

Eötvös Loránd Tudományegyetem  
Földrajz- és Földtudományi Intézet  
Meteorológiai Tanszék

**Magyarországon alkalmazott  
halmazállapot-előrejelző módszerek bemutatása és  
kiértékelése**

DIPLOMAMUNKA



Készítette:

**Góth Roland**

Meteorológus Msc,  
Időjárás-előrejelző szakirány

Témavezető:

**Fövényi Attila (Országos Meteorológiai Szolgálat)**  
**Babolcsai György, (Országos Meteorológiai Szolgálat)**

Tanszéki konzulens:

**dr. Leelőssy Ádám, tudományos segédmunkatárs**  
ELTE TTK, Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2018.



# Tartalomjegyzék

<b>1. Bevezetés</b> .....	5
<b>2. Irodalmi áttekintés</b> .....	6
2.1. Téli csapadékfajták és keletkezésük .....	6
2.2. Nemzetközi kutatások .....	13
2.3. Hazai módszerek .....	20
<b>3. A HAWK-3 bemutatása</b> .....	25
<b>4. Kutatás</b> .....	28
4.1. Felhasznált adatok .....	28
4.2. Az új módszer bemutatása .....	34
4.3. Az új módszer alkalmazása .....	39
<b>5. Esettanulmányok</b> .....	57
5.1. 2018. február 6-7-i eset .....	57
5.2. 2018. március 17-18-i eset .....	62
<b>6. Összefoglalás</b> .....	68
<b>Köszönetnyilvánítás</b> .....	71
<b>Irodalomjegyzék</b> .....	72



# 1. Bevezetés

A csapadék az egyik legnehezebben megjósolható meteorológiai paraméter, adott helyre történő pontos előrejelzése mindig is komoly kihívás elé állította a meteorológusokat. Ennek hátterében az áll, hogy egy rendkívül komplex meteorológiai paraméterről van szó, számos más légköri állapotjelzővel áll szoros összefüggésben, mint például hőmérséklet, egyes légrétegek nedvességtartalma, áramlás képe stb., amelyek tökéletes, hajszálpontos predikciója már önmagában sem lehetséges. Nem ismerjük ugyanis egy adott időpillanatra vonatkozóan a légkör összes pontjában az állapotjelzők aktuális értékeit, amelyekből a numerikus előrejelzés során kiindulunk. Az atmoszféra pillanatnyi állapotát csupán a mérési pontokban rögzített értékek segítségével térképezhetjük fel, amelyek nem száz százalékos pontosságúak az esetlegesen felmerülő műszerhibák és a mérés során használt kerekítések miatt. Az időjárás-előrejelző modellek által használt közelítések további hibaforrást jelentenek a prognózisok készítésekor. Mindezt tovább bonyolítják a helyi hatások, mint például a domborzat, felszínborítottság, amelyek a modellekbe be vannak építve, de utóbbi folyamatos változása ugyancsak az előrejelzések pontatlanabbá válásához vezethet.

A téli félévben tovább nehezítheti a meteorológusok dolgát a halmazállapot kérdése. A társadalom számára elengedhetetlen információ a csapadék mennyisége mellett a várt csapadékforma is. Ha eső helyett hó esik, az nagyon komoly fennakadásokat tud okozni a közlekedésben, mindennapi életben, különösen, ha a pontatlan prognózis miatt az adott régióban nem is készültek fel az emberek a télies körülményekre. A feladat korántsem egyszerű. Ezt mi sem mutatja jobban, mint hogy télen egy melegfrontozhoz kapcsolódóan csapadékfajták széles tárháza fordulhat elő egy adott földrajzi helyen. Egy-egy ilyen eset alkalmával a halmazállapot nemcsak óráról órára, hanem percről percre is változhat gyakran pár tizedfokos hőmérsékletváltozás hatására.

A munka során az Országos Meteorológiai Szolgálat két operatív csapadék-halmazállapot előrejelző módszerét vizsgáltuk meg. Az eljárásokat az OMSZ saját fejlesztésű, megjelenítő rendszerébe, a HAWK-ba beépítve alkalmazzák a meteorológusok. Az egyik halmazállapot-előrejelző eljárást Fövényi Attila témavezetőm dolgozta ki, a másik pedig Hirsch Tamás nevéhez köthető, melyet másik témavezetőm, Babolcsai György fejlesztett tovább. Célunk ezen technikák bemutatása, valamint az

utóbbi eljárás javítása és továbbfejlesztése, – esetlegesen újabb meteorológiai paraméter beépítésével – végül pedig az egyes módszerek esettanulmányokon keresztül történő összevetése.

## 2. Irodalmi áttekintés

### 2.1. Téli csapadékfajták és keletkezésük

A csapadék hullása többnyire – kivételt képeznek a nagyon száraz és hideg területek – felhőkhöz kötődően valósulhat meg. Ismeretes, hogy kellő nedvességtartamú légréteg hirtelen emelkedése során fokozatosan hűl, majd eléri harmatpontját, telített lesz (Makainé, 1978). Eközben megindul a kondenzáció, vagyis a levegő nedvességtartamának kondenzációs, illetve jégképző magvakon (aeroszolon) történő kicsapódása, felhőelemek képződése (Makainé, 1978). Fontos megfigyelés, hogy mérsékelt övben számottevő csapadék – a konvektív esetektől eltekintve – csak vegyes halmazállapotú felhők esetén fordul elő. Ehhez a tapasztalatok szerint a felhők át kell, hogy lépjenek a  $-10^{\circ}\text{C}$ -os izotermát. Vegyes halmazállapotú felhők alkotóelemei vízcseppek, jégkristályok, vízgőz, esetleg túlhűlt vízcseppek, jégdara lehetnek, általában ezek mindegyike egyszerre nincs is jelen. Jégdara például inkább a gomolyos szerkezetű felhőkre jellemző (Young, 1993; Makainé, 1978).

A felhőképződés kezdetét követően a felhőt alkotó cseppek és jégkristályok növekedésnek indulnak, ami kétféleképpen történhet: koagulációval (ütközés-összeolvadás), vagy pedig diffúzióval (hízás) (Geresdi, 2004). Jégreszecskek esetén az utóbb említett diffúziós növekedés igen intenzív a felhőben található vízgőz és túlhűlt vízcseppek jégfelszínre történő átpárolgásának köszönhetően (Young, 1993). Ez a folyamat  $-10$ ,  $-15^{\circ}\text{C}$  körüli hőmérséklet esetén a legintenzívebb, ugyanis ekkor a legnagyobb a jégfelszínre, illetve a vízfelszínre vonatkozó telítési vízgőznyomás különbsége (Young, 1993). Jégreszecskek ütközéssel való növekedése csupán  $-10^{\circ}\text{C}$  feletti hőmérséklet esetén számottevő. Vízcseppek méretnövekedésében ennél sokkal nagyobb mértékű szerepe van a koagulációnak (Geresdi, 2004). Amikor kellően nagy méretűvé válnak a hidrometeorok ahhoz, hogy a rájuk ható gravitációs erő révén legyőzzék az ezzel ellentétes irányban ható felhajtóerőt, akkor kihullnak a felhőből.

Csapadékról akkor beszélhetünk, ha a felhőből kieső hidrometeorok eléri a felszínt. Hogy milyen formában érik el a talajt, azt egyrészt a kezdeti (felhőszinti)

állapotuk, továbbá felhőfizikai folyamatok határozzák meg (Huffman és Normann, 1988). Másrészt azoknak a légrétegeknek a karakterisztikái, melyeken útjuk során áthaladnak, és az azokban végbemenő mikrofizikai folyamatok. Több kutatás is alátámasztja, hogy legfajszúlyosabban a légrétegek termodinamikai jellemzésére használt paraméterek játszanak szerepet a csapadékelemek állapotának alakulásában (Bocchieri, 1980; Huffman és Normann, 1988; Czys et al., 1996; Bourgoïn, 2000; Thériault et al., 2010; Stewart et al., 2015). Különösen nagy jelentősége van a csapadékformák változatosságában a 0°C-os izotermának, ugyanis a víz ezen a hőmérsékleten megfagy (Stewart et al., 2015). Éppen a fázisátalakulások (olvadás, fagyás, esetleg bepárolgás) adják a témakör komplexitását, hogy nehézségekbe ütközünk a csapadék típusának előrejelzésekor. Nagyon kicsi eltérések a hőmérsékleti értékek előrejelzésében merőben más csapadéktípust eredményezhetnek (Stewart et al., 2015; Reeves et al., 2014). Jóval fagypont feletti felszíni és felszín közeli hőmérsékletek esetén természetesen a halmazállapot kérdése tárgyaltan, fontos, hogy az egész légkörre nézve fagypont közeli viszonyok uralkodjanak. Ilyen termodinamikai profilok a mérsékelt övezetben, így a Kárpát-medencében is inkább a téli évszakhoz kötődnek, ezért mondhatjuk, hogy téli csapadékformákról van szó.

A téli csapadékfajtáknak igen széles a palettája. Elkülönítésük főbb vonásaik alapján történik: halmazállapotuk, alakjuk, méretük, szerkezetük szerint (Stewart et al., 2015). Halmazállapotukat tekintve három típusba sorolhatjuk őket: folyékony, vegyes és szilárd csoportokba. A legfontosabb csapadékfajtákat az 1. táblázatban gyűjtöttük össze a definíciójukkal együtt. Természetesen a felsoroltakon kívül még léteznek más típusok is, mint például a jégtű, ami csak -10°C-os hőmérséklet alatt jellemző, vagy a szemcsés hó, ami lényegében a szitálás szilárd megfelelője. Előbbihez ideális körülmények csak extrém esetben fordulhatnak elő Magyarországon, utóbbiból jelentősebb mennyiségű csapadék nem származik, ezért ezekkel a szitálással, ónos szitálással egyetemben nem foglalkoztunk. Az 1. táblázatban szereplő hódarát (graupelt) szintén nem vizsgáltuk, ugyanis felszín közeli megjelenése konvektív csapadékhulláshoz köthető a téli időszakban (Fövényi, 2007). Mivel könnyen összetéveszthető a fagyott esővel, fontos hangsúlyozni a közöttük lévő lényegi különbséget. Míg a graupel átlátszatlan, addig a fagyott eső átlátszó, vagy áttetsző csapadék (Thériault et al., 2006). Kutatásunk során a feltüntetett típusok közül az esőt, az ónos esőt, a fagyott esőt, a havas esőt és a havat vettük górcső alá.

Csapadékfajta	Definíció
szitálás	Nagyon apró (konvenció alapján $d < 0,5$ mm), egyenletesen hulló vízcseppek
eső	Nagyobb vízcseppekből álló ( $d > 0,5$ mm) csapadékforma, gyenge, mérsékelt, esetleg erős intenzitással
ónos szitálás	Apró, túlhűlt cseppekből álló csapadékforma, amely földet éréskor jégbevonatot képez
ónos eső	Túlhűlt esőcseppek, amelyek a talajnak és a felszíni tereptárgyaknak csapódva jégbevonatot képeznek
fagyott eső	Átlátszó, vagy áttetsző, 5 mm, vagy attól kisebb átmérőjű jég szemek
havas eső	Hó és eső keveréke, intenzitása változhat
hó	Hatszög alakba rendeződő, áttetsző jégkristályok kompozíciója, melyek pelyheket alkotnak
hódara (graupel)	Gömbölyded alakú, fehér színű átlátszatlan jégreszecskek, melyek hó struktúrát öltenek ( $d: 2-5$ mm)

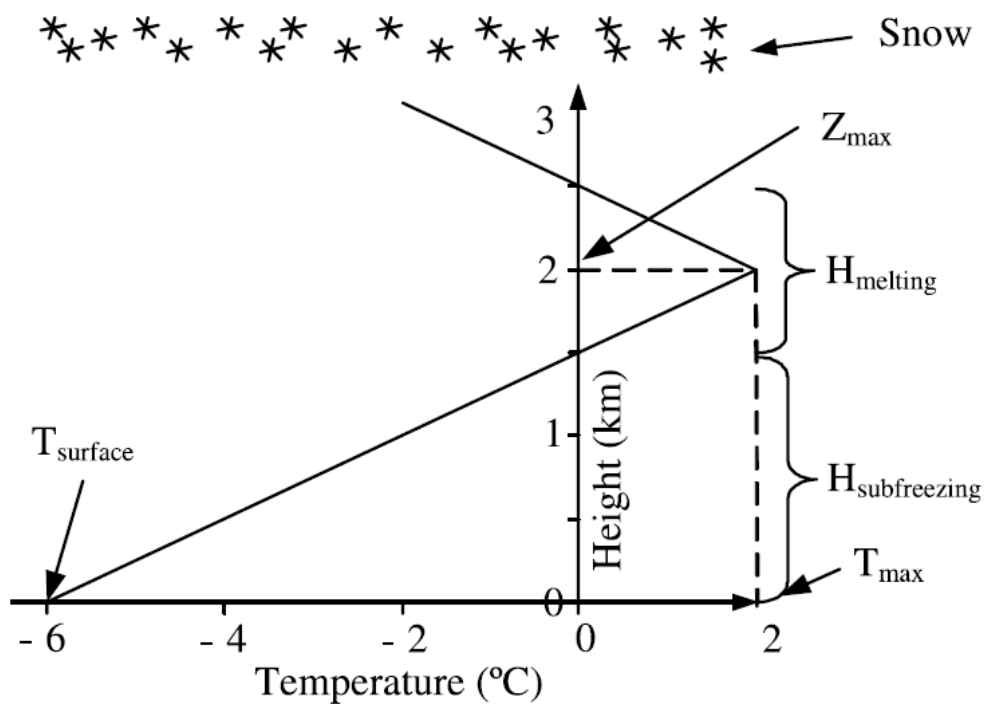
**1. táblázat: A téli csapadéktípusok definíciói (forrás: Glickman, 2000; Stewart et al., 2015)**

A felszínre érkező csapadék végleges formája elsősorban tehát attól függ, hogy a felhőből milyen állapotban hullik ki a hidrometeor, továbbá hogyan alakul a talaj és a felhő alapja közötti légréteg hőmérsékleti profilja (Huffman és Normann, 1988; Czys et al., 1996). A hőmérsékleti profil rádiószondás mérések segítségével állítható elő, melyet a felszíni állomáshálózat méréseivel, illetve észlelésekkel kiegészítve szokás elemezni.

Számos statisztikai kutatás készült a légrétegek termodinamikai struktúrájának



vizsgálatával az egyes csapadéktípusokra lebontva (Bocchieri, 1980; Huffman és Normann, 1988; Czys et al., 1996; Bourgoïn, 2000; Lackmann et al., 2002; Robbins és Cortinas, 2002; Thériault et al., 2006). Az egyes légrétegeket úgy szokás megkülönböztetni, hogy bennük a hőmérséklet fagypont alatt, vagy felette van-e. Amennyiben az adott légrész  $0^{\circ}\text{C}$  feletti hőmérsékletű, akkor abban a hidrometeorok olvadásnak indulnak, ezért az ilyen tulajdonságú rétegeket ún. olvadási rétegeknek is nevezhetjük (Thériault et al., 2006; Stewart et al., 2015). A negatív hőmérsékletű tartományú zónákban viszont a csapadékelemek megfagyhatnak, újrafagyhatnak, sőt kisebb rétegvastagság és relatíve magasabb (de fagypont alatti) hőmérséklet esetén akár túl is hűlhetnek (Bourgoïn, 2000; Thériault et al., 2006). Az 1. ábra egy a  $0^{\circ}\text{C}$ -os izotermát többször is metsző, tehát pozitív és negatív tartományú rétegeket egyaránt tartalmazó rádiószondás felszállás hőmérsékleti profilját mutatja be.



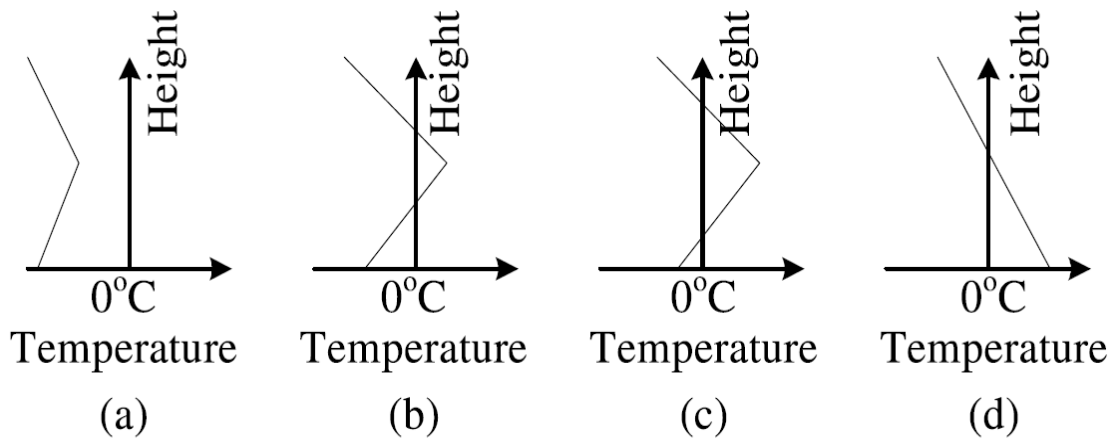
**1. ábra:** Rádiószondás felszállások során mért paraméterek hőmérsékleti profilon való ábrázolása, feltéve, ha a légrész végig telített.  $T_{\text{surface}}$  a felszíni hőmérséklet,  $H_{\text{subfreezing}}$  felszín felett található hideg (fagypont alatti hőmérsékletű) réteg vastagsága,  $H_{\text{melting}}$  az olvadási réteg vastagsága,  $T_{\text{max}}$  és  $Z_{\text{max}}$  a maximális hőmérséklet és hozzá tartozó magasság (forrás:Thériault et al., 2006).

A csapadék végső, felszínen regisztrált formája a fagyos és olvadási rétegek számának, elhelyezkedésüknek és egymáshoz viszonyított arányuknak a függvénye.

Mérőszámuk lehet az átlaghőmérsékletük, a maximum, vagy minimum hőmérsékletük, valamint a vastagságuk (Czys *et al.*, 1996; Bourgoïn, 2000; Fövényi, 2007; Thériault *et al.*, 2010).

A legegyszerűbb eset akkor áll elő, amikor egyetlen rétegünk van, a felhőtetőig minden magassági szinten vagy kizárólag fagypont alatti, vagy afeletti értékekkel. Ekkor teljesen nyilvánvaló, hogy a meleg esetben eső, a hideg esetben hó lesz a várható csapadékforma (2/a és 2/b képek). Sokszor ennél jóval bonyolultabb a kép, eltérő előjelű hőmérsékleti tartományok váltogatják egymást. Leggyakrabban egy ciklonhoz kapcsolódó hidegfront hatására a felszínhez közeli (alsó pár 100 m) rétegekben hidegebb, fagyos levegő érkezik egy adott térségbe, vagy pedig egy melegfront hideg oldalán enyhülés kezdődik a magasban. A légköri dinamika az eltérő tulajdonságú légtömegek advekcója révén nemcsak a profil összetettségére, hanem időbeli változására is hatással van (Bernstein, 2000). Jó példája ennek a már említett melegfront előoldali helyzet, melynek során időrendi sorrendben havazás, fagyott eső, ónos eső és eső csapadéktípusok mindegyike előfordulhat, ha az időjárási előzmények is ideálisak (Huffman és Normann, 1988; Cortinas, 2000; Robbins és Cortinas, 2002; Thériault *et al.*, 2010) (2. ábra). A front közeledtével a magasabb rétegekben emelkedni kezd a hőmérséklet. Eleinte a légoszlop egészére nézve maradhat a fagypont alatti hőmérséklet, ha az eseményeket megelőzően is fagyos volt az idő. Ez teljesen ekvivalens a fentebb leírt egyszerű egyetlen negatív tartományban bekövetkező havazásos esettel, vagyis a hó lesz a várt csapadékforma (2/a ábra). Egy idő után a melegadvekcio hatására megjelenik a magasban egy inverziós réteg fagypont feletti maximum hőmérséklettel. Amíg ez a meleg réteg viszonylag vékony, addig nem lesz elég ideje a hópelyheknek, – miközben ebben az olvadási tartományban tartózkodnak – hogy a kristályszerkezetükre nézve kritikus mértékben megolvadjanak. Víztartalmuk viszont a méretükkel együtt megnövekszik, és ún. tapadó hó keletkezik. A pozitív hőmérsékletű tartomány vertikális kiterjedésének növekedésével a tapadó hó víztartama is egyre nagyobb lesz, aránya legfeljebb 70%-ig emelkedhet (2/b ábrához hasonló profil, nagyon kicsi pozitív tartománnyal) (Stewart *et al.*, 2015). Ez a csapadéktípus nem csak fagypont alatti felszíni hőmérsékletek esetén lehet jellemző, előfordulhat, hogy a meleg réteg közvetlenül a felszín felett található egy magasban lévő hideg, fagyos légréteg alatt.

A rendelkezésre álló korlátozott számú megfigyelésekre hivatkozva  $+1^{\circ}\text{C}$ -os küszöbértéket állapítottak meg, amely mellett a tapadó hó nem válik latyakká, esővé (Thériault et al., 2006). Talán ennél magasabb hőmérsékleti értékek esetén is fennmaradhatnak a magas víztartalmú hópelyhek rövidebb tartózkodási idő mellett.



**2. ábra: A hőmérsékleti profilok és a rájuk jellemző felszíni csapadéktípusok időbeli alakulása egy melegfront átvonulása esetén: (a) – hó; (b) – fagyott eső; (c) – ónos eső; (d) – eső (forrás: Thériault et al., 2006).**

Visszatérve a két negatív tartomány közötti olvadási réteg esetére, a melegfront közeledtével egyre erőteljesebb lesz a hőmérséklet növekedése, markánsabb lesz a pozitív tartomány. Ezen áthaladó, kezdetben még szilárd hidrometeorok jelentősebb olvadásnak indulnak és a réteg aljáig részben, vagy akár teljesen el is olvadnak. Amelyik csapadékelemnek akár egy pici kis szilárd magja marad, az sokkal könnyebben fog visszafagyni, ha a körülmények úgy engedik, mint a teljesen elolvadt társaik. Ez lesz az a momentum, amelyik eldönti, hogy az alsó, felszínhez közeli fagyos légrétegben nagyobb valószínűséggel visszafagynak-e, és fagyott eső formájában érik el a talajt, vagy pedig csak túlhűlnek, és a talajon ónos esőt észlelünk (Zerr, 1997; Thériault et al., 2006). Hogy melyik szcenárió fog megvalósulni, azt főként a meleg réteg vastagsága és hőmérsékleti viszonyai, valamint a hidrometeorok esési sebessége, másodsorban pedig az alsó, fagypon alatti hőmérsékletű réteg vastagsága és hőmérsékleti jellemzői határozzák meg (Cortinas, 2000; Thériault et al., 2010). Kissé vékonyabb meleg és határozottabb hideg réteg esetén inkább a fagyott eső a valószínűbb forma, vastagabb meleg réteg esetén pedig inkább az ónos eső. A csapadék intenzitásának növekedése rövidíti az egyes légrétegekben a csapadékelemek tartózkodási idejét, ezáltal csökkenti az ónos eső és a fagyott eső valószínűségét is

(Stewart et al., 2015). Ahogy az a 2/b és 2/c profilokon is látszik, nagyon hasonlítanak egymásra, a kettő közötti pontos határt a mai napig sem sikerült meghúzni (Reeves et al., 2014). Mind a két szóban forgó csapadéktípusnak létezik másodlagos képződési mechanizmusa. Fagyott eső nem csak a részben megolvadt, jégmaggal rendelkező részecskék újrafagyásával keletkezhet, hanem túlhűlt vízcseppek jégképző magvakkal, jégkristályokkal történő interakciója révén is (Bernstein, 2000; Thériault et al., 2010). Ónos eső és ónos szitálás fentebb leírt módon (meleg réteg jelenlétében) történő keletkezését klasszikus mechanizmusnak nevezzük. Létezik egy másik, felhő alatt olvadási réteg hiányában történő, ún. ütközéses-összeolvadásos (CC), vagy más néven „meleg esős folyamathoz” kötődő képződési mechanizmus. Ennek folyamán a felhőben a hidrometeorok folyékony, vagy túlhűlt állapotban vannak jelen, a viszonylag magasabb, jellemzően  $-10^{\circ}\text{C}$  feletti hőmérséklet miatt. Ilyen hőmérsékleti viszonyok közepette a jégképző magvak még nem aktiválódnak. Lényegében a részecskék a felhőből kihullva végig túlhűlt állapotban vannak, a felszínre érkezve ónos csapadék keletkezik (Huffman és Normann, 1988; Bernstein, 2000; Rauber et al., 2000; Cortinas et al., 2004). A felhőtető lehet esetleg az említett  $-10^{\circ}\text{C}$ -nál alacsonyabb hőmérsékletű is, de alatta, még a felhő magasságában erőteljes inverziós (meleg) réteg van jelen. A klasszikus mechanizmus a gyakoribb, kb. az esetek 60-70%-a ezen a módon alakul ki. CC mechanizmus viszont jóval nagyobb szerepet játszik ónos szitálásos helyzetekben, mint ónos eső esetében (Huffman és Normann, 1988; Rauber et al., 2000). A megfigyelési statisztikák is alátámasztják, hogy ónos csapadék az esetek túlnyomó többségében (kb. 90%) csak igen rövid időtartamú, maximum négy órán keresztül hullott (Cortinas et al., 2004). Ez nem meglepő eredmény annak fényében, hogy az esetek többségében az ónos eső képződése melegfront hideg oldalán történik, két (vertikális) hideg tartomány közé ékelődött olvadási réteg jelenlétében. A melegfront közeledtével ez a beékelődő meleg légréteg egyre nagyobb lesz, a felszín feletti fagyos réteg pedig erodálódik. A front átvonulását követően, a ciklon melegszektorában az alsó hideg zóna teljesen eltűnik (Cortinas, 2000; Robbins és Cortinas, 2002). Ha gyenge a melegadvекció, a front pedig nem vonul át, akkor az ónos eső önkorlátozó mechanizmusa révén megszűnik a kondenzáció és a csapadéktevékenység a meleg réteg felemésztődésével (Stewart, 1995).

Feltéve, hogy előbbi forgatókönyv következik be, vagyis a front átvonul, folytatódik a csapadéktevékenység. A felhőből szilárd állapotban kihulló hidrometeorok az immáron felszíni alappal rendelkező vastagabb meleg (fagypon feletti hőmérsékletű)

rétegben teljesen elolvadnak és eső lesz a felszíni csapadékforma (2/d ábra). Az enyhülés mértékétől függően a felhőben is emelkedhet a hőmérséklet, az ottani hópelyheket, jégkristályokat is túlhűlt vízcseppek, illetve esőcseppek válthatják fel (meleg esős folyamat). A 2/d ábrához hasonló profil kedvez a havas eső kialakulásának is (Bourgouin, 2000). Havas eső előfordulhat melegfronti esetben is, a fentebb leírt folyamat során, de akár egy hidegfronthoz kötődően is, amikor a magasban már hideg, fagyos légtömegek érkeznek, a felszínen pedig némileg melegebb, kevéssel fagypont feletti légréteg található (pozitív tartomány). Havas eső kialakulásában az eltérő cseppméretnek nagyon fontos szerepe van. Míg a kisebb pelyhek teljesen elolvadnak, addig a nagyobbak csak részben, tapadó hó formájában érnek földet (Bourgouin, 2000). A csapadékelemek méretbeli különbsége nem csak hó és eső keverékét (havas eső), hanem más csapadékfajták keverékét is eredményezheti a felszínen, jellemzően 0°C körüli felszíni hőmérséklet esetén (Zerr, 1997; Thériault et al., 2010; Reeves et al., 2014).

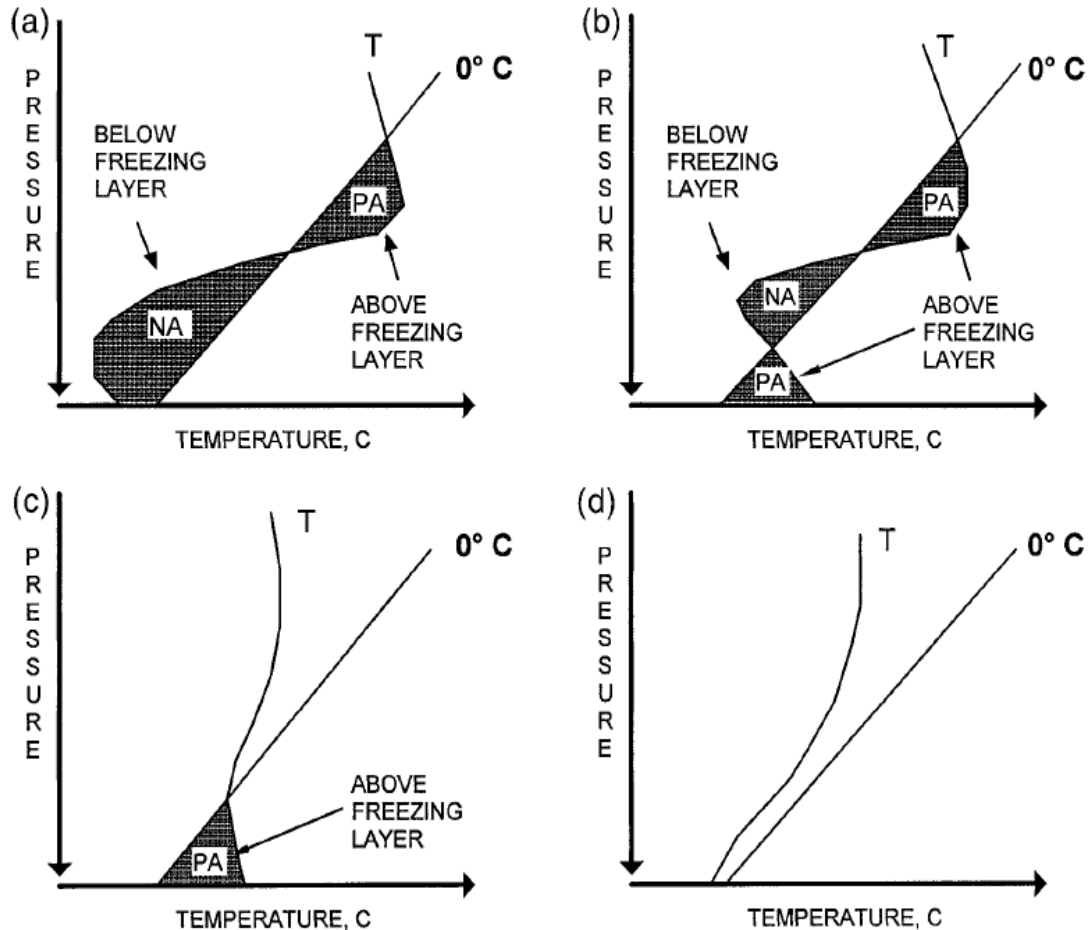
Ahogy korábban már kitértünk rá, a hőmérséklet vertikális profilja csupán elsődleges befolyásoló tényező a csapadék típusának kialakításában. Emellett még rengeteg paraméter, mikrofizikai, dinamikai folyamat és egyéb faktor létezik, ami akár magára a hőmérsékleti profilra gyakorolt hatásával fontos szerepet tölt be a csapadék végleges, felszínen észlelt formájának kialakításában.

