

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

**A hidegcseppek dinamikai és szinoptikai vizsgálata az
ECMWF ERA Interim reanalízis, valamint a
determinisztikus és az ensemble előrejelzések alapján**

DIPLOMAMUNKA



Készítette:

Gaál Nikolett Tímea

Meteorológus mesterszak,

Előrejelző szakirány

Témavezető:

Ihász István

Országos Meteorológiai Szolgálat

Belső konzulens

dr. Barcza Zoltán

ELTE TTK, Meteorológia Tanszék

Budapest, 2014

Tartalomjegyzék

Bevezetés.....	3
1. A hidegcseppek irodalmi áttekintése.....	5
2. A blocking helyzetekből leszakadó „cut off” ciklonok és a hidegcseppek kapcsolata ...	8
3. A hidegcsepp szinoptikai háttere.....	11
3.1. A magassági teknő fázis.....	14
3.2. Leszakadás előtti állapot.....	15
3.3. Leszakadt örvény állapot.....	16
3.4. Végső fázis.....	17
4. A hidegcseppek diagnosztikai módszereinek fizikai háttere.....	18
4.1 Futóáramlás, avagy jet stream.....	18
4.2 Potenciális örvényesség.....	22
5. A felhasznált ECMWF ERA Interim adatbázis.....	26
6. A magassági hidegcseppek és hidegörvények dinamikai és szinoptikai vizsgálata.....	27
6.1 A magassági hidegcseppek és hidegörvények szubjektív tipizálása.....	27
6.1.1 A magassági hidegcsepp és hidegörvény kapcsolata a jet streammel.....	31
6.1.2 A 2 potenciális örvényességi egység kapcsolata a hidegcseppel.....	32
6.1.3 Az izentrop potenciális örvényesség és a hidegcsepp kapcsolata.....	33
6.1.4 Az 500 hPa-os hőmérsékleti advekciónak térbeli szerkezete a hidegcsepp területén.....	34
6.2 A hidegcseppek előrejelezhetősége.....	35
6.2.1 A hidegcsepp középpont hőmérsékletének verifikációja.....	35
6.2.2 A hidegcsepp pozíciójának verifikációja.....	37
6.2.3 A hidegcsepp mag intenzitásának vizsgálata.....	40
6.3 Ensemble előrejelzésekre alapozott új módszerek használata.....	42
7. A 2013. május –júniusi rendkívüli árvíz esettanulmánya.....	46
8. A korábbi esettanulmányokbeli időjárási helyzetek előrejelezhetőségének fáklyadiagramok alapján történő vizsgálata.....	50
8.1 Leszakadó hidegcsepp, mely retrográd mozgást végez.....	50
8.2 Leszakadó magassági hidegörvény, melynek visszacsatlakozásakor újabb hidegcsepp leszakadás történik.....	52
8.3 Leszakadó magassági hidegörvény.....	55
Összefoglalás.....	58
Köszönetnyilvánítás.....	59
Irodalomjegyzék.....	60

Bevezetés

A dolgozatban a hidegcseppek összetett vizsgálatát tűztük ki célul. A magassági hidegcsepp vagy hidegörvény olyan légtömeg, amely elkülönült a nyugatias áramlástól a középtroposzférában kb. 5000-5500 m-es magasságban, 500 hPa nyomási szint közelében. A belsejében található hideg levegő a felszínen rendszerint nem jelenik meg, így nagy a vertikális hőmérsékleti gradiens, amely labilitást okozva heves zivatarok kialakulásához vezet, főként a nyári félévben. Átmérője néhány 100 km, a műholdképeken egy miniciklonhoz hasonlít. A magassági hidegcseppeket és a magassági hidegörvényeket korábbi vizsgálatainkban (Gaál, 2012 /a, /b, /c) szinonimaként használtuk, most azonban a két fogalmat elkülönítjük egymástól, mert elég markáns méretbeli különbséggel rendelkeznek. Az első pár száz kilométer, míg a második több ezer kilométer átmérőjű is lehet (1.a és 1.b ábra).

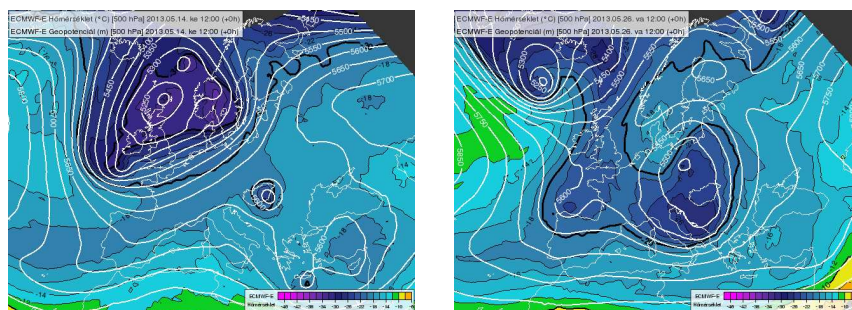
A hidegcseppek szinoptikai tanulmányozása a hazai és európai szakirodalomban a jelentőségéhez mérten talán kevésbé volt kutatás tárgya az elmúlt évtizedekben. Így keletkezési helyükről, kialakulási feltételeikről, szinoptikai és dinamikai hátterükről csak keveset tudunk. Vizsgálatuk igen fontos, mert természeti katasztrófákat tudnak okozni, mint például hatalmas felhőszakadásokat, melyek árvizeket okozhatnak, olykor tornádókat is generálnak. Élettartamuk 3-10 napig is eltarthat, mely 4 fázisra bontható, mialatt a magassági teknő alja elválik a nyugatias vezetőáramlásról, és végül feloszlik vagy egyesül egy másik teknővel. Ebből a harmadik, a leszakadt állapot a legmarkánsabb és legjelentősebb, amikor már spirális örvényként felcsavarodik. Ezt a spirális örvényként felcsavarodó fázist a diplomamunkában részletesen vizsgáljuk.

A BSc-s szakdolgozatomban (Gaál, 2012a) a hidegcseppek mélyebb megismerésére tettünk kísérletet, ECMWF ERA Interim adatok (Dee, 2011) felhasználásával. Egyszerű hidegcsepp felismerő algoritmus segítségével 70 hidegcseppes esetet vizsgáltunk az elmúlt 10 évből Közép- és Kelet-Európa térségében. Ennek segítségével megállapításokat tettünk a magassági hideg örvények elhelyezkedésére Magyarországhoz viszonyítva, középpontjuknak a hőmérsékletére, a tengelydőlésükre, a hidegcseppek hőmérsékletének horizontális változásaira és megkíséreltük a mozgásuk rekonstrukcióját a pályautvonaluk kirajzolásával (Gaál and Ihász, 2013).

Idői tudományos diákköri dolgozatomban (Gaál, 2014), az elmúlt 15 évből 150 hidegcseppes napot elemezve a korábbi vizsgálatainkat tovább folytattuk, melynek többek

között három fő iránya volt. Az egyik fő irány a hidegcseppek szubjektív tipizálása volt, melyben kísérletet tettünk a magassági hidegcsepp és a magassági hidegörvény elkülönítésére és ezeken belül alcsoportok létrehozására. A jelenség csoportjainak kialakításában segítségül jet stream-, potenciális örvényességi egység-, izentróp potenciális örvényesség-, szélnyírási- és 500 hPa-on mért hőmérsékleti advekción térképeket készítettünk és azokat vizsgáltuk. A másik fő irány a determinisztikus előrejelzések mellett, az ensemble előrejelzésekre alapozott kutatásokat voltak. Kutatásunk harmadik részében a 150 hidegcseppes esetünkre vonatkozóan verifikációt készítettünk (Gaál and Ihász, 2013). Vizsgáltuk a képződmény magjának az analízis által meghatározott hőmérsékletét és a hőmérsékleti eltérést 24-120 óra távlatban. Ugyanígy technikával a mag pozíciójának az eltérést is ábrázoltuk.

A diplomamunkámban először ismertetem a hidegcseppek kutatásának irodalmi hátterét. A második fejezetben bemutatom, hogy a cut-off ciklonokban a hidegcseppek milyen módon fűződhetnek le. A harmadik fejezetben ismertetem a hidegcseppek életciklusának főbb fázisait és jellemzőit. A negyedik fejezetben a hidegcseppek általunk felhasznált diagnosztikai módszereinek irodalmi áttekintését mutatom be. Az ötödik fejezetben a felhasznált adatbázis legfontosabb jellemzőit összegzem. A hatodik fejezet során a saját kutatási munkánkat vázoló fel, mely tartalmazza a szubjektív tipizálásunkat (mely több különböző meteorológiai paraméter térképen való ábrázolásának segítségével történt), az ensemble térképek bemutatását és végül a hideg mag hőmérsékleti- és térbeli verifikálását. A hetedik fejezetben a 2013-es nagy dunai árvizet elemzem meteorológiai szempontból. Végül a nyolcadik fejezetben a korábban már térképes megjelenítései eszközökkel bemutatott esettanulmányainkat vizsgálom újonnan fejlesztett 4 paraméterből álló fáklya diagramjaink segítségével.



1.a és 1.b ábra. 2013. május 14-én magassági hidegcsepp Magyarország fölött, és 2013. május 26. 14 órakor (12 UTC) egy Közép-Európa felett örvénylő magassági hideg légörvény az ECMWF modell analízisében (fehér vonal: 500 hPa-os geopotenciál mező, színezés: 500 hPa-os hőmérsékleti mező) (forrás: Csonka, 2013)

1. A hidegcseppek irodalmi áttekintése

Mint azt már a bevezetésben említettük, a hidegcseppek szinoptikai vizsgálata az elmúlt évtizedekben talán kevésbé volt kutatás tárgya mind a hazai- mind az európai- vagy világ-szakirodalomban. Következésképpen meglehetősen keveset tudunk a keletkezési helyeikről, kialakulási feltételeikről és a dinamikai- és szinoptikus hátterükről.

Elsőként talán *Scherhag* használhatta a „Kaltlufttropfen” kifejezést 1949-ban, mely hidegcseppet jelent. Munkája során, már esettanulmányokban vizsgálta a hidegcseppek keletkezését és fejlődését télen és nyáron is, Németország térsége felett (*Scherhag*, 1949).

Buschner 1951-es munkájában két téli hideg levegő-csepp áthelyeződését, felépítését és dinamikáját vizsgálta. Szerinte az egyes levegőrészecskék átáramlanak a hideg levegő-cseppen, miközben a hátoldalon a hideglevegő-hegyre felsiklanak és ismét lesiklanak az előoldalon. Erre az eredményre úgy jutott, hogy a talajközeli áramlást összehasonlította a kisebb áthelyeződési sebességű csapadékeloszlással. Így a „hideg levegő-csepp” kifejezés félrevezethető is lehet, mert azt sugalja, hogy az objektum mindig ugyanazokból a levegőrészecskékből áll (*Buschner*, 1951).

1963-ban *Peltonen* elemzésében egy 1959 novemberében keletkezett intenzív magassági ciklonról (hidegcsepről) olvashatunk egy esettanulmányt, mely Kelet- és Észak-Európa fölött keletkezett. A szerző arra következtetett, hogy az ilyen képződményekre jellemző a talajszinti áramlással történő áthelyeződés, miközben gyakran az áthelyeződési sebesség, csak a szélsősebesség 60-70%-át éri el. Szerinte a „hideg levegő-csepp” úgy jelenik meg a talajszinti mezőben, mint egy gyenge áramlás egy keleti áramláson belül, melyben terjedelmes csapadékos terület helyezkedik el a talajszinti teknő hátoldalán, ezzel szemben az előoldalon, a felhőzet az egyes területeken felszakadozott. A szerző munkájából kiderül, hogy a talajszinti mezőt a 850 hPa-os hőmérsékleteloszlással összehasonlítva pontosan ott található a csapadékmező a hideg terület hátoldalán, ahol erős a meleg advekció. Az erős hideg-levegő advekció körzetében az előoldalon az alsó troposzférában jól kifejezett gerincet találunk (*Peltonen*, 1963).

Magyarországon a hideg levegő-cseppel először *Bodolainé* foglalkozott 1983-ban, aki szinoptikus osztályozást hozott létre a Kárpát-medence térségére. Az osztályozásban csak azok a helyzetek kaptak szerepet, melyek árhullámot hoztak létre a Duna- és a Tisza vízgyűjtő területén. Hét típust határozott meg: west, west-peremháborgási, zonális, vonuló mediterrán, centrum, nyugati ciklon és hideg légcsepp típus. *Bodolainé* úttörő módon

végezte a veszélyes időjárási helyzetek hideg légcseppekkel való kapcsolatát és tipizálását Európában is. Módszere során az 500 hPa-os abszolút és az 500/1000 hPa-os relatív topográfia térképek teknővonalait és a talajközeli ciklonok helyzetét vizsgálta (*Bodolainé, 1983*).

A hidegcseppek vizsgálata során Németországban összetettebb kutatások is következtek, amelyet már *Kurz* is megmutatott 1986-os munkájában. Elemezte a hidegcseppek leszakadásának menetét és az ún. „cut off” ciklonokkal való kapcsolatát, emellett a jelenség fizikai hátterének mélyebb megismerését is megkísérelte. Leírja, hogy ezek a képződmények főképp télen mutatkoznak, majdnem kizárólag a szárazföld felett. Szerinte kétféleképpen keletkezhetnek, lehetnek egy „leszakadási” folyamat termékei és egy olyan egész troposzférát érintő ciklogenezis maradványai is, mely a talajszinten a súrlódás következtében gyorsan feloszlik, míg ezalatt a magassági alacsony képződmény megmarad (*Kurz, 1986*).

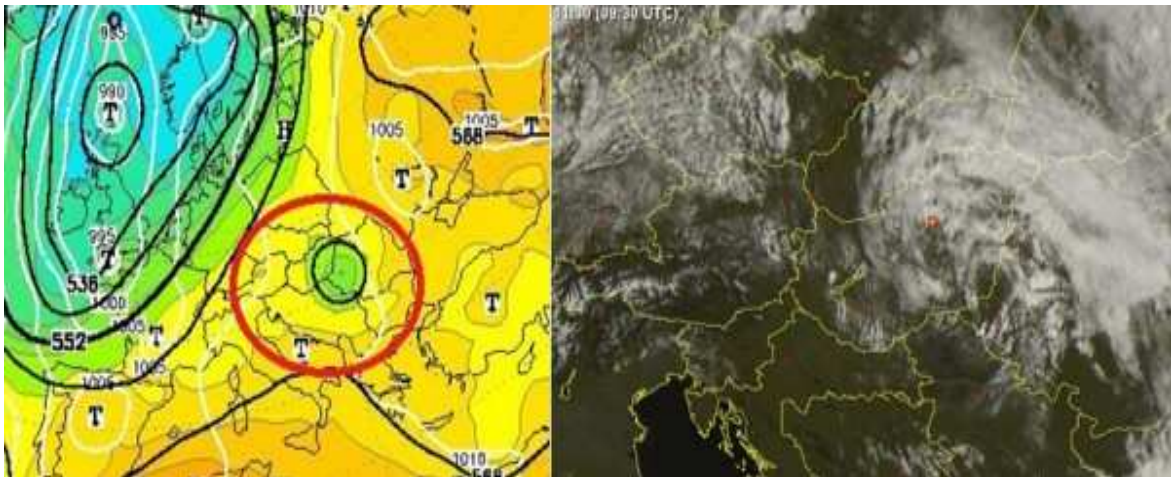
Egy Spanyolországban készült tanulmány rámutat (*Leon, 2003*) a hidegcseppek létezésének jelentőségére, mely spanyol nyelven „La gota fría”-ként ismert. Spanyolországban akkor jön létre, amikor egy nagy hideg poláris légtömeg, lassan Nyugat-Európa fölé helyeződik (általában 5-9 km magasságban). Hatalmas károkat tud okozni a spanyol térségben, főként Délkelet-Spanyolországban a Földközi-tenger térségében, amikor is az északról érkező hideg levegőtömeg a Pireneusok felett benyomul a spanyol meleg levegőbe. Ilyenkor 100-200 km/h-ás szelet is okozhat jelentős esőzésekkel. Extrém esetben 500 mm csapadék is hullhat óránként az objektumból, emellett havazást és jégesőt is kiválthat, mely hatalmas árvizekhez vezethet.

Nieto és munkatársai 2005-ben leszakadt hideg örvényeket vizsgáltak klimatológiai szemszögből a teljes északi hemiszféra térségében. Vizsgálatukban 41 éves időtartamra NCEP reanalízis adatokat használva, objektív módszerekkel próbálták meghatározni minél jobban a hidegcseppek előfordulási helyeit. Módszerükben kritériumként vizsgálták a 200 hPa-os geopotenciál minimumot, a leszakadt örvény cirkulációját, és a speciális struktúrát a vastagságban és a hőmérsékleti mezőkben. Ellentétben elődeikkel, szerintük sokkal inkább a nyári félévben jönnek létre hidegcseppek, mint a téli félévben. Emellett kapcsolatot próbáltak keresni a jet stream és a hideg örvények között és a klimatológiai változatosságban is.

2012-ben a BSc-s szakdolgozatomban ECMWF ERA Interim adatok felhasználásával vizsgáltuk a magassági hidegcseppeket. Hidegcsepp felismerő algoritmus

segítségével 70 hidegcseppes esetet analizáltunk az elmúlt 10 évből Közép- és Kelet-Európa térségére. Ennek segítségével megállapításokat tettünk többek között a magassági hideg örvények Magyarországhoz viszonyított elhelyezkedésére (2.a és 2.b ábra), középpontbeli hőmérsékletérükre, a tengelydőlésükre, a hidegcseppek hőmérsékletbeli horizontális változásaira és a pályaútvonaluk kirajzolásával történő mozgásuk rekonstruálására. A szakdolgozatban a hidegcseppeket és a magassági hidegörvényeket szinonimaként említjük, melyet a jelenlegi dolgozatban már megkísérelünk különválasztani.

A magassági hidegcsepp és a magassági hidegörvény elkülönítésének szükségességét már (Csonka, 2013) is említi. Miszerint a hidegcseppek és a hidegörvények igen változatos méreteloszlást mutatnak a pár száz kilométeres átmérőtől, a több ezer kilométeres átmérőjű örvényekig. Általában a pár száz kilométer átmérővel, magasban lévő hideg maggal és záródó áramvonalakkal rendelkező jelenségeket nevezzük hidegcseppnek a szakmai terminológia szerint.



