

Tuba Zoltán¹ – Antal Krisztina²

A CSAPADÉK HALMAZÁLLAPOT VÁLTOZÁS ÉS A REPÜLÉSRE VESZÉLYES JELENSÉGEK KAPCSOLÓDÁSI PONTJAINAK BEMUTATÁSA EGY ESETTANULMÁNYON KERESZTÜL³

Téli időszakban az előrejelző tiszt számára egy melegfront érkezésekor talán a legnagyobb kihívást a várható csapadék halmazállapotának és típusának előrejelzése jelenti. A pontos előrejelzés az ilyen meteorológiai szituációkban is kiemelt fontosságú, ugyanis a szóba jöhető csapadék típusok a repülések biztonságos végrehajtását korlátozó további veszélyes jelenség(ek)et, vagy egyéb meteorológiai paraméterek repülést veszélyeztető irányú megváltozását generálhatják. Esettanulmányunk a 2011. február 17-i időjárási szituációt dolgozza fel. Ennek során célunk nem csak a nagytérségű meteorológiai helyzet bemutatása, hanem a feltételezett vertikális hőmérsékleti profil reprodukciója és az adott repülőtéri szituációban a kapcsolódó veszélyes jelenségek leírása is. A részletes elemzés alapján elmondható, hogy még a kevésbé veszélyesnek tűnő csapadék típusok is hordozhatnak repülést veszélyeztető jelenségeket közvetlen környezetükben.

A CASE STUDY ON THE MEETING POINTS OF PHASE TRANSITION OF PRECIPITATION TYPES AND HAZARDOUS IN-FLIGHT WEATHER PHENOMENA

In the wintertime the accurate forecast of precipitation type may be the greatest challenge for a military forecaster during a prefrontal weather situation. In this case the most precise forecast is very important, because the different precipitation types and the connected hazardous weather phenomena can be a potential threat for flight safety. Our case study is based on the weather situation of 17 February 2011. Our primary goal is not only to represent the current synoptic pattern, but to reproduce the hypothetical vertical temperature profiles and the connected weather hazards. On the basis of the detailed analysis we can declare that some precipitation types which seem less dangerous could carry a potential weather hazard in their vicinity.

BEVEZETÉS

Téli melegfront átvonulásakor az előrejelzőt gyakran kihívás elő állítja a változatos csapadék halmazállapot előrejelzése és annak az előrejelzésekben való prezentálása. Bár a felszínre érkező csapadék halmazállapotát és típusát döntően a vertikális hőmérsékleti eloszlás és annak változásai határozzák meg, sok egyéb, gyakran nem elhanyagolható hatás játszhat szerepet annak alakításában. Cikkünkben egyrészt szeretnénk rámutatni néhány példával a lehetséges befolyásoló tényezőkre, az előrejelzés során alkalmazható módszerekre és a halmazállapot változást generáló változások kicsinységére, másrészt szeretnénk kiemelni, hogy az egyes csapadék típusok vertikális változásai milyen veszélyeket hordozhatnak magukkal. Végrehajtva mindezt egy esettanulmány és a repülési feladatok végrehajtását befolyásoló paraméterek változásainak bemutatásával.

¹ csoportparancsnok, MH 86. Szolnok Helikopter Bázis Meteorológiai Csoport, tubazoltan.met@gmail.com

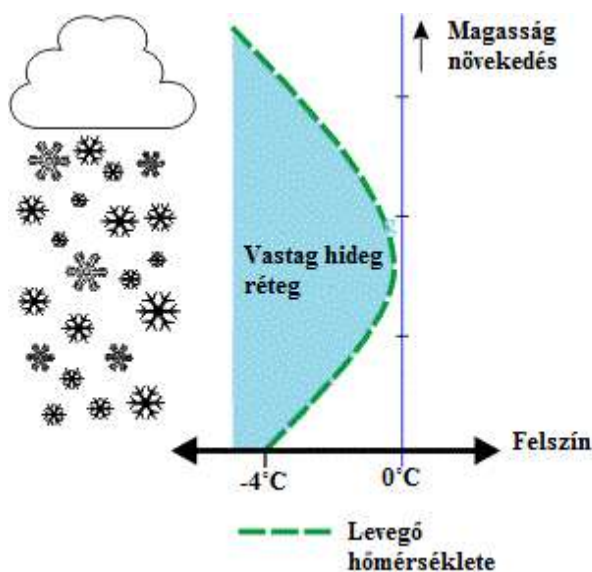
² meteorológus tiszt, MH LVII Meteorológiai Központ, antal.kriszti.gabi@gmail.com

³ Lektorálta: Dr. Bottyán Zsolt, egyetemi docens, Nemzeti Közszerződési Egyetem Katonai Repülő és Légvédelmi Tanszék, bottyan.zsolt@uni-nke.hu

A TÉLI MELEGFRONT ÉS CSAPADÉK TÍPUSAI

Mindenekelőtt tekintsük át, hogy egy olyan szituációban, amely tipikusan kedvez a változatos csapadék halmazállapotoknak, hogyan zajlik egy melegfront átvonulás a téli hónapokban. Ilyen esetekben a Kárpát-medencét hideg, a felszín közelében $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nál alacsonyabb hőmérsékletű levegő tölti ki. Gyakran az ilyen időjárási helyzeteket hideg légpárnás, vagy ahhoz közeli légrétegződésű szituáció előzi meg. Az érkező ciklon előoldalán a magasban a hőmérséklet és a harmatpont értékei közelíteni kezdik egymást, jelezve a melegebb, nedves légtömeg érkezését. A talajon már a melegfrontot megelőző, jellegzetes kelet-délkeleti áramlás van jelen, a légnyomás lassan csökkenni kezd. A front fokozatos közeledésével, a frontálzóna mentén a nedvesség egyre alacsonyabb rétegekben is megjelenik. A magas szintű felhőzet után, középmagas, majd alacsony szinten is megkezdődik a felhőképződés. Először a cirrusok (Ci), cirrostratusok (Cs) jelennek meg, majd a fronthoz közeledve altostratus (Ac), altostratus (As), aztán a vastag nimbostratus (Ns) felhőzet következik. A középmagas szintű felhőzetből már a felszínre elérő csapadék is hullhat. A frontvonal megérkezése előtt megjelenik az alacsony szintű stratus (St), stratocumulus (Sc) felhőzet is esetenként akár 90 m alatti felhőalappal. Ha a szél nem túl erős, a téli hónapokban a front előtt a lehulló csapadék párolgásának hatására prefrontális párolgási köd is kialakulhat. A front átvonulásával általában a szél az előbbieken említett kelet-délkeleti irányból, délnyugatra fordul, a hőmérséklet pedig emelkedésnek indul. A csapadék fokozatosan megszűnik és a nagytérségű felhőképző folyamatok hiányában a felhőzet is elkezd feloszlani.

Most térjünk rá, hogy a melegfront átvonulásával miként alakul a vertikális hőmérsékleti profil és ezekhez a változásokhoz milyen csapadék halmazállapotok és típusok társulhatnak. Tehát a melegfront érkezésekor a meleg levegő felsiklik a sűrűbb hideg levegőre. Ez a felsikló meleg, nagy nedvességtartalmú levegő adiabatikusan elkezd hűlni és harmatpontjának elérésekor megkezdődik a kondenzáció és a jégkristályok képződése.