## 2.2. Nemzetközi kutatások

A csapadék pontos előrejelzése, beleértve annak típusát is, mindig is kardinális pontja volt az előrejelzéseknek. Nagyon sok munka született arra vonatkozóan, hogy a különböző meteorológiai állapothatározók és azok vertikális profiljai hogyan befolyásolják a csapadék végső formáját. Az első csapadéktípus elkülönítésére szolgáló módszerek a hőmérséklet magassággal történő változását állították a témakör fókuszpontjába. A halmazállapot prognosztizáló módszerek kidolgozásánál elengedhetetlen, hogy az eltérő csapadékfajtákhoz tartozó vizsgált értékek összevethetőek, jól szétválaszthatóak legyenek. Egyik első ilyen eljárás kidolgozása Derouin (1973) nevéhez fűződik, aki a fagyási szintek magasságát és a köztük lévő magasságkülönbséget vizsgálva próbálta meg elkülöníteni a csapadékfajtákat. A módszer hibája, hogy csupán a fagyási szinteket vizsgálja, a hőmérséklet teljes vertikális profilját nem, például a felszín és az első fagyos réteg közötti réteg

átlaghőmérsékletét figyelmen kívül hagyja (Bourgouin, 2000). Cantin és Bachand (1993) éppen az alsó légrétegek (850/1000 hPa és 700/850 hPa) átlaghőmérsékletének vizsgálatával kísérelték meg a csapadékfajták szeparációját. Meghatározták, hogy a két réteg vastagsága, ami arányos a rétegek átlaghőmérsékletével, jellemzően mekkora eső, hó, ónos eső stb. esetén. Az eljárás előnye, hogy könnyen ábrázolható térképen, hol milyen csapadék várható. Hátránya viszont, hogy az egyes csapadékfajtákra jellemző rétegvastagság-értékek szinoptikus helyzettől és földrajzi elhelyezkedéstől függően változhatnak (Bourgouin, 2000). Ramer (1993) már nem csak egyetlen profilt vizsgált, a hőmérséklet mellett a nedves hőmérsékletet és a relatív nedvességet is figyelembe vette a különböző magassági szinteken. Észrevételek alapján valószínűsítette, hogy 275 K feletti felszíni nedves hőmérséklet esetén folyékony, az egész vertikumra nézve 266,55 K alatti nedves hőmérséklet esetén viszont szilárd lesz a csapadék formája. Amennyiben ezek a feltételek nem teljesülnek, akkor a relatív nedvességet és a nedves hőmérsékletet felhasználva a csapadékképződés helyétől a felszínig követeve a csapadékelemeket jég frakciókat számolt. A talajon észlelt csapadékforma pedig a csapadék jég arányának és a nedves hőmérsékletének a függvénye (Bourgouin, 2000; Reeves et al., 2014). Baldwin és Contorno (1993) szintén hőmérsékleti és nedves hőmérsékleti profilt vizsgálva dolgoztak ki egy csapadékfajta-előrejelző technikát. Ramerhez (1993) hasonlóan nagy hangsúlyt fektettek a csapadékképződés rétegének monitorozására is. Arra jutottak, hogy akkor tudnak jégkristályok képződni, ha a harmatpont-depresszió kisebb, mint 2 K és a hőmérséklet 269 K (-4°C) alatt van. A felhő szintjétől a felszínig a nedves hőmérséklet profilja és a 0°C-os izoterma közötti terület számításával követték nyomon a csapadékelemeket, illetve a fázisátalakulásait. Készítettek egy másik, a havat és a fagyott esőt jobban elkülönítő módszert a 0°C helyett a -4°C-os izoterma és a nedves hőmérsékleti profil közötti terület előállításával. Utóbbi két módszert időjárás-előrejelző modellekbe is átültették (Reeves et al., 2014). A légköri viszonyok összehasonlításában a területszámításos módszer igen hatékonynak bizonyult. Bourgouin, (2000) a hőmérsékletet ábrázolta a magasság függvényében. Nem meglepő módon a 0°C-os izotermához viszonyítva osztotta két részre a profilt. Az ettől hidegebb tartományokat negatív területekként, az ettől melegebbeket pedig pozitív területekként definiálta (3. ábra). A negatív tartományban a hidrometeorok fagyásnak indulnak (esetleg túlhűlnek), míg a pozitívban olvadni fognak. A hőmérsékletre alkalmazott területmódszer figyelembe veszi a rétegek átlaghőmérsékletét és a vastagságát is,

azonban a csapadékelemek esési sebességével nem számol, azt konstansnak veszi. Így még egy nagyon fontos tényező, a részecskék adott rétegbeli tartózkodási ideje is kizárólag a réteg vastagságának függvénye (Bourgouin, 2000).



**3. ábra: Hőmérsékleti profilok pozitív (PA) és negatív (NA) területeinek elkülönítése a 0°C-os izoterma segítségével. A terület a magasság és a hőmérséklet szorzataként áll elő (forrás: Bourgouin, 2000).**

Az egyes csapadéktípusok elkülönítése rádiószondás és felszíni megfigyelési adatokból rendelkezésre álló profilok pozitív és negatív tartományai alapján történt különböző kritériumok meghatározásával. A korábban bemutatott módszerekkel való, független adatsoron végzett verifikáció megerősítette, hogy a terület módszer beválása valamivel jobb a többi módszernél. Derouin (1973) algoritmus a vegyes halmazállapotú csapadék esetén jóval pontatlanabb volt (Bourgouin, 2000). Schuur et al., 2012 RUC (Rapid Update Cycle) modell mezőjéből állítottak elő nedves hőmérsékleti profilokat a csapadéktípus előrejelzéséhez, melyet aztán újdonságképpen polarizált radaradatokkal tovább finomítottak a felszíni megfigyelések inkonzisztens adatainak kiküszöbölésével.

A radarképeken megkeresték azokat a területeket, ahol az olvadó hópelyhek következtében „bright band” (kifényesedés) jelent meg (Mester, 2017). Ott a magasban feltételezhetően egy meleg (olvadási) réteg található (Schuur et al., 2012). A csapadéktípus elkülönítő módszerekből Manikin et al. (2004) ensemble előrejelzést készítettek, ami a sok scenárió alapján végül megadta a legtöbbször előforduló csapadékfajtát az előrejelző számára. A szondázási adatokat perturbálták, hogy kiderítsék az egyes algoritmusok mennyire érzékenyek a modellhibákra. A bemenő adatok pontosságára az ónos eső és a fagyott eső bizonyult a legkényesebbnek. Feltűnt nekik, hogy mindegyik eljárás egy-egy csapadékfajtát túlbecsül, jóval többször vár, mint amennyiszer az előfordult (Manikin et al., 2004; Manikin, 2005). Csapadékfajta előrejelzésére kísérletet tettek High-Resolution Rapid Refresh (HRRR) modell használatával is. Csak  $VIL > 0,01 \text{ kgm}^{-2}$  esetén tudták elkülöníteni a téli csapadéktípusokat. A konvektív csapadékot a fizikai parametrizációk hiánya, valamint a lokális hatások figyelmen kívül hagyása miatt nem kezelte jól a modell. Vegyes halmazállapotra, különösen ónos eső esetében a hóhoz és az esőhöz képest jóval pontatlanabb prognózist kaptak (Ikeda et al., 2013).

Habár a téli csapadék előrejelzése ónos esőnél kevésbé megbízható, azonban a legveszélyesebb események éppen ehhez a csapadékfajtahoz köthetők. Ez motiválhatta a kutatókat arra, hogy különös hangsúlyt fektessenek az ónos eső képződésének, előfordulásának feltérképezésére, statisztikai vizsgálatára. Huffman és Normann, (1988) analizálták az ónos esős helyzetekhez kötődő légköri viszonyokat, beleértve a felhőfizikai folyamatokat, valamint a felszíni viszonyokat is. A relatív nedvesség profilját vizsgálva megkeresték a felhő alját és tetejét az alapján, hogy a levegő hol éri el a 100%-os relatív nedvességet, és hol csökken ez az érték 99%-ra. A két szint közötti nyomáskülönbséget meghatározva azt találták, hogy jellemzően 20 hPa-nál kisebb volt ez a különbség, ha a felhőben a hőmérséklet  $-10^{\circ}\text{C}$  felett alakult („meleg esős folyamat”). Ilyen esetekben a felhőből a csapadékelemek túlhűlt, vagy folyékony formában hullnak ki. Az ónos csapadékos esetek igen nagy része (ónos szitálás 78%-a, ónos eső 38%-a) ilyen felhőbeli viszonyokhoz köthető, de ennél akár jóval nagyobb is lehet ez az arány (Huffman és Normann, 1988; Rauber et al., 2000). Az előbb leírt „meleg felhők” esetében is nagyon fontos, hogy milyen a felhő alatti légréteg hőmérsékletének struktúrája. Ezt a tartományt Huffman és Normann (1988) is annak alapján osztotta két részre, hogy az adott réteg hőmérséklete a fagyponthoz képest hogyan alakul. Mind a meleg ( $T > 0^{\circ}\text{C}$ ), mind pedig a hideg ( $T < 0^{\circ}\text{C}$ ) rétegeket



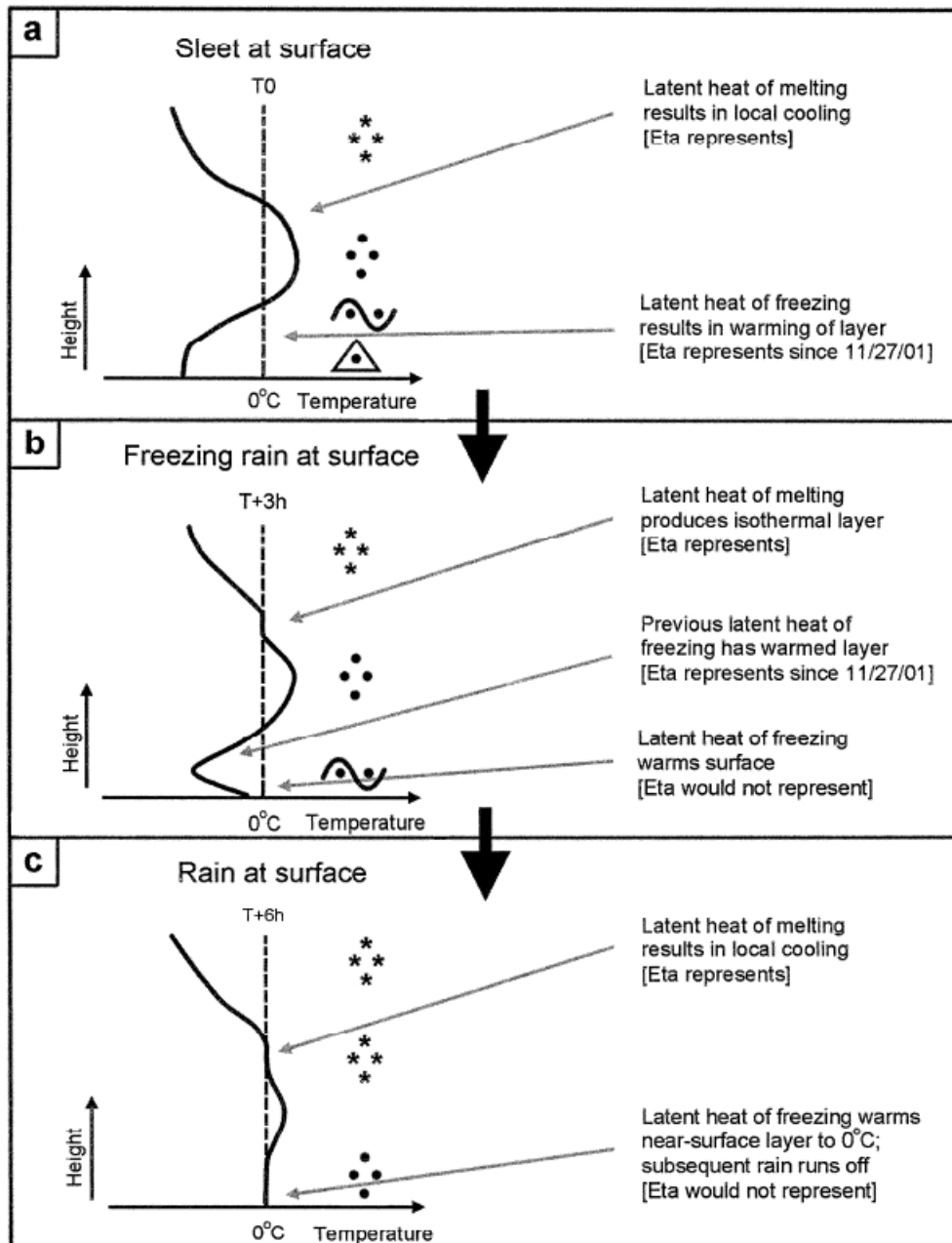
vastagságukkal, a 0°C-os izotermával behatárolt területeikkel jellemezték, melyhez előbbi esetében a réteg aljának vastagsága, utóbbinál pedig nedves hőmérséklethez kapcsolódó paraméter (evaporáció hatásának leírásához) adódott. Ezekhez vették az ónos csapadék szempontjából elengedhetetlen felszíni hőmérsékletet és nedves hőmérsékletet. Hogy kiderítsék, mely változók bírnak legnagyobb jelentőséggel az ónos csapadék kialakításában, regressziót számoltak. A felszíni paraméterek bizonyultak a legfontosabb faktoroknak.

Az ónos eső előfordulásának gyakoriságát leginkább Észak-Amerikára nézték meg. Nagyrészt a december-márciusi időszakban fordul elő legsűrűbben, de Kanada északi területein ez az időszak a nyári félévre tolódik. Területi eloszlását tekintve a legfrekvenciáltabbak közé tartoznak a kontinens belső területei, a Sziklás-hegységtől egészen a keleti partokig, valamint Alaszka és Kanada északi része (Cortinas *et al.*, 2004). Többen is kimutatták, hogy az orográfiai viszonyok, vízforrástól való távolság, tavi hatás, főbb ciklonpályák és egyéb lokális hatások nagyban befolyásolják, hogy az adott területen milyen gyakran észlelhetünk ónos csapadékot. Hegyek által körbevett völgyekben, medencékben, Észak-Amerikában főként Sziklás-hegység medencéiben a hideg levegő hajlamos csapdába esni, ami hidegpárnás helyzetek révén kedvez ónos szitálás és ónos eső kialakulásának, további lokális maximumokat idézve elő az előfordulásukban (Bernstein, 2000; Robbins és Cortinas, 2002). A domborzat légtömegek advekciónak akadályt jelenthet, hideg légtömegeket megállásra, lassításra bírhatja. Széllel szemközti (Luv) oldalon feláramlásokat generál, kedvező feltételeket teremtve az ónos szitálás számára. Ezzel szemben a szélárnyékos (Lee) oldalon erős kiszáradás tapasztalható, ami kevesebb csapadék formájában nyilvánul meg (Bernstein, 2000; Rauber *et al.*, 2001). A nedvesség-utánpótlást biztosító vizek távolsága a magasabban lévő meleg légrétegek szempontjából érdekes. A Csendes-óceán partjainak hűvösebb vize kevésbé markáns olvadási réteget tud képezni a magasban. Ezért a hozzá közelebb eső területeken kisebb lesz az ónos csapadék mennyisége, mint például a Mexikói-öböl melegebb vize által táplált ciklonok uralta keletebbi területeken (Robbins és Cortinas, 2002). Cortinas (2000) egy másik munkájában kizárólag a Nagy-tavak vidékének ónos esős klimatológiáját dolgozta fel. Megfigyelte, hogy bár a térség ónos csapadék szempontjából a kontinens egyik maximum régiójába esik, mégis nagy eltérés mutatkozik az egyes részek között. Alapvetően nyugat felől kelet felé haladva növekedés tapasztalható, amelyet a „lake effecttel” összefüggésbe hozható lokális minimumok és

maximumok még egyenetlenebbé formálnak. A tavak nyugati partjainál kevesebb, míg a keleti partokon több ónos esős esetet regisztráltak. A vizsgált területen domináns nyugatias irányú szelek – mivel a nyugati szelek övében vagyunk – a tavak által elraktározott hőt jellemzően felmelegedő légtömegek formájában a keleti partok irányába sodorják, ami elősegíti az ónos esőnek kedvező légrétegződés kialakulását. Nagytérséget tekintve viszont éppen az északias, (gyenge) keleties komponensű szélirányok a kedvezőek. Előbbi a sarkvidéki hideg légtömegek transzportjához köthető, utóbbi pedig a melegebb, olvadási réteget kialakító, és nedvességforrásként szolgáló Atlanti-óceánhoz kapcsolható (*Bernstein, 2000*).

Európa ónos csapadékos klimatológiájának témájában jóval kevesebb munka született. Erre vonatkozó tanulmány *Carriere et al., (2000)* nevéhez fűződik, akik az amerikai példákhoz hasonló kimutatást csináltak. Ezen a kontinensen is a december-február hónapokban a legalkalmasabbak a feltételek ónos csapadék előfordulására. A kontinentálisabb klímájú közép-európai területek, különösen Bosznia-Hercegovina, Horvátország és Magyarország a legkedvezőbb fekvésűek, itt az évi észlelések 0,5-1%-a ilyen vonatkozású. Az ónos esőnél a fagyott eső jóval ritkább csapadékfajta (*Carriere et al., 2000*).

Az eddig felsorolt módszerek, kimutatások nagy része úgy készült, hogy az atmoszféra hőmérsékleti viszonyait minél pontosabban figyelembe próbálták venni. Kitértek a felhő belsejében, a felszínen, illetve a kettő között lévő állapotokra, de egy nagyon fontos tényezővel jórészt nem számoltak: a látens hővel. A víz halmazállapot-változása során hő szabadul fel, vagy hőelvonás történik. Abban az esetben, amikor a csapadékelemek telített réteg után egy szárazabb, telítetlen tartományba érkeznek, akkor elpárolognak/elszublimálnak. A párolgás révén egyrészt növelik az adott légréteg nedvességtartamát, másrészt viszont az elnyelődő látens hő révén akár a nedves hőmérséklet értékéig csökkenthetik a környezet hőmérsékletét (*Bocchieri, 1980; Cortinas, 2000; Geresdi és Horváth, 2000*). Intenzív csapadék esetén ez elegendő lehet ahhoz, hogy a felszínen az eső havazásba váltsón (*Kain et al., 2000; Lackmann et al., 2002*). A hidrometeorok útjuk során az olvadási rétegben megolvadhatnak, míg a hideg, 0°C alatti hőmérsékletek mellett akár meg is fagyhatnak. Ahogy az a 4. ábrán is látható, olvadás folyamán a fázisátalakuláson áteső részecskék hőt vonnak el a környezetüktől, hűtő hatás jelentkezik, míg fagyás folyamán hő szabadul fel, magasabb lesz a környezet hőmérséklete (*Stewart et al., 1985*).



4. ábra: A csapadékelemek olvadása és fagyása során felszabaduló látens hő vertikális hőmérsékleti profilra gyakorolt hatása (forrás: Lackmann *et al.*, 2002)

Az olvadás okozta potenciális hűtő hatást Kain *et al.* (2000) egy mezoskálájú modellen végzett szimulációval számszerűsítették azokra az esetekre, amikor a havazás határa a felszínig ereszkedett, azaz a csapadék esőből hóba váltott. Megfogalmaztak három kritériumot, amelyek ha teljesülnek, akkor az előrejelzőben felismerést kelthet, hogy az olvadás hűtő hatását érdemes lehet figyelembe venni. Ezek szerint gyanakvásra adhat okot, ha az alacsonyszintű hőmérsékleti advekción gyenge és ehhez folyamatos, órákon keresztül tartó, legalább mérsékelt intenzitású csapadék társul, valamint az események

kezdetekor a felszíni hőmérséklet értékei kevéssel fagypont fölött alakulnak. Nagyon fontos a gyenge hőmérsékleti advekciónak a kitétel, ugyanis elsődlegesen ez határozza meg a légrétegek hőmérsékletét. A másodlagos hatások, mint az olvadás hűtő hatása, csak ekkor érvényesülhetnek. *Lackmann et al. (2002)* a fagyás hatását is figyelembe vevő korrekciót dolgoztak ki, melyet beépítettek az Eta LSM modellbe. A modell az alsó légkör hőmérséklete alapján jelzi előre a várható csapadéktípust, fagypont alatti hőmérsékletek esetén havat, pozitív értékek mellett viszont esőt vár. Gyakran előforduló kettős hiba, hogy amikor hó helyett ónos eső esik, a hófelszínből származó szenzibilis hőfluxust beszámítja (a hó borította felszín magas albedója miatt), ellenben a túlhűlt vízcseppek megfagyása során felszabaduló látens hővel nem számol a modell. Az így keletkező hó a talaj és az alsóbb légrétegek melegítésére fordítódik. Ezek a folyamatok azt eredményezik, hogy „klasszikus” ónos esős esetben a magasban található olvadási rétegben a látens hő hatására 0°C körüli értékig fog csökkenni, míg a felszín közeli fagyos rétegben hasonló értékig fog emelkedni a hőmérséklet (közel izoterm állapot jön létre a légoszlopban). Az ónos esőnek kedvező feltételek így egy idő után megszűnnek, ezt az ónos eső ún. önszabályozó mechanizmusának nevezzük (*Lackmann et al., 2002*).

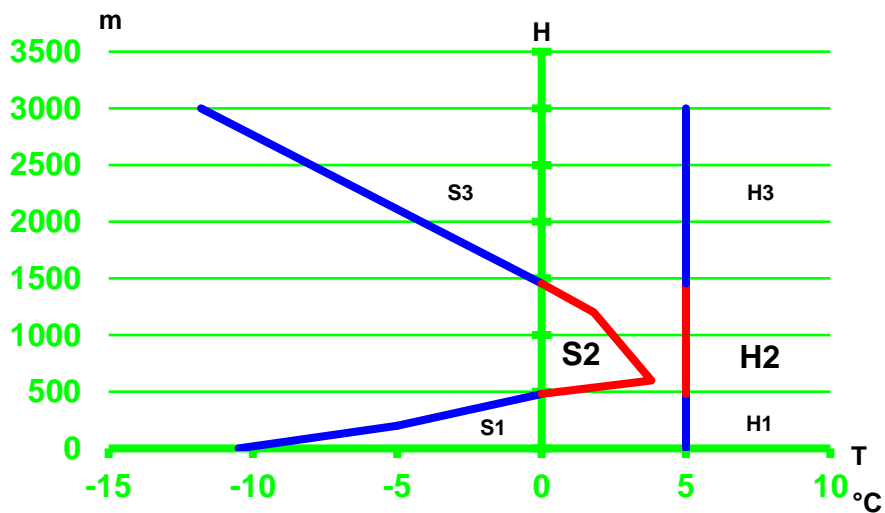
Végül érdekességképpen megemlíteném, hogy az ECMWF modellben 2015 májusa óta (IFS cycle 41r1) frissítéssel elérhetővé vált új modell outputként a felszíni csapadéktípus a látástávolság és óceáni hullámok paraméterek mellett. Képes megkülönböztetni a nagytérségi és konvektív csapadékfajtákat, beleértve az ónos esőt is, habár utóbbi előrejelzése még pontosításra szorul.<sup>[1]</sup>

### **2.3. Hazai módszerek**

A Fövényi Attila által kidolgozott módszer – PPM módszer – 1975 és 1996 közötti, téli félévre vonatkozó (novembertől áprilisig) budapesti csapadék, illetve rádiószondás adatokon, valamint ferihegyi METAR adatokon alapul. A rádiószondás mérések vertikális hőmérsékleti profiljait használta a talaj, illetve 3000 m-es szint között, azonban a TEMP táviratban szereplő 2 m-es hőmérséklet helyére az állomáson észlelt 2 m-es hőmérséklet került. A statisztika bővítésének céljából a főterminusok mellett (00, 06, 12, 18 UTC) felhasználta még a környező órák 23, 00, 01, 05, 06, 07, 11, 12, 13, 17, 18, 19 UTC-s Budapest-Lőrinc 2 m-es hőmérsékleti, illetőleg csapadék adatait. Ha Budapest-Pestszentlőrincen nem volt csapadék észlelés, de Ferihegyen igen, akkor utóbbi állomás adatait vette figyelembe. Öt különböző téli csapadékformát

különített el, melyek mindegyikéhez egy valószínűséget társított az eljárás révén. Ezek a csapadékformák a következők: hó; havas eső; eső; ónos eső; fagyott eső. A szitálás, ónos szitálás, szemcsés hó csapadékformák elemzésétől eltekintett (Fövényi, 2007).

Vizsgálatok során feltételezte, hogy a csapadék-halmazállapot kialakulása a földfelszín feletti 3000 m vastagságú légréteg tulajdonságainak függvénye. A kutatások során egyébként igazolódott, hogy a csapadék felszíni formája jórészt (ónos eső és fagyott eső kivételével) az alsó 1000 m-es rétegben dől el. Megnézte a 2.2 fejezetben bemutatott területmódszerrel 3000 m-es magasságig, hogy a pozitív, illetőleg a negatív hőmérsékletű tartományok hogyan helyezkednek el egymáshoz képest, mekkora a vastagságuk, átlaghőmérsékletük ((1); (2) egyenletek, illetve 5. ábra). Feltételezte, hogy legfeljebb 10 pozitív-negatív tartomány helyezkedhet el a vizsgált alsó légrétegben.



5. ábra: A vertikális hőmérsékleti profil,  
az olvadási (S2) és az újrafagyási (S1) réteg (forrás: Fövényi, 2007)

$$H_1 + H_2 + \dots + H_{10} = 3000 \quad (1)$$

$$S_1 = H_1 \cdot \overline{T_1} \cdot \dots \cdot S_{10} = H_{10} \cdot \overline{T_{10}} \quad (2)$$

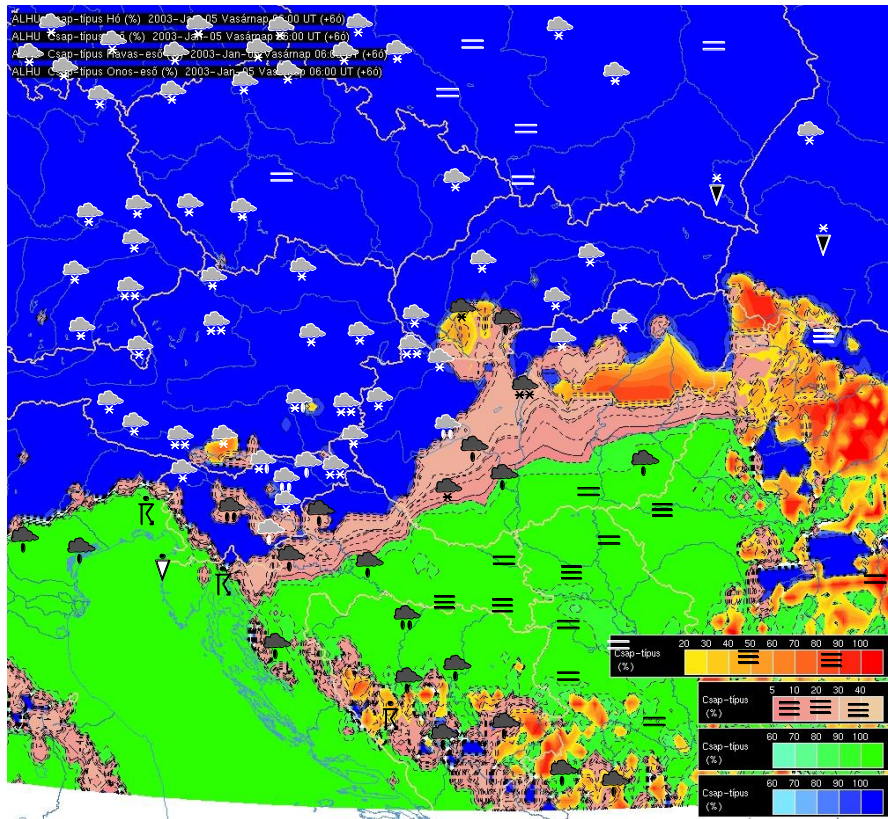
14 különböző vertikális rétegződési típust határozott meg, melyekhez 9 halmazállapot számítási algoritmust dolgozott ki. Arra lett figyelmes az algoritmusok alapján, hogy a hőmérséklet és a magasság szorzatával logaritmikus kapcsolatban áll a halmazállapot valószínűsége. Ezek alapján kiszámította, hogy az egyes vertikális rétegződésekhez tartozó öt különböző halmazállapot előfordulásának mekkora a valószínűsége (Fövényi, 2007).

Az 1. vertikális rétegződés esetén egy negatív tartománynak vette az alsó réteget,

így a várható csapadékforma ebből kizárólag a hó. A 2. rétegződés szerkezetében már az alul egy pozitív, illetve felül egy negatív tartomány szerepelt. A további rétegződés típusok esetén (3.-14. rétegződéstípus) mindig eggyel növelte a pozitív, vagy negatív tartományok számát, valamint változtatta az alsó pozitív-negatív, vagy negatív-pozitív rétegpáros vastagságát. Hideg alsó réteg esetében az ónos eső, fagyott eső, tehát átmeneti halmazállapotok is megjelentek, amikor azonban meleg (pozitív) tartomány volt talajszinten, akkor rétegvastagságtól függően hó, eső, havas eső fordult elő. (Minél vastagabb volt az alsó meleg tartomány, annál valószínűbbé vált az eső.) Noha az esetek 99%-a az 1-4. rétegződéstípusba tartozik, a többi 10 struktúra definiálására is szükség van, ugyanis ezek nélkül nem lenne leképezhető az eredmény a térkép összes rácspontjára vonatkozóan (Fövényi, 2007).

A módszer során kapott együtthatókat, illetve egyenleteket letesztelte az adatbázison, hogy megkapja az egyenletek korrelációit. Hó, illetve eső esetében a korrelációs együtthatók magasabbak lettek, mint havas eső, ónos eső, illetve fagyott eső esetében. Összességében tehát a módszer megbízhatóbb tisztán havas, vagy esős helyzetekben, mint vegyes halmazállapot esetén.