2.a és 2.b ábra. A bal oldali ábrán egy magassági hidegcsepp található Magyarország délkeleti részén, a jobb oldali ábrán ugyanez a képződmény a műholdfelvételen
(forrás: idojaras.hu)

2. A blocking helyzetekből leszakadó „cut off” ciklonok és a hidegcseppek kapcsolata

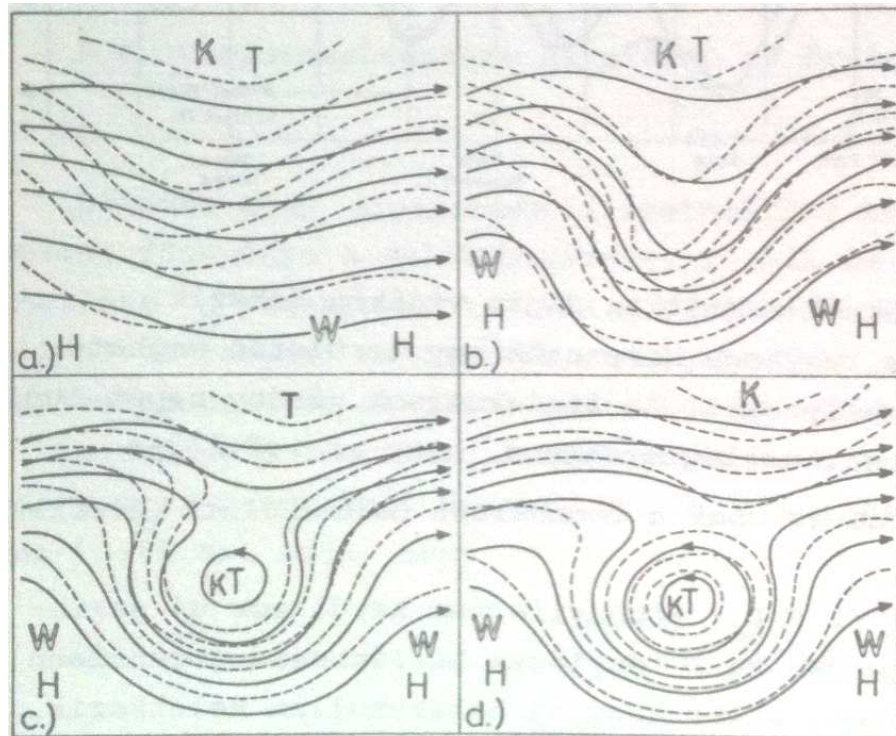
A blocking jelenségkörnek kiemelt szinoptikus jelentősége van a hidegcseppekre nézve, ezen belül is főként a blocking anticiklonoknak. A mérsékelt szélességeken a domináns áramlás zonális (nyugat-keleti irányú), mely meridionálissá (észak-déli irányítottságúvá) csak bizonyos esetekben válik. Blockingnak hívjuk azt a helyzetet, mikor megszakad a zonális áramlás és ennek következtében meridionálissá válik és ez tartós időn keresztül fennáll. Abból ered a jelenség neve, hogy egy tartósan egy helyben veszteglő anticiklon blokkolja a zonális áramlást. Ehhez a rendszerhez ciklonok is kapcsolódhatnak.

Az 1940-es években kezdődött a blocking jelenségkör kiterjedtebb vizsgálata (*Rex*, 1950 /a, /b). A jelenség kutatására nagy szükség van, mivel legalább néhány napig, de olykor egy héten túl is fennállhat, így nem csupán a rövidtávú előrejelzésre van kihatással. A blocking állapot igen nagy térségekre terjed ki, ahol szélsőséges időjárást okozhat (pl. nagyfokú eltérés a csapadék és hőmérsékleti mezőkben), mely huzamosabb ideig is fennállhat (*Gyuró*, 2001, 2002; *Tóth és Gyuró*, 2006).

Blocking helyzetek tipizálásakor jellegzetes áramlási képet kapunk, melyek az 500 hPa-os főizobárszinten egy-egy blocking esemény fennállásakor mutatkoznak meg. A főizobárszint analízise alapján szokták a típusait azonosítani. Az 500 hPa-os szint analízise szerint a blokkoló anticiklonok típusai (*Tóth*, 2007) alapján megkülönböztetünk: Rex-típusú blockingot; ómega-helyzetet; „tűzgyűrű”, avagy leszakadó anticiklont; leszakadó, alacsony nyomású rendszert és kettéhasadó áramlási mezőt. Számunkra az ómega helyzet a fontos, mely áramlási képe a görög ómega betűhöz hasonlít. Az ómega-típus az 500 hPa-os főizobárszinten jelenik meg, melyben a többi típustól eltérően a jelenség fennmaradása alatt, alig változik az anticiklonok és ciklonok helyzete. Két ciklon foglal helyet az ómega betű két oldalán, a ciklonok elhelyezkedési helyén az időbeni állandóság miatt általában jelentős mennyiségű csapadékhullás következik be. Az ómega típusú blocking helyzet kialakulása során gyakran hidegcseppek leszakadására számíthatunk, mintahogyan ezt a későbbiekben láthatjuk majd (3. ábra).

A talajszinti ciklonok és anticiklonok keletkezésének ideje alatt a magasban is létrejönnek zárt örvények, melyek a rövidhullámú teknőkből és gerincekből alakulnak ki és végezetül a talaj-örvények felett helyezkednek el függőlegesen. A folyamatra különösen jellemző továbbá, hogy a talajszinti lezáródás után következik be a lezáródás a magasban,

tehát az idő folyamán a talajszinti alacsony- vagy magas képződmény a magasba növekszik. A hőmérséklet eloszlás jellege szerint a keletkező örvények felnyúlnak a közép- vagy felsőtroposzféráig, de olykor egészen az alsó sztratoszféráig is.



3. ábra. Zárt magassági alacsony képződmény kifejlődése. T: alacsony, H: magas, W: meleg, K: hideg. A folytonos vonalak izohipszák, a szaggatott vonalak izotermák
(forrás: Kurz, 1986)

Azonban a talajmezőtől függetlenül is bekövetkezhet a magassági ciklonok és anticiklonok keletkezése, illetve megelőzheti egy talajszinti fejlődés. Ez esetben leszakadási (cut off) folyamat zajlik le. Ilyenkor mindig a magassági áramlás labilis hullámai a fejlődés kiindulópontjai, amelyeknél a potenciál hullám mögött fekszik a hőmérsékleti hullám. Ekkor a potenciál hullám teknőjének körzetében hideglevegő-advekciónak uralkodik és a hullámgerinc körzetében, pedig meleglevegő-advekciónak. Mindemellett a fáziseltolódásból következik, hogy a magassággal hátrafelé dőlve kell haladnia a teknők és a gerincek függőleges tengelyének. Gyakran észlelhető a kezdeti stádiumban aszimmetrikus széleloszlás, a legerősebb szelek a teknő illetve a hátság tengelyétől hátrafelé találhatóak.

Gyorsan növekszik a labilis geopotenciál mezőbeli hullám amplitúdója, míg esetleg csökken a hullámhossza, emellett a hőmérsékleti hullámra is hasonló érvényes. Végeredményben a sarkvidéki területről elszakad a dél felé nyomuló hideg levegő,

ugyanúgy, mint a szubtrópusi területektől elszakadó, észak felé nyomuló meleg levegő. Ennek következtében hideg magassági alacsony képződmény lesz található a teknő déli végén, míg meleg magassági anticiklon fog kialakulni a gerinc körzetében. Gyakran egyidejűleg zajlik le a két folyamat. Az áramlási mező, gyakran Ω alakot ölthet, a zárt magassági magas képződmény kifejlődésénél (*Wantuch, 2005*).

Mivel a hideg levegőtömeg nagy ciklonális és a meleg levegőtömeg, pedig nagy anticiklonális örvényességre tesz szert egyidejűleg, így a potenciális örvényesség megmaradásának tételével megegyeznek ezek a hőmérsékletváltozások. Többnyire hosszú az élettartamuk a nagyobb „leszakadási” ciklonoknak és anticiklonoknak, emellett valamely terület nagytérségű időjárási helyzetét döntő módon meghatározzák, mivel lassan vándorolnak, vagy helyhez kötöttek maradnak. Ezek a zonális áramlást blokkolják és több ágra hasadásra kényszerítik, többé-kevésbé nagy meridionális komponensekkel.

Hosszantartó nyugati áramlás blokkolására kerülhet sor, ha egymás mellett képződik több magassági ciklon és anticiklon. Általában ott kezdődik ilyen fejlődés, ahol az áramlás mentén jelentősen csökken a zonális sebesség, a nagytérségű szétáramlás körzetében.

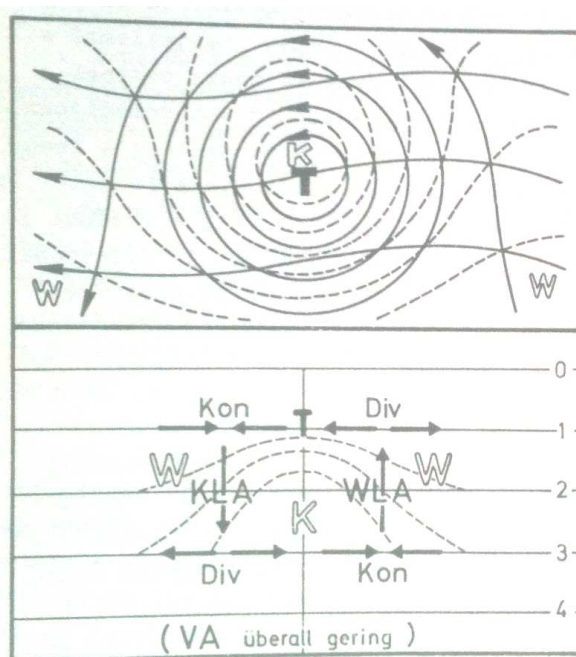
Azokban az esetekben, melyekben semmilyen, vagy csak gyenge ciklonális cirkulációt találunk a hideg magassági ciklon alatt a talajszinti mezőkben, akkor hideg levegő-csepről beszélhetünk a magasban. Ezek „leszakadási” folyamat termékei is lehetnek, de sok esetben azonban az egész troposzférára kiterjedő ciklogenezis maradványai, melynek során a súrlódás hatására a talajszinti alacsony képződményben megindul a lezáródás és gyorsan feloszlik, míg a magassági alacsony képződmény megmarad (*Kurz, 1986*).

3. A hidegcsepp szinoptikai háttere

A hidegcseppekre jellemző a talajszinti áramlással történő áthelyeződés, eközben gyakran a szélesebbség 60-70%-át éri el az áthelyeződési sebesség. A képződmény úgy jelenik meg a talajszinti mezőben, mint a keleti áramláson belül egy gyenge hullám-áramlás.

Terjedelmes csapadékos terület helyezkedik el a talajszinti teknő hátoldalán, míg a felhőzet egyes területeken, az előoldalon szakadozott. A hideg terület hátoldalán pontosan az erős meleg-levegő advekciónál körzetében található a csapadékmező a 850 hPa-os hőmérsékleteloszlással összehasonlítva. Kissé eltolódott erre az oldalra mind a talajszinti és mind a 850 hPa-os teknő is. A szerző leírja, hogy a 850 hPa-os hideg terület felett, csaknem kör alakú magassági alacsony hideg képződmény található 500 hPa-on, melynek szimmetrikus a termikus felépítése. Ezzel szemben 300 hPa-on a magassági alacsony képződmény már meleg maggal, de hasonló intenzitással jelenik meg és a környezethez képest megfordított hőmérsékleti gradienssel rendelkezik. Emiatt a ciklonális cirkuláció 300 hPa felett gyorsan csökken. A magassági ciklont 500 és 300 hPa között gyűrűszerű jet áramlás veszi körül. 550 hPa-ig nyúlik fel a hideg levegő-hegy, efölött a környezeténél melegebb a mag. Ezzel összefüggésben a magassági alacsony képződmény magjában a tropopauza besüllyedése mutatkozik. A szerző szerint az izentrópok menete bizonyítja, hogy nem a sztratoszférából származik az 570 hPa-on fekvő tropopauza levegője, hanem a tropopauza lesüllyed egészen eddig a szintig. A szerző azt feltételezi, hogy ez a mély diszkontinuitás a magassági ciklon keletkezése alatt újból képződik, míg eltűnik az eredeti magasabban elhelyezkedő tropopauza (*Peltonen, 1963*).

Olyan ciklonok keletkezhetnek a magassági áramláson belüli leszakadási- („cutoff”) folyamat által, amelyek magasra felnyúló hideg levegővel vannak kitöltve és csak a magasban láthatóak. Azonban sok esetben ezek olyan, teljesen okkludált ciklon maradványai, amelynek a súrlódás által feltöltődött a talajszinti örvénye. Mint ahogyan a (4. ábra) mutatja, a hőmérsékleti-advekciónál határozza meg az ilyen képződmények dinamikáját. Az örvényességi-advekciónál általában gyenge a talaj közelében és a magassági kör alakú áramvonalrendszer körzetében is.



4. ábra. Felül egy hidegcsepp vízszintes vetülete látható. Alul, pedig egy függőleges metszet a függőleges mozgás és a vízszintes divergencia eloszlásával, melyekben szaggatott vonallal vannak jelölve az izentróp vonalak. K: hideg, W: meleg, T: alacsony, KLA: hideg levegő advekción, WLA: meleg levegő advekción, VA: örvényességi advekción (forrás: Kurz, 1986)

A hideg levegő csepp előoldalán, az erős hideg advekción süllyedést idéz elő a talaj közelében divergenciával és a magasban konvergenciával. A divergencia révén a talajmezőben magas nyomású gerinc keletkezik. Ciklonális örvényesség keletkezéséhez vezet a konvergencia a magasban, mely engedi erre a területre előrenyomulni a magassági örvényt. Adiabatus fölmelegedéssel jár a süllyedés, amelynek révén csökken az advektív lehülés.

A hátoldalon felszálló mozgással meleg-advekción uralkodik, felhőképződéssel és csapadékkal. A konvergencia miatt talajszinti tekón keletkezik az emelkedési terület alatt, míg ciklonális örvény épül a magasban lévő divergencia miatt. Adiabatus lehüléssel kapcsolatos az emelkedés, amely az advektív fölmelegedést csökkenti. A talajhoz közeli áramlás sebességéhez képest egy hideg levegő csepp csak mintegy 70 %-ával helyeződik át, mely a függőleges mozgások kompenzáló hatásából adódik. Erős diabatikus fölmelegedésnél, mely a talajtól kiinduló (pl.: szárazföldről egy meleg tengeri területre való átlépésnél) egy ilyen hidegcsepp átalakul egy alacsony nyomású függőleges tengelyű képződménnyé.

Az imént leírt dinamika csak olyan magassági ciklonokra érvényes, amelyek erősen kifejlődtek, és körzetükben kicsi az örvényességi-advekción. A függőleges mozgásokat

illetően az örvényességi-advekciónak szignifikáns és ellene dolgozik a hőmérséklet-advekciónak olyan zárt alacsony nyomású területeknél, melyek teknő-gerinc rendszerekbe vannak beágyazódva. Az Ω -egyenletben esetleg kompenzálja egymást a két tag, és a képződmény a legerősebb pozitív örvényesség-advekciónak irányába vándorol, említésre méltó függőleges mozgások nélkül. A magassági alacsony nyomású képződmény, vándorló hullámként viselkedik abban az esetben, ha az örvényességi-advekciónak dominál, amelynek az előoldalon felszálló mozgás van és a hátoldalon pedig, leszálló mozgás (Kurz, 1986).

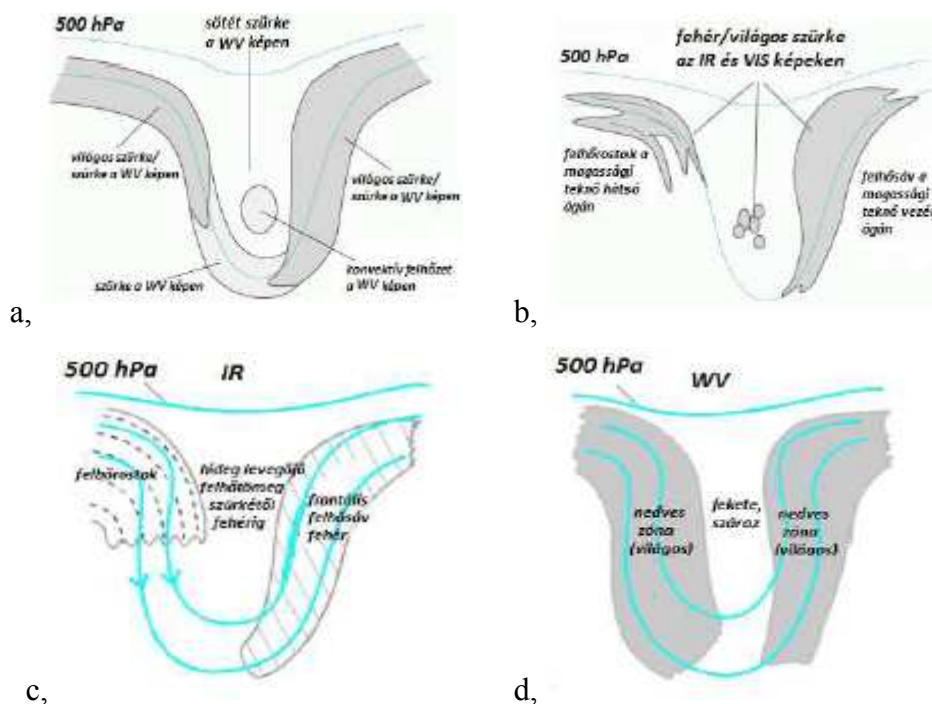
Mint már említettük a magassági hideg örvény a közép és felső troposzférában ciklonális áramlású. Más néven ezt hidegcseppnek nevezzük, mert hidegebb a benne található levegő, mint az azt körülvevő légtömeg. Általában az érett stádiumú extratropusi ciklonoknál kisebb skálájú képződmények. Az örvénylés a következménye az életciklusukban annak, hogy izolálódnak a végfázisban a fő nyugati áramlástól. Relatív hosszú életűek a magassági örvények, melyek jellemző élettartama 3 és 10 nap közé tehető. Instabil lehet a magassági örvény alatti levegő, mely konvekcióhoz és a konvektív felhőképződéshez vezet. Az örvény felhőszerkezete a látható (VIS), infravörös (IR), és vízgőz (WV) csatornában készült műholdképeken az életciklusuk jelenlegi állapotára is utal (ZAMG, 2011 /a, /b).