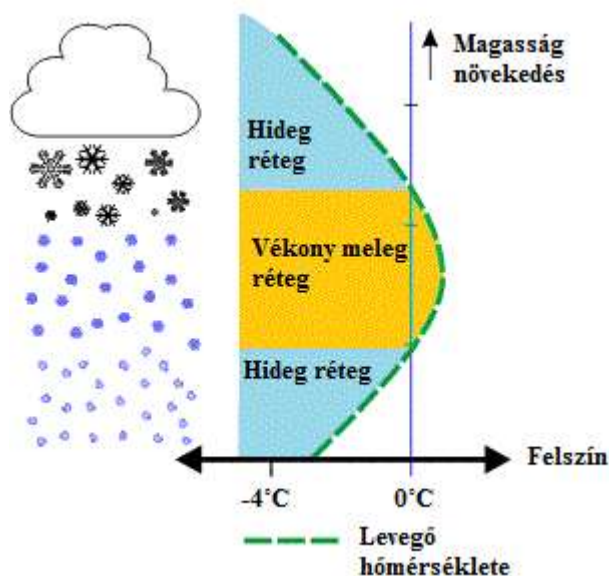


1. ábra A havazás (SN) kialakulásához szükséges vertikális rétegződés sematikus ábrája [13]

Ezek a jégkristályok a nedves környezetben növekedésnek indulnak és a nedvességtartalomtól, valamint a környezet hőmérsékletétől függően különböző méretű hópelyhek képződnek.

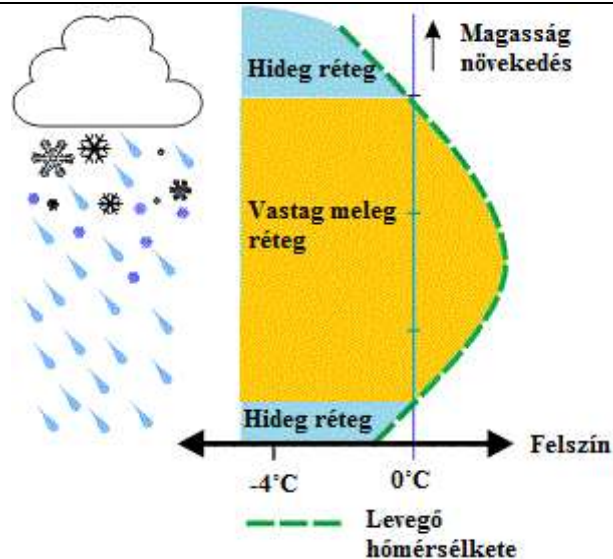
Mikor a méretük eléri a kritikus méretet és a gravitáció győz a feláramlásokkal szemben, megkezdődik a csapadékhullás. Ha a függőleges hőmérsékleti profil a talajig fagypont alatt marad, a hópelyhek változatlan állapotban, havazás formájában érik el a felszínt. Ennek a sematikus vázlata látható az 1. ábrán. Abban az esetben is havazás várható, ha a magasban megjelenő olvadási réteg, amely inverziós réteg legmelegebb részének környezetében jelentkezik, nem elég vastag, így nincs elegendő idejük a hópelyheknek elolvadni.

Amennyiben az előbb is említett olvadási réteg kellően vastag és/vagy meleg, akkor az azon áthulló hópelyhek olvadásnak indulnak. Az, hogy az olvadás teljes vagy csak részleges lesz, elsősorban a réteg vastagságától és átlaghőmérsékletétől függ. Mivel a talaj közeli légréteget még fagypont alatti, hideg levegő tölti ki, a felszínt elérő csapadék nagy valószínűséggel fagyott eső vagy ónos eső lesz. Fagyott eső (PL) akkor keletkezik, ha az olvadási réteg alatt a talaj közelében kellően vastag a fagyási réteg, ahhoz hogy a cseppek újra megfagyjanak földet érés előtt (2. ábra). Az olvadási és fagyási folyamatot a hópelyhek megfelelő mérete is elősegítheti.



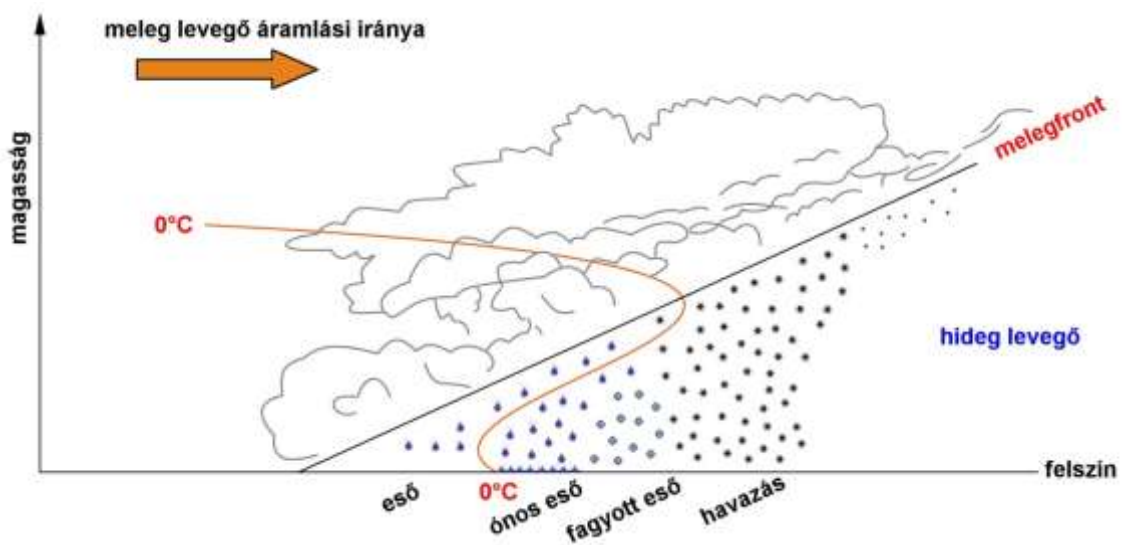
2. ábra A fagyott eső (PL) kialakulásához szükséges vertikális rétegződés sematikus ábrája [13]

Ha a felszín közeli hideg réteg nem elég vastag a fagyáshoz, akkor a túlhűlt cseppek a fagypontnál hidegebb hőmérsékletű talajjal vagy tereptárgyakkal ütközve ráfagynak annak felszínére (3. ábra). Ezt a csapadék típust nevezzük ónos esőnek (FZRA). Ónos eső inkább a nagyobb cseppméretű és gyorsan hulló hidrometeorokból képződik. Ritkán előfordulnak olyan esetek is, hogy 0 °C feletti talajhőmérséklet esetében is a felszínre fagy a túlhűlt csapadék, azonban ez a folyamat a felszín és a tereptárgyak nagyobb hőkapacitása miatt csak ideiglenes. A fagyott és az ónos eső, csak abban az esetben hullik tartósan, halmazállapot, vagy csapadék típus váltás nélkül, ha alacsony szintű hideg advekciónak van jelen, ami gyakran társul a topográfia okozta hideg csatornával, vagy völgyekben rekedt hideg levegővel.