A gyakorlati alkalmazás ALADIN/HU, AROME, WRF, ECMWF determinisztikus, ECMWF EPS, valamint GFS determinisztikus modellekbe történő adaptáció révén valósul meg, az eredmények megjelenítése pedig az Országos Meteorológiai Szolgálat HAWK megjelentő-rendszerének segítségével történik (6. ábra). Az eljárás hátránya, hogy lezúduló hideg levegő hatásával nem számol, nem veszi figyelembe a csapadékintenzitást, ezért zivatarfelhők esetében a folyékony, illetve vegyes halmazállapotokat felülbecsli. Hasonló hiba tapasztalható alacsony szintű rétegfelhőzetből hulló szilárd csapadék esetében. Továbbá, mivel méréseken alapszik a módszer, rendkívül érzékeny a határréteg hőmérsékleti rétegződésének modell hibáira. Az algoritmusokat más országok is elkérték, illetve a mai napig használják az OMSZ-ban (Fövényi, 2007).



**6. ábra: Előrejelzett és tényleges csapadék – 2003. 01. 05. 06 UTC**

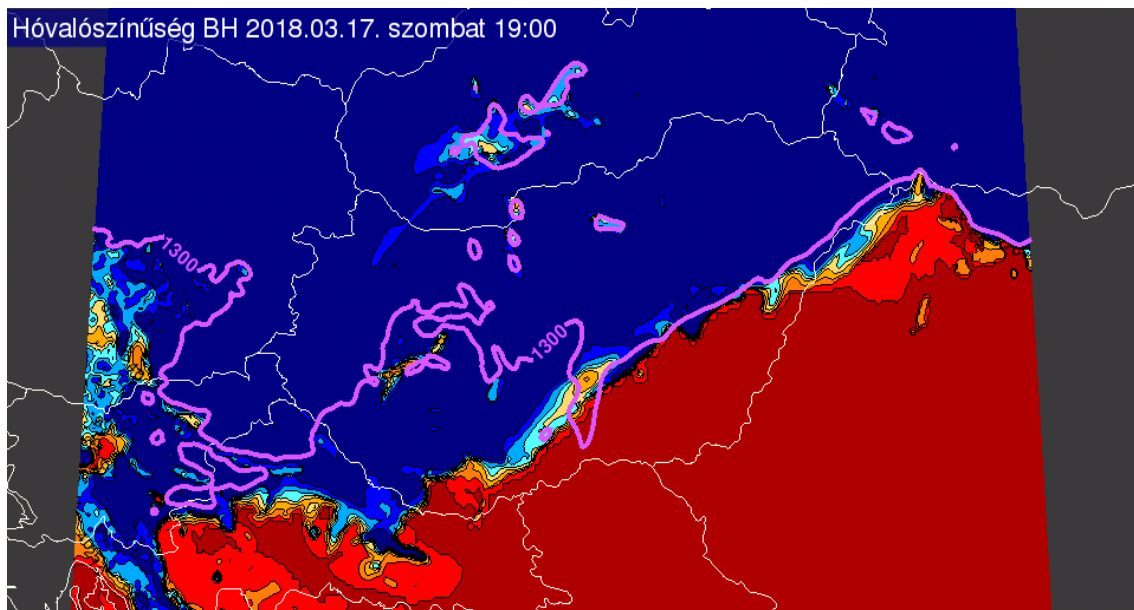
**Zöld: eső, Kék: hó, Sárga-piros: ónos eső, Rózsaszín: hó, havas eső vagy eső**

*(forrás: Fövényi, 2007)*

A másik eljárás alapjait Hirsch Tamás alkotta meg, és ezt fejlesztette tovább a későbbiekben Babolcsai György meteorológus. Abból indult ki, hogy a téli csapadékforma előrejelzése leginkább a  $RT_{850/1000}$ , azaz a 850 hPa és 1000 hPa szintek közötti légréteg relatív topográfiájának segítségével, vagyis a réteg átlaghőmérsékletét jellemző, halmazállapotra érzékeny paraméterrel adható meg (Hirsch, 2000). A havazás és az eső közötti határértéknek az 1299 gpm (geopotenciálméter) érték jött ki, ekkor volt egyenlő a kettő valószínűsége (Babolcsai, 2011). A halmazállapot kérdése persze korántsem ilyen egyszerű. A  $RT_{850/1000}$  értéken kívül még sok más állapotváltozó is kulcsfontosságú a pontos csapadékprognózis szempontjából. Babolcsai (2011) a relatív topográfia értékek mellett azt vizsgálta, hogy mi a kapcsolat az egyes légköri állapotváltozók és a csapadék halmazállapota között. Ezek a következő változók voltak: hőmérséklet 2 m-es, 925 hPa-os, illetve 850 hPa-os szinten, harmatpont 2 m magasságban, nedvesség 2 m-en, csapadékintenzitás, tengerszintre átszámított légnyomás, szélsébség 10 m-en, 925 hPa-os, valamint 850 hPa-os szinten. A kutatás Budapest-Pestszentlőrinc szinoptikus állomás 1962-2009 közötti november-márciusi

mérési és rádiószondás adatai alapján készült, összesen 746 db 1285 gpm és 1306 gpm közötti  $RT_{850/1000}$  értékű eset elemzésével, amikor a napi csapadékösszeg meghaladta az 1 mm-t. Ezen a relatív topográfia értéktartományon nem egyértelmű ugyanis a csapadék halmazállapota (1285 gpm alatt havazás, 1306 gpm felett pedig eső a jellemző) (Babolcsai, 2011). Nagyon fontos tényező az alsó 1500 m-es szint légrétegződése, illetve azon belül esetlegesen jelenlévő hőmérsékleti inverziók. Inverzió és 1299 gpm-es  $RT_{850/1000}$  érték mellett alacsony 850 hPa-os hőmérséklet jelentősen lecsökkenti a hó valószínűségét, mivel ekkor az alacsonyabb rétegekben magasabb hőmérsékleti értékek a jellemzőek. 1295 gpm feletti  $RT_{850/1000}$  mellett  $-1^{\circ}\text{C}$ -os 850 hPa-os hőmérsékletnél, 1299 gpm-nél  $-3^{\circ}\text{C}$  esetén a legnagyobb a hó valószínűsége, míg  $0^{\circ}\text{C}$  és  $-5^{\circ}\text{C}$  közötti 850 hPa-os hőmérséklet esetén nagyjából ugyanakkora a havazás valószínűsége. A csapadék intenzitása ugyancsak jelentős befolyásoló tényező, gyenge intenzitásból erősebe való váltás 6-8 gpm csökkenés hatásával egyenértékű (Babolcsai, 2011). Minél kisebb a felszíni légnyomás értéke, annál nagyobb a valószínűsége a havazásnak azonos relatív topográfia érték mellett. 2 m-es harmatpont esetében  $+1^{\circ}\text{C}$  alatt fordulhat elő havazás, a legnagyobb valószínűséggel  $-0,5^{\circ}\text{C}$ -os értéknél. Ha ennél alacsonyabb a felszínen a harmatpont, akkor a magasban melegebb légrétegeknek kell lennie 1299 gpm-nél, így ennél alacsonyabb harmatpont értékek esetén csökken a szilárd halmazállapotú csapadék valószínűsége is. A szélesebb adatok, illetve a halmazállapot között nem mutatkozott jelentős összefüggés (Babolcsai, 2011). A munka eredményeként bevezettek egy új hó-valószínűség indexet, amelyet a  $RT_{850/1000}$  hó-valószínűségéhez az említett 4 paraméter halmazállapot módosító hatásából származó járulékok hozzáadásával kaptak. Az eljárást beépítették az Országos Meteorológiai Szolgálat által alkalmazott modellekbe, melynek eredményét végül a HAWK 3-as megjelenítő rendszerének segítségével kaphatjuk meg (7. ábra).





**7. ábra:** Babolcsai György által kidolgozott hó valószínűségi index a HAWK-3 megjelenítő rendszerben. Kék szín esetén hó, míg piros szín esetén eső valószínű (forrás: OMSZ).

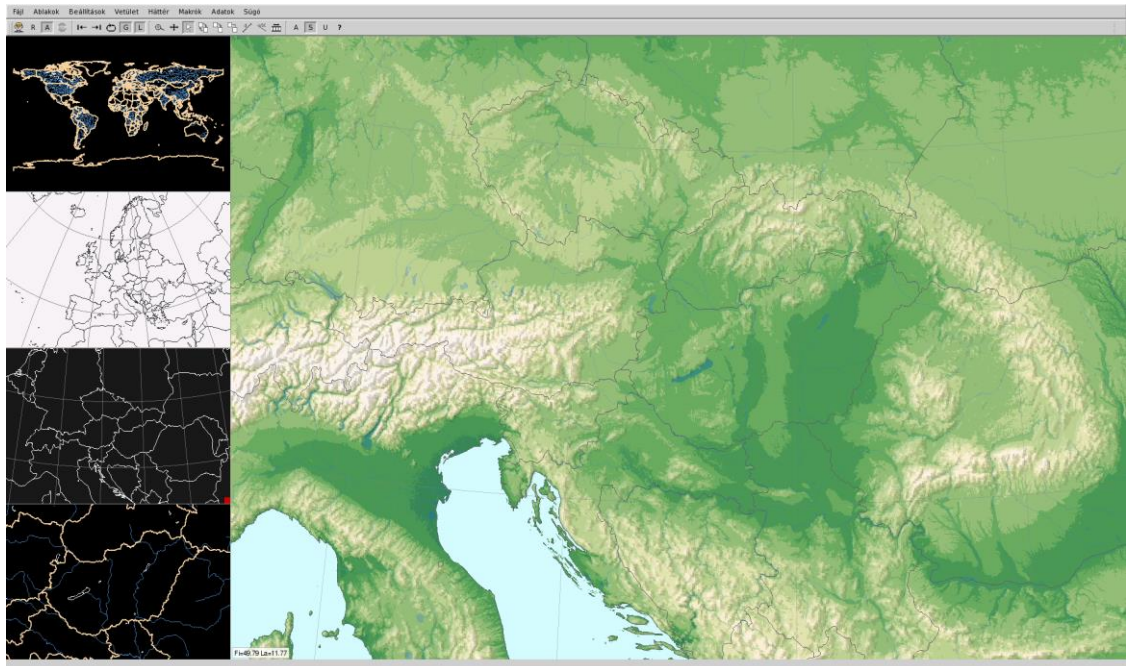
Létezik még egy csapadékfajtát elkülönítő nowcasting rendszer, a MEANDER (Mesoscale Analysis Nowcasting and Decision Routines) az Országos Meteorológiai Szolgálatnál, amelyet *Geresdi és Horváth (2000)* fejlesztettek ki. Egy korlátos tartományú modell (ALADIN) adatait, felszíni megfigyeléseket és radar reflektivitási értékeket használ fel az analízis mező előállításához. Feltételezték, hogy a hidrometeorok graupel formájában indulnak útnak a felhő szintjéről. Mikrofizikai modell segítségével meghatározták a csapadékelemek olvadásának és újrafagyásának mértékét, majd a radar reflektivitási értékből (ahol nem 0 volt) egy kritikus sugarat számítottak minden rácspontra a talajon. A kritikus sugár alapján pedig hat fajtáját különítették el a csapadéknak: havat, havas esőt, esőt, ónos szitálást, ónos esőt, valamint a fagyott esőt (*Geresdi és Horváth, 2000*). A módszer tesztelése során biztató eredményeket kaptak, azonban operatíván nem használják az OMSZ-ban.

### **3. A Hawk-3 bemutatása**

A kidolgozott és a munkánk során fejlesztett csapadék-halmazállapot elkülönítő módszerek mindennapi használatára a HAWK-3-ban nyílik lehetőség. A HAWK-3 munkaállomás (Hungarian Advanced Workstation) az Országos Meteorológiai Szolgálat saját fejlesztésű, interaktív megjelenítő rendszere, amely kiválóan alkalmas a hatalmas mennyiségű meteorológiai információ kezelésére és feldolgozására, nagyban

megkönnyítve a szervezetben dolgozó előrejelzők munkáját az aktuális prognózisok elkészítésében, információk kinyerésében. A HAWK-3 a HAWK rendszer harmadik, egyben legújabb verziója, fejlesztése 2005-ben kezdődött, teszt jelleggel 2009 óta, operatíván pedig 2011 óta alkalmazzák. Már a legelső verzió (melynek fejlesztése 1994-ben kezdődött) is képes volt a különböző meteorológiai mezők egyidejű megjelenítésére, azonban a rendszer funkciói jelentős fejlesztésen estek át. A program legújabb kiadása az adatokat térképeken túl speciális meteorológiai diagramokon (pl. emagram) is képes ábrázolni, és egyedi megjelenítési funkciói révén hatékony eszközt jelent az időjárási folyamatok és a numerikus előrejelzések áttekintéséhez, esettanulmányok, ábrák készítéséhez (*forrás: OMSZ<sup>[2]</sup>*). A HAWK-3 HP-UX és Linux operációs rendszerek alatt működő, grafikához X Windows rendszert használó grafikus szoftver, szinte teljes egészében objektum orientált C++ nyelven íródott (*Merics, 2012*). A program a nagy térbeli és időbeli felbontású numerikus modell adatokat, műholdadatokat stb. főként NetCDF (Network Common Data Form), HDF (Hierarchical Data Format) vagy egyéb speciális bináris fájlokban tárolja, melyek napi frissülése hatalmas adatforgalmat jelent (*forrás: OMSZ<sup>[2]</sup>*).

A program grafikus felülete egy munkaablak, amely tetszőleges számú táblára osztható, sőt egyszerre akár több ablak megnyitása is lehetséges (8. ábra). Az összes ablak összes táblája egymástól függetlenül is szerkeszthető és bármely, a rendszerben megjeleníthető mezőt képes kezelni. Az egyes ablakokhoz tartozó táblák mérete, illetve elrendezése is szabadon beállítható. Minden panelban külön választható egy vetület, hogy milyen térkép kivágaton jelenítse meg az ábrázolni kívánt meteorológiai mezőt. Rendelkezésre áll például teljes földgömbre vonatkozó kivágat, de poláris, európai, közép-európai, illetve magyarországi vetületek is elérhetőek. A legoptimálisabb kiválasztásában általában az elemezni kívánt régió, illetve a munka során használt modell a perdöntő. Globális modelleknél sok esetben nagyon pixeles lesz a kapott ábránk, ha egy kisebb területet lefedő kivágatot használunk, míg regionális modellek esetében nem állnak rendelkezésre az előrejelzési mezők az egész világra, csupán annak egyes szegmenseire. Ugyancsak szabadon választható a háttér is, eldönthető milyen vonalvastagsággal, színnel stb. szeretnénk megjeleníteni az országhatárokat, közigazgatási területeket, vízfelületeket, egyéb térképelemeket. Lehetőség nyílik továbbá az egyes táblákon belül tetszőlegesen kijelölt terület nagyítására, az egyes táblák másolására, panelek közti cseréjére, táblák, illetve egész munkaablak mentésére, nyomtatására.



**8. ábra: A HAWK-3 munkaablak 5 darab táblával, különböző vetületekkel és hátterekkel (forrás: OMSZ).**

A program sokszínűségét jól mutatja, hogy segítségével hozzáférhetőek felszíni és magaslégköri mérések, illetve megfigyelések; villámlokalizációs adatok; radarképek és műholdképek (egyedi csatornák és kompozit képek); valamint modell előrejelzések és ezek egymással való kombinációi (forrás: OMSZ<sup>[2]</sup>). Térképen való ábrázolás esetén az egyes adatrétegek összekapcsolhatóak összetett adatrétegek definiálásával. Ekkor valamilyen hozzárendelési szabályt mindenképpen meg kell adni. Ilyen módon könnyűszerrel létrehozhatóak olyan meteorológiai mezők, amelyek nyers modell outputként nem elérhetőek, azonban az előrejelző számára fontos információkkal szolgálnak a pontosabb előrejelzés elkészítéséhez (például az előrejelzett látástávolság mezőből páras, ködös területek kinyerése, csapadék-halmazállapot előrejelzése). Frontvonalak szerkesztése, képi adatok megjelenítése ugyancsak kivitelezhető a HAWK-3-ban. Az adatok térképeken történő interaktív (színskála, ábrázolási stílus választása) ábrázolása mellett még vertikális térbeli keresztmetszeteken, vertikális időbeli metszeteken, illetve termodinamikai diagramokon is megjeleníthetőek. A HAWK-3 alkalmas a megrajzolt adatok időbeli léptetésére, hurokfilmek készítésére, melyek a modell adatok frissülésével, naponta többször automatikusan frissülnek. Több ablakos elrendezés esetén az egyes táblákon megjelenő adatok időben szinkronizálhatóak (forrás: OMSZ<sup>[2]</sup>). Lehetőség van a megjelenítési lépések elmentésére, ún. makrók definiálására is. Egyedi felhasználók létrehozásával az egyes

felhasználók menü- és makró-struktúrája teljesen elkülöníthető egymástól, azonban a makrók szerzőtől függetlenül a rendszeren belül bárki számára hozzáférhetőek, átmenthetőek (*Merics, 2012*).

## 4. Kutatás

### 4.1. Felhasznált adatok

A kutatás célja, hogy a korábban Babolcsai György által kidolgozott, illetve ma is használt halmazállapot-elkülönítő módszert továbbfejlesszük, ugyanis munkája során mindössze két halmazállapotot különített el egymástól: a tisztán hó, illetve minden más egyéb csapadékfajtát (nem hó kategória) (*Babolcsai, 2011*). Ezt az elkülönítést legalább három különböző csapadékfajta szerettük volna kiterjeszteni: eső, vegyes, illetve szilárd halmazállapot csoportokkal. Ehhez 1962. január 1-től 2009. március 31-ig tartó adatsort vizsgáltunk (48 éves adatsor), minden egyes évben csupán a november-március időszak 1 mm napi csapadékmennyiséget meghaladó eseteket kiválasztva. A munka során budapesti, illetve szegedi rádiószondás felszállások során mért adatokkal, illetve a szinoptikus állomások méréseivel dolgoztunk. A következő állomáson rögzített paramétereket használtuk fel a kutatás során: 2 m-es hőmérséklet, harmatpont, légnyomás, állomáson észlelt jelenidő. Rádiószonda által feljegyzett adatok pedig: 850 hPa-os szint hőmérséklete, valamint az 1000 hPa, 925 hPa és 850 hPa-os szintek magassági adataiból származtatott relatív topográfiaértékek (gpm-ben), nevezetesen a  $RT_{850/925}$  és  $RT_{925/1000}$ .

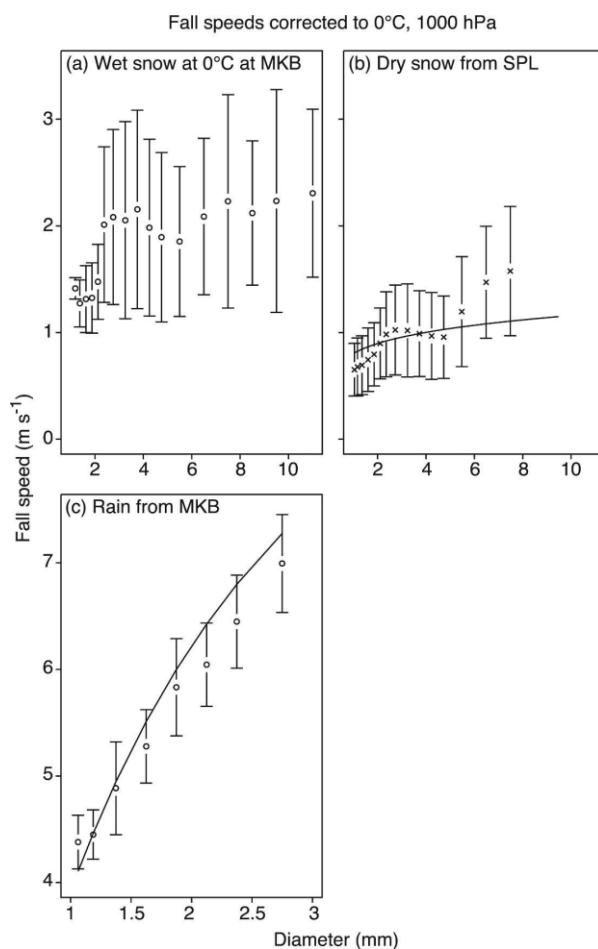
A jelenidő kód alapján lehetőség nyílt volna a csapadék intenzitására vonatkozó adatok kinyerésére is, azonban úgy döntöttünk, hogy ezt figyelmen kívül hagyjuk, holott a csapadék halmazállapota igen nagymértékben függ az intenzitástól. Ennek igen egyszerű okai vannak. Egyrészt az egyes csapadékfajták intenzitása jelenidő kódok alapján nehezen összemérhető: míg eső, illetve hó esetében gyenge (60, 61, illetve 70, 71-es kód), mérsékelt (62, 63, illetve 72, 73-as kód) és erős (64, 65, illetve 74, 75-ös kódok) intenzitásokat, addig ónos esőnél, illetve havas esőnél csupán gyenge (66, illetve 68-as kód), és közepes-erős (67, illetve 69-es kód) csoportokat különítjük el, fagyott esőnél pedig (79-es kód) erre vonatkozó adatok nem is szűrhetőek le (9. ábra).

Az állomáson csapadék nem volt		Csapadék, köd, vagy zivatar volt az utolsó órában, de megszűnt	Por-, homok-, vagy hóvihár	Köd	Szítálás	Csendes eső	Havazás	Záporos zivatar		
00	A felhőzet változását nem figyelték meg	10 Páráság	20 Szítálás volt	30 Gyenge, sötétben	40 Távoli köd	50 Gyenge szítálás, megszaktásokkal	60 Gyenge eső, megszaktásokkal	70 Gyenge havazás, megszaktásokkal	80 Gyenge záporos	90 Záporos zivatar, vagy erős jégeső
01	A felhőzet szétszlott, vagy vékonyodott	11 Sekély köd, egyes foltokban	21 Eső volt	31 Gyenge, változatlan	41 Köd foltokban, vagy padokban	51 Gyenge szítálás, folytonos	61 Gyenge eső, folytonos	71 Gyenge havazás, folytonos	81 Mérsékelt, vagy erős záporos	91 Gyenge eső, és az elmúlt órában zivatar
02	A felhőzet nem változott	12 Sekély köd, folytonos	22 Havazás volt	32 Gyenge, fokozódott	42 Gyengült, az ég nem látszik	52 Közepes szítálás, megszaktásokkal	62 Mérsékelt eső, megszaktásokkal	72 Mérsékelt havazás, megszaktásokkal	82 Igen erős záporos	92 Közepes v. erős eső, és az elmúlt órában zivatar
03	A felhőzet kialakulóban volt, vagy vastagodott	13 Villogás	23 Havas eső volt	33 Erős, sötétben	43 Gyengült, az ég nem látszik	53 Közepes szítálás, folytonos	63 Mérsékelt eső, folytonos	73 Mérsékelt havazás, megszaktásokkal	83 Záporos zivatar, vagy erős havas eső	93 Gyenge havazás, havas eső, jégeső, és az elmúlt órában zivatar
04	Füst által okozott légköri homály	14 Csapadéksáv nem éri el a talajt	24 Önososó volt	34 Erős, változatlan	44 Változatlan, az ég nem látszik	54 Erős szítálás, megszaktásokkal	64 Erős eső, megszaktásokkal	74 Erős havazás, megszaktásokkal	84 Záporos zivatar, közepes, vagy erős havazás	94 Közepes v. erős havazás, havas eső, jégeső és az elmúlt órában zivatar
05	Száraz légköri homály	15 Csapadéksáv 5 km-en túl éri el a talajt	25 Záporos eső volt	35 Erős, fokozódott	45 Változatlan, az ég nem látszik	55 Erős szítálás, folytonos	65 Erős eső, folytonos	75 Erős havazás, folytonos	85 Gyenge hózápor	95 Zivatar az észleléskor, gyenge v. közepes esővel v. havazással
06	Lebegő por nagy terület felett	16 Csapadéksáv 5 km-en belül éri el a talajt	26 Hózápor, v. záporos zivatar	36 Gyenge, talajmenti hófúvás	46 Erősödött, az ég nem látszik	56 Gyenge szítálás, ónos	66 Gyenge eső, ónos	76 Jégtűk	86 Közepes, vagy erős hózápor	96 Zivatar az észleléskor, gyenge v. közepes jégesővel, darával
07	Helyben felkavart por	17 Dörgés, száraz zivatar	27 Jégeső, vagy darazápor volt	37 Erős, talajmenti hófúvás	47 Erősödött, az ég nem látszik	57 Erős szítálás, ónos	67 Közepes vagy erős eső, ónos	77 Szemcsés hó	87 Gyenge záporos zivatar	97 Zivatar az észleléskor, erős esővel v. havazással
08	Jól fejlett porfogatag	18 Szérohamok az észleléskor vagy közvetlenül előtte	28 Köd volt	38 Gyenge, magas hófúvás	48 Köd zúmarával, az ég nem látszik	58 Gyenge szítálás és eső	68 Gyenge havas eső	78 Különálló hókristályok	88 Mérsékelt vagy erős záporos zivatar	98 Zivatar az észleléskor, erős vagy homokvihárral
09	Távoli/ v. elvonult/ porvihár	19 Felhőtölcésér	29 Zivatar volt	39 Erős, magas hófúvás	49 Köd zúmarával, az ég nem látszik	59 Közepes vagy erős szítálás és eső	69 Erős havas eső	79 Fagyott eső	89 Záporos zivatar, gyenge jégeső	99 Zivatar az észleléskor, erős jégesővel vagy darával

9. ábra: Jelenidő-táblázat (forrás: ELTE Előrejelzési vetélkedő honlapja<sup>[3]</sup>)

Másrészt az egyes észlelések szubjektívek, több észlelőhöz köthetőek, ezért az intenzitásra vonatkozó megfigyelések az adott időpontokban eltérőek lehetnek.

A fentebb felsorolt csapadékfajták mellett természetesen a téli félévre vonatkozóan is fontos említést tenni a konvektív jellegű csapadékról. Mivel az évnek ebben az időszakában ritkábban fordulnak elő, mint a nyári félévben, valamint a téli csapadékmennyiségek zöme nem konvektív formában hullik, ezért a tanulmány során nem vizsgáltuk ezeket az eseteket. Konvekció során lejátszódó folyamatoknak köszönhetően (erős vertikális mozgások, koaguláció) jóval nagyobb méretű felhő, illetve csapadékelemek jönnek létre, melyek nagyobb tömegük révén a legtöbb téli csapadékfajta esetén sokkal nagyobb esési sebességet képesek elérni a felhőből kikerülve (Yuter et al., 2006). Tapadó hó esetén gyenge a korreláció a pehelyméret és az esési sebesség között (10. ábra).

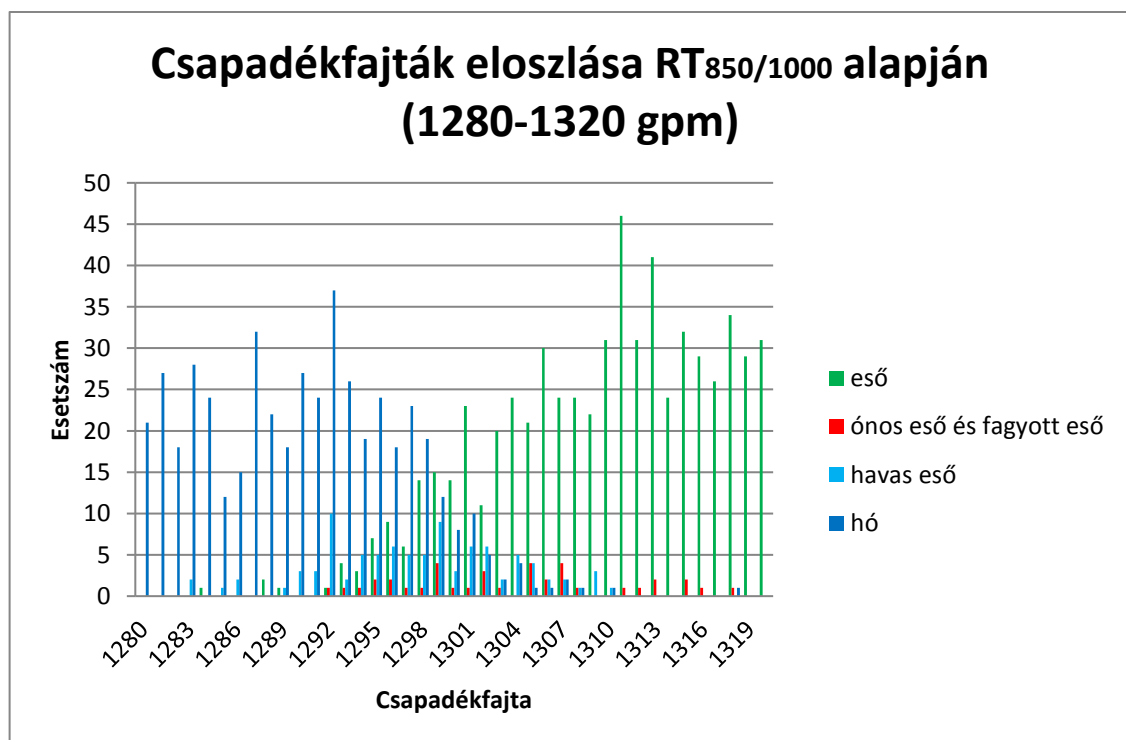


**10. ábra: Részecskék esési sebessége az átmérőjük ( $D$ ) függvényében 3 különböző eset feldolgozásával (a) tapadó hó – 2001. december 19. 00:50-06:00 UTC McKenzie Bridge-nél; (b) porhó – 2003. február 27. 00:00-14:00 UTC Storm Peak-nél; (c) eső – 2001. december 17. 03:00-08:00 UTC McKenzie Bridge-nél 0°C-os levegő sűrűségére és 1000 hPa-ra átszámolva (forrás: Yuter *et al.*, 2006).**

Ennek nyomán a csapadék intenzitása is jóval nagyobb lehet a felszín közelében a nagyterségi folyamatokhoz köthető csapadékhoz képest, ami viszont igen jelentős hatással bír a csapadék halmazállapotára (Kain *et al.*, 2000). Sokszor maga a konvektív csapadék változtatja meg jelentősen a légkör hőmérsékleti, nedvességi viszonyait, egyfajta visszacsatolásként egyre ideálisabb körülményeket teremtve a téli csapadékfajták széles választékának (hideg levegő leáramlása).