Négy részre osztható fel egy klasszikus fejlődésű magassági hideg örvény életciklusa, mialatt a vezető áramlásról a magassági teknő alja leválik, és végül fel oszlik vagy egy másik teknővel egyesül (ZAMG, 2011 /a, /b).

1. magassági teknő (upper level low) fázis
2. leszakadás előtti (tear-off) állapot
3. leszakadt örvény (cut-off) állapot
4. végső fázis (final stage)

3.1. A magassági teknő fázis

Már említettük, hogy a fő áramban található instabil hullámok jelenléte a magassági örvény képződésének előfeltétele, ahol a geopotenciális hullám a hőmérséklet hullám előtt helyezkedik el (5. a-d ábra). Ez a fázis az, ahol a frontális felhőtömeg mögött még fennáll az említett magassági teknő, így jól fejlett felhősáv látszik a műholdképeken a magassági örvény főágától nézve. Az infravörös (IR 10.8) és látható (VIS 0.6) képeken ez a felhőtömeg fehér, mely mutatja az ott jelenlevő vastag réteges felhőborítottságot.



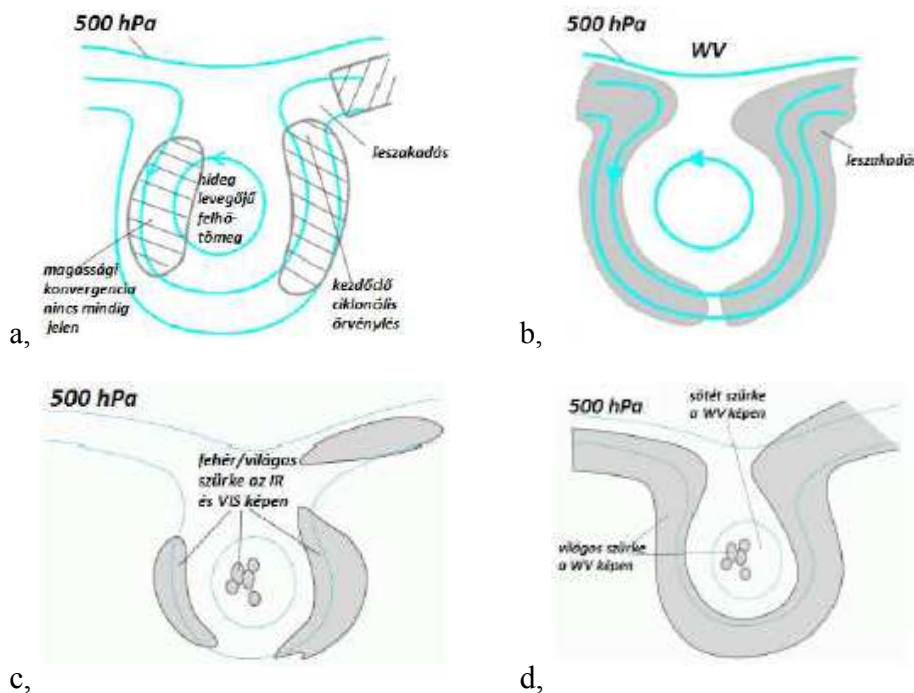
5. a-d ábra. A magassági teknő fázis sematikus ábrája és a műholdképeken való felismerhetősége

Létrejöhetnek teknővel utazó gomolyfelhők a magassági teknő hátulsó sávján, melyek a jelenséget követő melegfronthoz kapcsolódnak normális esetben. A frontális felhősávokkal ellentétben, a látható felhőrostok magas szintű felhők, amiket emiatt csak a WV (WV 6.2) és IR képeken láthatunk. Szintén fennállhatnak hideg levegőjű felhőtömegek, de ezek nem látszanak a vízgőz képeken. A magassági örvényhez tartozó izohipszák és izotermák déli irányú elhajlása az északi hemiszférában, a teknő süllyedéséhez vezet. A teknő belsejében hideg advekciónak, míg a geopotenciális hullám gerincén pedig meleg advekciónak alakul ki. A magassággal hátrafelé irányuló dőlés jellemző a teknő vertikális tengelyén. Növekszik a hullámok amplitúdója, a hullámhossz viszont csökken (ZAMG, 2011 /a, /b).

3.2. Leszakadás előtti állapot

A fő meteorológiai folyamata ennek a szakasznak a teknő elszakadása a vezetőáramlástól. Inkább növekszik az amplitúdója a hullámnak (mélyül a hullám), majd a poláris áramról a hideg levegő le fog szakadni a déli régiókban. A magassági teknő alja a vezetőáramlástól lassanként elválik, amely következtében a középtroposzférában egy zárt izohipszákból álló cirkuláció jön létre. Minthogy ez az örvény még a kezdeti stádiumában van, emiatt nagyon gyenge, és a fordított ómega alakú izohipszákat a fő magassági áramlás még követi. A gerinc gyakran kelet felé mozog a fő magassági teknő mögött, a teknőnél gyorsabban.

A felhőtömeg világosszürkétől fehérig látszik az IR 10.8 képeken, míg sötétszürkétől szürkéig jelenik meg a VIS 0.6 képeken. Pontosan kivehető az örvénylő sávú nedves levegő a WV 6.2 képeken. Emellett a sötétszürkétől a feketéig mutatkozik meg a hideg levegő, jellegzetesen a teknő közepén, ezzel jelezve a száraz és néhány esetben sztratoszférikus levegőt. Mialatt az IR képeken korlátozottan látható a felhő szerkezet a leszakadt magassági teknő területén, addig jellegzetesen elterül a terület a WV felett, jelezvén a nedvesség forrásokat (6. a-d ábra) (ZAMG, 2011 /a, /b).



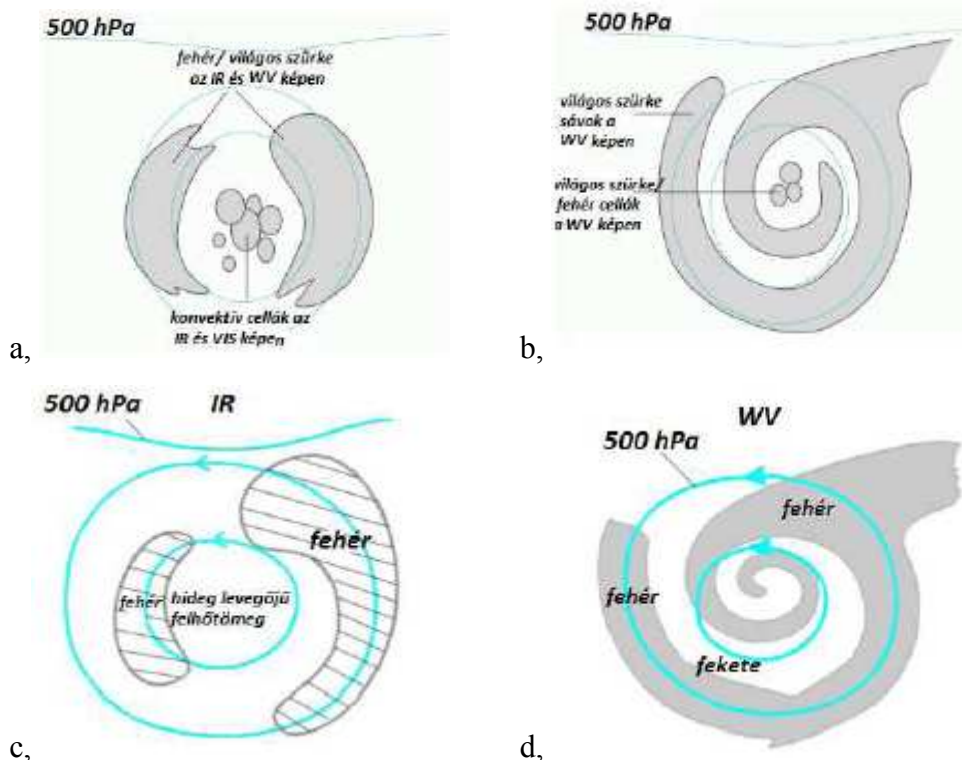
6. a-d ábra. A leszakadás előtti állapot sematikus ábrája és a műholdképeken való felismerhetősége

3.3. Leszakadt örvény állapot

Ellentétben az előző fázissal a magassági örvény most a leghangsúlyosabb és a leszakadás már befejeződött. A szélmező a legfejlettebb zárt cirkulációt 500 hPa-on mutatja. A teljes leszakadás fázisa alatt, nem csak horizontális advekciót okoz a hidegebb levegő miatt fellépő hőmérsékletváltozás, hanem a hőmérséklete állandó marad az érett magassági örvény hideg levegőjének, vagy olykor csökken. Két folyamatot hoz létre a diabaticus hő átadása a felszíntől a magasabb szintek felé:

- Egyrészt instabilitást okoz a magassági hidegörvény magjában a diabaticus hő átadása, mely gyakran zivatarfelhő fejlődéséhez vezet.
- Másrészt, egyre melegebbé válik a hideg levegő a magban, így a mag és a környezet között lecsökken a horizontális hőmérsékleti gradiens. Emiatt az örvénylés gyengül, s esetenként teljesen le is állhat. Gyakori azonban, hogy egy újrafelződés veszi kezdetét és az örvény újraegyesül a vezető áramlással.

Nagyon lassú a teljesen fejlett magassági örvény elmozdulása, ezért értelmezhetjük kvázi-stacionáriusként. Mindkét felhősáv ciklonális görbülete erősebbé válik leszakadt állapotban. A WV 6.2 – WV 7.3 képeken gyakran a szegélytől a magassági örvény közepéig húzódik a ciklonális spirál (7. a-d ábra) (ZAMG, 2011 /a, /b).

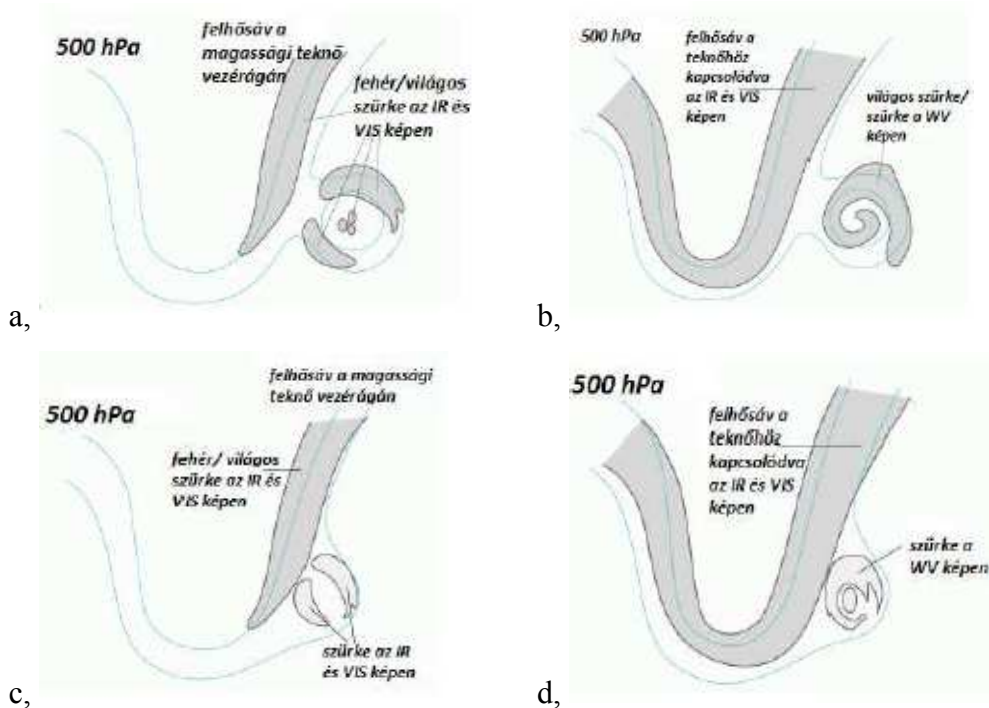


7. a-d ábra. A leszakadt örvény sematikus ábrája és a műholdképeken való felismerhetősége

3.4. Végző fázis

Az utolsó fázisban a magassági örvényben intenzív konvekció lép fel, a nagyon hideg felszíni területeket kivéve. A felszínhez közel, a meleg levegő és a sűrűdés miatt lelassul az örvény cirkulációja. A konvekció meleg levegőt hoz a magasabb légrétegekbe és felfelé irányul a sűrűdés hatása. Ennek következtében lassan gyengül a magassági örvény. A legtöbb esetben újra egyesül a vezető áramlással a magassági örvény mielőtt a konvekció hatására teljesen feloszlaná.

Legtöbbször hátulról közeledik a nagy teknő a vezető áramlásban és eléri a magassági örvényt. A magassági örvény így egy másik magassági örvénnyel egyesülni tud és elragadja a magassági örvények kombinációját a vezető áram. A magassági örvény ha messze van a fő áramtól, feloszlik a konvekció miatt. A magassági teknő ha fejlett, emellett erős a baroklinitás és meleg a felszín, megfigyelhető egy baroklin fejlődésmenet a magassági teknő főágán (8. a-d ábra).



8. a-d ábra. A végző fázis sematikus ábrája és a műholdképeken való felismerhetősége

Általában egymás után több ciklon fejlődik. Fokozatosan gyengül a nagy magassági örvény, és végül elkapja a maradványát a fő áram. A fejlődésmenet akár 3-10 napig is eltarthat. A méretük és az élettartamuk szerint, kétféle magassági örvényt különböztetünk meg: 2-4 nap a kis örvények élettartama, míg 5-14 nap a nagy örvényeké. Kissé gyakoribbak a nagy örvények, mint a kisebb méretűek (ZAMG, 2011/a, /b).

4. A hidegcseppek diagnosztikai módszereinek fizikai háttere

4.1 Futóáramlás, avagy jet stream

A futóáramlás, avagy jet stream felfedezésének a kora, egészen a XIX. század végéig nyúlik vissza, amikor is kísérleti ballonokkal és sárkányokkal többször is nagy szélességet mértek a magaslégkörben. Wasaburo Ooishi volt az első ember, aki ballonos méréseivel az 1920-as években kimutatta, hogy az alsó sztratoszférában az erős nyugati áramlás minden évszakban jelen van. Wiley Post amerikai pilóta, szintén az 1920-as években, olyan ruhákat tervezett, amely a légnyomás külső csökkenésének ellenáll. Post, a Szibéria feletti sztratoszféra-repülései alkalmával „széles levegőfolyamról” számolt be. Német aerológusok az 1930-as években magaslégköri mérésekkel vizsgálták a ciklonok keletkezését. Közülük Richard Sherhag javasolta először a tropopauza feletti frontok vizsgálatát, arra a kérdésre keresve választ, hogy „Van-e ott front?”. Heinrich Seilkopf, a frontkutató német csapat tagja használta először a sugáráram (Strahlströmung) kifejezést. 1933-ban Tóth Géza, a német aerológushoz kapcsolódva, is mért 30 m/s fölötti szélességet Budapest fölött. 1943-ban a haditudósok arról számoltak be, hogy a Royal Air Force gépei Gironde fölött, olyan erős hátszélbe kerültek, hogy a legénység kénytelen volt a gépeket ejtőernyővel elhagyni, ennek következtében a katonák a vichy-i kormány fogságába estek. 1944-ben, a US Army Air Force B-29-eseinek pilótái a Japán területek bombázása közben 140 csomós hátszélről számoltak be. Carl-Gustav Rossby a jelenséget vizsgálva „jet-stream”-nek nevezte el a szélcsatornát. Erik Palmén és a Chicagói Iskola tagjai adták meg a jelenségkör teljes leírását az 1950-es években (Gyuró, 2007).

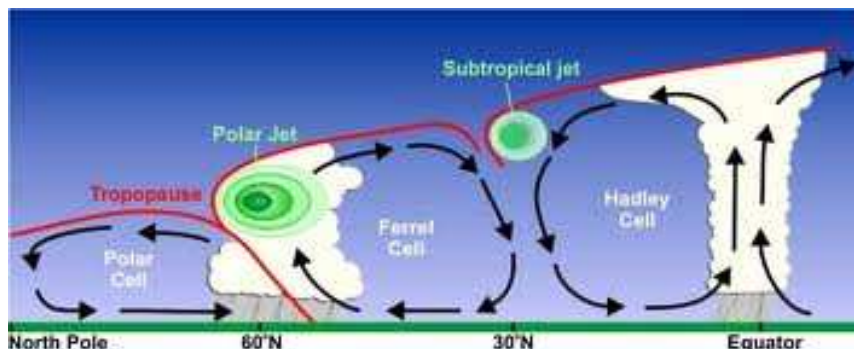
A futóáramlás a WMO által elfogadott meghatározás szerint: erős ($v_{max} > 30$ m/s), keskeny (néhány 100 km széles), csőszerű áramlás (több ezer km hosszú), amely közel vízszintes tengely mentén halad a felső troposzférában és a sztratoszférában, nagy függőleges (vertikális szélnyírás: > 5 m/s 1 km-en belül) és vízszintes (horizontális szélnyírás: > 5 m/s 100 km-en belül) szélesség gradiens jellemzi, s egy vagy több szélesség maximum fordul elő benne (mérési definíció: WMO: Aerológiai Bizottság, 1957) (Wantuch, 2005).

Futóáramlás ott figyelhető meg, ahol nagy a vertikális szélnyírás, amely pedig ott nagy, ahol az ageosztrofikus szélkomponens is. A termikus szél a leggyakoribb ageosztrofikus szélkomponens, melyet a horizontális hőmérsékleti gradiens értéke határoz

meg. A frontok közelében nagy a horizontális hőmérsékleti gradiens értéke, így a markáns frontokat jet áramlás kíséri. Mindig van sugáráram az állandósult frontok (szubtrópusi front és a polárfront) közelében.