3. ábra Az ónos eső (FZRA) kialakulásához szükséges vertikális rétegződés sematikus ábrája [13]

A frontfelület a front érkezésével egyre alacsonyabbra kerül és ezzel a melegedés tovább folytatódik a magasabb rétegek felől a talaj irányába. Egy idő után olyan vastaggá válik a meleg réteg, hogy a hópelyhek azon áthaladva teljesen elolvadnak és esőcseppként érik el a talajt. Amennyiben az olvadás csak részleges, vegyes halmazállapotú csapadéokra számíthatunk.



4. ábra Melegfront érkezésekor a csapadék halmazállapotának és típusának tipikus változásai

A 4. ábra jól szemlélteti a melegfront átvonulásakor lejátszódó csapadék halmazállapot és típus változásokat, valamint a 0 °C-os izoterma egy tipikus megjelenési lehetőségét.

A téli melegfrontok érkezésekor előforduló csapadék típusok kialakulása, ha viszonylag sematikus is, de egyszerűen magyarázható. Mindezek ellenére miért is jelent problémát a téli hónapokban a csapadék előrejelzés? A válasz egyszerű, ugyanis a különböző meteorológiai mezők és csapadék karakterisztikák igen kis eltérései is gyors váltásokat okozhatnak, mind térben, mind időben, a különböző csapadék típusok között. Ráadásul ezek a változások gyakran csak lokális hatásokra visszavezethetően, ideiglenes jelleggel fordulnak elő. A talajon észlelt csapadék állapot a légkör számos tulajdonságától függ, mint például a hőmérséklet,

nedvesség eloszlás, a vertikális mozgások, a felhő- és csapadékelemek méret eloszlása, a csapadék intenzitása, stb. Mindezeknek a pontos előrejelzésére szükség van tehát, hogy magát a csapadék típust is pontosan előrejelezhessük. Nyilvánvaló, hogy éppen a kétséges szituációkban nő meg a szerepe az olyan folyamatok jelenlétének is, amelyek skálája és rendje a numerikus előrejelzési modellek felbontása közelében vagy az alatt van. Ugyanakkor elmondhatjuk, hogy a csapadék típusát befolyásoló tényezők közül elsődleges fontosságú a hőmérsékleti profil függőleges alakulása. Ugyanis bizonyos esetekben a hőmérséklet igen kis megváltozása halmazállapotbeli változást okozhat. Tehát pontos vertikális hőmérsékleti profil előrejelzés szükséges, hogy pontosan meghatározható legyen a csapadék típusa. Habár a hőmérséklet az egyik legfontosabb paraméter, a megfelelő csapadék típus előrejelzésekor több légköri paramétert számításba kell venni.

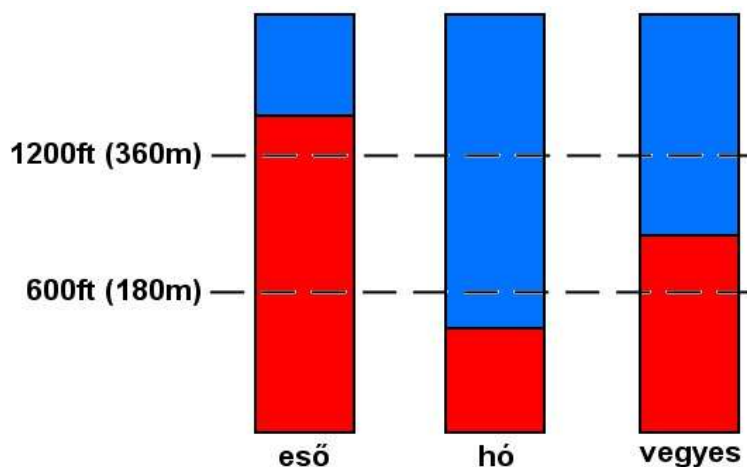
Stewart and King (1987) tanulmányukban rámutattak, hogy a felszínen észlelhető csapadék halmazállapot kialakításában a csapadékelemek mérete is fontos szerepet játszhat. Például megfelelően kis cseppméret esetén a havazásnak kedvező hőmérsékleti viszonyok között is ónos szitálás alakulhat ki, mivel nem képződnek jégkristályok. [14]

Esetenként az is meghatározó lehet, hogy az olvadási folyamat során, az olvadás hőt von el környezetétől az olvadási rétegben (melting effect). Ezáltal a környezet hőmérséklete csökkenni fog, ami extrém esetben oda vezethet, hogy az olvadási réteg 0°C -os izoterm réteggé alakulhat, ami az olvadási folyamat végét eredményezheti. [7] Ez a hatás egy nagyságrenddel kisebb – azaz másodrendű folyamat – a többi advekciós folyamathoz képest, amelyek az alsó réteg hőmérsékletét és a földet érő csapadék típusát befolyásolják. Ez a hőelvonás akkor játszhat fontos szerepet, ha a légkörben gyenge advekciós folyamatok vannak, tartós és minél intenzívebb csapadék van jelen, ugyanis a folyamat egyenesen arányos a csapadék intenzitással, valamint a felszín hőmérséklete 0°C közelében van. Ekkor ugyanis nagyobb esély van arra, hogy a folyamatnak látható jele van a felszínre érkező csapadék állapotában. [9] Az olvadási folyamat generálta hőmérséklet csökkenés ráadásul más meteorológiai mezőkben is okozhat mezoskálájú perturbációt, mint például a nyomás és a szél. [1][10] Akár még a frontogenetikus folyamatok módosításában is szerepet játszhat, ha az olvadási réteg a felszín közelében van. [5][11]

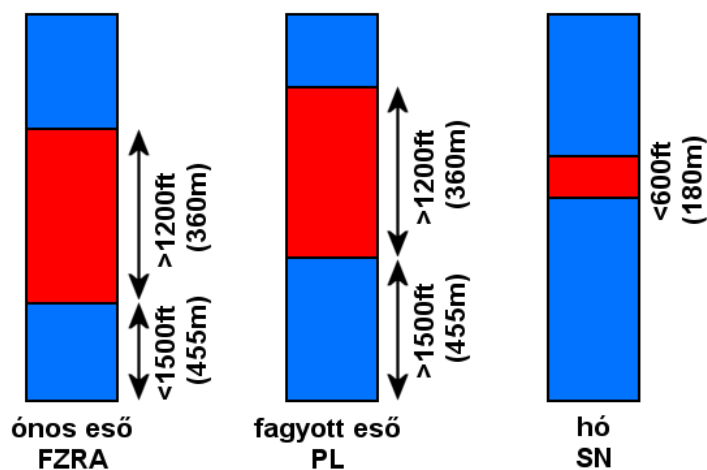
A csapadék típusának előrejelzésekor alapvetően két megközelítést szoktak alkalmazni. Az egyik egy mikrofizikai almodell megalkotása, amelynek nagy számítási igénye és a kezdeti, valamint peremfeltételekben való bizonytalansága korlátozza az operatív használatát. A másik lehetőség, statisztikai kapcsolat keresése egy adekvát adatbázis elemei alapján. Általában ebben az esetekben olyan prediktorokat használnak, amelyek arányosak az adott földrajzi pont felett található levegő egyes, a prediktandusz szempontjából, szignifikáns rétegeinek átlagos vastagságával és hőmérsékletével. Megfelelő kapcsolat esetén ez akár egy egyszerű eljárással beilleszthető a numerikus modellekbe is. Számos operatív statisztikai technikát kifejlesztettek a csapadék típusának meghatározására, most tekintsük át ezekből néhányat.