A  $RT_{850/1000}$  arányos az 1000 hPa illetve a 850 hPa-os szint közötti légréteg átlaghőmérsékletével, ezért is nagyon jó halmazállapot indikátor. A különböző halmazállapotok elkülönítéséhez az 1280-1320 gpm közötti  $RT_{850/1000}$  eseteket vizsgáltuk, ez alatti, illetve efölötti értékek esetén 1-2 extrém kiugró példától eltekintve csupán hó, illetve eső hullott. Már 1280-1290, illetve 1310-1320 gpm közötti értékek

esetén is a tisztán hóhoz, illetve utóbbi esetében tisztán esőhöz képest nagyon kicsi arányban fordult elő más csapadékfajta (11. ábra). Fagyott esőt ilyen feltételek mellett a 48 év alatt csupán 9 alkalommal sikerült regisztrálni, ezért a kis esetszámba való tekintettel összevontuk az ónos esős esetekkel. A képződésükhöz köthető vertikális hőmérsékleti profil is igen hasonló, csupán a felszín feletti hideg (fagyponthoz alatti hőmérsékletű), valamint a felette található meleg, olvadási réteg vastagságában és átlaghőmérsékletében van különbség. Fagyott eső ónos esővel ellentétben főként akkor keletkezhet, ha ez a melegebb réteg kevésbé jelentős (vékonyabb, vagy alacsonyabb hőmérsékletű), ekkor ugyanis a jégkristályok nem olvadnak el teljesen. Ennek következtében a felszín feletti fagyos, hideg légrétegben a csapadékelemek nem kizárólag túlhűlt cseppek formájában lesznek jelen, hanem részben megolvadt jégkristályokkal együtt. A túlhűlt vízcseppek pedig utóbbiakkal találkozva megfagynak, fagyott eső képződik (Bourgouin, 2000; Cortinas, 2000; Thériault et al., 2010).

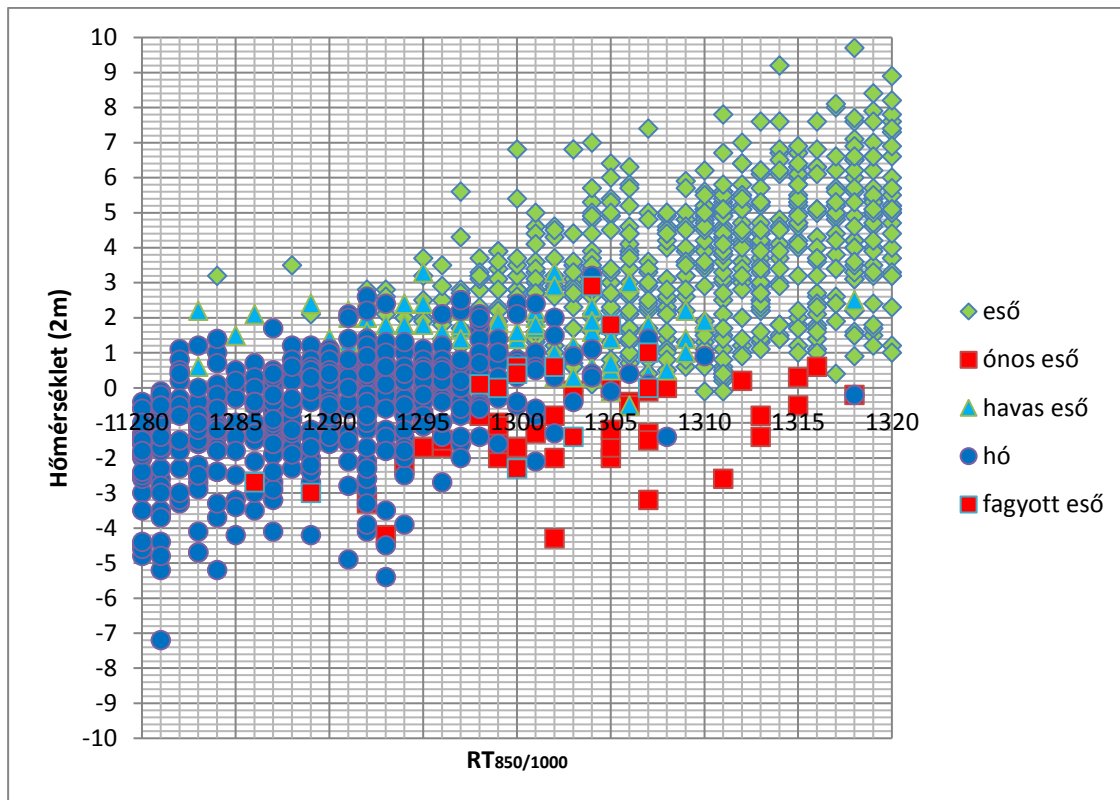


11. ábra: Csapadékfajták eloszlása  $RT_{850/1000}$  értékek alapján.

Nagyjából 1299 gpm körüli érték alatt inkább a hó, illetve a szilárd halmazállapot felé, afölött inkább az eső irányába tolódik a csapadék halmazállapotának súlya (11. ábra).

Ezt követően a rendelkezésre álló adatokat a  $RT_{850/1000}$  függvényében ábrázolva megvizsgáltuk, hogy az egyes csapadékfajták mennyire különülnek el egymástól, vagyis az adott paramétertől milyen mértékben függ a halmazállapot. Például a 2 m-es

hőmérséklet esetén az eső, havas eső, ónos eső, illetve hó kategóriák igen markánsan elszeparálódnak egymástól. A diagramterület jobb felső sarkában döntően az esős esetek láthatóak, köszönhetően a nagyobb felszíni, és a kb. alsó 1500 m-es légréteg magasabb átlaghőmérsékletének (12. ábra). Fagypont alatti felszíni hőmérséklet esetén az esőt ónos eső váltja egészen 1295 gpm retop értékig, hiszen ezalatt a hidegebb légrétegeknek köszönhetően már egyre inkább a szilárd halmazállapot (hó) lesz a jellemző. A  $RT_{850/1000}$  értékének csökkenésével nagyjából 1310 gpm-től kezdve  $0^{\circ}\text{C}$  és  $+2,5^{\circ}\text{C}$  közötti tartományban pedig egy átmeneti, havas esős tartomány rajzolódik ki (12. ábra).

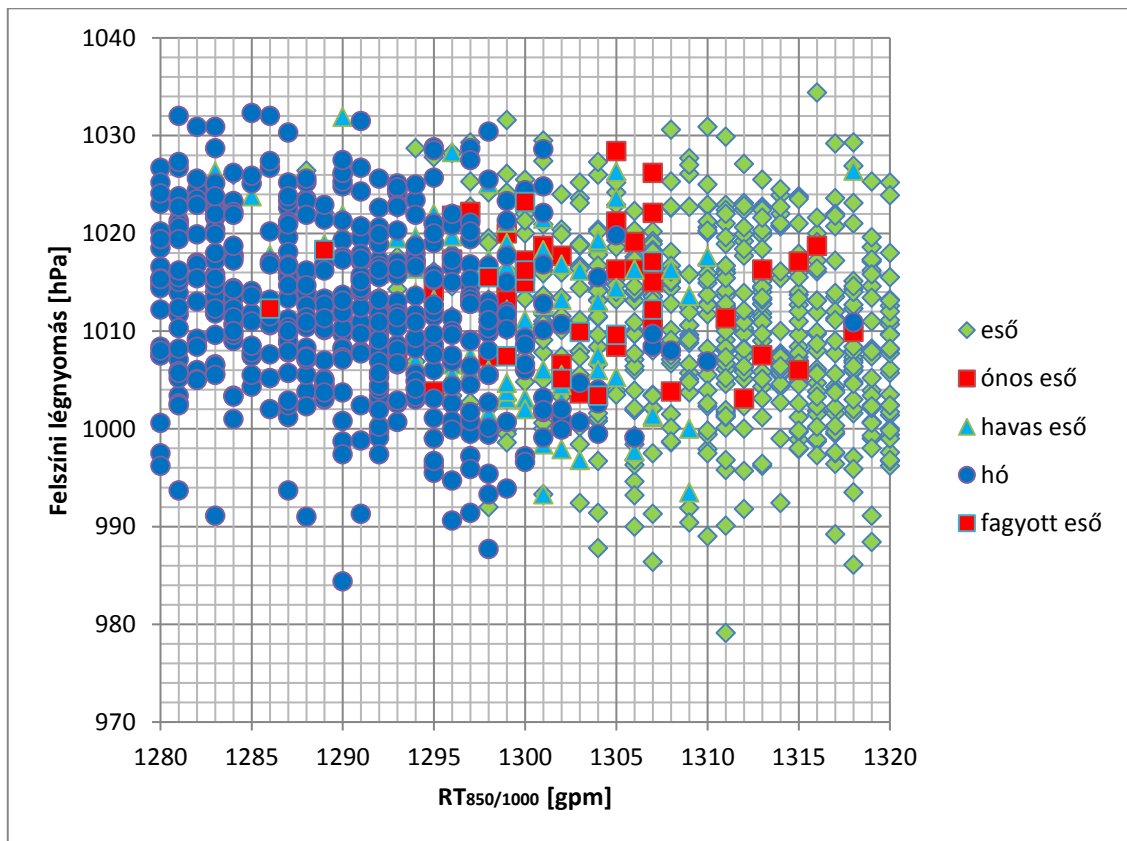


**12. ábra: 1280-1320 gpm közötti  $RT_{850/1000}$  értékű esetek a 2 m-es hőmérséklet függvényében.**

A 2 m-es hőmérséklethez hasonlóan a harmatpont, illetve a 850 hPa-os szint hőmérséklete alapján is a fentihez hasonló ábrákat kaptunk, ahogyan a  $RT_{850/925}$ , illetve  $RT_{925/1000}$  esetében is. A felszíni légnyomás a tengerszint feletti magassággal változik, ezért evidensnek tűnik, hogy ennek függvényében alakulhat az egyes téli csapadékok bekövetkezésének valószínűsége. Magasabban fekvő területek esetén alacsonyabb lesz a felszínen mért légnyomás is, ami azt eredményezi, hogy a talaj és a 850 hPa-os szint közötti légréteg is egyre vékonyabb lesz. Ebből következik, hogy a felhőből kihulló csapadékelemek rövidebb utat tesznek meg a légkörben, így kevesebb idő áll



rendelkezésre a környezetükkel való energiacsere, végső soron pedig a halmazállapot-váltásra (Ding et al., 2014). Sőt magashegységek esetében ennek a légrétegnek a vizsgálata el is veszítheti relevanciáját. Éppen ezért nagyon fontos megkülönböztetni, hogy a légnyomásváltozás hátterében egy-egy hegyvidéki állomás észlelése, vagy pedig nagyterségi folyamatok állnak. Mivel a vizsgálatok során budapesti, illetve szegedi adatokkal dolgoztunk, ezért a felszíni légnyomási adatok a légköri folyamatoktól függően változtak. Ahogyan az alábbi ábrán is látható, síkvidéki állomások adatai alapján nem tapasztaltunk szignifikáns kapcsolatot a halmazállapot és a légnyomás között, 990-1030 hPa között gyakorlatilag bármely nyomásértéknél előfordulhat mindegyik vizsgált csapadékfajta (13. ábra).



**13. ábra: 1280-1320 gpm közötti  $RT_{850/1000}$  értékű esetek a felszíni légnyomás függvényében.**

Ezért a 2 m-es hőmérséklet, harmatpont, 850 hPa-os szint hőmérséklete,  $RT_{850/925}$ , valamint  $RT_{925/1000}$  figyelembe vételével próbáltuk a csapadékfajták jellemző diagramtartományát, főbb értékeit elkülöníteni.

## 4.2. Az új módszer bemutatása

A fenti észrevételek birtokában az említett légköri állapotváltozók alapján az adott eseteinket csapadékfajták szerint csoportokba szeretnénk rendezni. Ehhez a legkézenfekvőbb statisztikai módszert, a klaszteranalízist alkalmaztuk, melynek csapadéktípusok objektív osztályozására vonatkozó elméleti hátterét (*Matyasovszky et al., 1993*) mutatja be. A klaszterezés előtt két részre osztottuk az adatsorunkat: minden csapadéktípusra külön-külön kiválasztottuk véletlenszerűen az adatok 20%-át, amelyet megtartottunk független adatsorként kontroll fájlunk. A kapott eredmények beválását („jóságát”) a kontroll fájlunkon teszteltük. A fennmaradó adatokon (maradék 80%) pedig elvégeztük magát a vizsgálatot. A klaszterezésnek sokféle változata létezik, van, amellyel a diagramterületet különböző síkidomokkal fedhetjük le – például ellipsziszekkel –, az eljárás egy másik típusa pedig egy-egy jellemző pontot jelöl ki a síkon az egyes csoportokra vonatkozóan. Az eredmények egyszerű felhasználhatóságának céljából mi utóbbi eljárás mellett tettük le a voksunkat, az ún. K-közép módszert alkalmaztuk. Az eljárás lényege, hogy az egyes csoportoknak, jelen esetben az elkülönített csapadékfajtáknak kijelöljük a középponti értékét a fenti állapotváltozók felhasználásával. Esetünkben az egyes klaszterek adottak voltak, hiszen az ismert jelenidő kódok alapján a vizsgált adatsorunkban (kontroll fájlunkban is) az egyes halmazállapotok elkülöníthetőek egymástól, ezért a középpontok is könnyen meghatározhatóak külön-külön az egyes csoportokra. Tehát annyi klaszterünk, illetve klaszterközéppontunk lesz, ahány csapadékkategóriát elkülönítünk egymástól. Az összes lehetséges esetet figyelembe vettük kutatásunk során. Kiszámítottuk hó – nem hó; hó – vegyes halmazállapot – eső; illetve hó – havas eső – eső – ónos eső és fagyott eső bontásra, a vizsgált öt paraméterből (2 m-es hőmérséklet, harmatpont,  $RT_{850/925}$ ,  $RT_{925/1000}$ , 850 hPa-os hőmérséklet) kettőt, hármat, négyet, avagy mind az ötöt kiválasztva az egyes csoportok (csapadékfajták) középponti elemeit. Ahhoz, hogy eldönthessük, hogy az így tekintett 78 eset közül melyik az, amelyik esetén a lehető legnagyobb beválási valószínűség mellett a lehető legtöbb információt nyerhetjük ki a csapadék halmazállapotára vonatkozóan – ahogy azt a bekezdés elején említettem – a kontroll fájlunk adatsorát használtuk. Megnéztük, hogy az elkülönített 20%-nyi adatsorunk egyes esetei a 78 különböző kimenetel esetén a vizsgált adatsorunkból kapott klaszterközéppontoktól milyen távol esnek. Az egyes centrumoktól mért távolságok kalkulálására szintén többféle lehetőség kínálkozik, mi euklideszi távolsággal

számoltunk. Az így kapott távolsáértékek közül a legkisebbet választottuk ki, illetve azt a klasztert, amelynek centrumához legközelebb esik a vizsgált esetünk. Végül pedig megnéztük, hogy az így kapott csapadékfajta (klaszter) egyezik-e az észlelések során megfigyelt csapadéktípussal.

Összevetettük az összes lehetséges esetet egymással, hogy adott klaszterszámra mekkora a találati ráta. Legegyszerűbb esetben, vagyis amikor csupán két csapadékkategóriát különböztetünk meg: havat, illetve minden mást (nem hó), két paramétert figyelembe véve azt kapjuk, hogy a módszerünk beválása kb. 85-91% közötti. Legjobb párosnak a  $RT_{925/1000}$  és a 850 hPa-os szint hőmérséklete, valamint a  $RT_{925/1000}$  és a 2 m-es hőmérséklet adódott 90,84%-os találati valószínűséggel (2. táblázat). Ehhez képest három paramétert figyelembe véve valamelyest javul a módszerünk, 92,43%-kal a 2 m-es hőmérséklet, harmatpont, illetve a 850 hPa-os szint hőmérséklete bizonyult a legjobbnak (3. táblázat). Négy paramétert kiválasztva a legjobb kvartett az előbbi három paraméter a  $RT_{925/1000}$ -pal kiegészítve (4. táblázat). Ebben az esetben már közel 1%-kal romlott a találati arány, ez a tendencia pedig mind az 5 paramétert figyelembe véve tovább folytatódott. Utóbbi esetében a beválási valószínűsége 90,44%-ot kaptunk. Az így kapott értékek arról árulkodnak, hogy a havat a módszer igen jó eséllyel el tudja különíteni az összes többi csapadéktípustól. Egy téli csapadékos helyzetben azonban az előrejelzések szempontjából ez általában nem elegendő információ. Akár egy-egy paramétert vizsgálva is általában igen jó eséllyel megállapítható, hogy a hó lesz-e a jellemző csapadékfajta, vagy esetleg valami más.

	$T_{2m}$	$T_d$	$RT_{850/925}$	$RT_{925/1000}$	$T_{850}$
$T_{2m}$					
$T_d$	85,66%				
$RT_{850/925}$	89,24%	88,45%			
$RT_{925/1000}$	90,84%	90,24%	90,04%		
$T_{850}$	89,24%	86,85%	86,85%	90,84%	

2. táblázat: Hó - nem hó csapadéktípusok esetén két paramétert kiválasztva a beválási valószínűségek. Legjobb paraméterpárosok:  $RT_{925/1000}$ ;  $T_{850}$ , illetve  $T_{2m}$ ;  $RT_{925/1000}$ .

	$T_d$ & $RT_{850/925}$	$T_d$ & $RT_{925/1000}$	$T_d$ & $T_{850}$	$RT_{850/925}$ & $RT_{925/1000}$	$RT_{850/925}$ & $T_{850}$	$RT_{925/1000}$ & $T_{850}$
$T_{2m}$	90,84%	90,44%	92,43%	90,44%	88,45%	91,63%
$T_d$				90,04%	87,65%	91,63%
$RT_{850/925}$						89,64%

**3. táblázat: Hó - nem hó csapadéktípusok esetén három paramétert kiválasztva a beválási valószínűségek. Legjobb paraméterhármas:  $T_{2m}$ ;  $T_d$ ;  $T_{850}$ .**

	$RT_{850/925}$ & $RT_{925/1000}$	$RT_{850/925}$ & $T_{850}$	$RT_{925/1000}$ & $T_{850}$
$T_{2m}$ & $T_d$	91,24%	89,64%	91,63%
$T_{2m}$ & $RT_{850/925}$			90,04%
$T_d$ & $RT_{850/925}$			90,04%

**4. táblázat: Hó - nem hó csapadéktípusok esetén négy paramétert kiválasztva a beválási valószínűségek. Legjobb paraméternégyes:  $T_{2m}$ ;  $T_d$ ;  $RT_{925/1000}$ ;  $T_{850}$ .**

A fentebb taglalt esetenél már jóval részletesebb, amikor a „nem hó” kategóriát további két részre osztjuk, vagyis összesen három klaszterünk van: hó, vegyes halmazállapotú csapadék, illetve az eső. A több információt hordozó prognózis természetesen nagyobb bizonytalanságot is rejt magában, ezért ebben a felbontásban már az előző bekezdésben tárgyalt két csapadékfajtás esetéhez képest kisebb lesz a módszer beválási valószínűsége. Két paraméter esetében az eddigi 85-91% helyett 71-79% köré csökken az előzőekhez képest a helyes csoportba sorolás esélye, egyetlen esettől eltekintve. A legjobb párosításnak a két retop (850/925 és 925/1000) tűnik, ekkor 78,88% eséllyel találjuk el az adatsorunk alapján a valós halmazállapotot (5. táblázat). A figyelembe vett változók számának növelésével ez az érték pár százalékkal még javítható, három állapothatározó esetén 80,48% (6. táblázat), sőt négy esetén pedig már 81,67%-ra emelkedik a módszer „jószágának” mutatója. A legjobb négyes pedig a 2 m-es hőmérsékletet, a harmatpontot, illetve a  $RT_{850/925}$ -ot és a  $RT_{925/1000}$ -ot foglalja magába (7. táblázat). Mind az öt változót nem érdemes egyszerre vizsgálni, a két klaszteres esethez hasonlóan a módszer a 850 hPa-os szint hőmérsékletének számításba vételével már nem finomítható a hó, vegyes halmazállapotú csapadék és az eső szeparációjához. Nagyjából 11%-kal gyengébb beválási mutatóval sikerült az előbbinél jóval részletesebben elkülöníteni a téli csapadékfajtákat. Ebben az esetben ráadásul nem három, hanem négy mért adat figyelembe vételével adódik legjobb prognózis, jobban felhasználva az adatsor nyújtotta lehetőségeket.

	T <sub>2m</sub>	T <sub>d</sub>	RT <sub>850/925</sub>	RT <sub>925/1000</sub>	T <sub>850</sub>
T <sub>2m</sub>					
T <sub>d</sub>	62,55%				
RT <sub>850/925</sub>	76,49%	76,89%			
RT <sub>925/1000</sub>	72,91%	71,31%	78,88%		
T <sub>850</sub>	76,49%	74,90%	71,31%	76,49%	

**5. táblázat: Hó - vegyes halmazállapot - eső csapadéktípusok esetén két paramétert kiválasztva a bevéási valószínűségek. Legjobb paraméterpáros: RT<sub>850/925</sub>; RT<sub>925/1000</sub>.**

	T <sub>d</sub> & RT <sub>850/925</sub>	T <sub>d</sub> & RT <sub>925/1000</sub>	T <sub>d</sub> & T <sub>850</sub>	RT <sub>850/925</sub> & RT <sub>925/1000</sub>	RT <sub>850/925</sub> & T <sub>850</sub>	RT <sub>925/1000</sub> & T <sub>850</sub>
T <sub>2m</sub>	78,09%	71,71%	75,30%	78,09%	75,30%	76,10%
T <sub>d</sub>				80,48%	75,70%	75,70%
RT <sub>850/925</sub>						77,69%

**6. táblázat: Hó - vegyes halmazállapot - eső csapadéktípusok esetén három paramétert kiválasztva a bevéási valószínűségek. Legjobb paraméterhármas: T<sub>d</sub>; RT<sub>850/925</sub>; RT<sub>925/1000</sub>.**

	RT <sub>850/925</sub> & RT <sub>925/1000</sub>	RT <sub>850/925</sub> & T <sub>850</sub>	RT <sub>925/1000</sub> & T <sub>850</sub>
T <sub>2m</sub> & T <sub>d</sub>	81,67%	77,29%	76,49%
T <sub>2m</sub> & RT <sub>850/925</sub>			78,09%
T <sub>d</sub> & RT <sub>850/925</sub>			79,68%

**7. táblázat: Hó - vegyes halmazállapot - eső csapadéktípusok esetén négy paramétert kiválasztva a bevéási valószínűségek. Legjobb paraméternégyes: T<sub>2m</sub>; T<sub>d</sub>; RT<sub>850/925</sub>; RT<sub>925/1000</sub>.**

A havat és az esőt már nagy pontossággal jelzi előre a módszer, azonban a vegyes halmazállapotú csapadék kategória még mindig eléggé árnyalt, például havas eső, ónos eső, fagyott eső stb. is beletartozhat. A vegyes halmazállapotú csoportot még tovább bontottuk, havas esőt, illetve az ónos esőt és a fagyott esőt tartalmazó kategóriára. Immáron négy klaszterre nézve vizsgáltuk a téli csapadék típusát (hó, havas eső, ónos eső és fagyott eső, eső). A három csapadékfajtás bontáshoz nagyon hasonló eredményeket kaptunk. Két változó esetén a bevéási igen tág értékek között változott, a legrosszabb páros a RT<sub>850/925</sub> és a 850 hPa-os szint hőmérséklete lett 48,60%-kal, míg a legalkalmasabb pedig a RT<sub>850/925</sub>, valamint a RT<sub>925/1000</sub> 75,29%-kal (8. táblázat). Ez alig marad el az előző eset 78,88%-ától. Három állapotátározóra nézve a találat esélye nem változott, négyre viszont jó 2%-kal emelkedett egészen 77,29%-ra (9. táblázat, illetve 10. táblázat). Ugyanarra a négy hőmérsékleti adatra kaptuk a legmagasabb

értéket ebben az esetben is. Az előbbi esethez hasonlóan mind az öt vizsgált állapotathatározóra kissé rosszabb eredményt kaptunk (76,89%), mint négy esetén. A leírtak fényében leszűrhető, hogy három, illetve négy csapadékfajta esetén a módszer bevalását tekintve nincs nagy különbség (4%), cserébe jóval informatívabb. Fontos megemlíteni, hogy ennek háttérében az is állhat, hogy míg esős, illetve havas helyzetek igen nagy számban fordultak elő a vizsgált időszak alatt (629 esős helyzet, 482 havas helyzet), így arányait tekintve is jóval több ilyen esetet vizsgáltunk, mint havas esőre (95), vagy ónos esőre (38) és fagyott esőre (13) vonatkozót. Ebből kifolyólag a módszer sokkal érzékenyebb lehet a hóra, illetve az esőre, mint a másik két szóban forgó csapadéktípusra (mivel az ónos esőt és a fagyott esőt az esetszám növelése miatt összevontuk). Ezt alátámasztja az esőnél tapasztalt 82,54%, illetve a hónál 76,04%, szemben az ónos eső 70%-os, illetve a havas eső 52,63%-os megbízhatóságú prognózisával.

	T <sub>2m</sub>	T <sub>d</sub>	RT <sub>850/925</sub>	RT <sub>925/1000</sub>	T <sub>850</sub>
T <sub>2m</sub>					
T <sub>d</sub>	53,78%				
RT <sub>850/925</sub>	67,33%	67,73%			
RT <sub>925/1000</sub>	65,73%	67,33%	75,29%		
T <sub>850</sub>	71,31%	68,12%	48,60%	74,10%	

**8. táblázat: Hó – havas eső – ónos eső és fagyott eső - eső csapadéktípusok esetén két paramétert kiválasztva a bevalási valószínűségek. Legjobb paraméterpáros: RT<sub>850/925</sub>; RT<sub>925/1000</sub>.**

	T <sub>d</sub> & RT <sub>850/925</sub>	T <sub>d</sub> & RT <sub>925/1000</sub>	T <sub>d</sub> & T <sub>850</sub>	RT <sub>850/925</sub> & RT <sub>925/1000</sub>	RT <sub>850/925</sub> & T <sub>850</sub>	RT <sub>925/1000</sub> & T <sub>850</sub>
T <sub>2m</sub>	69,72%	70,51%	68,92%	74,90%	65,73%	74,10%
T <sub>d</sub>				75,29%	67,73%	73,30%
RT <sub>850/925</sub>						75,30%

**9. táblázat: Hó – havas eső – ónos eső és fagyott eső - eső csapadéktípusok esetén három paramétert kiválasztva a bevalási valószínűségek. Legjobb paraméterhármas: RT<sub>850/925</sub>; RT<sub>925/1000</sub>; T<sub>850</sub>, illetve (T<sub>d</sub>; RT<sub>850/925</sub>; RT<sub>925/1000</sub>).**

	RT <sub>850/925</sub> & RT <sub>925/1000</sub>	RT <sub>850/925</sub> & T <sub>850</sub>	RT <sub>925/1000</sub> & T <sub>850</sub>
T <sub>2m</sub> & T <sub>d</sub>	77,29%	68,53%	74,50%
T <sub>2m</sub> & RT <sub>850/925</sub>			75,30%
T <sub>d</sub> & RT <sub>850/925</sub>			76,09%

**10. táblázat: Hó – havas eső – ónos eső és fagyott eső - eső csapadéktípusok esetén négy paramétert kiválasztva a beválási valószínűségek. Legjobb paraméternégyes: T<sub>2m</sub>; T<sub>d</sub>; RT<sub>850/925</sub>; RT<sub>925/1000</sub>.**

Az összesen vizsgált 78 esetből tehát 4 csapadékfajta elkülönítésével (hó, havas eső, ónos eső és fagyott eső, eső) a 2 m-es hőmérséklet, harmatpont, RT<sub>850/925</sub>, illetve RT<sub>925/1000</sub> paraméternégyes segítségével adódik a leginformatívabb és relatíve legmagasabb találati valószínűséggel rendelkező eset. Az előzetesen vártakhoz képest ez nem meglepő, hiszen a retop értékek gyakorlatilag az alsó, 850 hPa, illetve 1000 hPa közötti szint átlaghőmérsékletét jellemzik, ehhez adódik még a felszín hőmérséklete, ami az ónos eső szempontjából perdöntő. A felszíni (2 m-es) hőmérséklet a harmatponttal kiegészülve már a felszíni légréteg nedvességi viszonyairól is árulkodik, amitől szintén nagyban függ a csapadék halmazállapota. Más témában készült kutatás alapján a vizsgált paraméterek mellett esetleg az egyes főizobárszinteken vett nedvességi paramétert (vagy nedvességi profilt) is érdemes lehet vizsgálni. A vertikális hőmérsékleti profil mellett érdemes lenne a nedves hőmérséklet profilját is megnézni a csapadék-halmazállapot prognosztizálásához (*Ding et al., 2014*). Végül azért az 5 paraméterre esett a választás, mert a rádiószondás felszállásokból, illetve a felszíni megfigyelésekből ezek a paraméterek álltak rendelkezésre.

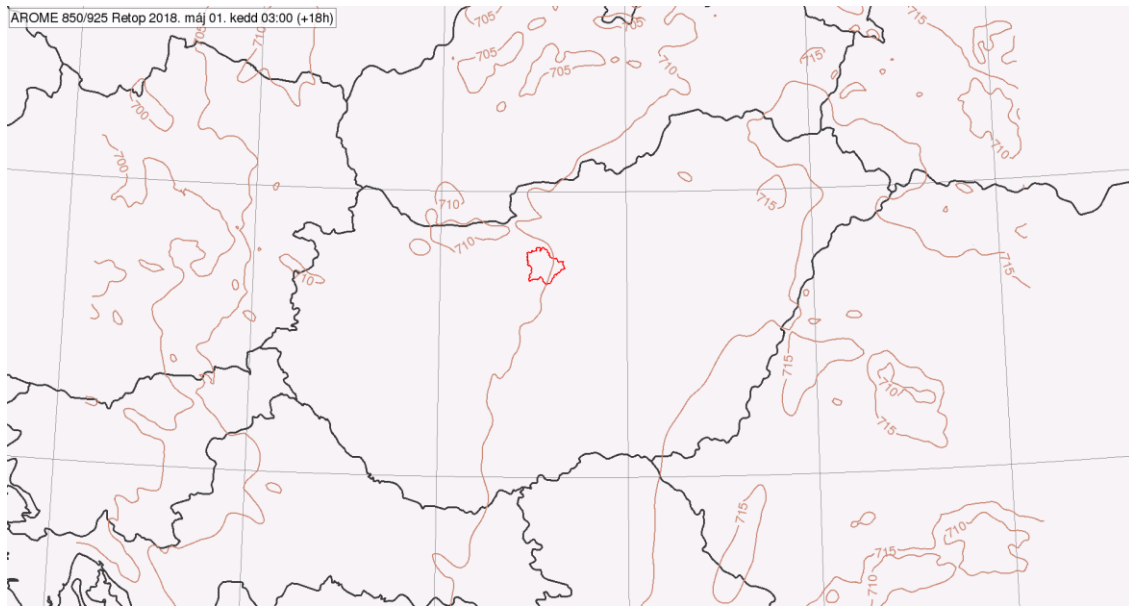
A valóságban mindezt csak tovább bonyolítja, hogy olykor percek leforgása alatt változik a csapadék formája, igazolván, hogy nagyon kicsi eltérés a légköri viszonyokban merőben eltérő csapadékformát eredményez. Nem csoda, hogy nagyon gyakran az észlelés órájában más csapadéktípus is előfordult, azonban a jelentésbe mégis a magasabb kódú kerül bele az előírások alapján. Eltérő cseppméret pedig a felszínen egyidejűleg több csapadéktípus keverékének előfordulását is eredményezheti.