Két feltétel szükséges a jet stream keletkezéséhez: nagy hőmérsékleti kontraszt és a Coriolis erő létezése. A frontálzónák két oldalán elhelyezkedő légtömegek közötti nagy hőmérsékleti kontraszt igen erős nyomási gradiens erőt eredményez, mely felgyorsítja a magas légköri áramlásokat. A második feltétel a Földön az Egyenlítő közvetlen környezetében lévő, néhány fokos földrajzi szélességű sáv kivételével mindenütt teljesül. A Hadley-cella felszínnel párhuzamos, felső troposzférikus ágára egyre erősebben hat az eltérítő erő, ezért a sugáráram létrejötte szükségszerű. Az áramlás meridionális komponense fokozatosan csökken, míg növekszik zonális komponense. A Föld görbülete miatt közelebb kerül a forgástengelyhez az egyre erősebben zonálissá váló áramlás, ezért felgyorsul és megelőzi a Föld forgását (Gyuró, 2007).

Két felső-troposzférikus jetáramlást tartalmaz az északi félgömb cirkulációs sémája, ezek a szubtrópusi front és a poláris front baroklin zónáihoz vannak kötve, melyeket ennek megfelelően szubtrópusi jet-áramlásnak (SZTJ) és poláris fronti jet-áramlásnak (PFJ) neveznek (9. ábra).



9. ábra. Az északi hemiszféra sematikus vertikális keresztmetszete, mely a jet stream és a tropopauza viszonyát ábrázolja (forrás: srh.noaa.gov)

A szubtrópusi jet stream a kvázistacionárius Hadley-cirkulációhoz való tartozásának megfelelően a kb. 12 km magasságban (200 hPa-os szint vagy afelett) vonuló helyzetét és intenzitását tekintve állandó és csak igen lassú, az évszakok által meghatározott változásokat végez. Teljesen körülveszi a Földet a nyugati irányú áramlása, melyben két szakadás található a kontinensek keleti partjainál. Általában a 20-35°-os szélességek között húzódik télen, de olykor magasabb szélességekre is behatol. Belsejében az átlagos

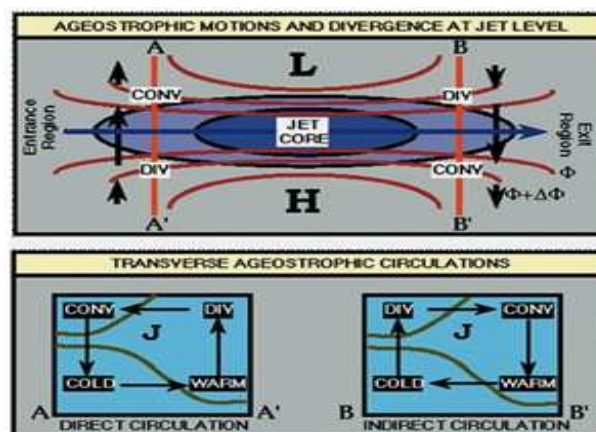
szélesség 200-250 km/h. A szubtrópusi jet-áramlás gyakran gyengén meanderező, folytonos hemiszférikus gyűrűáramlás képét mutatja, melynek tipikus hullámszáma: 3.

A poláris jet stream-ek a poláris frontokkal állnak kapcsolatban és gyors tér- és időbeli változásoknak van alávetve. Nyáron az 50° , télen a 40° szélesség körül helyezkednek el, általában 9-10 km magasan (300 és 250 hPa-os szint körül). A poláris jet-áramlást legtöbbször számos rész-darabra és ágra felhasadtan találjuk, amelynek körzetében a sebesség erősen változik, tipikus hullámszáma: 5-7 közé tehető (Kurz, 1986).

A polárfront és a poláris jetek rendszerint eltérnek a nyugat-keleti iránytól, hullámoznak, ún. meanderező mozgást végeznek, melyek nem alkotnak folytonos gyűrűt. Habár a jetek áramlása cirkumpoláris, de hasonlóan a polárfronthoz, ezek sem futják a Földet teljesen körbe. A meanderező hullámmozgás elmélyülése következtében keletkeznek, és szakadnak le a mérséklet övi ciklonok a polárfrontról. A polárfront egyre nagyobb mértékű meanderezése, majd több ágra történő szétválása vezet a mérsékelt övi ciklonok keletkezéséhez, és a polárfrontról való leválásához (Bartholy et al., 2013).

A jet egy háromdimenziós képződmény, melynek különböző irányú kiterjedései eléggé eltérnek egymástól. A valóságban ellipszis formája van, tengelyeinek aránya 1:100.

A jet stream-ekkel kapcsolatban használják a jet-mag (10. ábra) és a jet-tengely (11. ábra) kifejezéseket is. Az első a jet stream-ben található szélmaximum, a második pedig a legerősebb szelek tengelye valamely szinten (pl. valamely magassági térképen).



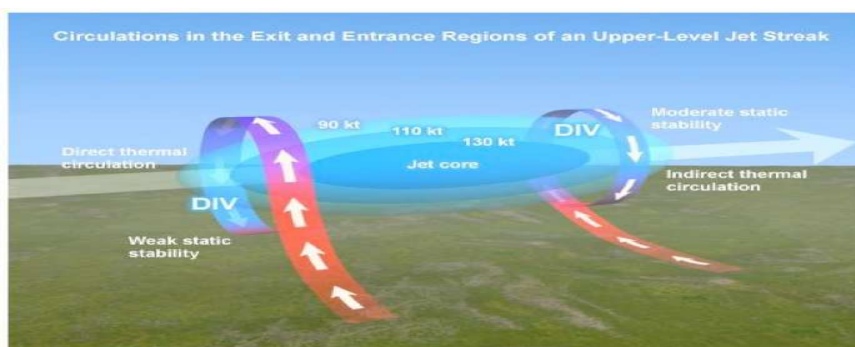
10. ábra. A jet mag szerkezete, mely szerint a mag jobb belépő és bal kilépő ága gerjesztő, míg a mag bal belépő és jobb kilépő ága feloszlató hatással bír (forrás: www.ncsu.edu)

Áramlásirányban nézve bal oldalon található a jet ciklonális (hideg), míg jobb oldalon az anticiklonális (meleg) oldala. Alakjuk nem mindig hosszan elnyúló, olykor

ciklonális vagy anticiklonális görbületet is felvesznek. A jetek elágazhatnak, ritkán halad teljesen horizontálisan, emellett gyakran változtatja a magasságát. Ennek következtében nem analizálható ki egyetlen abszolút topográfia térképen, mivel a főzobárszintek között is fekdhet magasságváltozás miatt. Helyzetének pontos meghatározására alkalmas a szélsébsesség vertikális eloszlását mutató függőleges metszet vagy a szélmaximum térkép.

Egyes esetekben nagyobb szélnyírás is bekövetkezhethet az átlagosnál, melynek nagysága a jet erősségétől függ. Minél nagyobb a szélsébsesség a jet magjában, annál nagyobb a szélnyírás értéke. A legnagyobb szélnyírás a jet-mag közvetlen környezetében lép fel.

A hideg levegő tropopauzája közelében fekszik a jet-mag, körülbelül a frontfelület és az 500 hPa-os szint metszészvonala fölött. A jet stream körül – ahol az izotachák a legközelebb vannak egymáshoz – erős vízszintes és függőleges szélnyírás tapasztalható, mely legerősebb a jet-mag alatt és felett, tehát a frontálzónában és a tropopauzában. Ott alakulnak ki a legnagyobb függőleges szélnyírások, ahol a jet stream a ciklonális oldalon található. A szélmaximum szintjének a magassága is változik a jet stream mentén: alacsonyabban van a teknőben vagy a magasabb szélességeken, mint a gerincekben vagy az alacsonyabb szélességeken. Ha a szélességi körökkel párhuzamos a jet akkor zonális jetről beszélünk, melyek gyakran hosszan elnyúlóak. A hosszúsági körök mentén fekvő jetek pedig a magassági teknőkkel vannak összefüggésben (*Wantuch, 2005*).



11. ábra. A jet mag ciklonális és anticiklonális forgása (forrás: www.nwas.org)

Újabb irányzat alakult ki a tropopauza magasságának vizsgálatával kapcsolatban, mégpedig a dinamikus tropopauza. Létrejött az eltérő ózon- és vízgőzkoncentráció miatt volt szükséges, mely eltér a troposzférában és a sztratoszférában. Mind az ózonpauza és mind a higropauza helyzetét pontosabban megadja a dinamikus tropopauza, mely a termikus tropopauza alatt található. Ezt a tropopauzát az izentróp potenciális örvényesség (IPV) analízise segítségével lehet megadni.

4.2 Potenciális örvényesség

Az örvényesség a sebességtérnek a pontbeli tulajdonsága. A meteorológiai vizsgálatokhoz többnyire célszerű egy-egy időjárási objektumot követnünk, s annak a kialakulását fejlődését és mozgását, alak- és sebességváltozását leírni. Ennek segítségével megvizsgálhatjuk például a hidegcseppek ciklonális forgását is, mint forgómozgást végző objektum dinamikáját.

A potenciális örvényesség (PV, potential vorticity) fogalmának a bevezetése *Rossby* és *Ertel* (1942) nevéhez köthető, akik egymástól függetlenül vezették le a potenciális örvényességi egyenletet, mely időben állandó marad a súrlódásmentes és adiabatikus folyamatok esetén (*Hoskins et al.*, 1985; *Holton*, 2004).

A potenciális örvényességi elmélet a potenciális örvényességi mező struktúráján alapul, mely két izentróp felület által határolt légréteg abszolút cirkulációja. Az izentróp potenciális örvényesség tárgyalása során a potenciális hőmérséklet állandóságát feltételezzük a légréteg felső és alsó határfelületén, vagyis egy-egy izentróp felületen mozog a légréteg.

Használatának előnye, hogy bizonyos feltételek mellett megmaradó mennyiség, invertálható, azaz matematikai eszközökkel meghatározható belőle a sebességi mező.

Napjainkban a potenciális örvényesség, mint fizikai mennyiség szokásos megfogalmazása izentrop rendszerben (*Götz és Rákóczi*, 1980):

$$PV = -g(f + \zeta_\theta) \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (1) \quad , \text{ ahol} \quad \zeta_\theta = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)_\theta \quad (2) \quad \text{az abszolút}$$

örvényesség a θ izentróp felületen, PV a potenciális örvényességet jelöli, f a Coriolis

paraméter, g a nehézségi gyorsulás, $\frac{\partial \theta}{\partial p}$ a statikus stabilitás.

A mérsékelt szélességek áramlásait tekintve

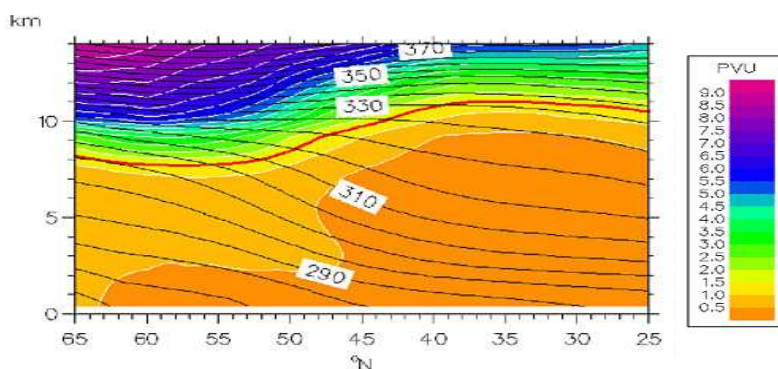
$$\frac{\partial \theta}{\partial p} \cong -\frac{10K}{100hPa}. \quad (3)$$

Az izentrop potenciális örvényesség (IPV) mértékegységének nagyságrendje, így:

$$IPV \sim -(10ms^{-2})(10^{-4}s^{-1}) \left(-\frac{10K}{10K hPa} \right) \left(\frac{1hPa}{10^3 kgms^{-2}m^{-2}} \right) = 10^{-6} m^2 s^{-1} K kg^{-1} \equiv 1PVU. \quad (4)$$

A potenciális örvényesség mértékegysége tehát a PVU (Potential Vorticity Unit), ahol az 1 PVU megegyezik $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ -mal (Hoskins *et al.*, 1985; Reed *et al.*, 1992; Holton, 2004).

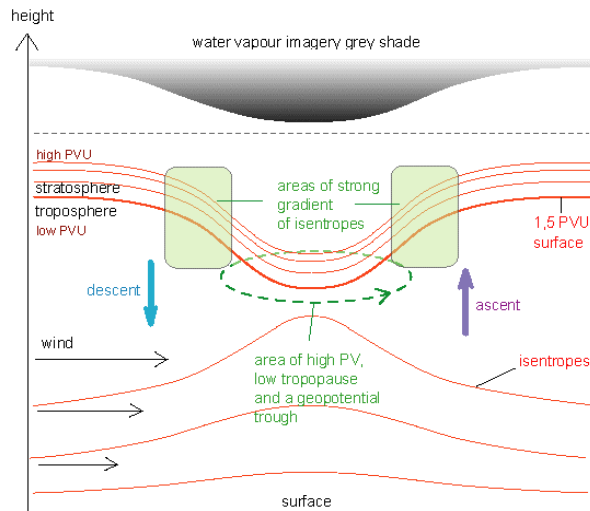
A PV klimatológiai eloszlása igen jellegzetes, mint ahogyan az ábrán is látható. A potenciális örvényesség viszonylag egyenletesen oszlik el a troposzférában, értéke 0,3; 0,5 PVU között változik az alsó- és középső-troposzférában, míg megközelítőleg 1,5 PVU értékek jellemzőek a felső troposzférában (12. ábra). A PV ugrásszerűen növekszik a magassággal a troposféra felső határán (akár 4-5 PVU-ig), ami a sztratoszférikus levegő magas statikus stabilitásának tulajdonítható. Dinamikus tropopauzának nevezünk azt az elválasztó zónát, ahol a PV értékek ugrást szenvednek, tehát a troposféra alacsony és a sztratosféra magas PV értékeit elválasztja, ezt 1,5 vagy 2 PVU-s felszínekkel definiáljuk.



12. ábra. A potenciális örvényesség klimatológiai eloszlása (színes területek), valamint a potenciális hőmérséklet (fekete színezés, 5 K-es intervallumok). Az 1,5 PVU felszín pirossal van jelölve. Az ábra 10 téli évszak (1986-1995) zonális átlagából, ECMWF analízisek adatai alapján készült (forrás: Kohlmann, 2011)

A potenciális örvényességet leíró összefüggés sejteti - figyelembe véve az örvényesség és a statikus stabilitási mezők extrémumainak dinamikai hatását – az, hogy a PV mezők szélsőértékei jelentős hatásokat fejthetnek ki akár szinoptikus skálán is.

A légkörnek azon térrészét, ahol jelentősen eltér a potenciális örvényesség értéke a környezetétől, potenciális örvényességi anomáliának nevezzük. Valószínűsíthető, hogy a mennyiség konzervatív jellegének megszűnése áll ennek a jelenségnek a háttérében. A szakirodalomban pozitív és negatív anomáliát különböztetnek meg. Pozitív anomáliáról beszélünk, amikor az adott területen a potenciális örvényesség értéke nagyobb a környezeténél és az adott szint felett magasabb a potenciális hőmérséklet, alatta pedig alacsonyabb helyezkedik el. Természetesen a vertikális hőmérsékleti rétegződés az előzővel ellentétesen alakul negatív anomália esetén (Hoskins *et al.*, 1985; Hoskins, 1997).



13. ábra. A potenciális örvényességi egység menete a tropopauzában (forrás: Hoskins, 1997)

Két fontos következménye van a pozitív PV anomáliák megjelenésének, mégpedig az abszolút örvényesség növekedése és a statikus stabilitás csökkenése az anomália fölött és alatt.

Ciklonális irányú cirkulációt generál egy magas szintű PV anomália, melynek hatása gyengül a felszín felé haladva. Véges mértékben hatol be az alatta fekvő légtestbe az indukált cirkuláció, melyet „behatolási mélységnek” nevezünk és H -val jelölünk Hoskins *et al.*, 1985 nyomán:

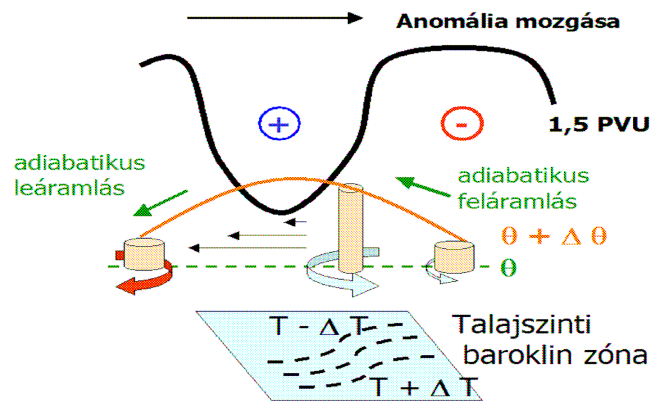
$$H = f \cdot L/N \quad (5)$$

Ahol f a Coriolis paraméter, L a horizontális skála mértékét, N a Brunt-Vaisala frekvenciát jelenti. Az összefüggésből következtethetünk arra, hogy az erős, tehát akár alsó- és középtroposzférában érzékelhető hatás a szinoptikus skálájú anomáliáktól várható.

A PV lehetővé teszi egy adott légtömeg mozgásának követését (adiabatikus állapotváltozások sorozatán áteső) a tulajdonságainak köszönhetően, így a felső troposzféra dinamikájának megfigyelésére fontos eszközként kínálkozik emellett az egyes karakterisztikus alakzatok tér- és időbeli fejlődésének nyomon követésére is hasznosnak mutatkozik (Simon és Putsay, 2009).

Jól bevált gyakorlat az operatív előrejelző tevékenység során, hogy a légkör magasabb régióit ábrázoló szinoptikus térképeket is használják a felszíni térképek mellett. Hasonlóképp alkalmazható a gyakorlatban a PV koncepció is, mert a dinamikus tropopauza (azaz a 2 PVU felület) jól megfigyelhető a geopotenciáltérképeken és az izentróptérképeken keresztül. A tropopauza különféle anomáliái ezeken a térképeken

sokszor jellegzetes alakzatokként jelennek meg. A tropopauza térképeken egy minimumérték, a troposzférába mélyen behatoló tropopauzára azaz mélyrenyomuló sztratoszférikus levegőre utalhat, melyek különféleképpen módosíthatják a troposzféra áramlási viszonyait a megfelelő hőmérsékleti-, nedvességi- és PV értékekkel (14. ábra).