Derouin (1973) módszere az egyes olvadási és fagyási rétegek vastagságát alkalmazza prediktorként. Az eljárás maximálisan 3 réteg felhasználását teszi lehetővé [6]. Fő hiányossága, hogy csak a rétegvastagságokat veszi figyelembe, a vertikális hőmérsékleti eloszlást azonban nem. A módszert jelenleg is oktatják és használják az USAF előrejelzői. Az 5. ábrán lát-

hatók az egy, a 6. ábrán pedig a több fagyási réteget feltételező hőmérsékleti rétegződés esetén használatos rétegvastagság értékek és a hozzájuk tartozó csapadék típusok. [12]



5. ábra Egy fagyási réteget feltételezve a várható csapadék típusok és a szükséges rétegvastagságok



6. ábra Több fagyási réteget feltételezve a várható csapadék típusok és a szükséges rétegvastagságok

Egy a hazánkban is alkalmazott módszert Cantin és Bachand (1993) fejlesztett ki, relatív topográfia értékeit használva prediktorként. [4] Az RT1000/850 mezőt az alacsonyabb rétegek, az RT850/700 mezőt pedig a magasban lévő rétegek vizsgálatára. Ezeket az értékeket a vizsgált réteg átlaghőmérsékletének jellemzésére lehet felhasználni. Ha az RT850/700 vastagsága nagyobb, mint 1540 m, akkor ez általában azt jelzi, hogy a vizsgált rétegben van 0 °C-nál melegebb rész. Amennyiben az RT1000/850 vastagsága 1300 m-nél kevesebb, a felszín közelében 0 °C alatti hőmérsékletnek kell jelen lennie. A hazai viszonyokat figyelembe véve Hirsch (2000) kimutatta, hogy pl. az eső és a hó elkülönítésére az 1300 m-es RT850/1000 a legalkalmasabb. A módszer hátránya, hogy csak az adott réteg átlagos hőmérsékletét veszi figyelembe, a hőmérséklet eloszlását azonban nem. [8]

Az Országos Meteorológiai Szolgálatnál Babolcsai (2011) RT850/1000 hPa-os relatív topográfián alapuló új eljárását használják biztató eredményekkel az operatív gyakorlatban, amely azonban egyéb mezők értékeit (pl.: 850 hPa-os szint hőmérséklete, felszíni harmatpont hőmérséklet) is prediktorként használja. Az új meteorológiai paraméterek prediktorként való bevonásával a hőmérséklet vertikális eloszlásával kapcsolatos információt és egyéb folyamatok (pl.: melting

process) hatását is beleviszi az előrejelzésbe. A Magyar Honvédségnél az eljárás alkalmazhatóságának sajnos határt szab a megfelelő vizualizációs programcsomag (HAWK3) hiánya. [2]

Bourgouin 2000-ben egy új prediktort alkotott meg a különböző csapadék fajták meghatározására. A prediktor az aerológiai diagram által leírt területtel van kapcsolatban. A hőmérsékleti profil és a 0 °C-os hőmérséklet által kijelölt, zárt területeket pozitív és negatív területekként definiálta. Alapgondolata hogy, két paraméterrel a réteg átlaghőmérsékletével és az adott (hideg/meleg) rétegen való átesési idővel meghatározható a csapadék típusa. Az átesési idő ismeretében hiányában, állandó vertikális mozgást és állandó esési sebességet feltételez. Ebben az esetben az átesési idő csak a réteg vastagságától függ, ami egyszerűen kiszámítható a vertikális hőmérsékleti profilból. Az új prediktor tehát az átlaghőmérséklet és a rétegvastagság szorzatával fejezhető ki, ami arányos a tephigramon, vagy más termodinamikai diagramon kijelölt területtel. Így a pozitív és negatív terület prediktorként használható a csapadék típusok statisztikai meghatározásához. A tanulmány eredményei szerint a kidolgozott módszer hatékonyabb az összehasonlításban részt vevő, széles körben alkalmazott korábbi eljárásoknál. [3] A későbbiekben bemutatandó esettanulmány során ezt a módszert alkalmazzuk, konkrét számítások nélkül, kizárólag a rétegződés tendenciózus minőségi elemzésére.

A CSAPADÉK TÍPUSOK ÉS A REPÜLÉSRE VESZÉLYES JELENSÉGEK KAPCSOLÓDÁSI PONTJAI

A korábbiakban arról volt szó, hogy a hőmérséklet vertikális rétegződésétől függően milyen csapadék halmazállapotok és típusok fordulnak elő a felszínen. Nem szabad azonban arról elfeledkeznünk, hogy a repülés a hagyományos közlekedési formákkal ellentétben a harmadik dimenziót is használja. Ebből az következik, hogy nem elég a csapadék típusok horizontális változékonyságával foglalkoznunk, tekintetbe kell vennünk a vertikális változásokat és a hozzájuk kapcsolódó potenciális veszélyeket. Ha az 5. és 6. ábrára visszatekintünk, könnyen észrevehetjük, hogy az egyes típusokhoz tartozó függőleges hőmérsékleti profilok jelentős hasonlóságokat, esetenként átfedéseket mutatnak. Ez alapján levonható a konzekvencia, hogy eső és vegyes halmazállapot esetén az olvadási réteg felső részében, ahol az olvadás még nem kezdődött meg, a csapadék hó formájában van jelen. Az olvadás kezdetével, normális hőmérsékleti rétegződés esetén, a magasság csökkenésével párhuzamosan a csapadékon belül a szilárd halmazállapot aránya is csökken. Repülési feladatok végrehajtásakor ilyen esetekben a hó arányának növekedésével, azaz a repülési magasság növelésével a horizontális, a vertikális és a ferde látástávolság gyorsan romolhat, a látás kútszerűvé válhat és a jegesedés is potenciális veszélyhelyzetet teremthet. Az ónos eső és a fagyott eső esetében az olvadási rétegtől felfelé a rétegződés visszavezethető az előbbi esetre, azaz a magasság csökkenésével csökkenő hóarányra. Általában ezekben a szituációkban az olvadási réteg kellően vastag ahhoz, hogy a szilárd halmazállapotú csapadék teljesen elolvadjon, ritkán azonban ez az olvadási folyamat csak részleges és akkor olyan téli vegyes (wintry mix) csapadék képződhet, amely a korábban említett típusok közül bármelyikek kombinációját tartalmazhatja. Visszatérve az ónos és a fagyott eső alapkérdéséhez, az olvadási réteg alatt egy fagyási réteg helyezkedik el, amelyben a hulló cseppek először túlhűltté válnak. Ebben az állapotukban a cseppek a tereptárgyak vagy a repülőgépek fagyos felületén, az azokkal való ütközés után rövid időn belül megfagynak. Az

ilyen körülmények esetén előforduló jegesedés intenzitása az esetek többségében a jégtelenítő berendezések előírászerű üzemeltetése mellett sem kontrollálható. Amennyiben a fagyási réteg kellően vastag, úgy a magasság csökkenésével a folyékony halmazállapot aránya folyamatosan csökken, mígnem az ónos eső teljesen átmegy fagyott esőbe. Bár a fagyott eső a felszínen kevésbé veszélyes és tűnik veszélyesnek, a repülés nem elhanyagolható 3 dimenziós volta miatt, már kis magasságokban is rendkívül erős jegesedés kísérheti. Hiszen ebben az esetben, a fagyási réteg felső részében túlhűlt, ónos csapadék található. Még veszélyesebbé teheti a szituációt, ha a repülőgép a felszínről közelíti meg ezt a jegesedési réteget. Ezekben az esetekben ugyanis a vertikális hőmérsékleti profil a felszín közelében leggyakrabban erős inverziós rétegződést mutat, azaz a légijármű felszínének hőmérséklete még alacsonyabb, ami a jégakkréciót tovább gyorsíthatja.