### **4.3. Az új módszer alkalmazása**

A kapott eredményeket felhasználás céljából átültettük a csapadék-halmazállapot operatív előrejelzésébe. Ezt az Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) HAWK-3 saját fejlesztésű interaktív rendszerének alkalmazásával sikerült megvalósítani.

A program segítségével készíthetők tisztán csapadéktípust prognosztizáló meteorológiai mezők a fentebb leírt módszer programba történő implementálása révén. A HAWK-3-ban sokféle globális és regionális modell paraméter mezői elérhetőek 3 órás, illetve 1 órás időlépcsővel, ezek közül csak a legismertebbeket említve, például az ECMWF, GFS, ALADIN, AROME és WRF. A megjelenítő rendszerben tehát rendelkezésünkre állnak azok az előrejelzési adatok egy bizonyos (modellenként eltérő) időintervallumra és egy választott térképkivágatra vonatkozóan, amelyekből kiszámíthatjuk a módszerünk alapján várható legjellemzőbb csapadéktípust. A végeredmény, vagyis hogy az adott időpontban a térkép egy adott pontján milyen halmazállapot a legesélyesebb, nyilvánvalóan az alkalmazott modell (2 m-es hőmérséklet, harmatpont, 850, 925, 1000 hPa-os geopotenciális magasság, 850 hPa-os hőmérséklet) előrejelzésétől is függ. A két retop (850/925, 925/1000) értékét ábrázoló mező nem elérhető a rendszerben, ezeket elő kell állítani, ami igen egyszerűen kivitelezhető. Ahogy a HAWK-3 bemutatásánál említettem a programnak van egy olyan funkciója, amellyel egyes táblákat (modellmezőket) össze tudunk egymással kapcsolni (összetett adatréteg) valamilyen hozzárendelési szabály megadásával. Az egyes retop értékek ilyen módon a két geopotenciális magasság mezőjének különbségével könnyen előállíthatóak (14. ábra), így a többi mező (már említett paraméterek mezőinek) betöltésével minden adat rendelkezésre áll ahhoz, hogy a módszerünket a leírt módon további hozzárendelési szabályok definiálásával alkalmazzuk az operatív előrejelzésben is.





**14. ábra:  $RT_{850/925}$  mező előállítása a 850 és a 925 hPa-os szintek geopotenciális magasságának különbségéből (AROME modelladatokkal) – (forrás: OMSZ).**

Az *új módszer* című fejezetben láttuk, hogy az összes lehetséges esetet figyelembe véve a leginformatívabb és a legjobb beválású az, amikor a 2 m-es hőmérséklet, a harmatpont, illetve a  $RT_{850/925}$  és a  $RT_{925/1000}$  értékek alapján 4 csoportot, csapadékfajtaát különítünk el: esőt, ónos esőt és fagyott esőt (egyben), havas esőt, illetve havat. A vizsgált adatsor alapján már ezen csoportok mindegyikének előállítottuk K-közép módszerrel a középponti elemét a fenti négy paraméterre (*11. táblázat*). Hogy a kerekítésből fakadó pontatlanságokat kiküszöböljük, a kapott, pontos értékeket interpretáltuk a HAWK-3-ba. A *11. táblázatban* szereplő, a kutatás során kapott statisztikai értékek úgy kerültek alkalmazásra, hogy a tetszőlegesen kiválasztott modell (például az AROME) előrejelzésének minden időpontjában, az összes rácspontra euklideszi távolságmetrikával kiszámoltuk az összes klaszterre előrejelzett paraméterértékek középponti értékeitől vett távolságát. Azt vizsgáltuk tehát, hogy az egyes csapadékkategóriákhoz tartozó középponti értékektől mennyire tér el külön-külön az egyes csapadékfajtákhoz tartozó négy előrejelzett paraméter.

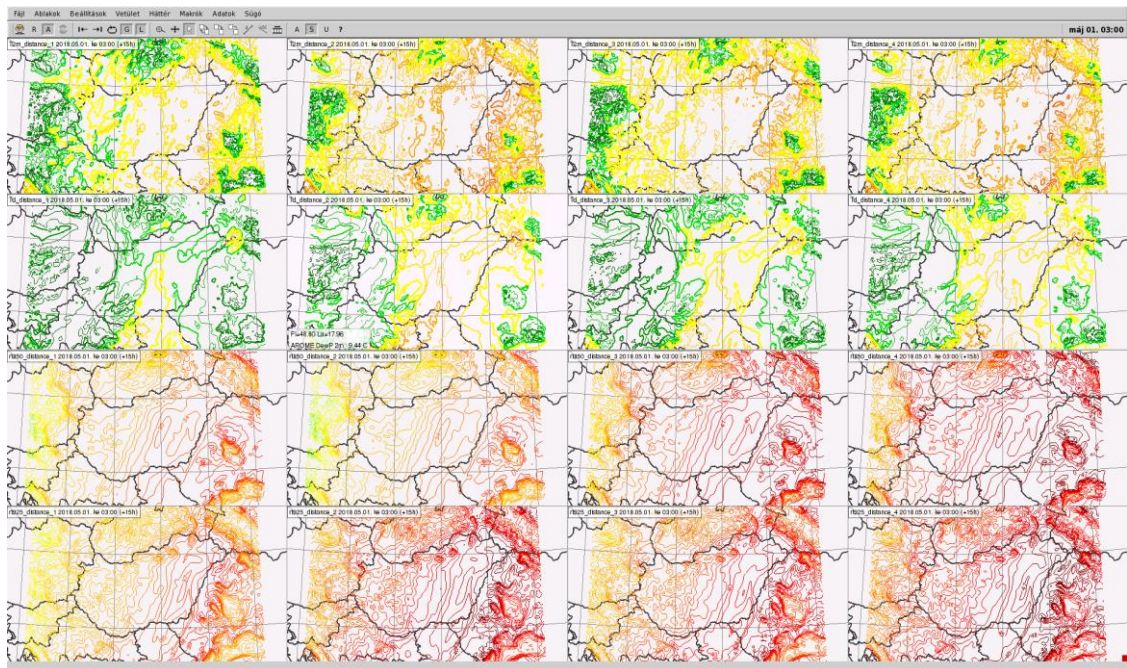
	$T_{2m}$ [°C]	$T_d$ [°C]	$RT_{850/925}$ [gpm]	$RT_{925/1000}$ [gpm]
Eső	3,516	2,166	678,69	630,573
Ónos eső és fagyott eső	-1,002	-2,137	679,805	622,317
Havas eső	1,229	0,15	672,605	625,092
Hó	-0,651	-1,759	669,694	620,78

**11. táblázat: A négy klaszterre (eső, ónos eső és fagyott eső, havas eső, hó) kapott középpontok a négy vizsgált paraméter esetén.**

Ezt a HAWK-3-ban egy hozzárendelési szabály megadásával valósítottuk meg, melyet az euklideszi távolság definíciójából adódó (3) képletből származtattunk.

$$y = \sqrt{(x - x_0)^2} = |x - x_0| \quad (3)$$

ahol  $y$  az adott meteorológiai változóra kapott távolságérték (2 m-es hőmérséklet, harmatpont, retop értékek);  $x$  a modell által adott rácspontban, adott időpontra prognosztizált változó értéke;  $x_0$  pedig ugyanarra a ( $x$ -nél vett) változóra számolt középponti érték. Mivel négy paraméterre négy csapadékfajtát vizsgáltunk, ezért összesen 16 darab távolságkomponenst számítottunk a fenti egyenlet analógiájával 16 különböző táblában (15. ábra). Minden csapadékkategóriára négy értéket kaptunk (oszlopok) a négy vizsgált paraméter miatt ( $x$  értéke). Az egyes sorokban pedig az azonos változóra számolt távolságértékek szerepelnek. A különbség az egyes esetekben a klaszterközéppont ( $x_0$  értéke), 1-es kategória esetén az eső, 2-es esetén az ónos eső és fagyott eső, 3-as esetén a havas eső, 4-es esetén pedig a hó klaszter középpontjától mért távolságot kalkuláltuk. Ezt a 11. táblázat struktúrája, rubrikái is reprezentálják.

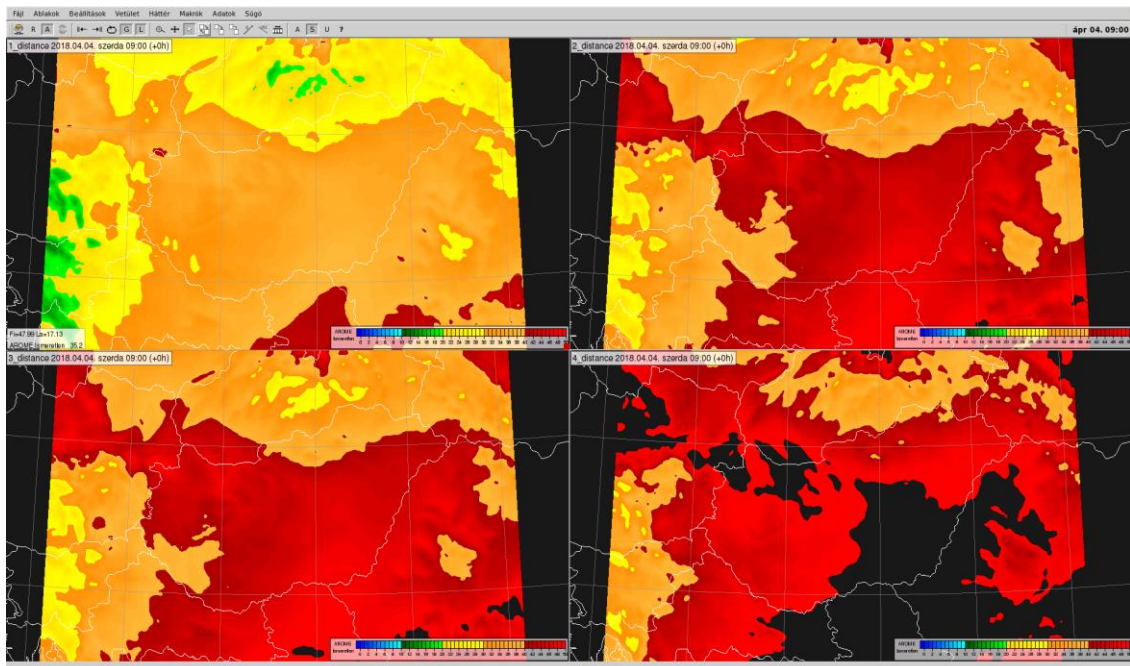


**15. ábra: A négy paraméterre ( $T_{2m}$ ,  $T_a$ ,  $RT_{850/925}$ ,  $RT_{925/1000}$ ) és négy klaszterre (1 - eső, 2 - ónos eső és fagyott eső, 3 - havas eső, 4 - hó) számolt távolságkomponens értékek. A zöld, illetve a sárga vonalak a kisebb, míg a narancssárga és a piros színárnyalatúak a nagyobb távolságértékeket jelölik – *forrás: OMSZ.***

Most, hogy ismertek az egyes klaszterektől vett távolságkomponensek, következő lépésként meg tudjuk határozni a négy csoporttól vett távolság értékét. Ehhez az egy kategóriába tartozó (egy oszlopban lévő) mezők értékeit összegeztük abszolút értékben az alábbi módon (4):

$$d = \sqrt{y_1^2 + y_2^2 + y_3^2 + y_4^2} \quad (4)$$

ahol  $d$  az egyes klaszterektől mért távolság;  $y_1$ ,  $y_2$ ,  $y_3$ ,  $y_4$  pedig a  $d$  klaszterének négy paraméter szerinti távolság komponense. Előállítottunk tehát egy olyan mérőszámot, ami kifejezi egy adott helyre és időpontra vonatkozó előrejelzés alapján, hogy az prognosztizált légköri viszonyok mennyire esnek közel vagy távol a vizsgált csapadékfajták jellemző értékétől (16. ábra). A legjellemzőbb, azaz a legkisebb ilyen  $d$  érték lesz az, amelyik meghatározza, hogy az adott állapotok mellett melyik a legvalószínűbb csapadékkategória.

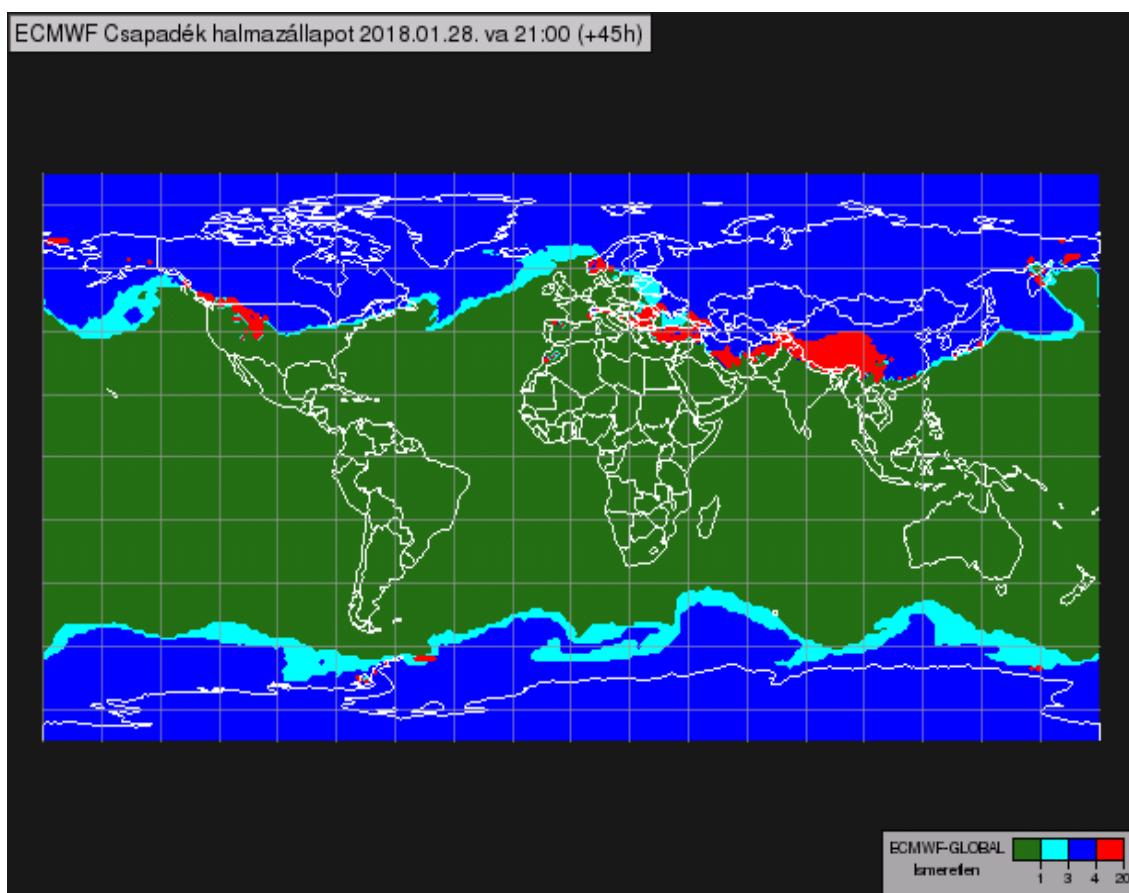


**16. ábra: Az egyes klaszterekre (1 - eső, 2 - ónos eső és fagyott eső , 3 - havas eső, 4 – hó) vonatkozó távolságtérképek az AROME modell alapján. A kék-zöld színárnyalatok jelölik a kisebb, a sárga-piros-fekete színárnyalatok pedig a nagyobb távolságtérkéket (forrás: OMSZ).**

HAWK-3-ban minimumkereső függvény ugyan létezik, (min() hozzárendelési szabály formájában), azonban ezzel a paranccsal csupán két rácsponti adatréteg minimuma választható ki. Mivel esetünkben négy rácsponti adatrétegről van szó, ezért ezt a szépséghibát kiküszöbölendő más függvények segítségével szelektáltuk ki a legkisebb távolságokhoz tartozó csapadéktípust. Lehetőség van többek között egyes adatrétegek közötti relációk definiálására is, mint például egyenlő eq(), nem egyenlő ne(), kisebb, mint lt(), kisebb vagy egyenlő le(), nagyobb, mint gt(), illetve nagyobb vagy egyenlő ge(), melyek operátorok segítségével ötvözhetőek. A '+' operátor segítségével a megadott függvények „vagy”, míg '\*' operátorral pedig „és” logikai kapcsolatba állíthatóak. Az interpretáció során főként ezeket a függvényeket használtuk a (5) hozzárendelési szabály formájában a legkisebb távolság megkeresésére, illetve az így kapott csapadék-halmazállapot mező további finomítására (17. ábra).

$$\begin{aligned}
 &1 * lt(x_0 - x_1, 0) * lt(x_0 - x_2, 0) * lt(x_0 - x_3, 0) + 20 * le(x_1 - x_0, 0) * \\
 &le(x_1 - x_2, 0) * le(x_1 - x_3, 0) + 3 * lt(x_2 - x_0, 0) * lt(x_2 - x_1, 0) * lt(x_2 - x_3, 0) + \\
 &4 * lt(x_3 - x_0, 0) * lt(x_3 - x_1, 0) * lt(x_3 - x_2, 0) \quad (5)
 \end{aligned}$$

ahol  $x_0, x_1, x_2, x_3$  sorrendben az eső, ónos eső és fagyott eső, havas eső, hó klaszterközéppontoktól mért távolságok ( $d$  értékek). A (5) egyes tagjai az egyes csapadékklaszterekre vonatkozó feltételeket tartalmazzák, de egy adott rácspontban egy adott időpillanatban csak egyik feltétel teljesülhet a négy közül, azaz a négy távolságérték közül csak az egyik lesz a legkisebb. A hozzárendelési szabállyal ez úgy valósul meg, hogyha egy feltétel teljesül, akkor a program az adott taghoz 1-es értéket rendel hozzá, különben 0-át. Éppen ezért az eltérő feltételeket megszoroztuk egy számmal (1, 20, 3, 4), hogy az előrejelzési mezőn is elkülönüljenek a klaszterek egymástól (17. ábra).

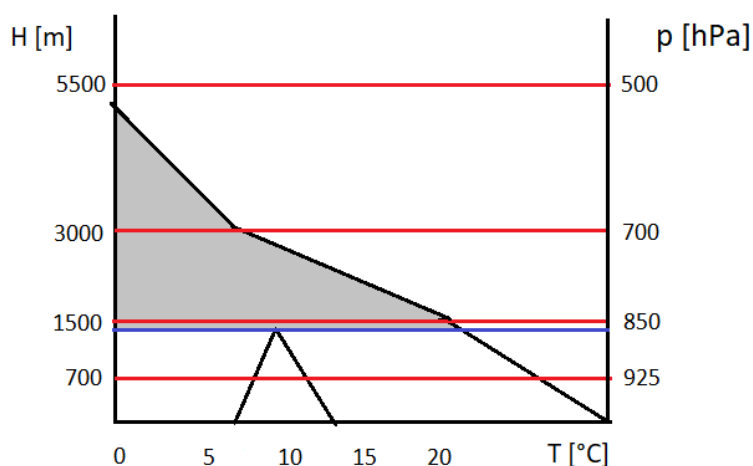


**17. ábra: Csapadék-halmazállapot előrejelzés a K-közép módszer eredményeinek felhasználásával, négy halmazállapotra (ECMWF-Global modell alapján) (forrás: OMSZ).**

Fontos megjegyezni, hogy a térképen nem azt látjuk, hol és milyen csapadék hullik éppen, hanem a vizsgált paraméterek alapján melyik csapadékfajtának a legnagyobb a valószínűsége az adott időpontban.

Az eredményeket először globális kivágaton, az ECMWF modellt felhasználva

ábrázoltuk, abban bízva, hogy így az esetleges pontatlanságok jobban kirajzolódnak. A 17. ábrára pillantva rögvest szemet szúrhat, hogy a magashegységek esetén az előrejelzés nyilvánvalóan rossz. Legmarkánsabban az északi félteke nagy tengerszint feletti magasságú területei reprezentálják ezt a hibát, nevezetesen Ázsiában a Tibeti-fennsík és a Himalája területén megjelenő kiterjedt ónos esős-fagyott esős terület, illetve Észak-Amerikában a Sziklás-hegység igen nagy részére előrejelzett eső. Ennek oka korábban már említésre került: a vizsgált paraméterek közül a retop értékek vizsgálata ezekben a hegyvidéki régiókban elveszíti relevanciáját a csapadék-halmazállapot kérdésében. Ennek kiküszöbölésére ún. hegyi korrekciót dolgoztunk ki, amely figyelembe veszi a tengerszint feletti magasságot a kapott eredmények felhasználásakor, amennyiben az a 925 hPa-os szintnél magasabban, de a 0°C-os izoterma szintjénél alacsonyabban van. A korrekció során területeket (egy háromszög és egy vagy több trapéz területének összege) számoltunk, aminek nagyságától függően kategorizáltuk az eseteket a vizsgált 4 csapadékfajta közé (18. ábra). Arra, hogy mely területértékek mellett melyik csapadéktípus lesz a legvalószínűbb, Fövényi (2007) munkáját vettük alapul. A területek számításához meghatároztuk az orográfia magassága és a 0°C izoterma magassága közötti különbséget azokban az esetekben, amikor a 0°C szintje magasabban volt, mint az orográfia, vagyis a felszín. Ehhez előbb meg kellett határozni magát a 0°C magasságát is, továbbá az orográfia szintjén mérhető hőmérsékletet.

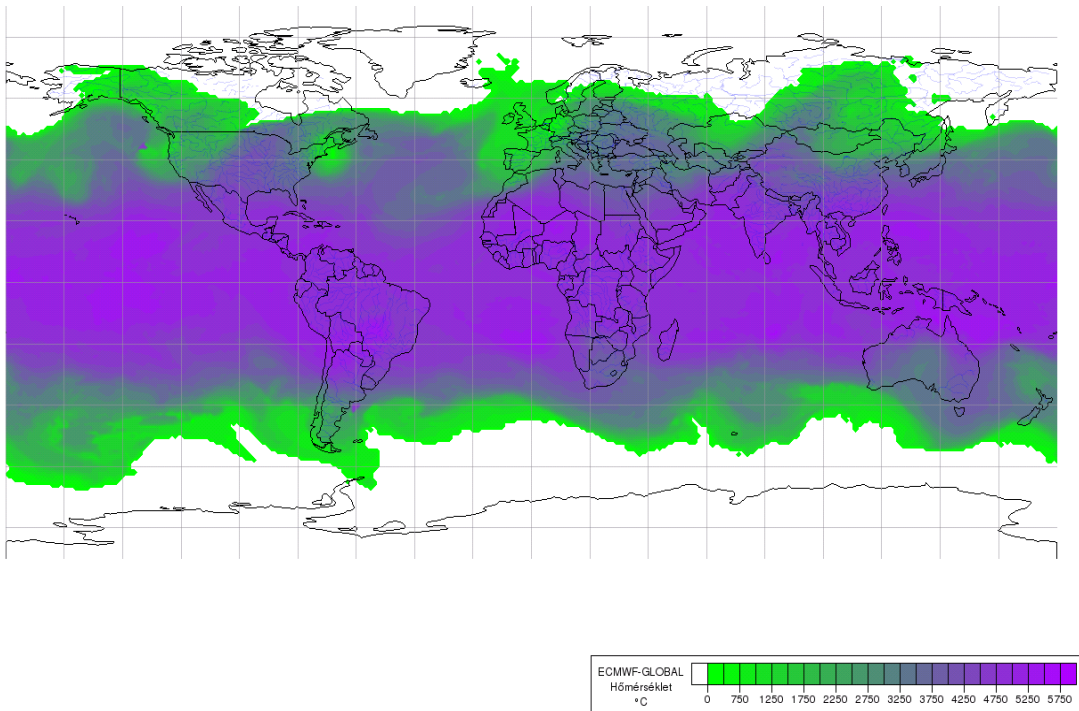


**18. ábra: A hegy magasságában mért hőmérséklet, valamint a 0°C magasságának és a hegy magasságkülönbségének szorzataként előállított terület (egy háromszög és egy vagy több trapéz)**

Első lépésként tehát feladatunk a 0°C-os szint megkeresése volt, amit a főizobárszinteken (925, 850, 700, 500, 400 hPa) ismert hőmérsékleti adatok ismeretében végeztünk el. Összesen 4 rétegre vonatkozóan vizsgáltuk, hogy melyikben csökken a hőmérséklet 0°C alá: 850/925 hPa, 700/850 hPa, 500/700 hPa, illetve 400/500 hPa-os szintek között. Ez a vizsgálat helytállónak bizonyult, egyrészt mivel 925 hPa alatt a saját, korábban bemutatott síkvidéki módszerünket alkalmaztuk. A felszín és ezen nyomási szint közötti légréteg karakterisztikája a téli csapadék halmazállapotának tekintetében a legkritikusabb, igen gyakran ebben a tartományban jelentkezik például melegadvекcióhoz köthető (egy vagy több) inverziós réteg. A téli félévben nagy csapadékos helyzetekben 850 hPa-os szintnél magasabban inverzió nem nagyon jellemző, így a fagyási szint e három rétegben történő keresése során feltételezhető, hogy felette már nincs a halmazállapotot befolyásoló, pozitív hőmérsékletű légréteg. Másrészt csupán egy-két kirívó esetben fordul elő, hogy az 500 hPa-os szint felett található a 0°C-os szint magassága (pl. trópusi ciklonok szeme), 400 hPa-nál magasabb rétegekben, ezért nem szükséges a fagyási szint keresése. Főizobárszinteken kívüli, operatív előrejelzésben is használt hőmérsékleti adatmező pedig nem áll rendelkezésre AROME és ALADIN modellekben. Célunk pedig a HAWK-3-ban elérhető összes modellre alkalmazható eljárás kidolgozása volt. Megnéztük az egyes rétegekre, hogy az alsó határánál magasabban, illetve a felső határánál alacsonyabban van-e a 0°C magassága. Amennyiben ez a feltétel teljesül, akkor a keresett fagyási szint az adott rétegben található. Ezt követően a réteg hőmérsékleti és a geopotenciális magasság adataiból egy lineáris interpoláció révén előállítottuk a 0°C magasságát a (6) képlet alapján:

$$ge(x_2, 0) * lt(x_3, 0) * (x_2 * (x_1 - x_0) / (x_2 - x_3) + x_0) \quad (6)$$

ahol  $x_0$  a 925 hPa-os szint geopotenciális magassága,  $x_1$  a 850 hPa-os szint geopotenciális magassága,  $x_2$  a 925 hPa-os szint hőmérséklete,  $x_3$  pedig a 850 hPa-os szint hőmérséklete. A képlet első, vastagon szedett része azt a feltételt tartalmazza, amely biztosítja, hogy a 0°C-os izoterma magassága a vizsgált két izobárszint közé essen, a második fele pedig maga az interpoláció. Ennek analógiájára a másik három rétegre is felírható a keresett magasságot meghatározó képlet. A négy képlet összeadásával végül megkapjuk a magasságot, bármely rétegbe is essen a négy közül (19. ábra).