14. ábra. Dinamikus tropopauza anomália áthaladása baroklin zónán

(forrás: Simon és Putsay, 2009)

Egy ilyen anomália az alatta fekvő légtömegek megfelelő karakterisztikáit jól érzékelhetően módosítja (különös tekintettel az izentróp felületekre). Az anomália baroklin tartományon való áthaladása feláramlásokat generál, ha a zonális szél a magassággal erősödik. Az anomáliától keletre feláramlás figyelhető meg, míg nyugatra a légtömegek süllyedése, az izentróp felületek deformációja következtében. A 2 PVU felület süllyedésével egybeesik egy ilyen anomália troposzféra irányú áthelyeződése. Dinamikus tropopauza anomáliának nevezzük a PV anomáliát ebben a konfigurációban (baroklin környezet, alacsony tropopauza, pozitív anomália, megfigyelő feláramlások).

Igen jellegzetes hatást vált ki a dinamikus tropopauza anomália, jet streammel való kölcsönhatása. A jet stream áramlási mezejéhez hozzáadódik egy erős tropopauza anomália által generált szélmező, ezzel létrehozva a jet stream-ben (jet streak, jet mag) egy lokális maximumot a kölcsönhatás területén. Előfordulhat, hogy a jet poláris oldalán megfigyelhető egy erős gradiens a tropopauza magasságában, mely egy ún. tropopauza-begyűrődéshez vezet, ahol a jet stream alatt helyezkedik el a tropopauza magasságában látható minimum. A légkörben előforduló tropopauza-anomáliáknak a tropopauza-begyűrődés egy igen jellegzetes megjelenési formája, előfordulása többnyire jet streamekhez kötött (Kohlmann, 2011).

5. A felhasznált ECMWF ERA Interim adatbázis

1975-ben az Európai Középtávú Előrejelző Központ (ECMWF – European Centre for Medium-Range Weather Forecast) 18 európai ország összefogása eredményeképpen kezdte el működését (*Woods, 2005*). Az első operatív determinisztikus középtávú előrejelzés 1979-ben készült el, s 1992 óta operatíván készülnek az úgynevezett EPS (Ensemble Prediction System) valószínűségi előrejelzések is (*Molteni et al., 1996*). Hihetetlenül gyorsan fejlődnek a mai modern előrejelző rendszerek, ennek köszönhetően az elmúlt évtizedekből származó megfigyelések, a reanalízis adatbázisok elkészítése során sokkal összetettebb módon kerülnek felhasználásra, mint amikor azok eredeti analízise történt a múltban (*Uppala et al., 2008*).

A reanalízis adatok előállításának érdekében, az adatasszimilációs rendszerek rögzített és korszerű változatával dolgoznak. A reanalízis jóval alkalmasabbá vált az éghajlat hosszútávú változékonyságának elemzésére, az operatíván működő analízisekkel szemben (*Simmons et al., 2007*). Az ECMWF az első hosszabb időszakot átfogó reanalízis adatbázist az 1990-es évek közepén hozta létre az 1979 és 1993 közötti időszakot lefedő ERA-15 projekt keretében (*Gibson et al., 1997*). A már létező, korszerű 3D-var adatasszimilációs módszerrel, jobb térbeli felbontással az ECMWF 2003-ban állította elő, az 1958 és 2002 közötti 45 éves időszakot lefedő ERA-40 projektet (*Uppala et al., 2005*). Az ERA-40 az adott időszakra vonatkozóan nem csak a légkör állapotát jellemzi, hanem a szárazföldeknek és az óceánoknak felszínét is (*Uppala et al., 2008*).

Az ERA Interim reanalízis projekt a XXI. század első évtizedének a közepén kezdődött el, mely először az éppen aktuális közelmúltig terjedő időszakot fogta át 1989. január 1-től, majd pedig az 1979-től napjainkig terjedő időszakot fedi le, mely 2011. nyarán már tíz évvel visszamenőleg meghosszabbítva történt (*Dee et al., 2011*). A reanalízis adatbázis havonta, két hónap késleltetéssel bővül az ERA Interim projekt keretében. A még finomabb - 0,75 * 0,75 fokos - térbeli felbontás mellett, az ERA Interimben jelentős változás az ERA-40-ben alkalmazott 3D-var módszerrel szemben a 4D-var adatasszimilációs módszer alkalmazása, mely még modernebb és használata jelentős minőségi javulást eredményezett (*Uppala et al., 2005*). Emellett a hidrológiai ciklusban számottevő fejlődés mutatkozott, így a csapadék és párolgás különbsége jobban közelített a nullához, mint az ERA-40-ben (*Uppala et al., 2008*).

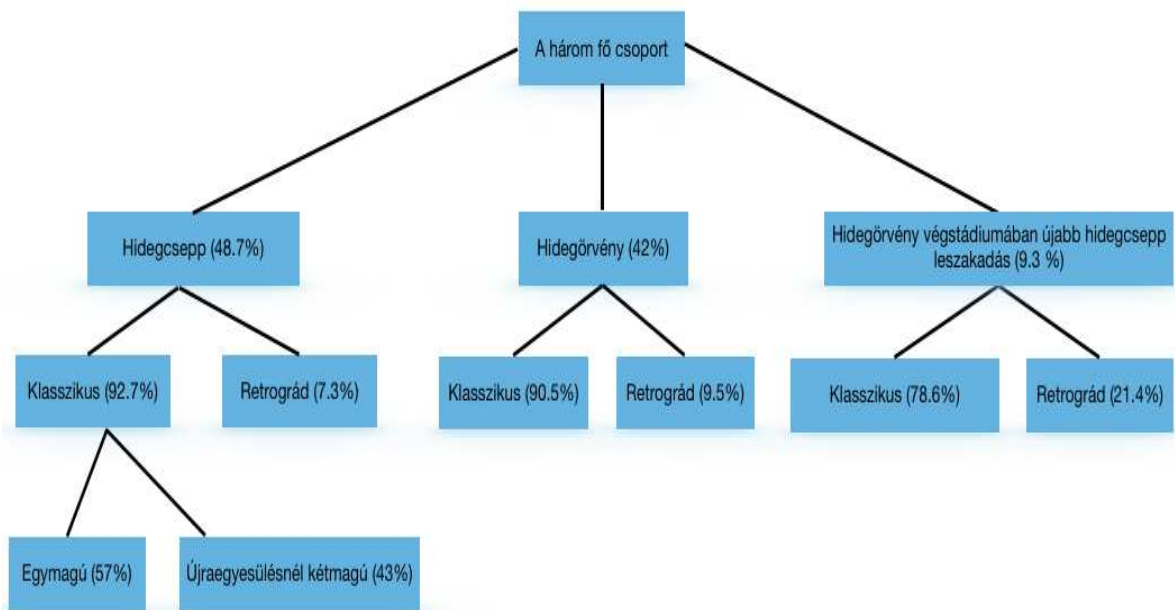
6. A magassági hidegcseppek és hidegörvények dinamikai és szinoptikai vizsgálata

Mint már említettük, a BSc-s szakdolgozatban (Gaál, 2012) is hidegcseppeket vizsgáltunk ECMWF ERA Interim adatok (Dee, 2011) segítségével. Hidegcsepp felismerő algoritmust készítettünk, mellyel 70 hidegcseppes napot kutattunk fel az elmúlt 10 évből Közép- és Kelet-Európa térségére. Ez alapján megállapításokat tettünk többek között a magassági hideg örvények elhelyezkedésére országunkhoz viszonyítva, középponti hőmérsékletükre, a tengelydőlésükre, a hidegcseppek hőmérsékletének horizontális változásaira és a mozgásuk rekonstruálásra, mely a pályaútvonaluk kirajzolásával történt.

Jelenlegi munkánk során a korábbi vizsgálatainkat tovább folytattuk, így a determinisztikus előrejelzések mellett, az ensemble előrejelzésekre alapozottan is végeztünk vizsgálatokat. Az ensemble előrejelzések alkalmazása két fő irányvonalra bontható. Az elsőben hőmérsékleti valószínűséget vizsgáltunk 500 hPa-os szinten, míg a másodikban már potenciális örvényességi- és potenciális hőmérsékleti térképeket alkalmaztunk. A BSc-es szakdolgozatban ensemble előrejelzések esetében a spagetti- és a fáklya diagramokat alkalmaztuk. A szakdolgozatban új módszerként a 850 és a 300 hPa-os főizobár felületek közötti főizobárszinteken a bizonyos küszöbértéknél alacsonyabb hőmérsékleti- illetve magassági értékek valószínűségi mezőit állítottuk elő.

6.1 A magassági hidegcseppek és hidegörvények szubjektív tipizálása

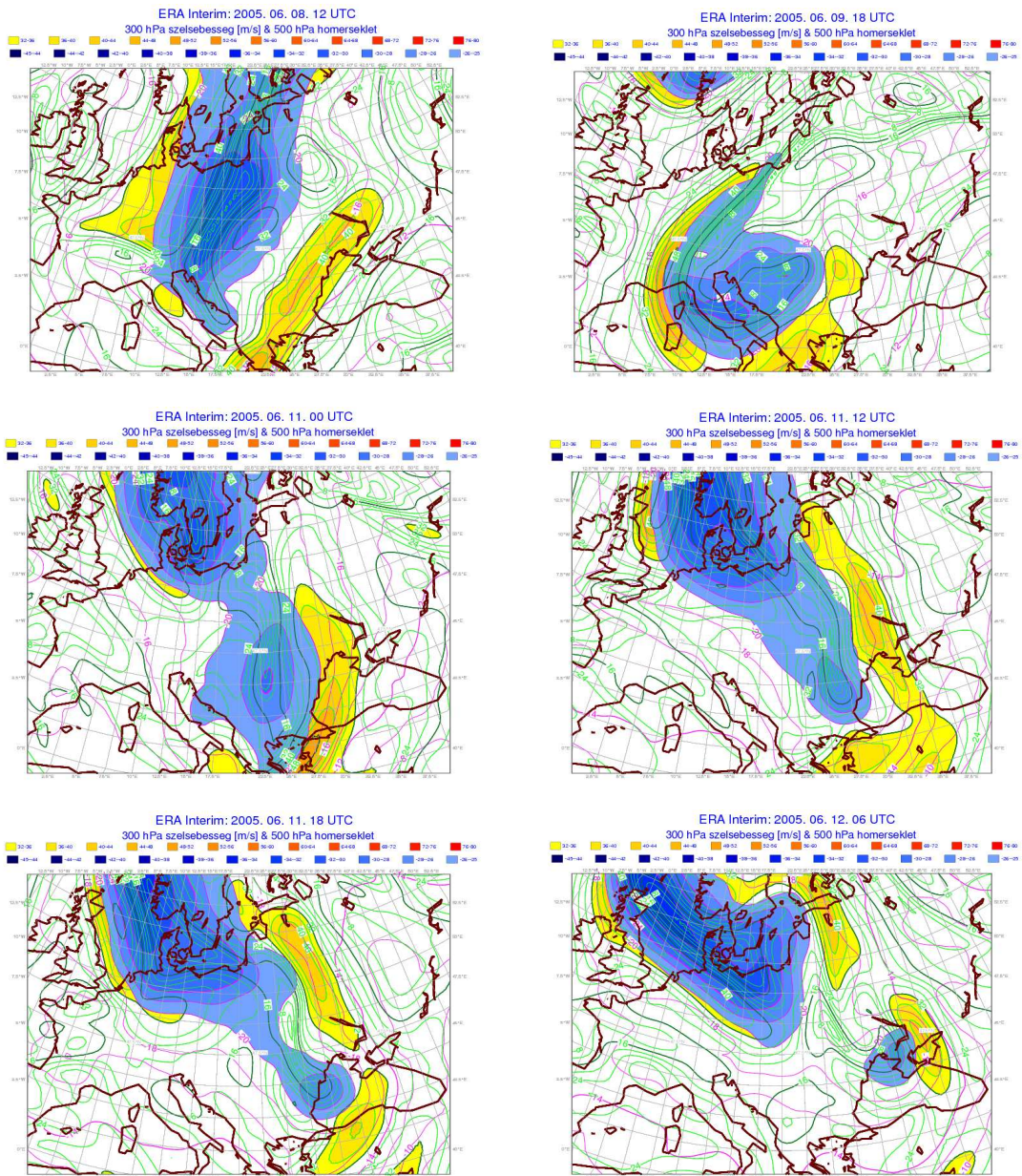
Munkánk új szakaszában az elmúlt 15 évből 150 hidegcseppes napot vizsgáltunk meg (Gaál and Ihász, 2014b). A vizsgálathoz saját fejlesztésű térképes megjelenítő rendszert alkottunk, melyek a 300 hPa-os szél- (jet stream), 500 hPa-os hőmérséklet-, 2 potenciális örvényességi egység-, izentrop potenciális örvényesség-, szélnyírási- és 500 hPa-os hőmérsékleti advekciós térképek használatán alapultak. Ebből a 150 napból szubjektív tipizálást kíséreltünk meg, melyben elkülönítettük a magassági hidegcseppeket és a magassági hidegörvényeket egymástól. A szubjektív tipizálás során először a hidegcseppet és a hidegörvényt választottuk szét egymástól, mely a korábban említett igen nagy méretkülönbségek miatt nem bizonyult nehéz feladatnak. A 15. ábrán láthatjuk a tipizálásunk fő folyamatát, amely a most következőkben részletesebb bemutatásra kerül.



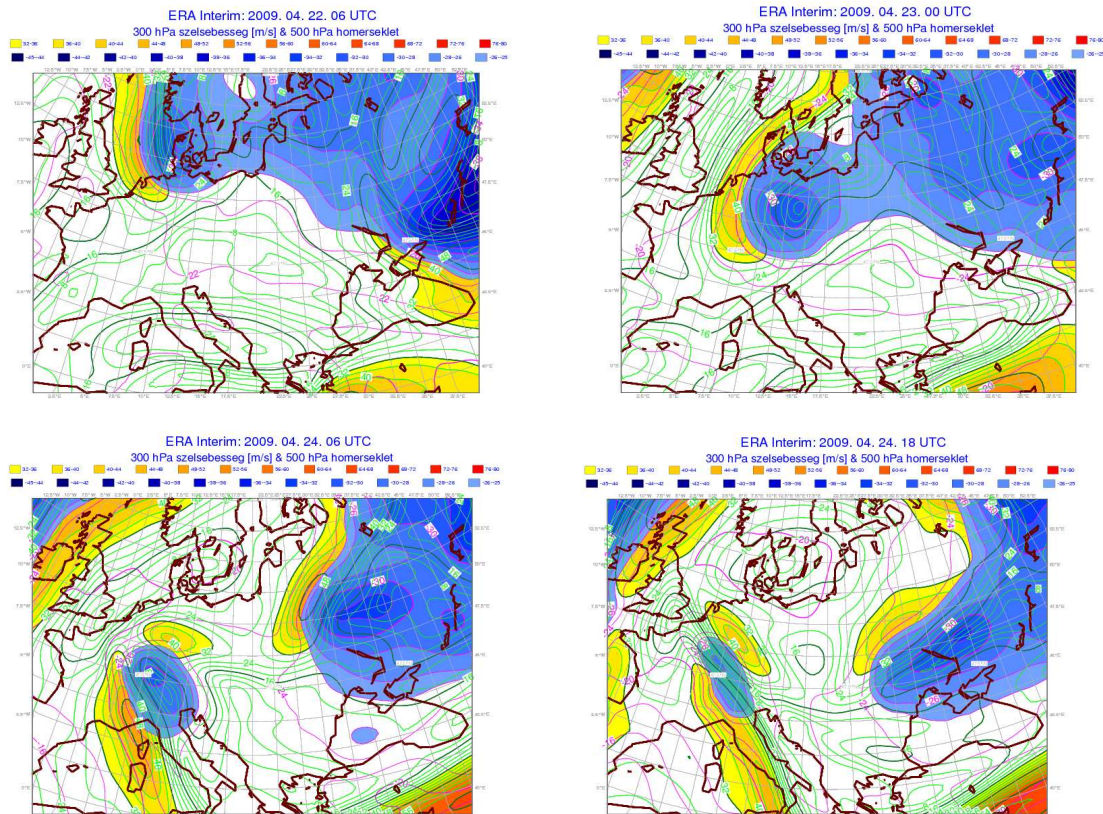
15. ábra. A szubjektív tipizálás folyamatábrája

A 150 napból 73 (48,7%) felelt meg hidegcseppes napnak, míg 63 (42%) hidegörvényes napnak, és 14 (9,3%) darab olyan nap volt, amikor leszakadt egy hidegörvény, mely mikor a feloszlási stádiumába ért és visszacsatlakozott volna a vezető áramláshoz csak egy része tette ezt meg, egy nagyon kicsi hányada újra levált a vezető áramlásról és hidegcseppként újrakezdte életét (16. ábra).

Mind a 3 főkategóriában fellelhetők olyan esetek, amikor leszakadás nem a klasszikus formáját mutatja, hanem visszafele nyugatnak veszi az útját és retrográd mozgást végez. Ez a hidegcseppes 73 napból 10 (7,3%) (17. ábra) napot tesz ki, a hidegörvényes 63 napból 6-ot (9,5%) , a hidegörvényből leválik egy hidegcsepp 14 napjából 3-at (21,4%). Tehát ha a 150 esetünket vizsgáljuk látható, hogy a 19 nap végez visszafele mozgást az örvénylés, ami az esetek 12,7%-ában figyelhető meg.