Összességében elmondható, hogy a felsorolt csapadék típusok mindegyikénél ugyanaz a kettő, a repülési feladatok biztonságos végrehajtását veszélyeztető jelenség jelenthet problémát. Egyrészt a látástávolság olyan mértékű csökkenése, amely a repülés során alkalmazott eljárások megváltoztatását (pl. VFR, IFR, EIV, BIV) követelheti meg, és/vagy a pilóták jártasságának vagy a repült géptípusnak megfelelő időjárási minimum értékek átlépését okozhatja. Másrészt a specifikus magasságokban mindegyik felszíni csapadék típus esetén előfordulhat gyengétől, kontrollálhatatlan erősségűig jegesedés, amely különösen nagy veszélyt jelenthet mind forgószárnyas, mind pedig merevszárnyas repülések esetén.

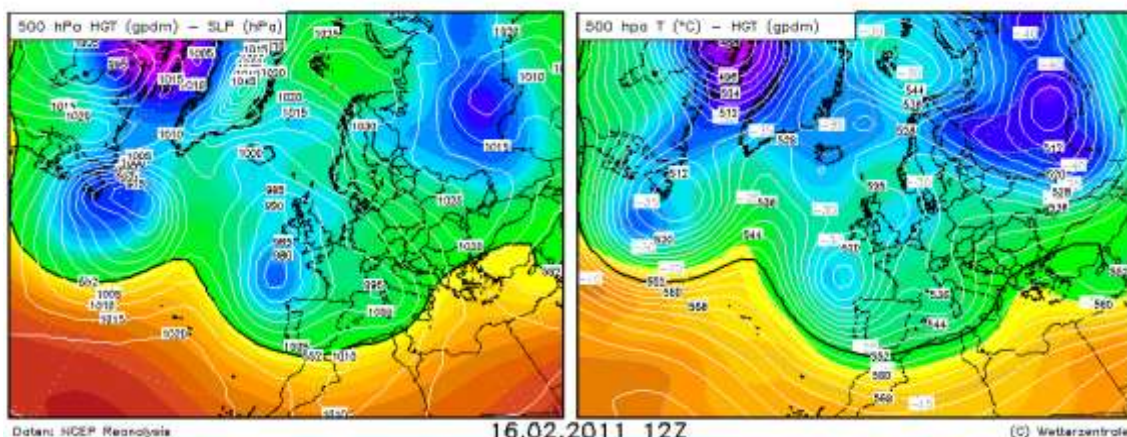
	Eső		Hó		Havaseső		Ónos eső		Fagyott eső	
	potenciális veszély	észlelt csapadék	potenciális veszély	észlelt csapadék	potenciális veszély	észlelt csapadék	potenciális veszély	észlelt csapadék	potenciális veszély	észlelt csapadék
0°C alatt a magasban	a horizontális, a vertikális és a ferde látás is romlik, gyenge/mérsékelt jegesedés léphet fel	hó	a horizontális, a vertikális és a ferde látás is romlik, gyenge/mérsékelt jegesedés léphet fel	hó	a horizontális, a vertikális és a ferde látás is romlik, gyenge/mérsékelt jegesedés léphet fel	hó	a horizontális, a vertikális és a ferde látás is romlik, gyenge/mérsékelt jegesedés léphet fel	hó	a horizontális, a vertikális és a ferde látás is romlik, gyenge/mérsékelt jegesedés léphet fel	hó
olvadási réteg	a növekvő hó aránnyal a látás romlik, kútszerűvé válik, gyenge/mérsékelt jegesedés léphet fel	hó, havaseső, eső	nincs jelen, vagy nem elég vastag a réteg	-	a növekvő hó aránnyal a látás romlik, kútszerűvé válik, gyenge/mérsékelt jegesedés léphet fel	hó, havaseső	a növekvő hó aránnyal a látás romlik, kútszerűvé válik, gyenge/mérsékelt jegesedés léphet fel	hó, havaseső, eső	a növekvő hó aránnyal a látás romlik, kútszerűvé válik, gyenge/mérsékelt jegesedés léphet fel	hó, havaseső, eső
fagyási réteg	nincs jelen, vagy nem elég vastag a réteg	-	a horizontális, a vertikális és a ferde látás is romlik, gyenge/mérsékelt jegesedés léphet fel	hó	nincs jelen, vagy nem elég vastag a réteg	-	a csapadék miatt mérsékelt látás romlás, erős jegesedés	eső, ónoseső	a csapadék miatt mérsékelt látás romlás, mérsékelt/erős jegesedés	eső, ónoseső, fagyott eső
felszín	a csapadék miatt mérsékelt látás romlás	eső	intenzitástól függően a látás jelentősen romolhat, gyenge/mérsékelt jegesedés léphet fel	hó	intenzitástól függően a látás jelentősen romolhat, gyenge/mérsékelt jegesedés léphet fel	havaseső	a csapadék miatt mérsékelt látás romlás, mérsékelt/erős jegesedés	ónos eső	a csapadék miatt mérsékelt látás romlás, gyenge/mérsékelt jegesedés	fagyott eső

1. táblázat Az észlelt csapadék típusok és a velük járó potenciális veszélyek az egyes rétegekben

ESETTANULMÁNY

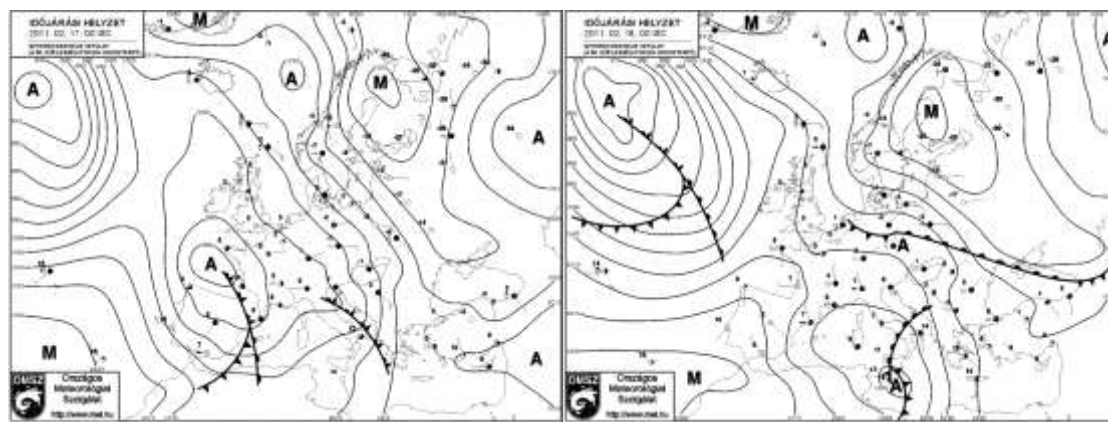
Már 2011. 02. 17-ét megelőzően is gyengén ciklonális hatások voltak jelen hazánk időjárásában. Nagy nedvességtartalmú levegő volt a közép-európai térség felett, aminek hatására az ország nagy részén erősen felhős vagy borult volt az ég és a korábbi napokban szinte mindenhol hullott kisebb mennyiségű szilárd vagy vegyes halmazállapotú csapadék. Ekkor egy, az izlandi