**19. ábra: A 925 hPa-os szint feletti 0°C magassága globális kivágaton ECMWF-Global modell alapján (forrás: OMSZ).**

Ahhoz, hogy minden adatunk rendelkezésre álljon a terület kiszámításához, még hiányzik az orográfia magasságához tartozó hőmérsékleti adatsor. Ezt – az előbbi módszerhez hasonlóan – a főizobárszintek által kijelölt rétegek kiválasztásával határoztuk meg, ugyanis megnéztük, hogy az orográfia magassága az egyes izobárszintek geopotenciális magasságánál alacsonyabban vagy magasabban van-e. Ezúttal hőmérsékleti értékekre vonatkozó interpolációt hajtottunk végre, ahogyan az a (7) hozzárendelési szabályban is látható:

$$ge(x_0 - x_3, 0) * lt(x_0 - x_4, 0) * (x_2 + (x_4 - x_0)/(x_4 - x_3) * (x_1 - x_2)) \quad (7)$$

ahol  $x_0$  az orográfia magassága,  $x_1$  a 925 hPa-os szint hőmérséklete,  $x_2$  a 850 hPa-os szint hőmérséklete,  $x_3$  a 925 hPa-os szint geopotenciális magassága, míg az  $x_4$  pedig a 850 hPa-os szint geopotenciális magassága. Az (7)-ben definiált szabály első fele itt is arra vonatkozik, hogy a hegy csúcsának tengerszint feletti magassága ebbe a tartományba esik-e. Ennek teljesülése esetén (mivel a feltételek értéke 1, ha igaz, különben 0) kapjuk meg az orográfia magasságában az interpolált hőmérsékleti értéket a



deklarált szabály második részéből. Hasonlóan jártunk el a többi három réteg esetében is. Ezáltal előállítottuk a hegységekben a terület számításához szükséges hőmérsékletet minden vizsgált rétegre külön-külön. A négy réteget azzal a feltétellel kiegészítve, hogy a 0°C magassága magasabban van, mint a hegy (felszín) magassága, a következőképp (8) kapcsoljuk össze:

$$lt(x_5 - x_4, 0) * (x_0 + x_1 + x_2 + x_3) \quad (8)$$

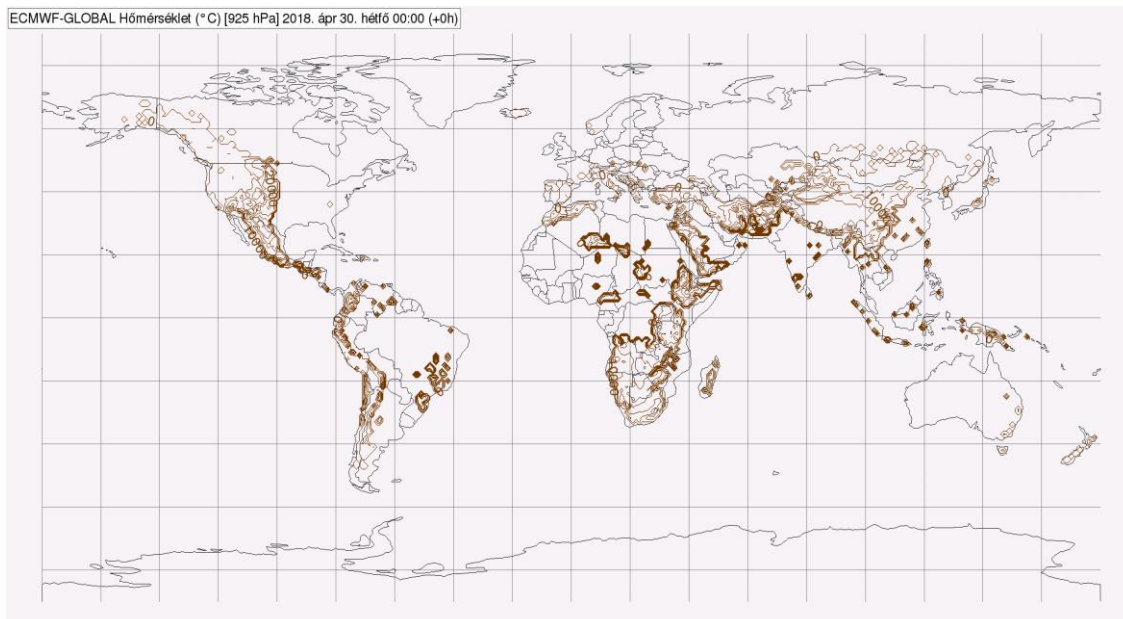
ahol az  $x_0$  a 850/925 hPa közötti rétegbe eső tengerszint feletti magasság esetén származtatott felszíni hőmérséklet,  $x_1$  a 700/850 hPa rétegbe eső tengerszint feletti magasság esetén származtatott felszíni hőmérséklet,  $x_2$  a 500/700 hPa rétegbe eső tengerszint feletti magasság esetén származtatott felszíni hőmérséklet,  $x_3$  a 400/500 hPa rétegbe eső tengerszint feletti magasság esetén származtatott felszíni hőmérséklet,  $x_4$  a 0°C-os izoterma szint magassága, míg az  $x_5$  az orográfia, vagyis a tengerszint feletti magasság. Az ' $lt(x_5 - x_4, 0)$ ' feltétel biztosítja, hogy a számításokat csak abban az esetben végezze el a program, ha az  $x_5$  és  $x_4$  különbsége negatív, ami ekvivalens azzal, hogy a fagyási szint magassága nagyobb, mint az orográfia magassága. A négy hőmérséklet közül egy időpillanatban egy adott helyen legfeljebb egy lehet nem zérus, mivel a tengerszint feletti magasságnak is egy értéke van. A területszámításhoz szükséges másik tényezőt pedig az eddigi részeredményeket felhasználva könnyedén létrehozhatjuk a 0°C szint magasságának ( $x_0$ ) és az orográfia magasságának ( $x_1$ ) különbségével, természetesen szintén azzal a feltétellel, hogy előbbi nagyobb, vagyis magasabban van (9):

$$gt(x_0 - x_1, 0) * (x_0 - x_1) \quad (9)$$

Végül a terület az így származtatott magasságkülönbség ( $x_1$ ) és az hegyvidéki területek felszíni hőmérsékletével ( $x_0$ ) adható meg (10):

$$\frac{x_0 * x_1}{2} \quad (10)$$

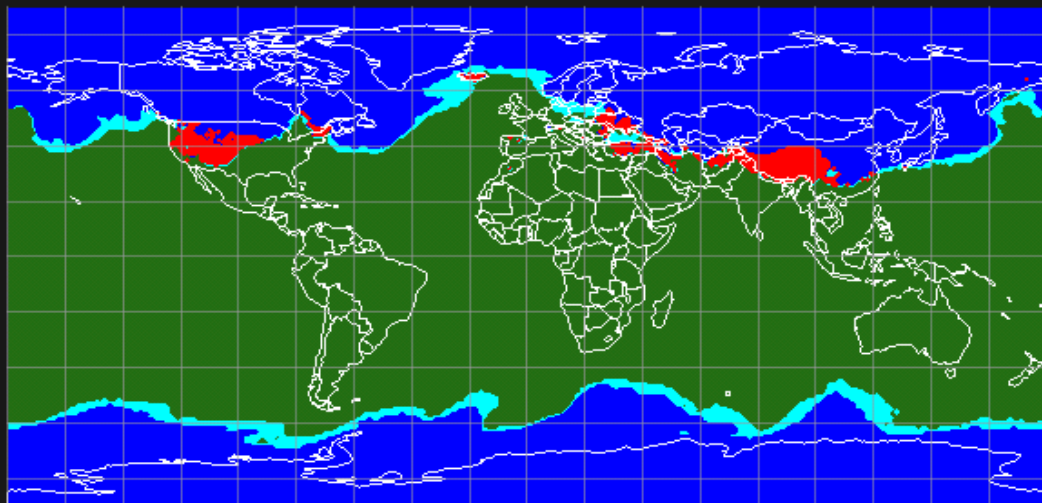
A HAWK-3-ban a területszámítás következtében a hegyvidéki korrekció mérőszáma (területértékek) a 20. ábrán látható adatmező formájában áll elő.



**20. ábra: A 925 hPa-os szintnél magasabban fekvő hegyvidéki régiókban számított területértékek ECMWF-Global modellel – forrás: OMSZ.**

A területértékek előállításával nem maradt más hátra, minthogy ezek alapján csapadékkategóriákba soroljuk a térképmezőt. *Fövényi (2007)* korábbi munkássága során kidolgozta, hogy mely értékhatárok között melyik lesz a legvalószínűbb csapadéktípus. A kutatás során azt kapta, hogy 55, illetve az alatti értékek esetén a hó lesz a legvalószínűbb csapadékforma, míg 55 és 666 között a vegyes halmazállapot, 666 feletti értékek esetén pedig az eső. Ezen módszer alapján egy igen hosszú hozzárendelési szabály megadásával osztottuk a területértékeket a saját, K-közép módszerben elkülönített négy klaszterünkbe, vagyis a négy csapadékkategóriába. Ezáltal megkaptuk a kész, ún. hegyi korrekcióval ellátott téli csapadék prognózisunkat (*21. ábra*).

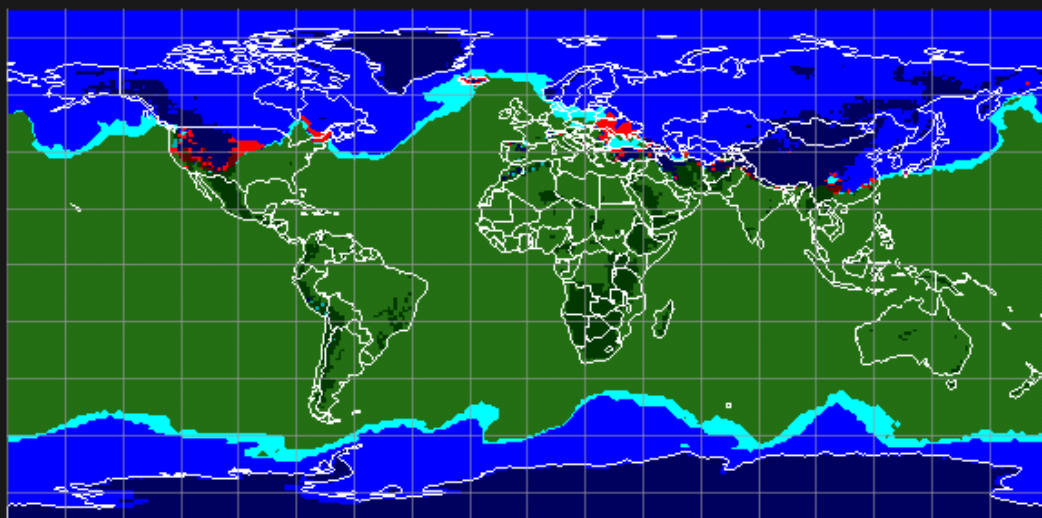
ECMWF Csapadék halmazállapot 2018.01.27. szo 15:00 (+15h)



ECMWF-GLOBAL  
Ismeretlen 1 3 4 20

ECMWF Csapadék halmazállapot 2018.01.27. szo 15:00 (+15h)

ECMWF-GLOBAL hegyi csapi 2018.01.27. szo 15:00 (+15h)



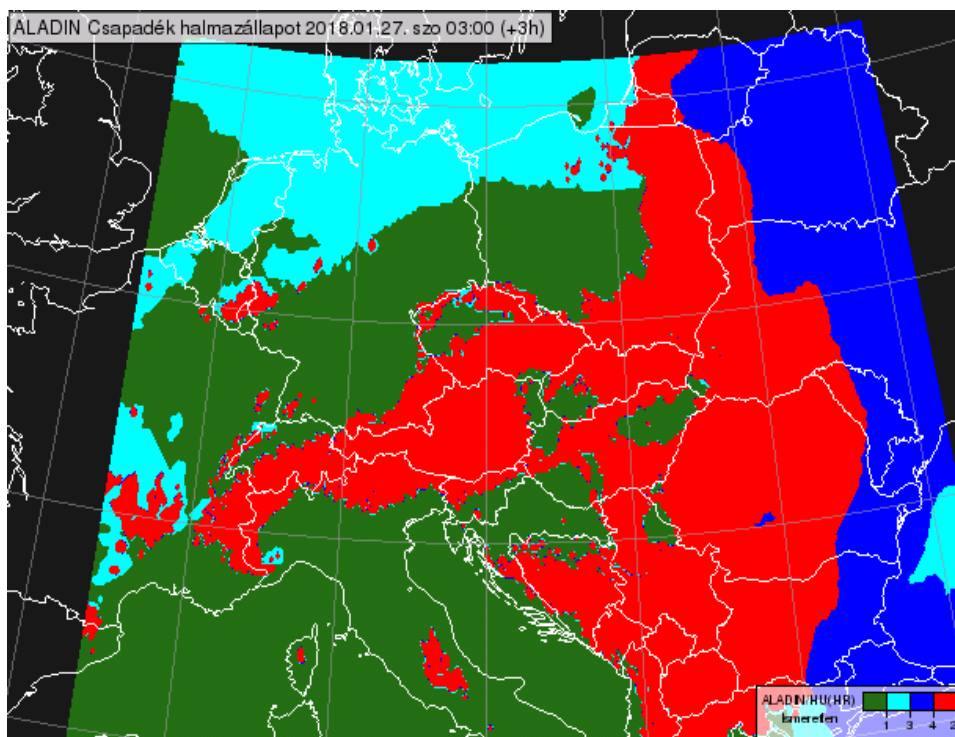
ECMWF-GLOBAL  
csapalmag  
-C 0 1 2 3 4

ECMWF-GLOBAL  
Ismeretlen 1 3 4 20

21. ábra: A felső képen a már bemutatott síkvidéken jobban beváló saját fejlesztésű módszerünk, míg az alsó ábrán a módszer hegyvidéki korrekcióval (zöld – eső; piros – ónos eső és fagyott eső; világoskék – havas eső; kék – hó, ezen színek sötétebb árnyalatai fejezik ki, hogy az adott területen hegyi korrekciót alkalmaz a program)

–forrás: OMSZ.

Felmerül a kérdés, hogyan választottuk szét a vegyes halmazállapot intervallumát, ami 55 és 666 terület értékek közé esik? A hegyi korrekció mellett a saját, síkvidékre (925 hPa-nál alacsonyabban fekvő területekre) kapott előrejelzésnél még más, a módszert javító korrekciós feltételeket is megadtunk. Ezek a plusz kritériumok a felszíni hőmérséklet empirikus megfigyelésein alapulnak. A kutatás során használt mintegy 50 éves adatsor esetében az esős esetek – egy-két kivételtől eltekintve – majdnem mindegyike pozitív, míg az ónos esős esetek döntő többsége pedig negatív 2 m-es hőmérséklethez köthető. Éppen ezért amennyiben az eső a legvalószínűbb csapadékforma, azonban a 2 m-es hőmérséklet  $0^{\circ}\text{C}$  alatti, akkor az eső helyett inkább az ónos esőt jelöltük ki a legvalószínűbb csapadéktípusnak. Ezek az esetek többnyire erős melegadvekciónak köthetőek, hiszen ahhoz, hogy a legvalószínűbb csapadékfajta az eső legyen, a két retop paraméternek az eső klaszter középponti eleméhez igen közel kell esnie, hogy kompenzálja a negatív 2 m-es, illetve feltehetően negatív harmatponti értékeket. Noha hidegadvekciónak az alacsonyabb rétegekben zajlik, az egyáltalán nem jellemzi, hogy negatív 2 m-es hőmérséklet mellett legalább az alsó 925/1000 hPa-os légrétegben, vagy emellett a 850/925 hPa-os rétegben se csökkenne fagypontra alá a hőmérséklet. Ennélfogva kellő hidegadvekciónak jelenlétében nem az eső lesz a meghatározó csapadéktípus, hanem hó vagy havas eső. Gyengébb, fagyos levegőt nem hozó hidegbeáramlás esetén pedig nem lesz kérdéses a felszíni fagy, illetve a csapadék formája sem. Ugyanezt a kritériumot havas eső esetén is felállítottuk. Ha a módszerünk a havas esőt adná legvalószínűbb csapadéktípusnak, azonban a 2 m-es hőmérséklet fagypontra alatti, akkor beállítottuk, hogy mégis inkább az ónos eső és fagyott eső csoportba sorolja az adott rácspontot. Ekkor azt tapasztaltuk, hogy az ónos esős területek kiterjedése nem meglepő módon rendkívül megnövekedett a fentebb leírt hidegadvekciónak köthető havas esős esetek rovására (22. ábra).

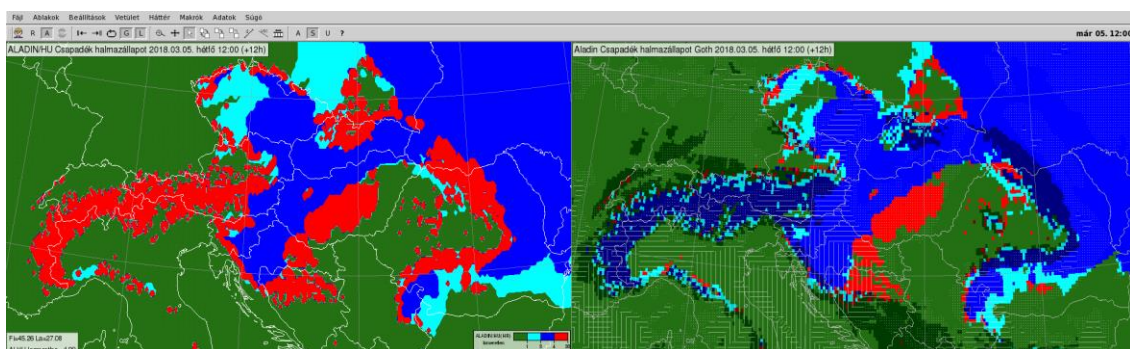


**22. ábra: Csapadék-halmazállapot előrejelzés az eső, illetve havas eső ónos esős korrekciójával ALADIN/HU modell alapján (zöld – eső; piros – ónos eső és fagyott eső; világoskék – havas eső; kék – hó) – forrás: OMSZ.**

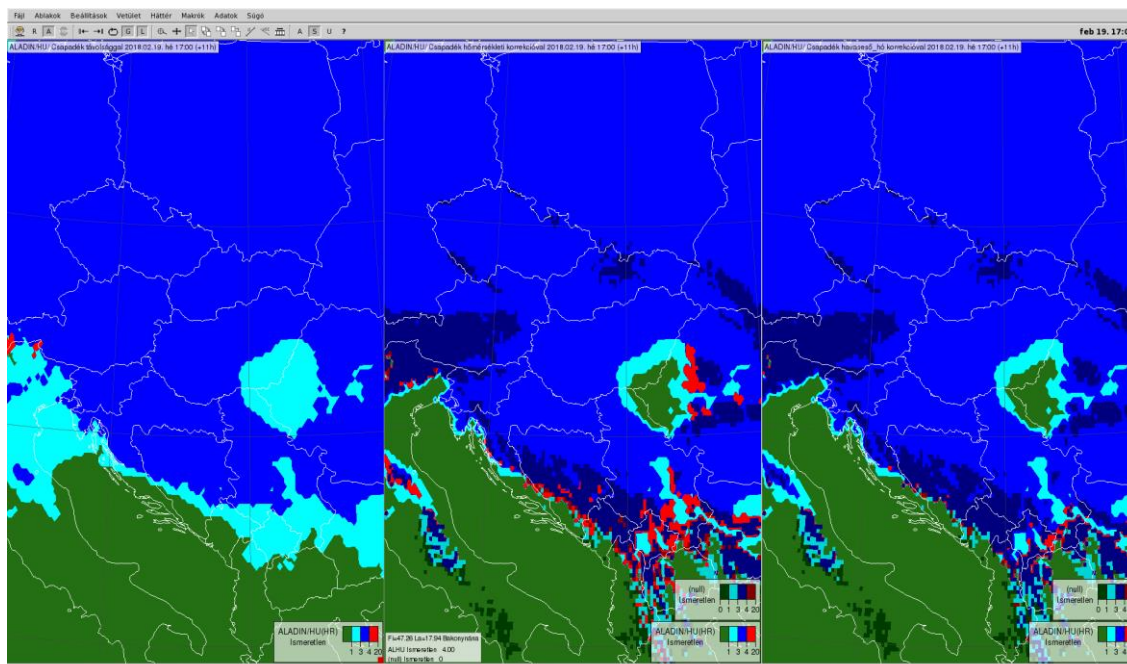
A havas esőre vonatkozóan még egy tapasztalati feltétellel éltünk. Mivel a vizsgált 95 havas esős esetből 90 esetében  $+2,5^{\circ}\text{C}$  alatti volt a 2 m-es hőmérséklet, ezért ennél magasabb hőmérsékleti értékek esetén is változtatással éltünk. Amikor a módszerünk a havas esőt hozta ki a legvalószínűbb csapadékformának, akkor felülbíráltuk az eljárásunkat, oly módon, hogy havas eső helyett inkább az eső klaszterbe sorolja az esetet. Továbbá az ónos esős területek realizálásának céljából bevezettünk egy újabb kritériumot a havas eső, illetve ónos eső közti korrekciónk pontosítására. Ha a havas eső a legvalószínűbb csapadékfajta, valamint a hó a második legvalószínűbb, de a felszíni hőmérséklet  $0^{\circ}\text{C}$  alatti, akkor inkább a havat adja a módszerünk, mint legvalószínűbb csapadéktípust az ónos eső és fagyott eső kategória helyett.

Ezen feltételeket a hegyi korrekcióba is adaptáltuk, egységesítve az előrejelzést. Ez utóbbi esetében az 55 és 666 közé eső vegyes halmazállapot kategóriát e feltételek figyelembe vételével bontottuk tovább két részre. Amikor a területérték ebbe a tartományba esik, és a 2 m-es hőmérséklet  $0^{\circ}\text{C}$  és  $+2,5^{\circ}\text{C}$  (havas esőre megállapított empirikus értékek), akkor a havas eső lesz a legvalószínűbb csapadékforma a hegyi korrekció esetén. A  $0^{\circ}\text{C}$ -nál alacsonyabb felszíni hőmérséklet esetén a síkvidéki

(925 hPa szint alatt) módszerrel összhangban a hó lesz a várt csapadékforma, amennyiben annak valószínűsége a legnagyobb a havas eső után. Ez a 165-ös értékig valósul meg, míg +2,5°C feletti felszíni hőmérsékleteknél pedig a havas eső helyett az eső a főszerep. Ónos esőt akkor várunk, ha a havas eső lenne a legvalószínűbb csapadékforma, de a felszín hőmérséklete 0°C alatti, a második legvalószínűbb klaszter pedig nem a 4-es (hó). Vagyis 165-nél nagyobb, de 666-nál kisebb az előállított területérték. Van még egy ónos esőnek kedvező korrekció, amelyet a síkvidéki esetben is elvégeztünk: amikor eső a legesélyesebb csapadékfajta (666 feletti a területértékek), de a felszíni hőmérséklet 0°C alatti. A 23. és a 24. ábrák jól szemléltetik a korrekció nélküli, illetve a korrekcióval ellátott előrejelzések közötti különbséget. Leghangsúlyosabban a hegyvidékeken történt változtatások jelennek meg az Alpok, Kárpátok, Appenninek, illetve a Balkán-félsziget hegységeinek vonulataiban. Mind síkvidéken, mind a magasabban fekvő területeken jelentősen visszaszorult, realisabbá vált a potenciális ónos esős és fagyott esős területek (piros szín) kiterjedése (23. ábra). Kisebb mértékű csökkenés a havas esővel (világoskék) fémjelzett régiók esetén is megfigyelhető. A 23-as ábra esetén legmarkánsabban a Lengyel-alföldön, a Cseh-medencében, illetve a Havasalföldön jelenik meg a vegyes halmazállapotú csapadék visszaszorulása, míg a 24-es ábrán a Pó-síkságon, valamint Magyarország délkeleti részén tapasztalható hasonló változás.



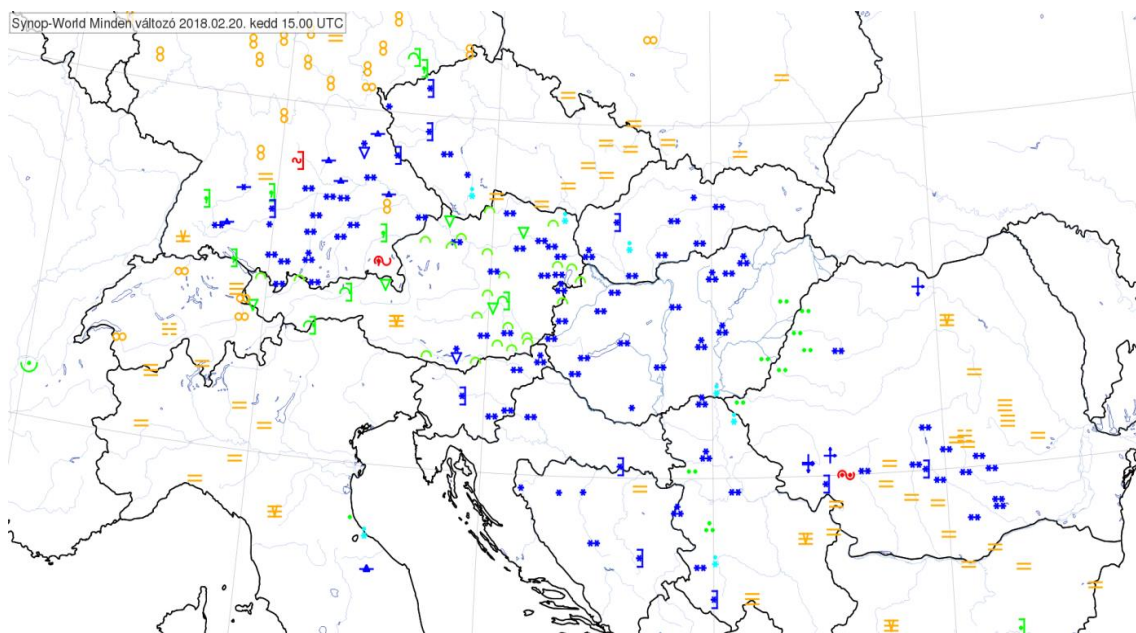
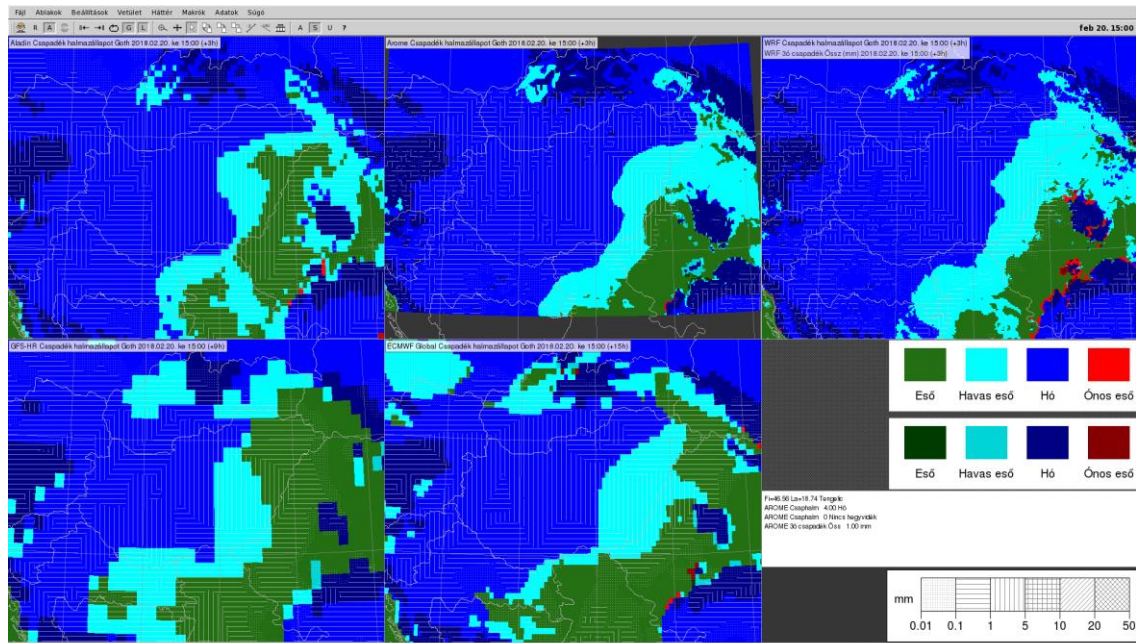
**23. ábra: Korrekciók nélküli, illetve a hegyi és empirikus korrekciókkal ellátott előrejelzés ALADIN/HU modell alapján (zöld – eső; piros – ónos eső és fagyott eső; világoskék – havas eső; kék – hó) – forrás: OMSZ.**



**24. ábra: Korrekciók nélküli (bal oldali kép), hegyi korrekcióval ellátott, de hegyvidékeken empirikus korrekció nélküli (középső kép), illetve hegyi és empirikus korrekciókkal ellátott csapadék-halmazállapot prognózis (jobb oldali kép) ALADIN/HU modell alapján (zöld – eső; piros – ónos eső és fagyott eső; világoskék – havas eső; kék – hó) – forrás: OMSZ.**

A fentebb leírt módon készített csapadék-halmazállapot prognózist a finomításokkal együtt egy munkaablakon belül 5 különféle, gyakran használt modellbe ültettük be: ALADIN/HU, AROME, WRF, GFS-HR, ECMWF-Global. Mindegyik modell előrejelzési mezője, így a csapadék-halmazállapot prognosztikához szükséges adatsorok is, főként az előrejelzés időszakának elején, kis mértékben eltérnek egymástól. Tehát 5 lehetséges forgatókönyvet jelenítettünk meg a csapadék típusának jövőbeli alakulására vonatkozóan. A 25. ábrán éppen egy ilyen 5 munkaablakos bontás látható 2018. február 20. (kedd) 15:00 UTC-re vonatkozó előrejelzéssel (aznapi 00:00 UTC-s futás). Rápillantva az egyes modellek előrejelzési térképeire látható, hogy nagyobb régiókat illetően nincs nagy eltérés, csupán az egyes halmazállapotok pontos határai kapcsán merülhetnek fel kérdések. Példának okáért 2018. február 20-án, kedden 15:00 UTC-re a modellek mindegyike havat várt Magyarország nagy részére, szilárdtól eltérő halmazállapotra a Tiszántúlon lehetett számítani. Míg a GFS-HR és az ALADIN/HU az esős tartományt behozták a Tiszántúl területére, addig a többi esővel inkább csak a határokon túl, Erdélyben és a Vajdaságban számolt, helyette az ország keleti részére havas esőt adott. Habár teljesen tökéletes egyik prognózis sem lett, az

ország nagy részén az észlelések alapján valóban hó hullott, ahogy azt a módszer jósolta, Szeged térségéből pedig a vártaknak megfelelően a havas esőt jelentettek. A keleti határvidéken eső is előfordult, melyet szintén valószínűsíteni lehetett a módszer alkalmazásával, még ha nem is ilyen széles sávban az országon belül.