16. ábra. A 2005. június 8-12-i időszak során leszakadó magassági hidegörvény, mely a visszacsatlakozás közben egy újabb hidegcseppet hagyott hátra (az 500 hPa-os hőmérsékletet Celsius fokban mérjük)



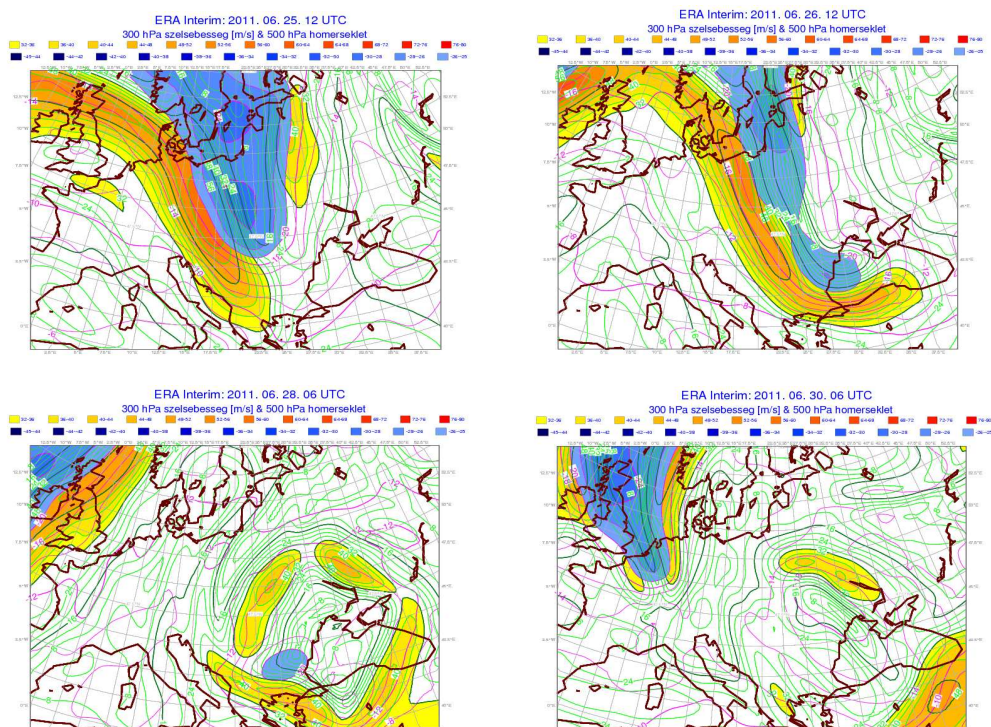
17. ábra. A 2009. április 22-24-i időszak során leszakadó hidegcsepp, mely retrográd mozgást végezett (az 500 hPa-os hőmérsékletet Celsius fokban mérjük)

A hidegörvények fő megkülönböztető jegye, hogy a leszakadás előtti állapotban és az örvénylés állapotában kb. 3-4 hideg maggal rendelkeznek, melyek a felozlási stádiumban először kettővé alakulnak, majd eggyé. Ezzel szemben a hidegcseppek általában 1 maggal rendelkeznek, ha mégsem akkor is egy magvúak, de a felozlási stádiumukban két magvúakká válnak, ami a 73 esetből 32 (43%) esetben keletkezett be. Továbbá megállapítható, hogy amelyek a végső stádiumban kétmagvúvá válnak visszacsatlakoznak a vezető áramláshoz minden esetben. Az egymagvúak viszont, ha a 47,5 szélességi foktól északra helyezkednek el (ez 41 esetből 8 napot jelent (19,5%)), akkor egymagvúként vissza tudnak csatlakozni a vezető áramláshoz, a többi viszont minden esetben egy idő után stacionáriussá válik és az alacsonyabb szélességek felé haladva a felszínen lévő meleg levegő és a sűrűlódás hatására felozlik (80,5%).

6.1.1 A magassági hidegcsepp és hidegörvény kapcsolata a jet streammel

A jet streammel, vagyis a 300 hPa-os széllel kapcsolatban is különböző megállapításokat tehetünk. Most a hidegcseppeket és hidegörvényeket az 500 hPa-os hőmérsékleti mezőn vizsgáljuk együtt a jet streammel. Kapcsolatukban láthatjuk, hogy a leszakadási folyamat a hőmérsékletben együtt jár, a 300 hPa-os szél áramlási mezőtől való elszakadásával is. Leggyakrabban elmondható, hogy a 300 hPa-os szél a leszakadás előtti fázisban a hidegcsepp legdélebbi pontjáig előresiet, majd túlsiet, ezzel leszakítva őt a nyugatias áramlásról.

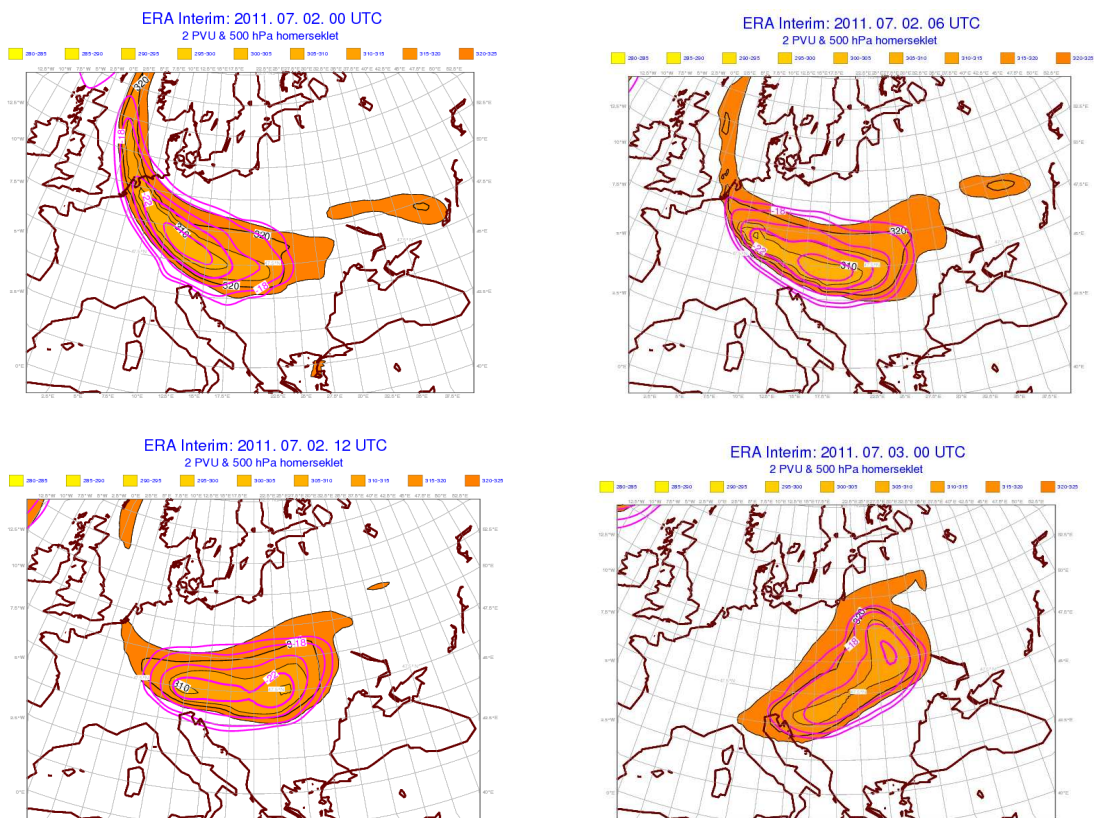
Általában a jet a hidegcsepp leszakadásakor mintegy teknő veszi körül a már leszakadt magot, mely a további forgást kísérve később kettészakad, ezzel a hidegcsepp két egymással szemben lévő oldalára kerül. Abban az esetben, ha hidegörvényről beszélünk a leszakadás ugyanígy történik azzal a különbséggel, hogy mivel egy hidegörvény több magot tartalmaz, így a jet stream nem két felé, hanem akár 4 felé is szakadhat és mintegy gyűrűként veszi körül a hideg örvényt (18. ábra). A feloszlási stádiumban a jet stream – ha a hidegcsepp visszaörvénylik a nyugatias áramlásba – minden esetben csak a keleti oldalon húzódik végig, visszavezetve ezzel az áramláshoz. Viszont, ha a hidegcsepp stacionáriussá válik és feltöltődik a jet stream is megszűnik vele együtt.



18. ábra. A 2011. június 25-30-i időszak során a jet stream leszakadása a hidegörvény esetében (az 500 hPa-os hőmérsékletet Celsius fokban mérjük)

6.1.2 A 2 potenciális örvényességi egység kapcsolata a hidegcseppel

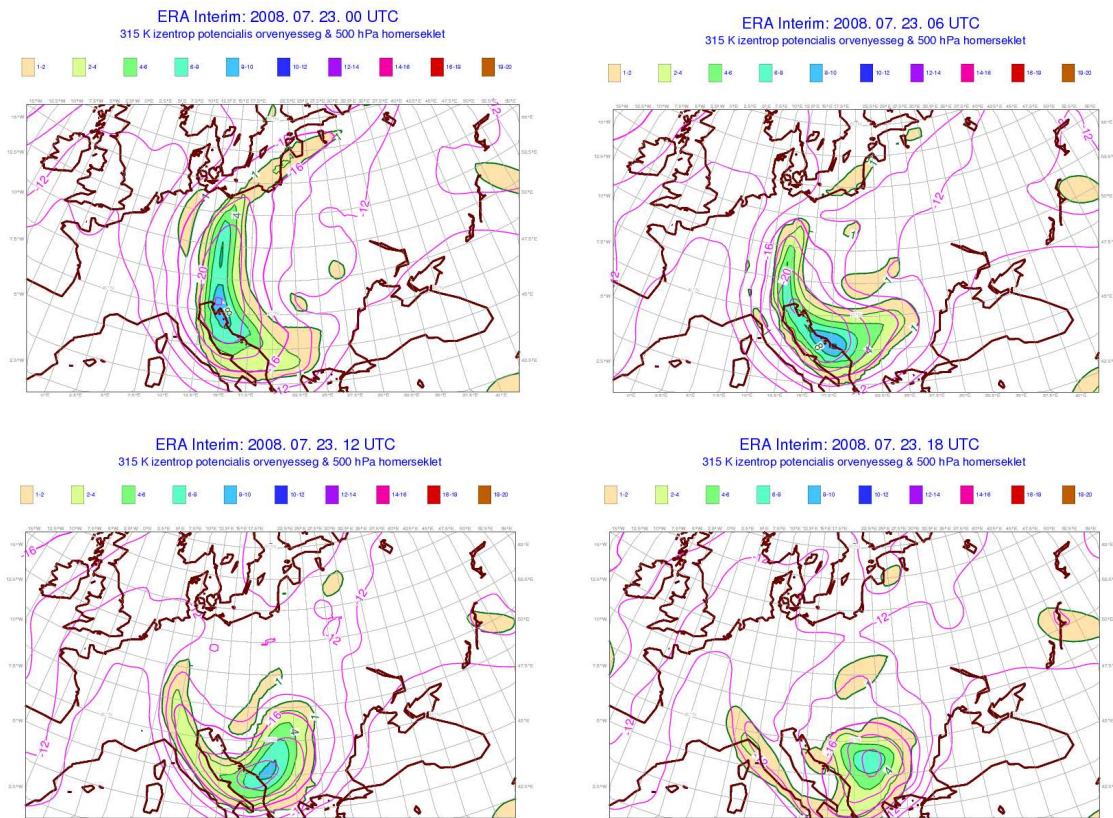
A magassági hidegcsepp és hidegörvény vizsgálata során a 2 potenciális örvényességi egységhez tartozó potenciális hőmérsékleti mezőt is figyelembe vettük. Mind a 150 esetünkben elkészítve a 2 PVU-hoz tartozó potenciális hőmérséklet mezőket arra a következtetésre jutottunk, hogy a hideg magok egybeesnek a 2 PVU szinten a legalacsonyabb potenciális hőmérsékletű minimumhelyekkel. Természetesen, ha több hideg mag van, akkor a 2PVU szint potenciális hőmérsékleti mezejében is több lokális minimumhely található. Minden esetben megfigyelhető a leszakadás következtében, hogy az 500 hPa-os hőmérsékleti mezőben a leszakadás már megtörtént a nyugatias áramlásról, de a 2PVU-s potenciális hőmérsékleti ez csak később következik be. Olykor mintegy 12-18 órás különbség mutatkozik és a 2 PVU-us struktúra egy farkhoz hasonlóan örvénylően követi az 500 hPa-os hidegcseppet (19. ábra).



19. ábra. 2011. július 2-3-i leszakadó hidegörvényhez tartozó 500 hPa-os hőmérséklet és 2 PVU mezők. Jól látszik, hogy 2 PVU-os potenciális hőmérsékleti mezőben a leszakadás az 500 hPa-os hőmérsékleti mezőbeli leszakadás után egy farkszerű képződményként következik be. (A 2PVU-s hőmérsékletet Kelvin fokban, míg az 500 hPa-os hőmérsékletet Celsius fokban mérjük).

6.1.3 Az izentrop potenciális örvényesség és a hidegcsepp kapcsolata

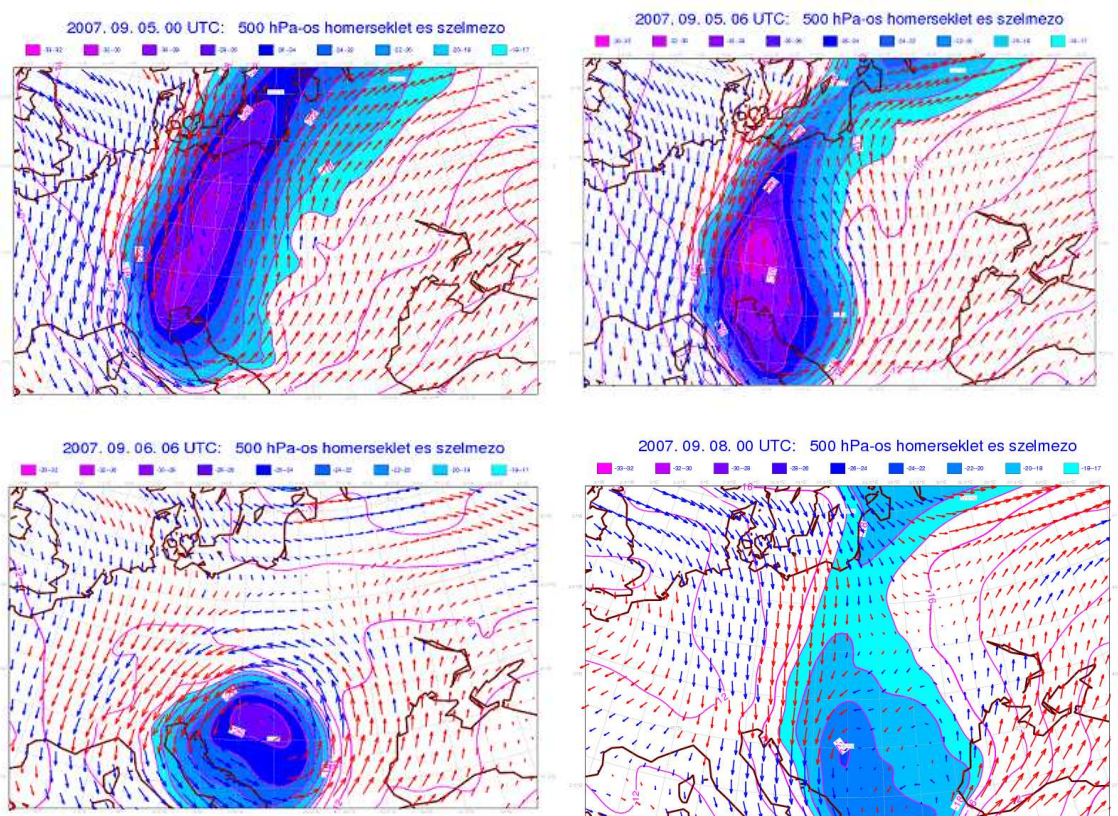
Az 315 K izentrop felületen a izentrop potenciális örvényesség értéke minden esetben az 500 hPa-os hideg mag helyén a legmagasabb. Ugyanúgy, mint az előzőekben, ha több mag figyelhető meg, akkor több lokális maximum hely van az izentrop potenciális örvényesség mezőben (20. ábra).



20. ábra. 2008. július 23-i hidegcseppes eset (a lila vonalak az 500 hPa-os hőmérsékleti mezőt jellemzik, míg a színezés az 315 K-es IPV-t jelenti). (Az 500 hPa-os hőmérsékletet Celsius fokban mérjük).

6.1.4 Az 500 hPa-os hőmérsékleti advekción térbeli szerkezete a hidegcsepp területén

A hazai operatív előrejelző gyakorlatban a hőmérsékleti advekción térképek használata nem terjedt még el. Vizsgálatunk során így a hőmérsékleti mező és az advekción szélmező együttes használata újszerűnek tekinthető. A hidegcseppek életciklusának utolsó szakaszában a mag környékén a hőmérséklet fokozatosan emelkedik, a szélesség csökken, valamint dominánsá válik a melegadvekción (21. ábra).



21. ábra. 2007. szeptember 5-8-i leszakadt hidegcsepp. Az ábrán a kitöltött színezés a hidegcsepp hőmérsékletét jelenti 500 hPa-on, míg a nyilak a hőmérsékleti advekción mértékét és irányát. Piros nyíl: meleg advekción, kék nyíl: hideg advekción. (Az 500 hPa-os hőmérsékletet Celsius fokban, míg a szélmezőt m/s-ban mérjük).

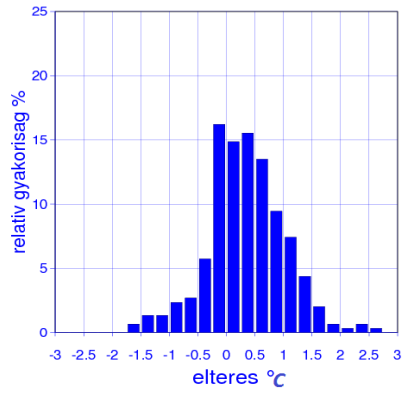
6.2 A hidegcseppek előrejelezhetősége

Az előző fejezetekben megnéztük, milyen meteorológiai paraméterek használata lehet célszerű. A mostani alfejezetben a hidegcseppek ECMWF determinisztikus modell általi előrejelezhetőségét vizsgáljuk, újonnan fejlesztett objektív verifikációs eszköztárunk segítségével. A hidegcseppeket nem rácspontokra, vagy kiválasztott településekre verifikáltuk, mert kevés a mintaszám ehhez. A hidegcsepp középpontjában felvett előrejelzett hőmérsékleti értéket, illetve a középpont földrajzi pozíciójának előrejelezhetőségét vizsgáljuk (*Gaal and Ihász, 2014c*). Az elmúlt 15 évre visszamenőleg 150 esetet analizáltunk, melyeket visszamenőleg verifikáltunk 24-, 48-, 72-, 96-, és 120 óra távlatában. Ezt a verifikációt 3 féleképpen valósítottuk meg. Minden esetben az analízis volt a kiindulópont és ezek mellé néztük – 3 fő vizsgálati módszert alkalmazva - az 1-5 nappal korábban készült determinisztikus modell előrejelzéseit. Vizsgálataink során 100 km-es rácsfelbontású mezőket használtunk.