térségtől a Mediterrániumig húzódó több középpontú ciklonrendszer és a hozzátartozó mély magassági teknő előoldalán helyezkedett el a Kárpát-medence. A magasban azonban még egy gyenge gerinc tengelye volt felettünk, amely vizsgálatunk napjára fokozatosan keletre helyeződött át. Így térségünk a magassági gerinc hátoldali és a teknő előoldali, közös áramlási rendszerbe került. A Földközi-tenger térségéből jelentős mennyiségű nedvesség advektálódott fölénk, ami a fenti változásokkal együtt jelentősen kedvezett a frontogenetikus folyamatoknak.



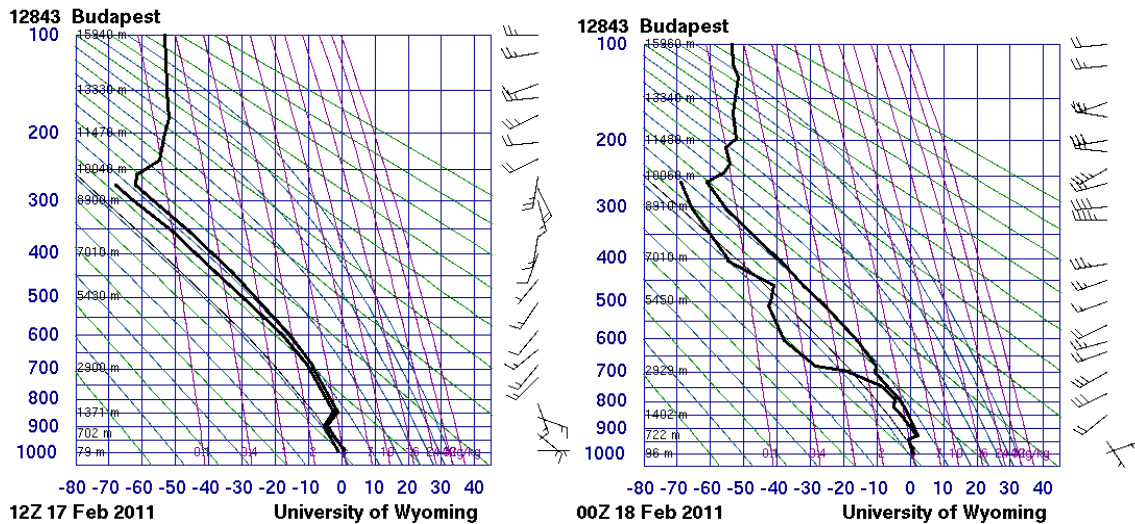
7. ábra A felszíni nyomás és az 500 hPa-os szint geopotenciál és hőmérsékleti reanalízis mezeje 2011. 02. 16-án 12 UTC-kor

Az 8. ábrán található frontanalízis térképek alapján is látható, hogy a fejlődő frontálzóna egy délnyugat-északkelet tengelyű magassági vezetéssel február 17-én áthaladt országunk felett.



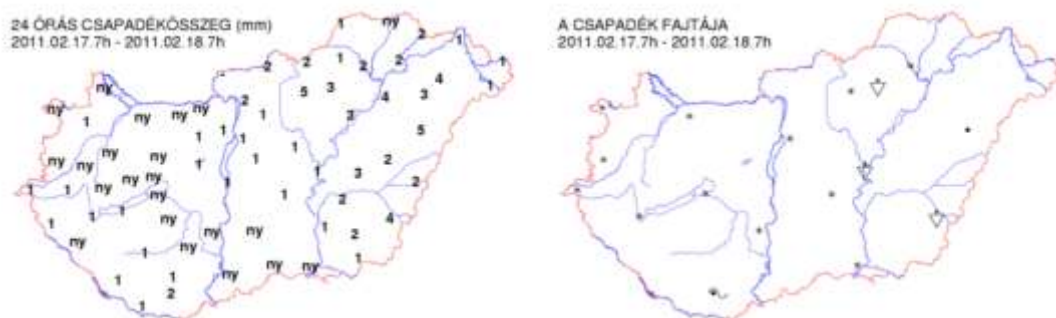
8. ábra Az OMSZ frontanalízise 2011. 02. 17-én és 18-án 00 UTC-kor

A vastag melegfronti felhőzet jelenlétét és a frontálzóna áthaladását támasztják alá a magassági szondázások adatai is (9. ábra). A február 17-i 12 UTC-s felszálláson jól látszik a frontális inverzió, a teljesen együtt futó hőmérsékleti és harmatpont profillal. A frontfelület felett jelen van a markáns délnyugati áramlás, a felső troposzféráig terjedő nagy nedvességtartalommal, alatta pedig a melegfrontot megelőző, jellegzetes kelet-délkeleti áramlás. A február 18-i 00 UTC-s adatok már a front áthaladását mutatják. A frontális inverzió már egészen a felszín közelében helyezkedik el, a magassági áramlás már közel zonális és ez a középső, valamint a felső troposzférában a nedvességtartalom jelentős csökkenését, ezzel a felhőzet feloszlását eredményezi. A 700 hPa-os szint környékén megjelenő kisebb zsugorodási inverzió pedig már a magasabb rétegekben megjelenő, gyengén anticiklonális hatások jelenlétére utal.



9. ábra A 2011. 02. 17. 12 UTC-s és a 2011. 02. 18. 00 UTC-s magassági felszállások diagramjai

Az átvonuló frontális felhőzetből országszerte hullott csapadék, melynek típusa mind térben, mind pedig időben változatos képet mutatott (10. ábra). Volt olyan mérési időpont (08:15Z), amikor mind az öt korábban bemutatott csapadék típus szerepelt az országos gyűjtőtávirat METAR-jaiban. Szolnokon pedig előfordult a nap folyamán olyan 3,5 órás időszak (05:45Z-09:15Z), amikor 4 különböző csapadék típust (SN, PL, RA, RASN) észleltek a repülőtéren.