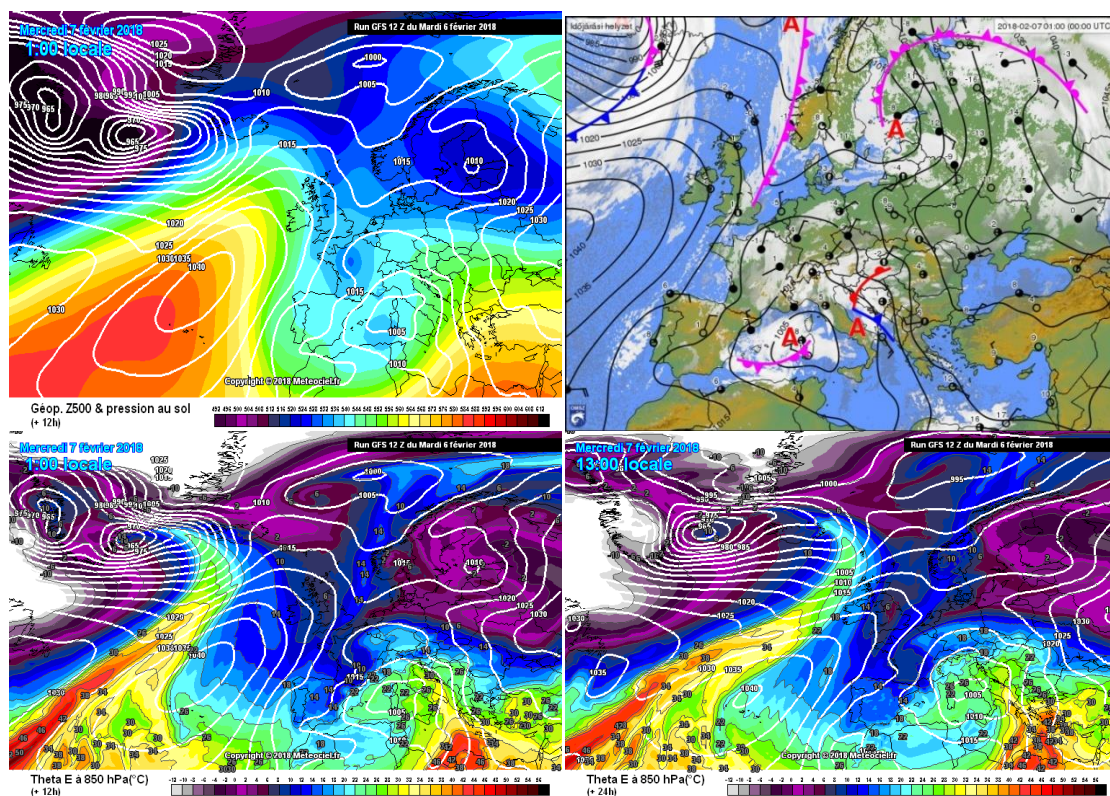
**25. ábra: ALADIN/HU, AROME, WRF, GFS-HR, illetve ECMWF-Global modellekbe adaptált csapadék-halmazállapot előrejelzés (2018. február 20. 15:00 UTC), illetve ebben az időpontban rögzített észlelések (zöld – eső; piros – ónos eső és fagyott eső; világoskék – havas eső; kék – hó) – forrás: OMSZ.**



## 5. Esettanulmányok

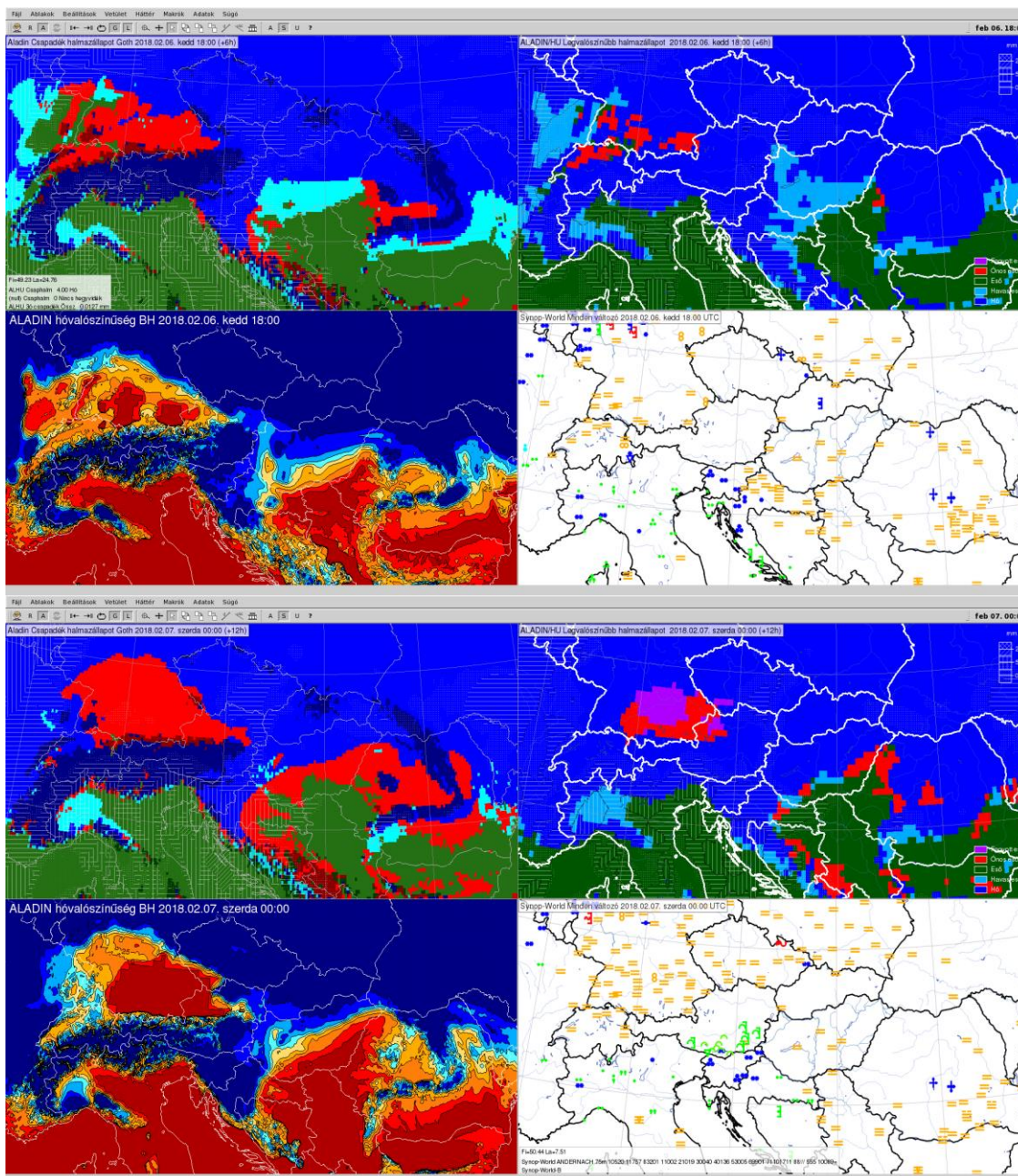
### 5.1. 2018. február 6-7-i eset

Első példánk az ismertetett módszer csapadék előrejelzésének tesztelésére a 2018. február 6-7-i mediterrán ciklonos esethez köthető. Maga a ciklon már napokkal korábban kialakult az Ibériai-félsziget felett, majd fokozatosan kelet felé araszolt, február 6-7. éjjel pedig elérte melegfronti csapadékszámájával a Kárpát-medencét. Európa északi felén ugyanakkor egy leépülőben lévő (Balti térségben elhelyezkedő) ciklonhoz köthető, 850 hPa-os szinten markánsabban megjelenő hidegmag volt jelen (26. ábra).



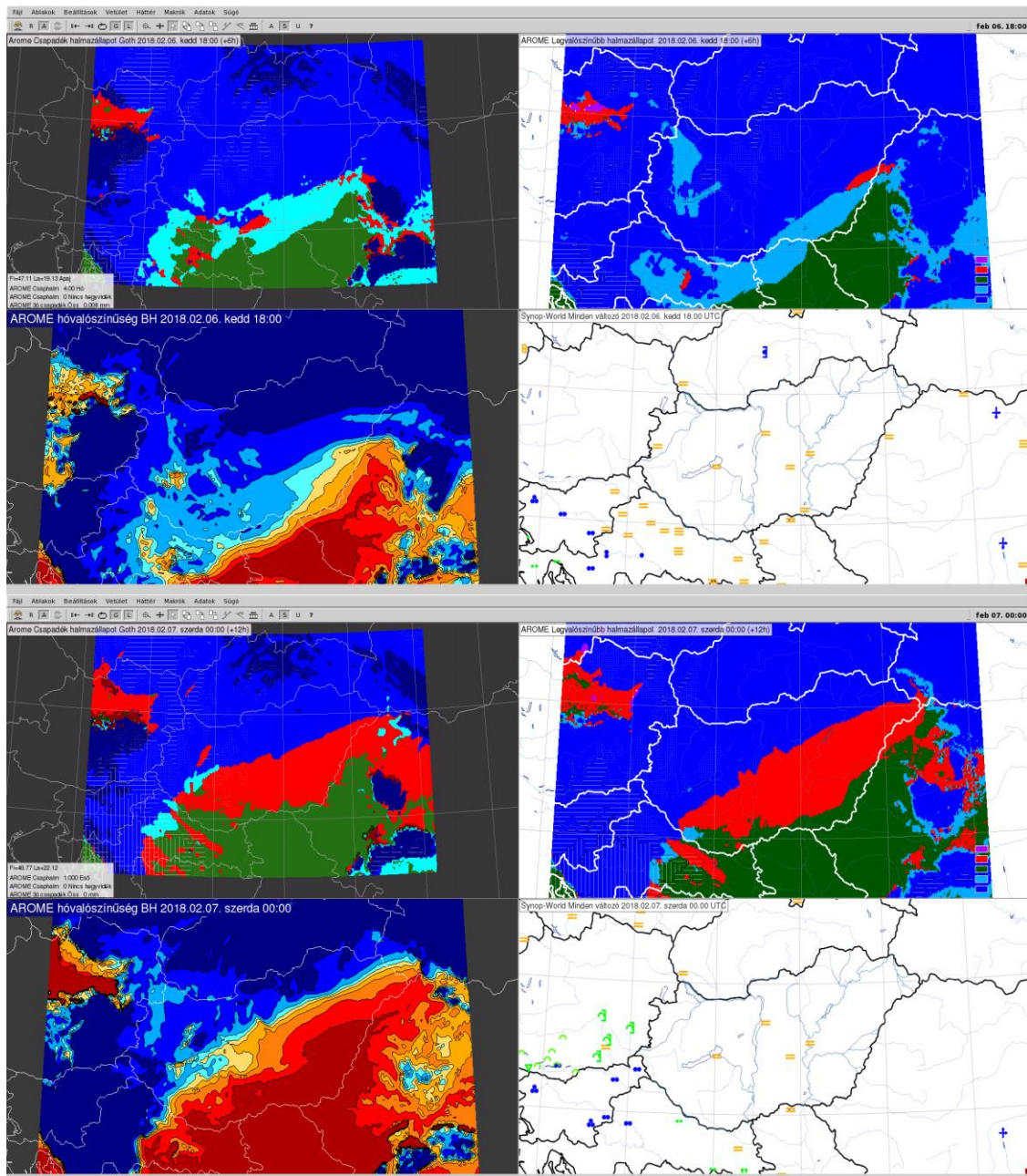
26. ábra: Szinoptikus helyzetkép Európában, 2018. február 6-7. (forrás METEO FRANCE<sup>[4]</sup>, illetve OMSZ<sup>[5]</sup>)

A mediterrán ciklon közeledtével kelet felől jelentős enyhülés vette kezdetét, ezzel az időjárás jellegét tekintve két részre szakítva az országot. Az egyre zsugorodó, az időszak végére mindössze az Alpokaljára korlátozódó nyugati területek a ciklon melegfrontjának előterében, míg az attól keletebbre eső területek már az alacsony nyomású képződmény meleg szektorában helyezkedtek el, kedvező feltételeket teremtve az ónos eső kialakulásának.



**27. ábra: A saját, Fövényi (2007), Babolcsai (2011) által kidolgozott csapadéktípus elkülönítő módszerek előrejelzései, valamint észlelési adatok 2018. február 6. 18:00 UTC, és február 7.00:00 UTC, ALADIN/HU modell alapján (forrás: OMSZ).**

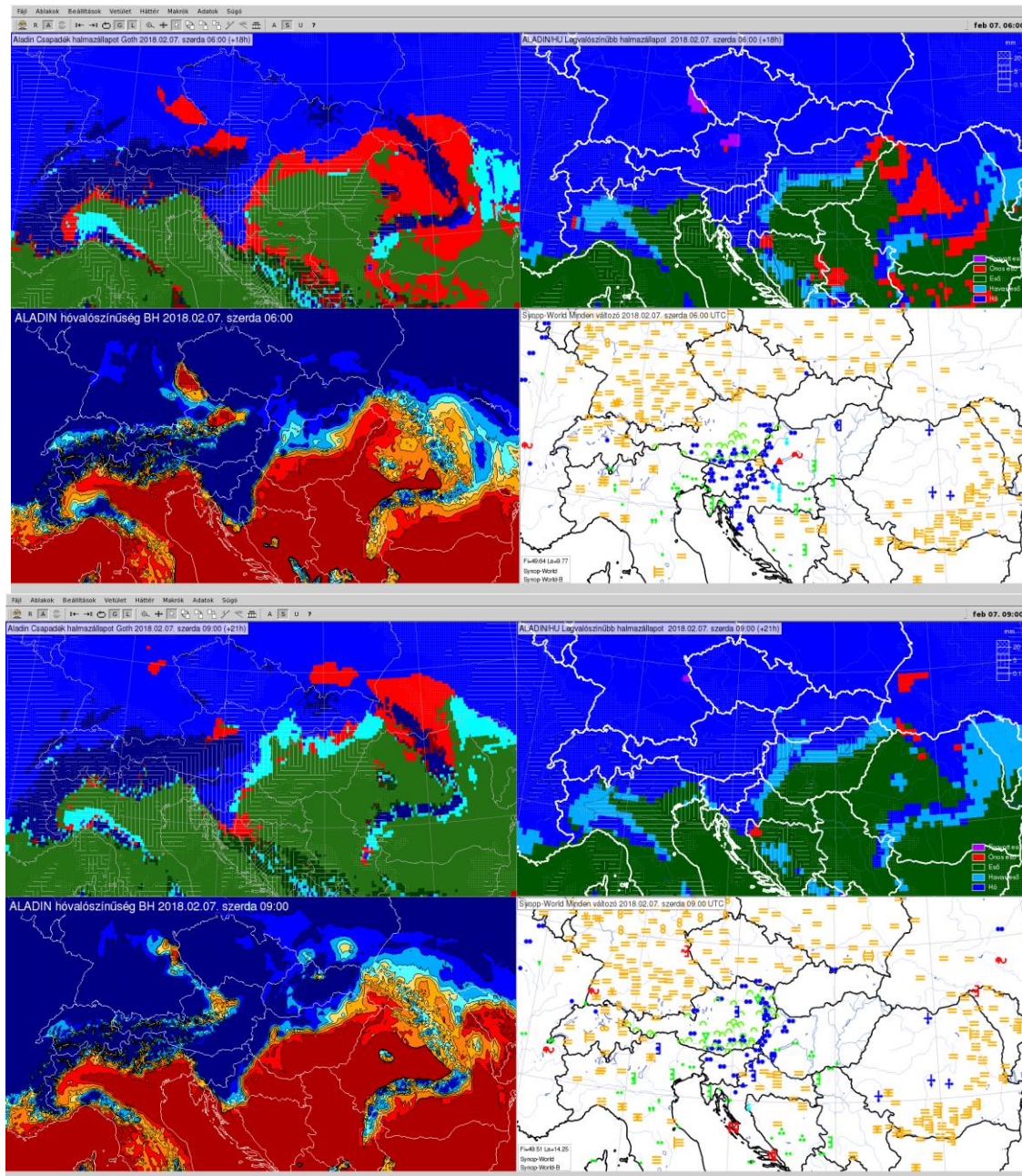
2018. február 6-án este még csak az adriai térségből jelentettek csapadékot: Észak-Olaszországból főként esőt (Appenninek területéről havat), míg Szlovéniából és Horvátországból havat. Ezt mind az új, a Fövényi (2007), és a Babolcsai (2011) módszere helyesen prognosztizálta. Éjfélig a csapadékos területeken halmazállapot tekintetében nem történt jelentős változás, azonban a csapadéközóna elérte Magyarország délnyugati határát (27. és 28. ábra).



**28. ábra: A saját, Fövényi (2007), Babolcsai (2011) által kidolgozott csapadéktípus elkülönítő módszerek előrejelzései, valamint észlelési adatok 2018. február 6. 18:00 UTC, és február 7. 00:00 UTC, AROME modell alapján (forrás: OMSZ).**

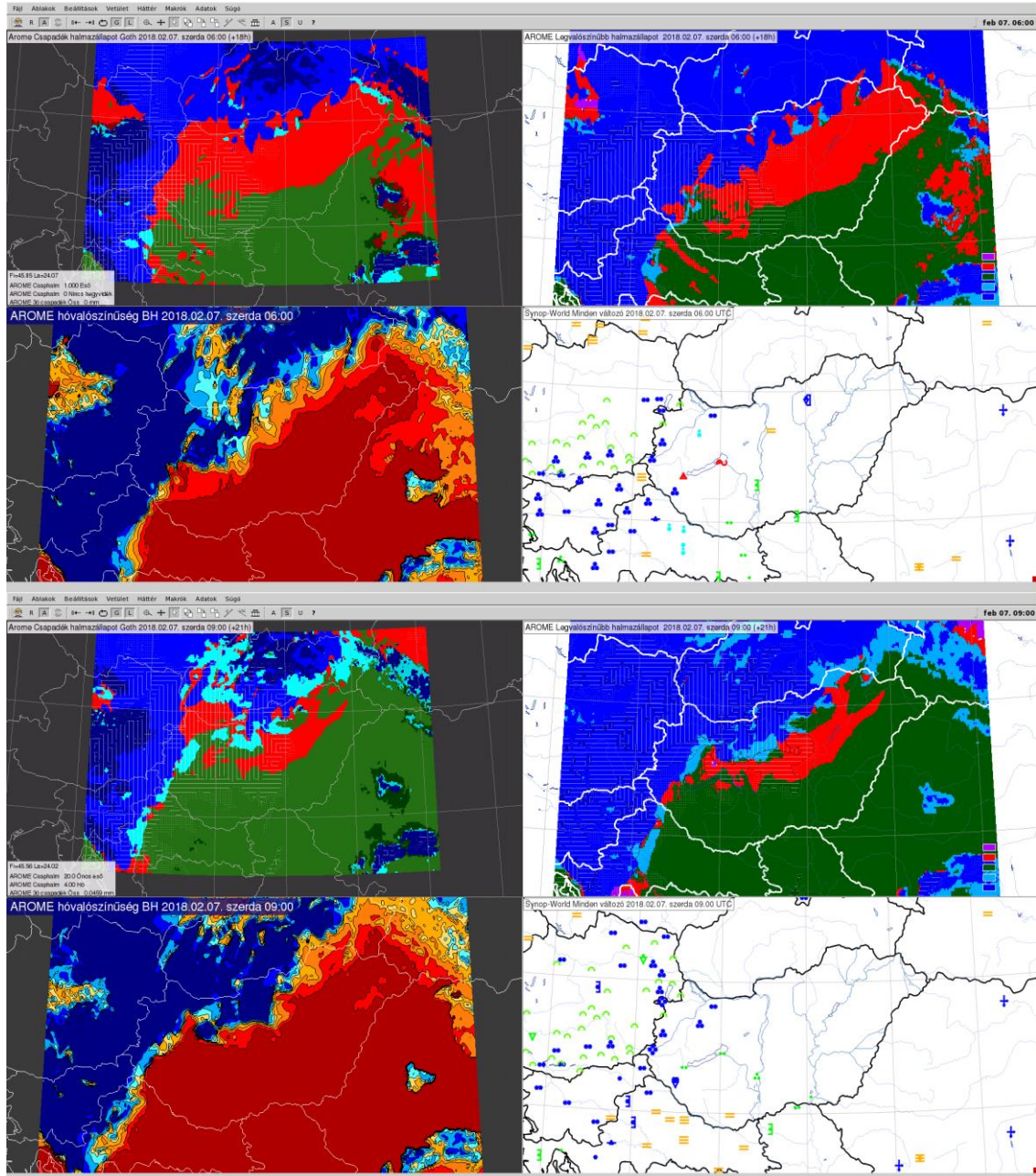
Kezdetben a Balaton vonalától délre inkább az eső, míg attól északra és nyugatra hó volt a jellemző csapadéktípus. Reggelre (06:00 UTC) a tó térségében a havazás ónos esőbe, fagyott esőbe ment át a magasban történő melegadvekciónak hatására. Az új módszer ónos esőt várt, azonban kissé nyugatabbra, mint ahogyan az a valóságban volt. Fövényi (2007) féle előrejelzés egyáltalán nem várt sem ónos esőt, sem pedig fagyott esőt ALADIN modellben a térségben, AROME esetén viszont eléggé pontosan tükrözte a prognózis a csapadékszleléseket (29. és 30. ábra). Babolcsai (2011) prognózisa nem

képes ezeket a csapadékfajtákat elkülöníteni, csupán a havazás valószínűségét adja meg (ahol 0%, ott eső várható). Utóbbi a Balatontól nyugatra elég nagy valószínűséggel havat várt, melyet a térképeken kék színárnyalatok jelölnek, míg ettől keletre esőt jósolt (pirossal színezett területek).



**29. ábra: A saját, Fövényi (2007), Babolcsai (2011) által kidolgozott csapadéktípus elkülönítő módszerek előrejelzései, valamint észlelési adatok 2018. február 7.06:00, és 09:00 UTC, ALADIN/HU modell alapján (forrás: OMSZ).**

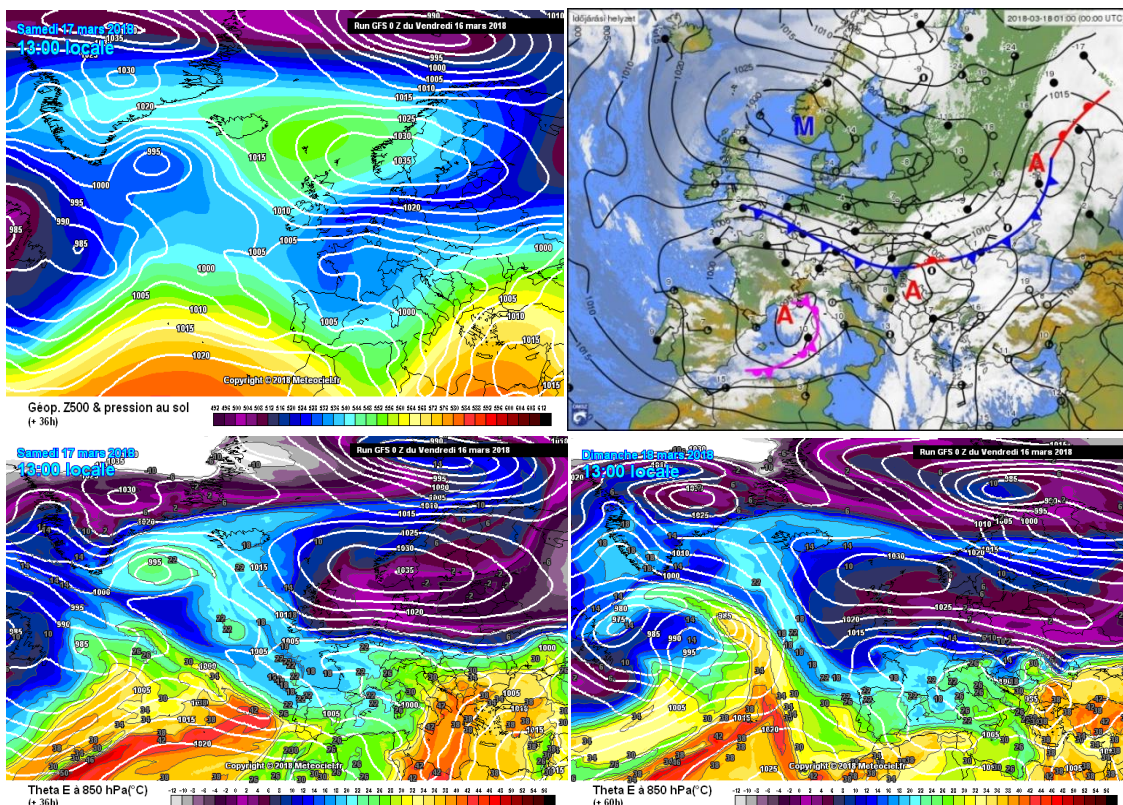
Három órával később szilárd csapadék már csak a Nyugat-Dunántúlon hullott, attól keletre eső esett, igen éles volt a halmazállapot-váltás határa. Talán pontosan emiatt *Babolcsai (2011)* előrejelzése állt ekkor a legközelebb a valósághoz (29. és 30. ábra). A déli órákig a csapadéköna nyugat felé elhagyta az országot.



**30. ábra: A saját, Fövényi (2007), Babolcsai (2011) által kidolgozott csapadéktípus elkülönítő módszerek előrejelzései, valamint észlelési adatok 2018. február 7. 06:00, és 09:00 UTC, AROME modell alapján (forrás: OMSZ).**

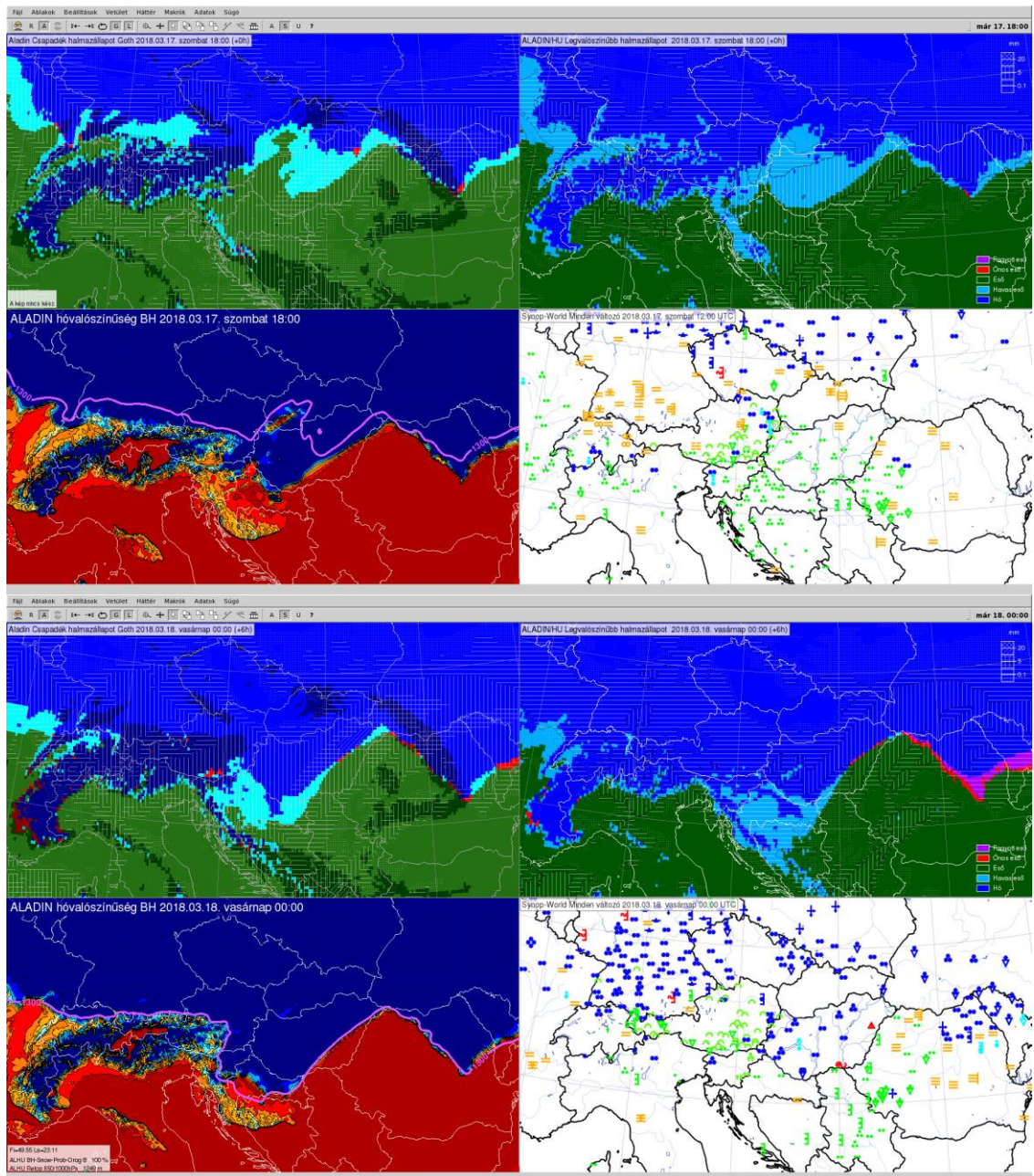
## 5.2. 2018. március 17-18-i eset

2018. március 17-én Európa időjárását a Skandináv-félsziget felett található anticiklon, valamint tőle keletre elhelyezkedő ciklon alakította. Közös áramlási rendszerükben szibériai eredetű, hideg légtömegek árasztották el a kontinenst keleti-északkeleti irányból a nap folyamán. Közben Genova térségében egy mediterrán ciklon fejlődött ki éjjel, melynek előoldalán nedvesebb légtömegek érték el a Kárpát-medencét (31. ábra).

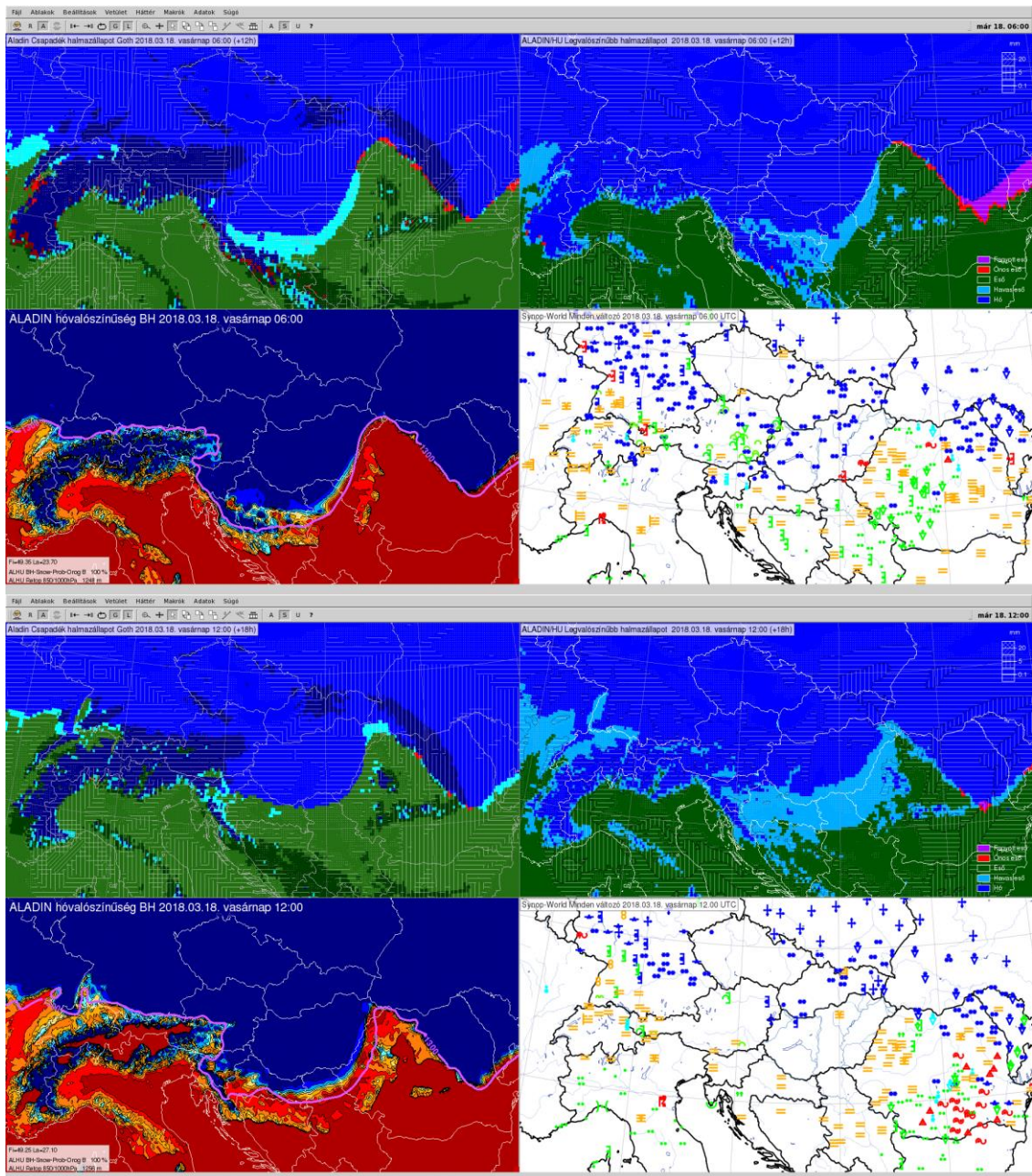


31. ábra: Szinoptikus helyzetkép Európában, 2018. március 17-18. (forrás METEO FRANCE<sup>[4]</sup>, illetve OMSZ<sup>[5]</sup>)

A két eltérő tulajdonságú légtömeg határán a délutáni órákban többféle csapadéktípust is jelentettek az országból. A hideg Kárpát-medencébe való betörése folytán előbb északkelet felől, majd késő estétől északnyugat felől is az esőt egyre többfelé váltotta havazás, főként az Alföldön fagyott esőbe, ónos esőbe való átmenettel.