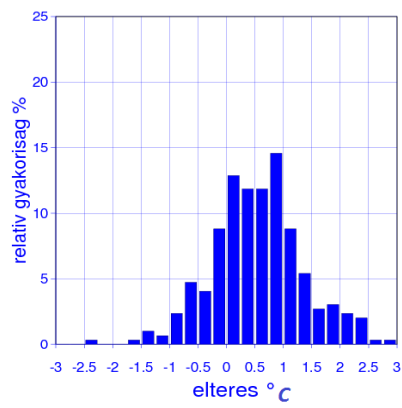
6.2.1 A hidegcsepp középpont hőmérsékletének verifikációja

Az első verifikáció során a 150 magassági hidegcseppek és magassági hidegörvényes napon az analizált hidegcsepp középpontokhoz tartozó analízis és előrejelzés értékek különbségét vizsgáltuk. Azt tapasztaltuk, hogy az első napon az esetek 56 %-ában fél fokon belül adta a modell a hőmérséklet legkisebb értékét a magra vonatkozóan és további 25 %-ban pedig 1 Celsius fokon belülre, tehát igen jó beválásúnak tekinthető (*22. ábra*).

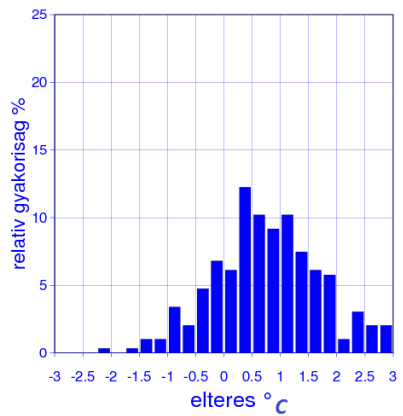
A második napon még mindig igen megbízhatónak mutatkozik a modell, 34%-os biztonsággal mutatja a fél fokos eltérést és az egy fokos eltérés is 28 %-os biztonságu. Jól látható, hogy 62%-os bizonyossággal adja meg a modell 1 Celsius fok pontossággal a hideg mag hőmérsékletét (*23. ábra*). A harmadik napon az eredmény még mindig biztató, hiszen 32%-on belül tudja a modell adni a fél fokos eltérést, és 26%-osan adja a 0,5 és 1 fok közötti hiba arányát, azaz még jóval 50% felett kapjuk a jó beválású előrejelzések arányát (*24. ábra*). A negyedik nap a modell még mindig 26 %-os pontossággal adja a fél fokon belüli eltérést és 25 %-osan a 0,5 és 1,0 fok közötti eltérést, azaz a determinisztikus előrejelzések 51%-a 1 Celsius fokon belüli pontosságu, bár a hisztogram folyamatosan laposodik (*25. ábra*).



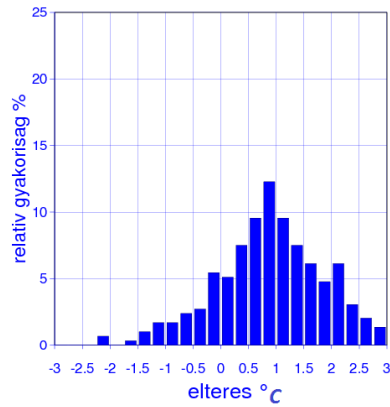
22. ábra. +24 órás előrejelzések esetén a hibák hisztogramja



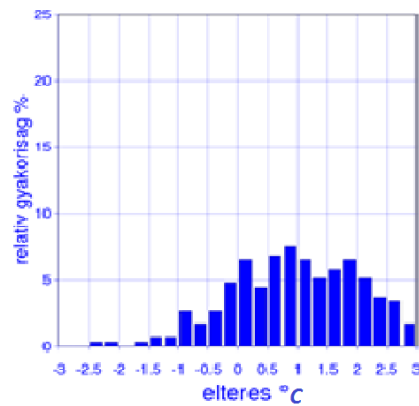
23. ábra. +48 órás előrejelzések esetén a hibák hisztogramja



24. ábra. +72 órás előrejelzések esetén a hibák hisztogramja



25. ábra. +96 órás előrejelzések esetén a hibák hisztogramja



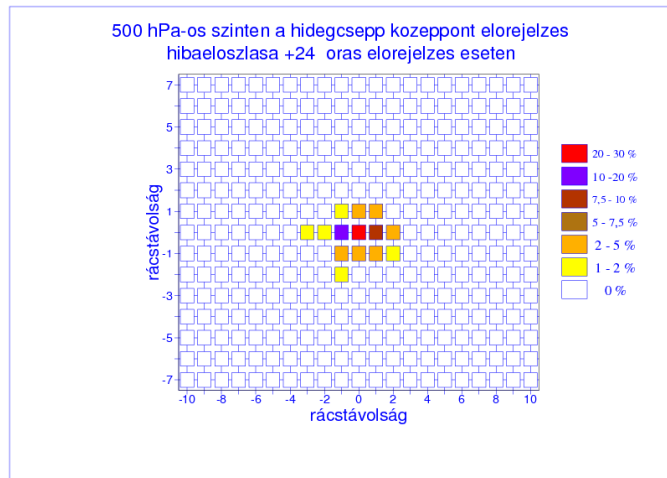
26. ábra. +120 órás előrejelzések esetén a hibák hisztogramja

6.2.2 A hidegcsepp pozíciójának verifikációja

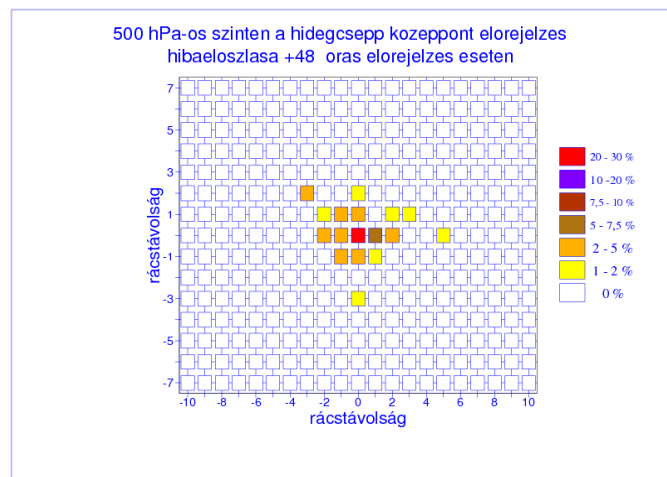
Nagyon fontos, hogy helyesen meg tudjuk határozni a hidegcsepp pozícióját. Így megvizsgáltuk, hogy az adott hidegcseppek lokális minimumhelyei 1-5 napig terjedő előrejelzési skálán, mennyire jól előrejelezhetőek. 24 órás előrejelzésnél a szomszédokban nincs kitüntetett irány, meglehetősen a valóságban bekövetkezett pont körül szór (27. ábra). A 48 órás előrejelzés esetében - a várakozással összhangban - még mindig jó az előrejelzés. Az előrejelzett hidegcsepp középpont most is az analizált hidegcsepp középpont körül szór, továbbra is magas a tökéletes előrejelzés aránya (28. ábra). 1 rácspont 100 km-es távolságot jelöl.

A harmadik napon még mindig elég jó az előrejelezhetőség, de már kis valószínűséggel nagyobb térbeli hibák is előfordulhatnak (29. ábra). A negyedik és az

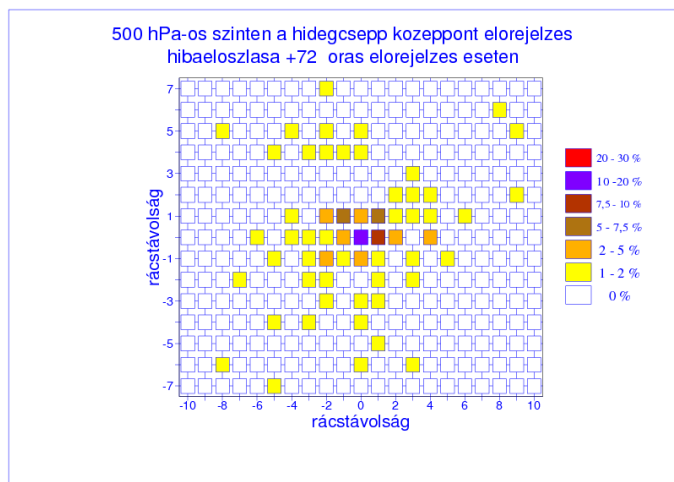
ötödik napon még mindig a középpont jelezhető előre a legjobban, de már egyre jobban szétterül az a terület ahová az előrejelzés szól (30-31. ábra).



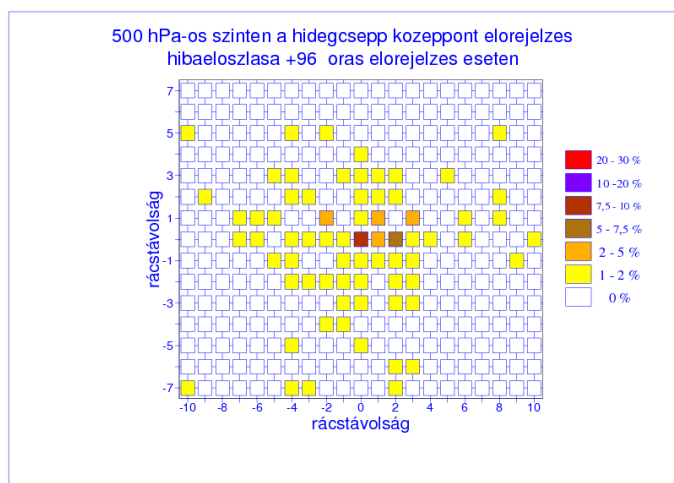
27. ábra.. Hidegcsepp középpontjához képesti +24 órás előrejelzésbeli hibák térbeli eloszlása



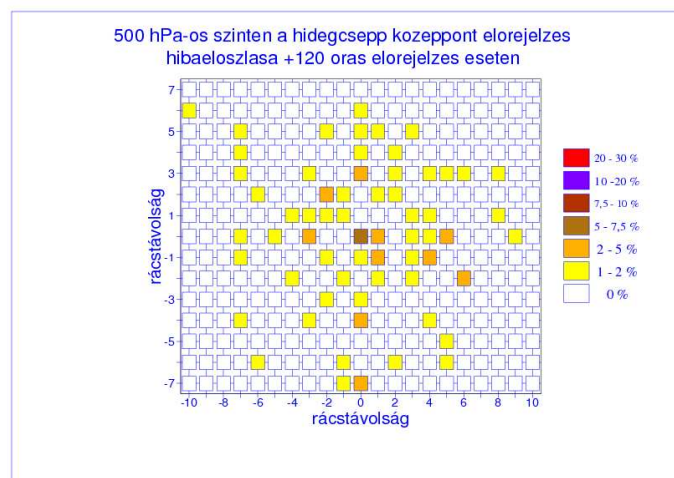
28. ábra. Hidegcsepp középpontjához képesti +48 órás előrejelzésbeli hibák térbeli eloszlása



29. ábra. Hidegcsepp középpontjához képesti +72 órás előrejelzésbeli hibák térbeli eloszlása



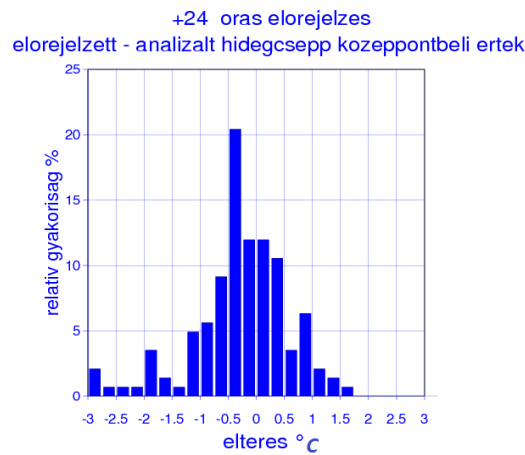
30. ábra. Hidegcsepp középpontjához képesti +96 órás előrejelzésbeli hibák térbeli eloszlása



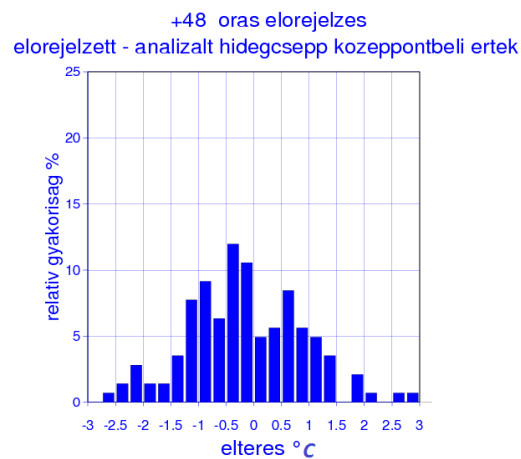
31. ábra. Hidegcsepp középpontjához képesti +120 órás előrejelzésbeli hibák térbeli eloszlása

6.2.3 A hidegcsepp mag intenzitásának vizsgálata

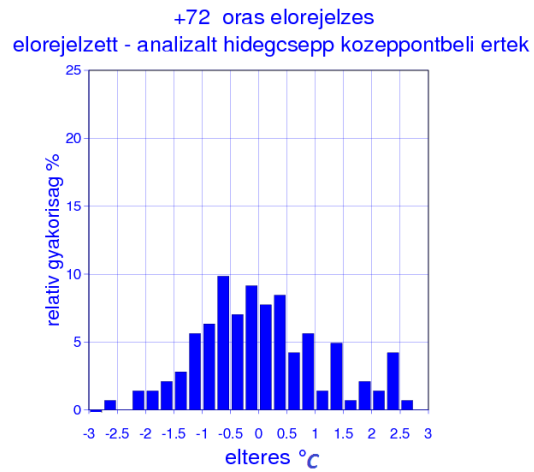
Ebben az alfejezetben azt vizsgáljuk, hogy az előrejelzett hideg mag és az analizált hideg magbéli hőmérséklet érték mennyire tér el egymástól. A kapott verifikációs eredményeink összhangban vannak 6.2.1. alfejezetben bemutatottakkal. Viszont értelemszerűen ebben az esetben – közel azonos arányban - mind alá- és fölébecslésekkel is találkozhatunk (32-36. ábra).



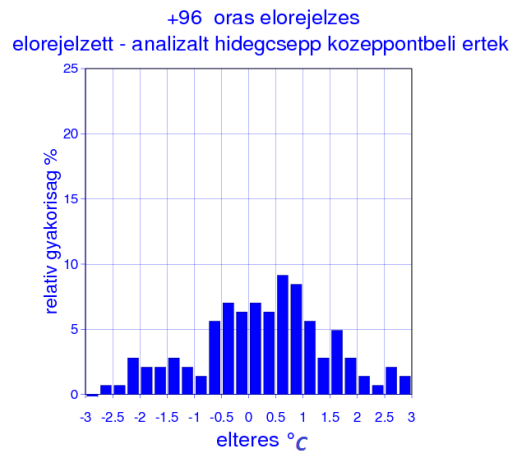
32. ábra. +24 órás előrejelzések esetén a hibák hisztogramja



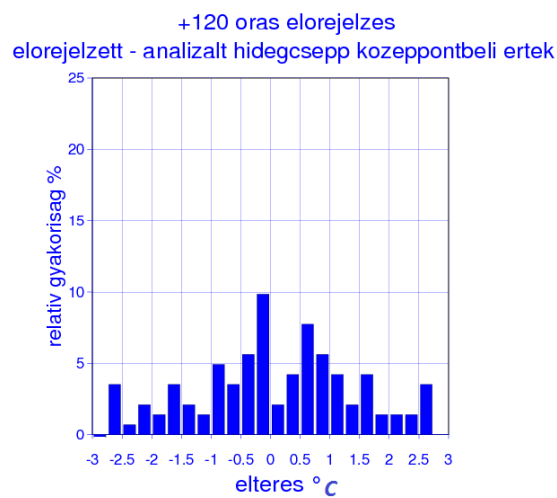
33. ábra. +48 órás előrejelzések esetén a hibák hisztogramja



34. ábra. +72 órás előrejelzések esetén a hibák hisztogramja



35. ábra. +96 órás előrejelzések esetén a hibák hisztogramja

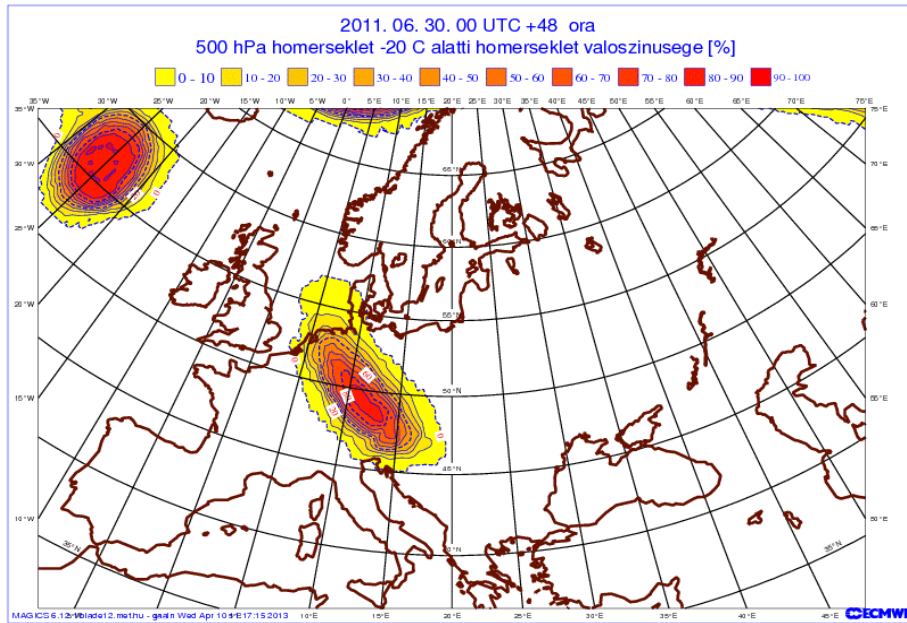


36. ábra. +120 órás előrejelzések esetén a hibák hisztogramja

6.3 Ensemble előrejelzésekre alapozott új módszerek használata

A 6.2 fejezetben bemutatott verifikációs eredmények alátámasztották, hogy a harmadik nap után a determinisztikus előrejelzések jelentősen romlanak, ezért célszerűnek láttuk, hogy ez idő után döntően az ensemble előrejelzéseket alkalmazzuk. A magyar operatív előrejelzésben az ensemble előrejelző produktumok az időjárási jelenségek folyamatos előrejelzése során széleskörű használatban vannak. Eddig a hidegcseppek előrejelezhetőségére az operatív gyakorlatban az ensemble előrejelzéseket nem használták. Munkánk során az ensemble előrejelzésekre alapozott olyan módszercsaládot fejlesztettünk ki a 6.1-es fejezetben felhasznált meteorológiai paraméterek segítségével, melyek együttesen előre tudják jelezni mind a hidegcsepp intenzitás mértékét, mind a hidegcsepp középpont pozíciójának bizonytalanságát. A módszert a továbbiakban részletesen bemutatjuk.