10. ábra Az OMSZ napijelentésének részlete 2011. 02. 18-án a napi csapadékkal és az adott napon előforduló legmagasabb SYNOP kódszámú csapadék fajtákkal

Miután a nagytérségű folyamatokat valamint a hozzájuk kapcsolódó vertikális változásokat és az országos észleléseket nagy vonalakban áttekintettük, térjünk rá egy adott meteorológiai állomás adatainak részletesebb elemzésére. A szolnoki (LHSN) észlelési adatokat a kiadott hivatalos METAR táviratok feldolgozásával vetjük vizsgálatunk alá. Mivel az elemzés során célunk a csapadék típus változáshoz kapcsolódó vertikális profil kvalitatív reprodukálása, egy a korábbiakban bemutatott elméleti eljárás segítségével, ezért a vizsgált METAR táviratok a csapadékhullás kezdetétől, annak befejezéséig terjednek. Az érintett időszak táviratai a következők voltak:

METAR LHSN 170415Z 06004MPS 9999 BKN037 OVC083 M00/M02 Q1007 TEMPO -SN RMK BLU=
 METAR LHSN 170445Z 05005MPS 9999 -SN BKN033 OVC083 M00/M02 Q1007 TEMPO NSW RMK BLU=
 METAR LHSN 170515Z 05004MPS 9999 -SN BKN033 OVC083 M00/M02 Q1007 TEMPO NSW RMK BLU=
 METAR LHSN 170545Z 05004MPS 8000 -SN BKN033 OVC083 M00/M02 Q1007 TEMPO NSW RMK BLU=
 METAR LHSN 170615Z 05004MPS 8000 -PL BKN033 OVC083 M00/M02 Q1007 NOSIG RMK BLU=

METAR LHSN 170645Z 05004MPS 8000 -PL BKN033 OVC083 M00/M02 Q1007 NOSIG RMK BLU=
 METAR LHSN 170715Z 07004MPS 8000 -PL BKN027 OVC083 00/M02 Q1007 NOSIG RMK BLU=
 METAR LHSN 170745Z 06004MPS 6000 -RA BKN022 OVC083 00/M01 Q1008 NOSIG RMK WHT=
 METAR LHSN 170815Z 04004MPS 4000 PL BKN017 OVC083 00/M01 Q1008 NOSIG RMK GRN=
 METAR LHSN 170845Z 04004MPS 4000 -PL BR BKN020 OVC083 00/M01 Q1008 NOSIG RMK GRN=
 METAR LHSN 170915Z 07005MPS 3000 RASN BR FEW013 BKN020 OVC083 01/00 Q1008 NOSIG RMK YLO=
 METAR LHSN 170945Z 07005MPS 3000 -SHSNRA BR SCT007 BKN017 OVC083 01/01 Q1008 NOSIG RMK YLO=
 METAR LHSN 171015Z 09004MPS 3000 -RASN SCT007 BKN020 OVC083 01/01 Q1008 NOSIG RMK YLO=
 METAR LHSN 171045Z 06004MPS 3000 -RASN BKN008 OVC020 02/01 Q1008 NOSIG RMK YLO=
 METAR LHSN 171115Z 08004MPS 3000 -RA BR BKN008 OVC020 02/01 Q1008 NOSIG RMK YLO=
 METAR LHSN 171145Z 07004MPS 2000 RASN BR BKN007 OVC020 01/01 Q1008 NOSIG RMK YLO=
 METAR LHSN 171215Z 08004MPS 2000 RASN BKN007 OVC020 02/01 Q1008 NOSIG RMK YLO=
 METAR LHSN 171245Z 08004MPS 1500 RASN BR BKN005 OVC015 01/01 Q1008 NOSIG RMK AMB=
 METAR LHSN 171315Z 08004MPS 1500 -RASN BR BKN005 OVC020 02/01 Q1008 NOSIG RMK AMB=
 METAR LHSN 171345Z 07004MPS 1500 -RASN BR BKN006 OVC020 02/02 Q1008 NOSIG RMK AMB=
 METAR LHSN 171415Z 08004MPS 1500 BR BKN005 OVC020 02/02 Q1008 RERASN NOSIG RMK AMB=

Mielőtt a csapadék típusok kérdésére rátérnénk, tekintsük át általánosságban, hogy az egyes paraméterek hogyan változtak a frontálzóna haladásával. A szél szinte végig K-ÉK-i irányú volt és az erőssége is csak minimálisan változott. A DNY-i irányból felvonuló felhőzettel ellentétes felszíni szél egyértelműen mutatja a frontálzóna jelenlétét. A folyamatos csapadék hatására a SYNOP táviratok tanúsága szerint a relatív nedvesség 87%-ról 97%-ra nőtt és ezzel párhuzamosan a látástávolság is folyamatosan csökkent, a csapadék megszűnésének idejére erős párásság alakult ki. A felszíni frontvonal közeledtével a felhőalap is folyamatosan csökkent és a tartós csapadék hatására BKN mennyiségű foszlány felhőzet is megjelent. A hőmérséklet és a harmatpont folyamatos, lassú emelkedést mutatott.

A csapadék gyenge havazás (-SN) formájában 04:15Z-s METAR táviratban került először jelentésre. A vonatkozó SYNOP táviratok alapján azt is tudjuk, hogy ekkor még a csapadék nem volt folytonos, 70-es jelenidőt jelentettek 05:45Z-kor. Az első váltás a csapadék típusában 06:15Z-kor következett be. A gyenge havazás megszakításokkal átment gyenge fagyott esőbe (-PL). Hó esetén a magasban lévő olvadási réteg vagy nagyon vékony, vagy egyáltalán nincs jelen. Mivel fagyott esőnél számottevő olvadási rétegre van szükség a kialakulásánál, ezért az átmenet során valószínűleg a magasban lévő pozitív terület nőtt az alatta elhelyezkedő negatív rovására. A csapadék típus megváltozását, a gyorsabb olvadás révén segítette a hópelyhek kis mérete is.

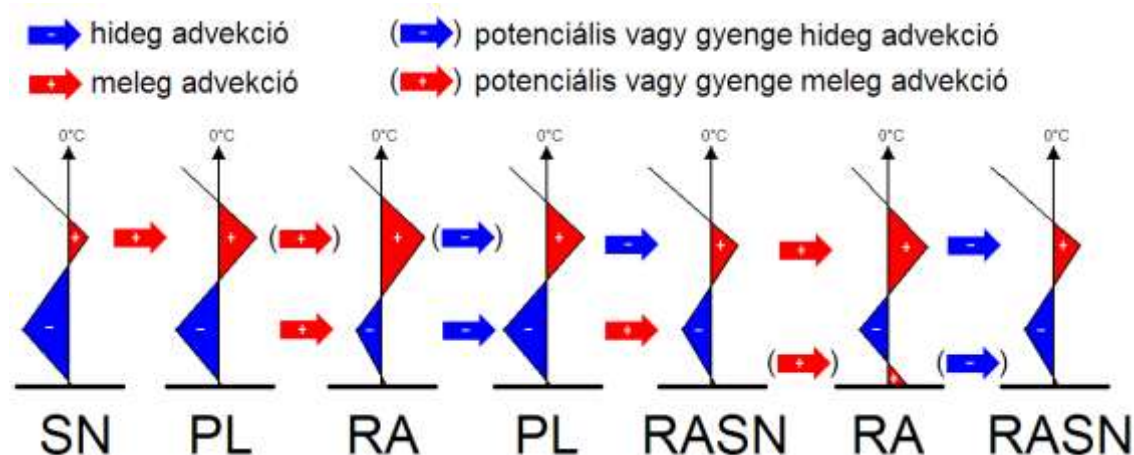
A következő csapadék típus váltás csak ideiglenes volt, kb. 1 óra időtartamra a fagyott eső gyenge esőre (-RA) váltott. Mivel a változás nem volt tartós, ezért arra következtethetünk, hogy csak lokális hőmérsékleti változások generálták vagy egymással ellentétes advekción folyamatok együttes jelenléte okozta, melyek ilyen irányú eredő hatása csak rövid ideig tartott. Feltehetőleg ebben az esetben a pozitív terület nőtt és/vagy a negatív terület csökkent

nem túl nagy mértékben, ideiglenesen. Beláthatjuk, hogy az idő rövidsége biztosan nem tette lehetővé oly mértékű változások bekövetkezését, hogy a csapadék legalább kis mértékben ne legyen túlhűt. Ekkor azonban a felszíni hőmérséklet már egy ideje a pozitív tartományban volt és valószínűleg ez akadályozta meg a cseppek felszíni fagyását.

