ice crystal nucleation rates and aggregation processes on orographic snowfall, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25, 1658-1680
- Geresdi I.*, 2004: Felhőfizika, Dialóg Campus Kiadó, Bp.-Pécs, 272
- Knollenberg R.G.* 1972: Comparative liquid water content measurements of conventional instruments with an optical array spectrometer, *Journal of Applied Meteorology*, 11, 501-508
- Marshall J. S. and Palmer, W. McK.*, 1984: The distribution of raindrops with size, *Journal of Applied Meteorol.* 5, 165-166
- Petzold A., et al.*, 1998: Elemental composition and morphology of ice-crystal and residual particles in cirrus clouds and contrails, *Atmospheric Research*, 49, 21-34
- Rasmussen, R., et al.*, 2002: Freezing drizzle formation in stably stratified layer clouds: Part I. The role of radiative cooling of cloud droplets, cloud condensation nuclei, and ice initiation *Journal of Atmospheric Science*, 59, 837-860
- Strapp, J. W and Schemenauer R. S.*, 1982: Calibrations of Johnson-Williams liquid water content meters in a high-speed icing tunnel. *Journal of Applied Meteorology* 21, 98-108
- Wolde M., Vali G.*, 2002: Cloud structure and crystal growth in nimbostratus, *Atmospheric Research*, 61, 49-74

KISLEXIKON

[Cikkeinkben csillag jelzi azokat a kifejezéseket, amelyeket a kislexikonban szerepelnek]

reanalízis

Seres András Tamás és Horváth Ákos: Konvektív jellegű, nagy csapadékhozamú rendszerek ...

Meteorológiai mennyiségek olyan jellegű térbeli analízise, amelyhez egy numerikus előrejelzési modell adatfeldolgozási / adatasszimilációs eljárás-együttesét használják.

mezoléptékű konvektív komplexum (MKK, angol rövidítéssel MCC)

Seres András Tamás és Horváth Ákos: Konvektív jellegű, nagy csapadékhozamú rendszerek ...

Olyan nagy kiterjedésű, kör vagy ellipszis alakú felhőtömb, amely legalább 6 órán keresztül megfigyelhető a meteorológiai műholdképeken, a -32 °C-nál hidegebb felhőtétővel rendelkező terület nagysága legalább 100 ezer km², a -52 °C-nál hidegebb felhőtétővel rendelkező terület nagysága legalább 50 ezer km².

nowcasting modellezés

Seres András Tamás és Horváth Ákos: Konvektív jellegű, nagy csapadékhozamú rendszerek ...

Olyan jellegű időjárási modellezés, amelynek időtáv-

ja legfeljebb a következő három órára terjed ki, de nem hosszabb hat óránál.

kompozit radarkép

Seres András Tamás és Horváth Ákos: Konvektív jellegű, nagy csapadékhozamú rendszerek ...

Több, egyidőben végzett időjárási radarmérés eredményéből összeállított, az egyes radarok műszaki paramétereit és mérési sajátosságait alapján összehangolt radarkép.

ökoton zóna

Papp Mónika: Erdőszegélyek mikroklíma befolyásoló szerepe

A zárt erdőállomány és a szomszédos nyílt terület határán kialakuló átmeneti zóna.

Transzekt

Papp Mónika: Erdőszegélyek mikroklíma befolyásoló szerepe

Növénytársulástani vizsgálathoz kijelölt mintavételi terület.

Összeállította: Gyuró György