**32. ábra: A saját, Fövényi (2007), Babolcsai (2011) által kidolgozott csapadéktípus elkülönítő módszerek előrejelzései, valamint észlelési adatok 2018. március 17. 18:00 UTC, és március 18. 00:00 UTC ALADIN/HU modell alapján (forrás: OMSZ).**



**33. ábra: A saját, Fövényi (2007), Babolcsai (2011) által kidolgozott csapadéktípus elkülönítő módszerek előrejelzései, valamint észlelési adatok 2018. március 18. 06:00 UTC, és 12:00 UTC ALADIN/HU modell alapján (forrás: OMSZ).**

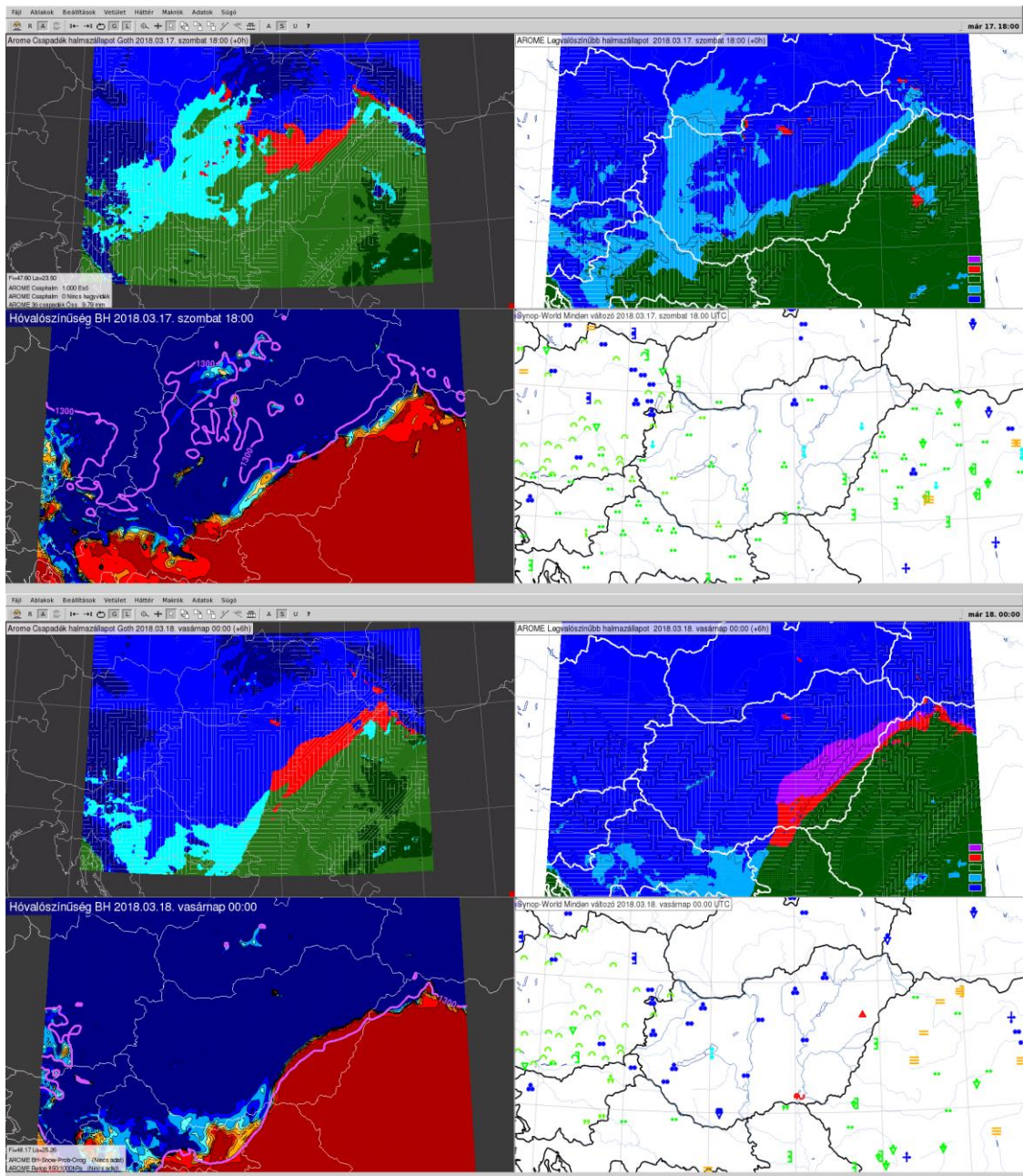
A csapadékhullás már 17-én reggel elkezdődött, déli irányból egyre többfelé elerelt az eső. Az alacsonyabb rétegekben a hideg, fagyos légtömegek este érkeztek meg, így csak 17-én 18 UTC-től vizsgáltuk az esetet másnap 12 UTC-ig, amikor is megszűnt a csapadéktevékenység (32-33. ábra). Az időszak kezdetén Fövényi (2007) módszere alapján készült prognózis az északkeleti területekre havat, míg az ország nagy részére havas esőt várt. A kidolgozott új módszer jóval konszolidáltabb volt főként a



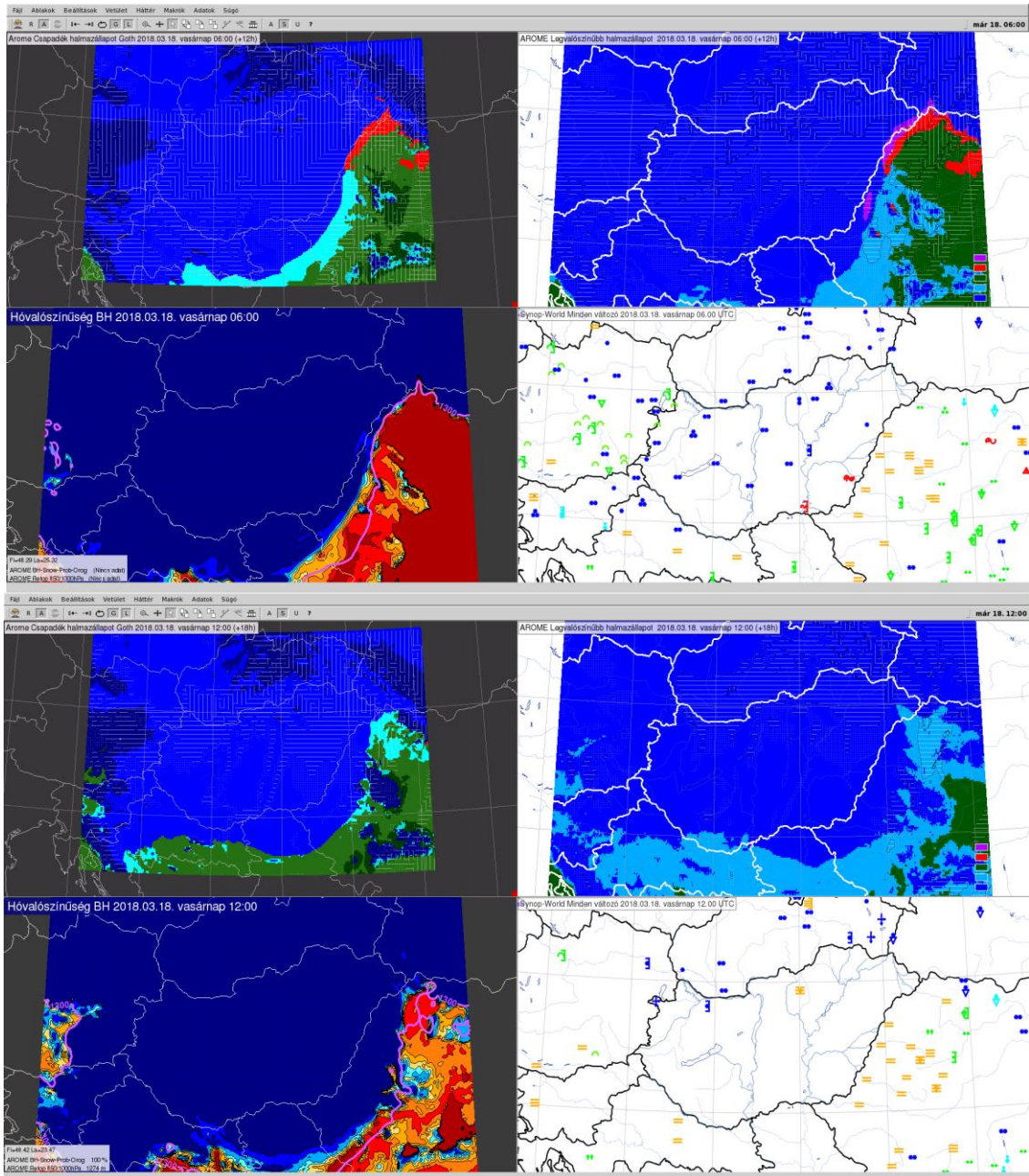
havas esővel fémjelzett területek kiterjedését illetően. *Babolcsai (2011)* módszere az ország délkeleti részén egy keskeny sáv kivételével a havat 100%-os valószínűségre becsülte. Vegyes halmazállapotú csapadékfajtákat nem képes megjeleníteni, ráadásul az átmeneti, nem 100%-os és nem 0%-os hóvalószínűségű (átmeneti) zóna is igen keskeny ebben az esetben. Inkább a tisztán havazásos területek kijelölésére használható. Észlelések alapján ekkor, vagyis 17-én 18 UTC-kor még eső volt a jellemző csapadékfajta az ország egészére nézve. A szilárd halmazállapot irányába való tévedés oka az lehetett, hogy a modellek a hidegadvekción sokkal erősebbnek várták, a valóságban csak pár órával később érkezett meg a szibériai eredetű, alacsonyszintű hideg légtömeg. Látható is, hogy hat órával később már az ország délkeleti részét leszámítva havazott az országban. Ekkor már az egyes módszerek közötti összhang is nagyobb volt, nagyjából mindegyik ezt várta. Vasárnap folyamán a keleti határvidéket leszámítva havazott, majd a déli órákra megszűnt a csapadéktevékenység. Érdeemes kiemelni, hogy a Havasalföldön ekkor kiterjedten ónos eső esett, mégsem számolt ezzel egyik módszer sem, helyette esőt vártak.

Az AROME modellen végzett futtatások hasonló eredményeket hoztak mindhárom csapadéktípust elkülönítő technikára (34-35. ábra). A legkevésbé pontos prognózis itt is 2018. március 17. 18 UTC-re vonatkozó lett a hideg későbbi érkezése miatt. Ami feltűnő különbség mégis, hogy az ALADIN modellel szemben a saját, valamint *Fövényi (2007)* módszere az Alföldre a talajfronthoz közeli átmeneti zónában ónos esőt és fagyott esőt is várt az időszak első felében, ami végül az észlelések alapján be is igazolódott, még ha nem is teljesen ugyanabban a sávban (de ugyanabban a régióban), ahová azt előzetesen vártuk volna (34. ábra).

Összességében jól szerepelt ebben az esetben a módszerünk. Az időszak kezdetén a három közül a most bemutatott módszer alapján számolt előrejelzés állt a legközelebb a valósághoz, de nem jelenthető ki minden kétséget kizáróan, hogy ez nem a modell hibás bemeneti paramétermezőjének következménye. Annyi azonban bizonyos, hogy a vegyes kategóriába tartozó csapadékfajtákat is képes meggyőző pontossággal elkülöníteni. Sikerült tehát egy részletesebb és informatívabb eljárást beépíteni a téli csapadék operatív előrejelzésébe.



**34. ábra: A saját, Fövényi (2007), Babolcsai (2011) által kidolgozott csapadéktípus elkülönítő módszerek előrejelzései, valamint észlelési adatok 2018. március 17. 18:00 UTC, és március 18. 00:00 UTC, AROME modell alapján (forrás: OMSZ).**



**35. ábra: A saját, Fövényi (2007), Babolcsai (2011) által kidolgozott csapadéktípus elkülönítő módszerek előrejelzései, valamint észlelési adatok 2018. március 18. 06:00, és 12:00 UTC, AROME modell alapján (forrás: OMSZ).**

## 6. Összefoglalás

A téli csapadék sokféle formát ölthet. A végső, talajon észlelt csapadéktípus kialakításában, a felhőben, a felszínen, valamint a kettő közötti különböző termodinamikai karakterisztikájú légrétegekben végbemenő folyamatok játsszák a főszerepet. Ezek egyik legfontosabbika a fázisátalakulások során keletkező vagy elnyelődő látens hő. Vannak azonban más halmazállapotot befolyásoló tényezők is, mint például a földrajzi fekvés, nedvességforrástól való távolság, ciklonpálya vagy az orográfia, de a csapadék intenzitása és az advekció is ide sorolható. Láttuk, hogy ennek a komplexitásnak köszönhetően igen nehéz pontosan előrejelezni a várható csapadékfajtat.

A csapadéktípus elkülönítő módszerek a légköri állapotváltozók vertikális profiljait, elsősorban hőmérsékleti profilokat analizálnak. A légszlop két részre osztható annak függvényében, hogy egy adott tartományban fagyponthoz felett, vagy alatta alakul a hőmérséklet. Így hideg és meleg légrétegek jelölhetőek ki, melyekben fagyásnak, illetve olvadásnak indulnak a hidrometeorok, amennyiben keresztülhaladnak rajtuk. A fagyos és olvadási rétegek minimum, illetve maximum hőmérséklettel, átlaghőmérséklettel, rétegvastagsággal, sőt akár a vastagságuk és hőmérsékletük szorzataként kapott területtel is jellemezhetőek. Egymáshoz viszonyított mértékük, elhelyezkedésük alapján szitálás, ónos szitálás, eső, ónos eső, fagyott eső, havas eső, hó (szemcsés hó, jégtű stb.) is előfordulhat. Míg ónos eső és fagyott eső a felszín feletti fagyos, valamint magasban található olvadási réteghez kötődően alakul ki leggyakrabban, addig havas esőnek pont az ellentettje, felszín feletti pozitív tartomány és magasban található hideg réteg kedvez. Egyértelműen meleg profil esetén eső, hideg profil esetén hó a csapadékforma.

Bemutattunk két hazai, operatíván is használt csapadékhalmazállapot-előrejelző módszert. Az egyik (*Fövényi, 2007*) különböző algoritmusok alapján, a pozitív és negatív hőmérsékletű rétegekkel számolva valószínűségeket társít a vizsgált csapadékfajtákhoz (eső, ónos eső, fagyott eső, havas eső, hó). A másik, *Babolcsai (2011)* féle eljárás pedig  $RT_{850/1000}$  1285-1305 gpm esetén – amikor kérdéses a csapadék halmazállapota – különböző légköri állapotváltozók halmazállapotra gyakorolt hatását vizsgálta. A kapott eredményeket ötvözve hóval valószínűségeket származtatott. Mindkét algoritmust implementálták az OMSZ operatíván alkalmazott megjelenítő rendszerében, a HAWK-3-ban, és ma is használják őket.

Kutatásunk célja az utóbbi, *Babolcsai (2011)* által kidolgozott technika továbbfejlesztése volt, hogy a módszer alkalmas legyen további csapadékfajták (ónos eső, fagyott eső és havas eső) prognosztizálására is. Az általa használt adatsorral (1962-2009; november-március hónapok) dolgoztunk. Megvizsgáltuk, hogy a 2 m-es hőmérséklet, a 2 m-es harmatpont, a  $RT_{925/1000}$ , a  $RT_{850/925}$ , a 850 hPa-os szint hőmérséklete, valamint a felszíni légnyomás és a csapadékfajták között van-e valamilyen kapcsolat. A  $RT_{850/1000}$  függvényében ábrázolva a többi állapotváltozót, a légnyomás kivételével jól elkülönültek a csapadéktípusok. Ahhoz, hogy ki tudjuk jelölni a havazás, havas eső, eső, ónos eső és fagyott eső tartományát, vagyis jellemző értékeit, K-közép klaszterezést alkalmaztunk euklideszi távolságmetrikával. Tetszőleges számú csapadékkategóriát (klasztert) elkülönítve, az öt paraméterből kettőt, hármat, négyet, vagy mind az ötöt kiválasztva megnéztük milyen a beválása a klaszterező eljárásunknak. Azt kaptuk, hogy 2 m-es hőmérsékletet, 2 m-es harmatpontot, a két retopot és négy klasztert – az ónos és fagyott esőt a kis esetszám miatt összevontuk – választva lesz a leinformatívabb és egyben legpontosabb, nagyjából 77%-os találati valószínűséggel.

Végül ezt az esetet implementáltuk a HAWK-3-ban hozzárendelési szabályokon keresztül, az új eljárás operatív használatának céljából. Előállítottuk az előrejelzett hőmérsékleti paraméterek értékének az egyes csapadéktípusok középponti értékétől vett távolságát. Amelyik csapadéktípus középpontjához legközelebb esik az előrejelzésünk, annak a valószínűsége lesz a legnagyobb. A csapadéktípus előrejelzési mezőjét kirajzolva szembeötlő hiba fedezhető fel a hegyvidéki területeken. Ez nem olyan meglepő annak fényében, hogy az alsó kb. 1500 m-es légréteg hőmérsékleti karakterisztikáival számoltunk, így korrekcióra volt szükség. A 925 hPa-os szintnél magasabban fekvő területeken a főizobárszintek közötti hőmérséklet és tengerszint feletti magasság interpolációjával megbecsültük a 0°C-os izoterma magasságát. Ezt követően előállítottuk az orográfiától vett különbségét, amennyiben magasabban volt a 0°C, mint a hegyvidéki felszín. A magasságkülönbség és a hegy magasságában vett hőmérséklet szorzatával területeket számoltunk, melynek értékeihez *Fövényi (2007)* által definiált csapadékfajtát rendeltük. További empirikus megfigyeléseken alapuló változtatásokat is eszközöltünk eső-ónos eső, havas eső-eső, valamint havas eső-hó csapadékkategóriák között.

A módszerünk budapesti és szegedi rádiószondás, valamint állomás adatok felhasználásával készült. Mivel a csapadékfajták klimatológiája erősen függ a földrajzi

elhelyezkedéstől, ezért távolabbi térségekre a számított középponti értékeket helyi adatokkal érdemes újraszámolni. Fontos megjegyezni, hogy csapadéktípus előrejelzésünk, mint minden ehhez hasonló eljárás prognózisa, erősen függ a bemeneti paraméterek (modell által előrejelzett hőmérsékleti mező) pontosságától.

A kidolgozott új csapadéktípus előrejelző technika nagy előnye viszont, – ahogy az esettanulmányokon keresztül látható – hogy viszonylag könnyen előállítható bármelyik modell előrejelzési mezőit felhasználva. Másik nagy erőssége, hogy képes elkülöníteni az ónos esőt és fagyott esőt (együtt), valamint a havas esőt is, nem csak a havazásos, illetve esős területeket. A kifejlesztett módszert téli helyzetekre vonatkozó esettanulmányokon keresztül teszteltük. Jelenleg is elérhető és a téli csapadéktípusok operatív előrejelzéséhez felhasználható az Országos Meteorológiai Szolgálat hálózatán belül.

# Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom témavezetőimnek, Fövényi Attilának és Babolcsai Györgynek, a sok-sok segítségért, türelemért és támogatásért, amit nyújtottak. Nélkülük nem jöhetett volna létre ez a munka. Attila ötletei és HAWK szakértelme nélkül még mindig az egyik hóviharban elakadva vesztegelnék az út szélén. Gyuri precizitása, tanácsai szintén elengedhetetlen kellékei a műnek. Köszönöm, hogy segítettek az adatok lekérésében.

Szeretnék köszönetet mondani tanszéki konzulensemnek dr. Leelőssy Ádámnak is a statisztikai és programozási problémák megoldásában való közreműködéséért, illetve a rengeteg türelemért és megértésért.

Hálával tartozom az Országos Meteorológiai Szolgálatnak, illetve a munkatársainak, kollégáimnak, a szakirodalmi tippekért, az adatlekérésben való közreműködésért. Végül, de nem utolsó sorban köszönet a korlátlan HAWK használati lehetőségért.

Nem szeretnék megfeledkezni családomról, barátaimról, akik végig támogattak és bíztattak, sok-sok erőt adva a hosszú-hosszú hónapok folyamán.

## Irodalomjegyzék:

Babolcsai György, 2011: A 850/1000 hPa-os relatív topográfián alapuló halmazállapot-előrejelzés új módszere; *Légkör*, 56. évfolyam, 2011. 2. szám, pp 60-64.

Baldwin, E. B., and S. P. Contorno, 1993: Development of a weathertypeprediction system for NMC's mesoscale ETA model. Preprints, 13th Conf. on Weather Analysis and Forecasting, Vienna, VA, Amer. Meteor. Soc., pp 86–87.

Bernstein, B., 2000: Regional and local influences on freezing drizzle, freezing rain, and ice pellets. *Weather Forecasting*, vol. 15, pp 485–508.

Bocchieri, J. R., 1980: The objective use of upper air soundings to specify precipitation type. *Monthly Weather Review*, vol. 108, pp 596–603.

Bourgouin, P., 2000: A method to determine precipitation types. *Weather Forecasting*, vol. 15, pp 583–592.

Cantin, A., and D. Bachand, 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, pp 9.

Carriere, J. M., C. Lainard, C. Le Bot, and F. Robart, 2000: A climatological study of surface freezing precipitation in Europe. *Meteor. Appl.*, vol. 7, pp 229–238, doi:10.1017/S1350482700001560.

Cortinas, J. V., Jr., 2000: A climatology of freezing rain over the Great Lakes region of North America. *Monthly Weather Review*, vol. 128, pp 3574–3588.

Cortinas, J. V., Jr., B. C. Bernstein, C. C. Robbins, and J. W. Strapp, 2004: An analysis of freezing rain, freezing drizzle, and ice pellets across the United States and Canada: 1976–90. *Wea. Forecasting*, vol. 19, pp 377–390, doi:10.1175/1520-0434(2004)019<0377:AAOFRF>2.0.CO;2.

Czys, R. R., R. W. Scott, K. C. Tang, R. W. Przybylinski, and M. E. Sabones, 1996: A physically based, nondimensional parameter for discriminating between locations of freezing rain and ice pellets. *Weather Forecasting*, vol. 11, pp 591–598.

Derouin, R., 1973: Experimental forecast of freezing level(s), conditional precipitation type, surface temperature, and 50-meter wind, produced by the planetary boundary layer (PBL) model. *NOAA Tech. Procedures Bull.* 101, pp 8.

Ding, B., K. Yang, J. Qin, L. Wang, Y. Chen and X. He, 2014: The dependence of precipitation types on surface elevation and meteorological conditions and its parameterization. *Journal of Hydrology*, vol. 513, pp 154-163.

Fövényi Attila, 2007: Statisztikai módszer a téli csapadék állapotának valószínűségi előrejelzésére; *Légkör*, 52. évfolyam, 2007. 3. szám, pp 12-17.

Geresdi, I. and Á. Horváth, 2000: Nowcasting of precipitation type Part I: Winter precipitation; *Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service*, Vol. 104, No. 4, October-December 2000, pp. 241-252.

Geresdi I. 2004: *Felhőfizika*. – Dialog Campus Kiadó, Budapest–Pécs, 272 p.

Glickman, T., Ed., 2000: *Glossary of Meteorology*. 2nd ed. Amer. Meteor. Soc., pp. 855.

Hirsch, T., 2000: Synoptic-climatological investigation of weather systems causing heavy precipitation in winter in Hungary, *Időjárás* Vol. 104 No. 3., pp. 173-196.



Huffman, G. J., and G. A. Norman Jr., 1988: The supercooled warmrain process and the specification of freezing precipitation. *Monthly Weather Review*, vol. 116, pp 2172–2182.

Ikedu, K., M. Steiner, J. Pinto, and C. Alexander, 2013: Evaluation of cold-season precipitation forecasts generated by the hourly updating high-resolution Rapid Refresh Model. *Wea. Forecasting*, vol. 28, pp 921–939, doi:10.1175/WAF-D-12-00085.1.

Kain, J. S., S. M. Goss, and M. E. Baldwin, 2000: The melting effect as a factor in precipitation-type forecasting. *Wea. Forecasting*, vol. 15, pp 700–714, doi:10.1175/1520-0434(2000)015<0700:TMEAAF>2.0.CO;2.

Lackmann, G. M., K. Keeter, L. G. Lee, and M. B. Ek, 2002: Model representation of freezing and melting precipitation: Implications for winter weather forecasting. *Weather Forecasting*, vol. 17, pp 1016–1033.

Makainé, Cs. M., Tóth, P., 1978: 4. § A csapadék előrejelzése. In: *Szinoptikus Meteorológia II. Tankönyvkiadó, Budapest*. pp. 659–665.

Manikin, G. S., K. F. Brill, and B. Ferrier, 2004: An Eta Model precipitation type mini-ensemble for winter weather forecasting. *20th Conf. on Weather Analysis and Forecasting/16th Conf. on Numerical Weather Prediction*, Seattle, WA, Amer. Meteor. Soc., 23.1.

Manikin, G. S., 2005: An overview of precipitation type forecasting using NAM and SREF data. *24th Conf. on Broadcast Meteorology/21st Conf. on Weather Analysis and Forecasting/17th Conf. on Numerical Weather Prediction*, Washington, DC, Amer. Meteor. Soc., 8A.6. [Elérhető online: <https://ams.confex.com/ams/pdfpapers/94838.pdf>.]

Matyasovszky I., Németh L., Németh P., Takács Á., 1993: A téli csapadék halmazállapotának előrejelzése, *Beszámoló az 1990-ben végzett tudományos kutatásokról*, OMSz, Budapest, 1993

Merics, A., 2012: Alacsony bevélsűrűvidtávú prognózisok felülvizsgálata numerikus modellek és szinoptikus módszerek segítségével. *Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest* (témavezető: Reisz Andrej), 127 p.

Mester, M. A., 2017: Az olvadási réteg detektálása csapadékban felhőalpmérők visszaszóródási adataiból. *Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest* (témavezető: Szabó Zoltán Attila, Sebők István), 55 p.

Ramer, J., 1993: An empirical technique for diagnosing precipitation type from model output. *Preprints, Fifth Int. Conf. on Aviation Weather Systems*, Vienna, VA, Amer. Meteor. Soc., pp 227–230.

Rauber, R. M., L. S. Olthoff, M. K. Ramamurthy, and K. E. Kunkel, 2000: The relative importance of warm rain and melting processes in freezing precipitation events. *J. Appl. Meteor.*, vol. 39, pp 1185–1195, doi:10.1175/1520-0450(2000)039<1185:TRIOWR>2.0.CO;2.

Rauber, R. M., L. S. Olthoff, and M. K. Ramamurthy, D. Miller, and K. E. Kunkel, 2001: A synoptic weather pattern and sounding-based climatology of freezing precipitation in the United States east of the Rocky Mountains. *J. Appl. Meteor.*, vol. 40, pp 1724–1747, doi:10.1175/1520-0450(2001)040<1724:ASWPAS>2.0.CO;2.

Reeves, H. D., K. L. Elmore, A. Ryzhkov, T. Schuur and J. Krause, 2014: Sources of uncertainty in precipitation-type forecasting. *Weather and Forecasting*, vol. 29., pp 936–953.

Robbins, C. C., and J. V. Cortinas Jr., 2002: Local and synoptic environments associated with freezing rain in the contiguous United States. *Wea. Forecasting*, vol. 17, pp 47–65.

Schuur, T. J., H.-S. Park, A. V. Ryzhkov, and H. D. Reeves, 2012: Classification of precipitation types during transitional winter weather using the RUC model and polarimetric radar retrievals. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, vol. 51, pp 763–779, doi:10.1175/JAMC-D-11-091.1.

Stewart, R. E., 1985: Precipitation types in winter storms. *Pure Appl. Geophys.*, vol. 123, pp 597–609.

Stewart, R. E., J. Thériault and W. Henson, 2015: On the characteristics of and processes producing winter precipitation types near 0°C, *Bulletin of the American Meteorological Society (BAMS)*, pp 623-642.

Thériault, J., R. E. Stewart, J. A. Mildebrandt and M. K. Yau, 2006: On the simulation of winter precipitation types. *J. Geophys. Res.*, vol. 111, D18202, doi:10.1029/2005JD006665.

Thériault, J., R. E. Stewart and W. Henson, 2010: On the dependence of winter precipitation types on temperature, precipitation rate, and associated features. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, vol. 49, pp 1429-1442, doi:10.1175/2010JAMC2321.

Young, K. C., 1993: *Microphysical Processes in Clouds*, pp 23-107, Oxford University Press, New York, 1993

Yuter, S. E., D. E. Kingsmill, L. B. Nance and M. Löffler-Mang, 2006: Observations of Precipitation Size and Fall Speed Characteristics within Coexisting Rain and Wet Snow. *J. Appl. Meteor.*, vol. 45, pp 1450-1464.

Zerr, R. J., 1997: Freezing rain: An observational and theoretical study. *J. Appl. Meteor.*, vol. 36, pp 1647-1661.

## **Internetes hivatkozások:**

[1] – ECMWF modell frissítés – csapadéktípus-előrejelzés, mint új modell output  
[https://www.ecmwf.int/en/forecasts/documentation-and-support/changes-ecmwf-model/cycle-41r1#model\\_output](https://www.ecmwf.int/en/forecasts/documentation-and-support/changes-ecmwf-model/cycle-41r1#model_output)

[2] – Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) HAWK megjelenítő rendszerének leírása  
<http://www.met.hu/omsz/tevekenysegek/hawk/>

[3] – ELTE Előrejelzési vetélkedő, jelenidő-táblázat  
<https://nimbus.elte.hu/fcra/?page=slide&a=synop>

[4] – METEO FRANCE honlapján elérhető (GFS) előrejelzési térkép  
[http://www.meteociel.fr/modeles/gfse\\_cartes.php?jour=16&mois=3&annee=2018&heure=0&archive=1&mode=0&ech=6&runpara=0&carte=0](http://www.meteociel.fr/modeles/gfse_cartes.php?jour=16&mois=3&annee=2018&heure=0&archive=1&mode=0&ech=6&runpara=0&carte=0)

[5] – Országos Meteorológiai Szolgálat (OMSZ) napijelentés kiadványa (fronttérkép)  
[http://met.hu/idojaras/aktualis\\_idojaras/napijelentes/](http://met.hu/idojaras/aktualis_idojaras/napijelentes/)