A 09:15Z-s METAR táviratban találhatjuk a következő váltást a csapadék típusban. Az előbb mérsékelt, majd gyenge intenzitású fagyott eső mérsékelt havasesőre (RASN) váltott. Ahhoz, hogy ez a változás megvalósulhasson, több magassági szint hőmérsékleti advekciónak van szüksége. Ilyen szituációban a vegyes halmazállapot létrejöttéhez a pozitív területnek csökkennie kell, hiszen az olvadás nem lehet teljes, mint a fagyott eső esetében. Ugyanakkor a negatív területnek szintén csökkennie kell, hiszen a csapadék újra fagyása a havas eső esetében már nem történik meg. Tehát különböző szinteken ellentétes irányú hőmérsékleti advekciónak kellett lezajlania a jelzett változások megtörténtéhez. A magasabb rétegekben történő hőmérséklet csökkenés esetében elképzelhető az olvadás hűtő hatásának szerepe is, hiszen a korábbiakban már ismertetett, Kain és társai által meghatározott, feltételek együttesen fennállnak. [9] Ahogyan a korábbiakban, itt is meg kell jegyeznünk, hogy a csapadék folyékony halmazállapotú része feltehetőleg kis mértékben túlhűt volt, de a felszíni hőmérséklet a kifagyást már nem tette lehetővé.

A csapadék megszűnése előtt még egy alkalommal történt ideiglenesen változás a csapadék típusában. A havaseső a 11:15Z-s METAR idejére esőre váltott. Ehhez a magasban először a pozitív területnek növekedni, majd a visszaalakulás során csökkenni kellett. A havaseső ismételt megjelenésében feltételezhetően szerepet játszott a felszíni hőmérséklet csökkenése is, ami a felszíni pozitív terület csökkenését idézhette elő.

Az 11. ábra összefoglalja a csapadék típusok egymásba alakulása során lejátszódó advekción folyamatokat és ehhez kapcsolódóan a pozitív/negatív területek lehetséges változásait. Az ábra arányai csak a folyamatok irányának felvázolását szolgálják, a területek nagyságának konkrét becslését nem jelentik. Az egyes nyilak az adott rétegekben lejátszódó melege-dést/lehűlést szemléltetik a szokásos szín megjelölésekkel.



11. ábra A hőmérsékleti profil pozitív és negatív területeinek feltételezett változása és az adott rétegek advekción viszonyai

ÖSSZEFOGLALÁS

Cikkünkben bemutattuk a téli melegfrontokhoz leggyakrabban kapcsolódó csapadék típusok kialakulásához szükséges tipikus vertikális hőmérsékleti profilokat és az azok vizsgálata során alkalmazott néhány elméleti megközelítést. Dolgozatunkban rámutattunk az egyes csapadék típusok és a repülésre veszélyes jelenségek kapcsolódási pontjaira, különös tekintettel a látástávolság és a jegesedés kérdésére. Bemutattuk, hogy a csapadék típusának térbeli megváltozásakor különös tekintettel kell lenni a vertikális változékonyságra, amely rendkívül kis távolságokon belül a repülésre fokozottan veszélyes szituációk jelenlétét eredményezheti.

Az esettanulmányunk során feldolgozott táviratok és az area módszer segítségével pedig kvalitatív becslést adtunk a vertikális hőmérsékleti profilban bekövetkezett változásokról, amelyek a csapadék típusának megváltozását okozták.

FELHASZNÁLT IRODALOM

- [1] ATLAS, D., TATEHIRA, R., SRIVASTAVA, R. C., MARKER, W AND CARBONE, R. E. 1969: Precipitation-induced mesoscale wind perturbations in the melting layer, *Quarterly. Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 95, 544–560.
- [2] BABOLCSAI, GY. 2011: A 850/1000 hPa-os relatív topográfián alapuló halmazállapot előrejelzés új módszere, *Léggör Vol. 56 No. 2.*, pp. 60-64.
- [3] BOURGOUIN, P. 2000: A Method to Determine Precipitation Types, *Weather and Forecasting*, Vol.15, 583-592.
- [4] CANTIN, A., BACHAND, D. 1993: Synoptic pattern recognition and partial thickness techniques as a tool for precipitation types forecasting associated with a winter storm, *Centre Meteorologique du Quebec Tech. Note 93N-002*, 9 pp.
- [5] CARBONE, R. E. 1982: A Severe Frontal Rainband. Part I. Stormwide Hydrodynamic Structure, *Journal of the Atmospheric Sciences*. Vol. 39, 258-279.
- [6] DEROUIN, R. 1973: Experiment Forecasts of Freezing Level(s), Conditional Precipitation Type, Surface Temperature, and 50-meter Wind, Produced by Planetary Boundary Layer (PBL) Model. *NOAA Technical Procedures Bulletin 101*, 8 pp.
- [7] FINDEISEN, W, 1940: The formation of the 0°C-isothermal layer and fractocumulus under nimbostratus. *Meteor. Z.*, 6, 882–888.
- [8] HIRSCH, T.: 2000: Synoptic-climatological investigation of weather systems causing heavy precipitation in winter in Hungary, *Időjárás Vol. 104 No. 3.*, pp. 173-196.
- [9] KAIN, J. S., GOSS, S. M., BALDWIN, M. E. 2000: The Melting Effect as a Factor in Precipitation-Type Forecasting, *Weather and Forecasting*. Vol 15, 700-714.
- [10] MARWITZ, J, 1983: The kinematics of orographic airflow during Sierra storms, *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol 40, 1218–1227.
- [11] MARWITZ, J., TOTH, J. 1993: The Front Range Blizzard of 1990. Part I: Synoptic and Mesoscale Structure, *Monthly Weather Review*. Vol. 121, 402-415.
- [12] MIRELES, M. R., PEDERSON K.L. CAPT, ELFORD C. H. MSGT. 2006: *Meteorological Techniques*, AFWA/TN-98/002 Revised, 2006.
- [13] Winter Precipitation Types and their Environments, url: http://www.crh.noaa.gov/gid/?n=winter_wx_types (2012.02.24.)
- [14] STEWART, R. E., KING, P. 1987: Freezing Precipitation in Winter Storms. *Monthly. Weather. Review*, 115, 1270–1280.