Az BSc-s szakdolgozatombeli egyik 2011-es nyári hidegcseppes esetet most az ensemble előrejelzések segítségével vizsgáltuk. A +12 és +120 óra közötti előrejelzési időintervallumban 6 órás bontásban, -20 Celsius fok alatti 500 hPa-os hőmérséklet valószínűségi mezejét tanulmányoztuk. A vizsgált 5 napos időszakban a hidegcsepp intenzitása gyengülő volt. A 37. ábra a 2011. június 30. 00 UTC-kor készült +48 órás ensemble előrejelzésből származtatott valószínűségi mezőt mutatja. A valószínűségi mezőket különböző izobárszintekre – 925, 850, 700, 500, 400, 300 hPa-s nyomásszintekre – is elkészíthetjük. Az egyes szintekbeli mezőket összehasonlítva jól látszik a hidegcseppek vertikális struktúrája, a hidegcsepp az 500 hPa-on mutatkozik meg legintenzívebben. A hidegcsepp a felszínig általában nem ér le, így legalul legtöbbször a 850 hPa-os szinten még analizálhatjuk.



37. ábra. Az 500 hPa-os szinten a -20 Celsius fok alatti hőmérséklet valószínűségi mezője a 2011. június 30. 00 UTC-kor készített +48 órás ensemble előrejelzés alapján

Abban az esetben, ha a 6.1 fejezetben lévő meteorológiai paraméterek együttesét ensemble módon alkalmazzuk (például fáklya diagram segítségével), akkor új hidegcsepp felismerő ensemble eszközcsaláddal segíthetjük a szinoptikusok munkáját. Az újonnan kifejlesztett eszközcsalád négy különböző fáklyadiagramon alapul, melyek egymás alatt láthatóak. Legfelül az első ábra a 2 PVU szint potenciális hőmérsékletét, a második a 300 hPa-on lévő szélességet, a harmadik a 330 K izentróp felülethez tartozó izentróp potenciális övényességet, míg a negyedik az 500 hPa-os hőmérsékletet ábrázolja.

A BSc-s szakdolgozatban már rámutattunk a hidegcseppek azon tulajdonságára, hogy egy adott pont felett, ha egy hidegcsepp magja (középpontja) áthalad, akkor a hőmérsékleti fáklyában - 5500 méter magasságban - 24 óra alatt mintegy 8 fokos csökkenés, majd a következő 24 órában, mintegy 8 fokos emelkedés mutatkozik meg. A szakdolgozatban ezt, a hidegcseppekre jellemző hőmérsékleti V alaknak neveztük el, mert más esetekben (például ciklon) ez a hőmérsékleti folyamat sokkal lassabban zajlik, mely leginkább egy U betűre vagy egy “lavorra” hasonlít.

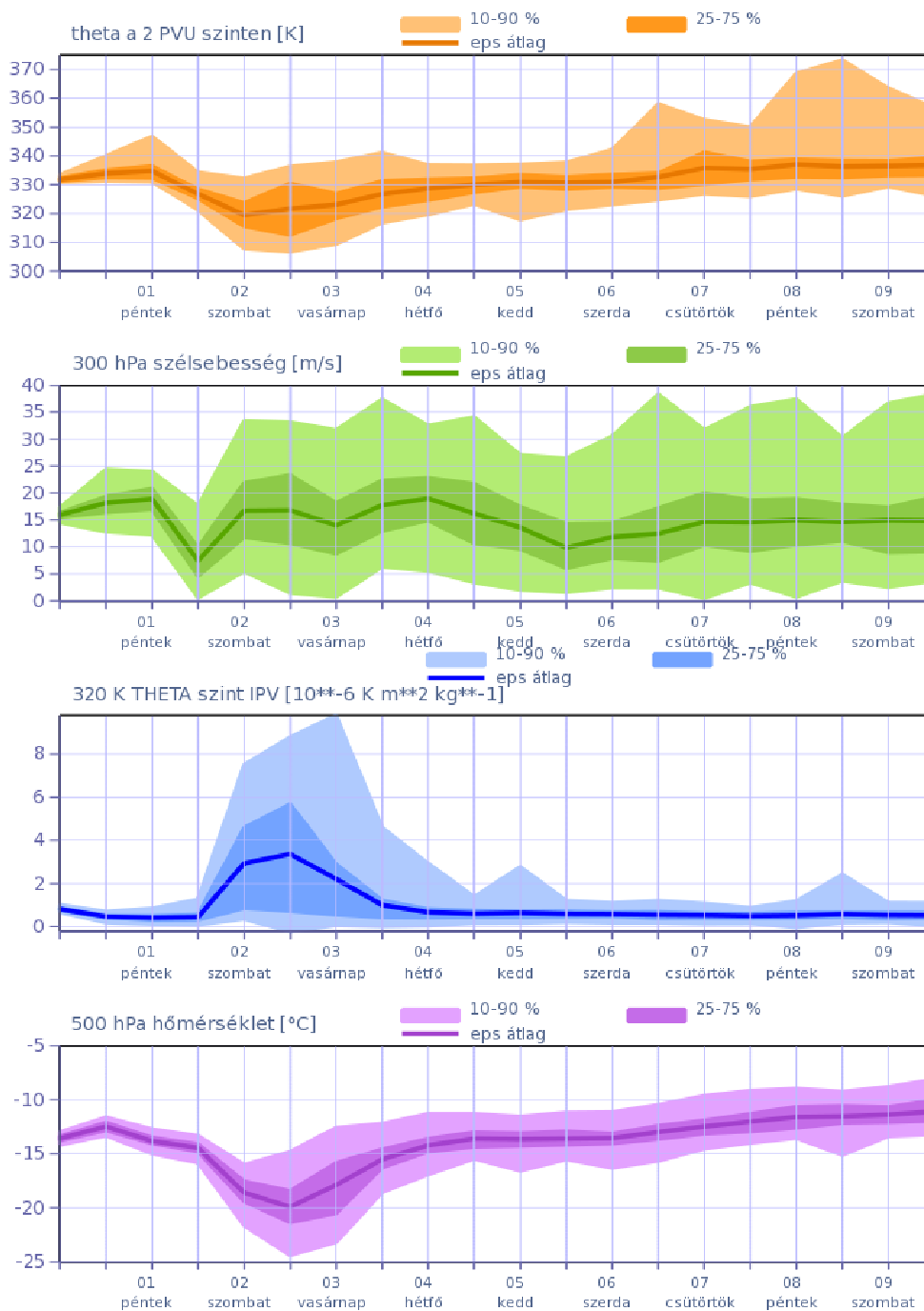
A diplomamunkámban 3 további új paraméter esetében is bemutatjuk az adott pont felett áthaladó hidegcsepp maghoz tartozó jellemző menetet. Az első esetben, azaz ha a 2 potenciális övényességi egységhez tartozó potenciális hőmérsékletet nézzük, jól látszik a minimum, mely a hidegcsepp középpontjánál fedezhető fel. A második esetben, ha a 300

hPa-os szélességet tekintjük látható, hogy a hidegcsepp mag megérkezése előtt mintegy 24 órával a szélesség az azt megelőző 12 óra alatt kb 10-15 m/s-ot csökken, majd az azt követő 12 óra múltán kb. 10 m/s-ot emelkedik. Tehát itt is elmondható, hogy 24 órával a hidegcsepp mag megérkezése előtt a 300 hPa-on drasztikus szélesség csökkenés tapasztalható, amely utána visszaerősödik. A harmadik esetben, mikor a 320 K izentróp felülethez tartozó izentóp potenciális örvényességet vizsgáljuk, látható, hogy az időbeli menet - az 500 hPa-os hőmérsékletcsökkenés mondhatni tükörképeként - örvényesség növekedésként jelenik meg. Tehát azon a ponton, ahol a hidegcsepp középpontja áthalad, ott lesz az izentróp potenciális örvényesség maximuma (38. ábra).

Öszefoglalva elmondható, hogy ezen paraméterek együttes használata segíti a hidegcsepp fejlődési folyamatának megértését valamint a szinoptikusoknak is elősegítheti a döntés véglegesítését.

ECMWF valószínűségi előrejelzés: Budapest

készült: 2011.06.30 00 UTC-s futtatásból



38. ábra. A 2 PVU szint potenciális hőmérséklete, 300 hPa-os szélesség, 320 K izentróp potenciális örvényesség és 500 hPa hőmérséklet ensemble fáklya előrejelzés Budapestre a 2011. június 30. 00 UTC-kor készült ensemble előrejelzés alapján

7. A 2013. május –júniusi rendkívüli árvíz esettanulmánya

Rendkívüli árhullám vonult le a a Dunán 2013 júniusában. Az Országos Vízeljáró Szolgálat adatai szerint a vízmércék a valaha mért legmagasabb értékeknél Nagybajcsnál kb. 34 cm-rel, Komáromnál 44 cm-rel, Budapestnél 31 cm-rel (39. ábra) és Bajánál pedig 10 cm-rel mutattak magasabbat. Az árvíz okozója a június első napjaiban a folyó vízgyűjtőjén lehullott nagy mennyiségű csapadék, amely június 2-án reggel 8 óráig 36 óra alatt hullott és a csapadékösszeg elérte a 150 mm-t a német-osztrák határ közelében. Budapestnél június 9-én 20 órától 10-én hajnali 3-ig 891 cm-rel tetőzött a Duna (Homokiné, 2013).

Május 30-án kezdődött az árvíz okozó csapadékos időszak. A csapadékhullás 2 periódusban következett be, ha az intenzív csapadékos időszak június 1-én abbamaradt volna, akkor is elindult volna egy árhullám, azonban jóval gyengébb lett volna a ténylegeshez képest. A második periódusban lehullott csapadék váltotta ki alapvetően a rendkívüli árvíz, amely június 1-én az esti órákban kezdődött. Az első periódus miatt a már megemelkedett dunai vízszintre, drámai hatással volt a második periódusban érkezett vízmennyiség. Főleg a felső szakaszon, így Passaunál azonnal kilépett medréből a Duna. Június 3-án, a valaha mért legmagasabb árvízszintet már meghaladta. A torkolat közelében az Inn vízszintje kb. 6 méterrel lett magasabb 48 óra leforgása alatt.

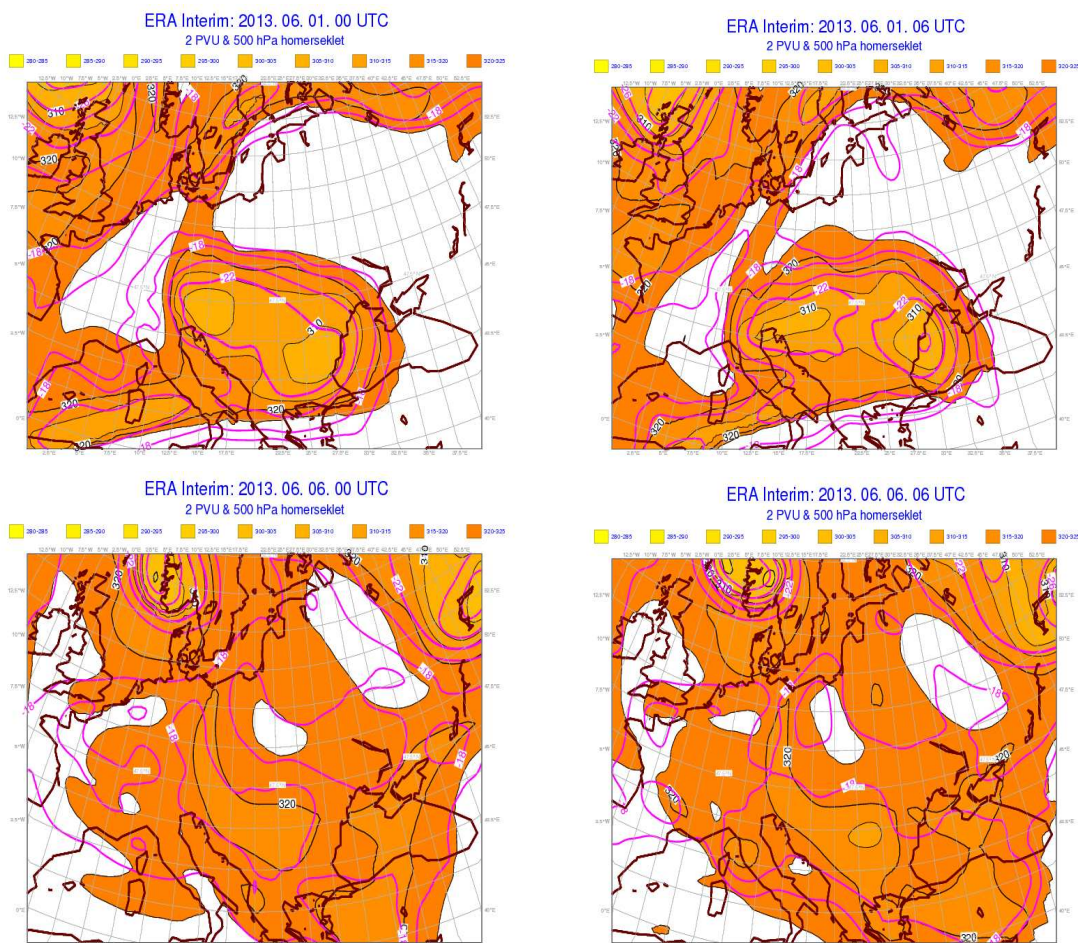


39. ábra. Az áradó Duna ellepte a pesti alsó rakpartot, a Parlament előtt 2013. június 5-én

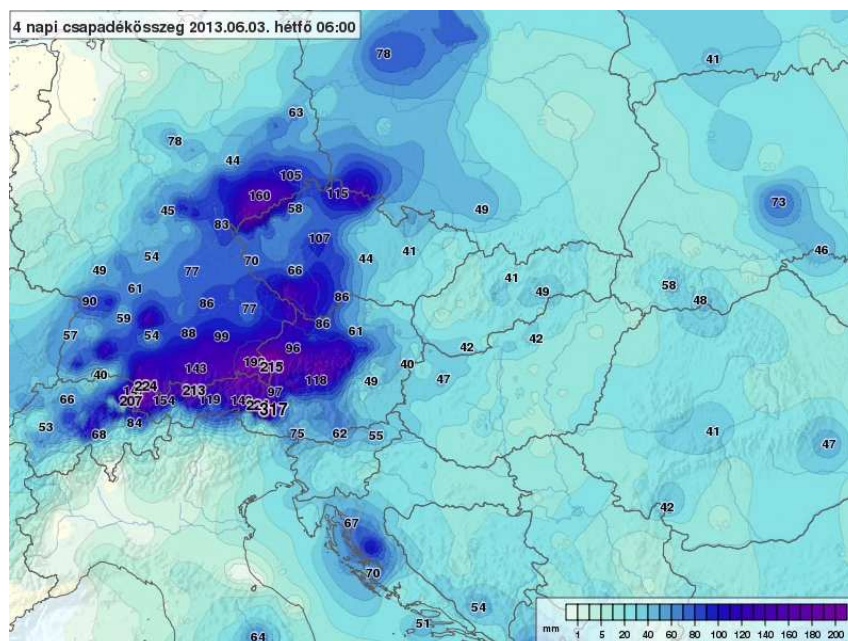
Egy magassági hidegörvény hideg oldalán hullott a csapadék. Az előző napokhoz képest kissé csökkent a 0 fokos izoterma magassága. Így az örvény hideg levegőjében a magasabb területeken lévő hó nem olvadt meg, ennek következtében nem játszott jelentősebb szerepet a hóolvadás az áradásban.

Hosszabb előlete volt a nagy csapadékot kiváltó magassági örvénynek. Már több hete egy alacsony nyomású, hideg léghullám foglalt helyett Közép- és Nyugat Európa felett, mely a Földközi-tenger medencéjéig nyúlt le. A léghullám része volt a teljes Földet körülvevő ún. planetáris hullám áramlási rendszernek. Az alacsony nyomású területek a kimélyült, lassan mozgó planetáris hullámaiban a csapadékos időjárást okozó ciklonok hosszabb ideig maradnak fenn. Egy ilyen ciklon váltotta ki közvetlenül a dunai árvizet, mely egy nem mozduló és heteken keresztül fennmaradó planetáris hullám alacsony nyomású részén alakult ki (Horváth et al, 2013).

A csapadékos időszak első periódusában a magassági ciklon egy magassági örvényként jelent meg, mely a második periódusban már sokkal kisebbé, mintegy hidegcsepp méretűvé zsugorodott össze. Jól látszik a hidegörvény két elkülönült központja valamint, hogy a PVU farokként követi a már leszakadt magot (40. ábra). A 41. ábra mutatja a megfigyelési adatok felhasználásával a 2013. május 30. 06 UTC és június 3. 06 UTC közötti időszakra vonatkozó csapadékösszeg térképet.



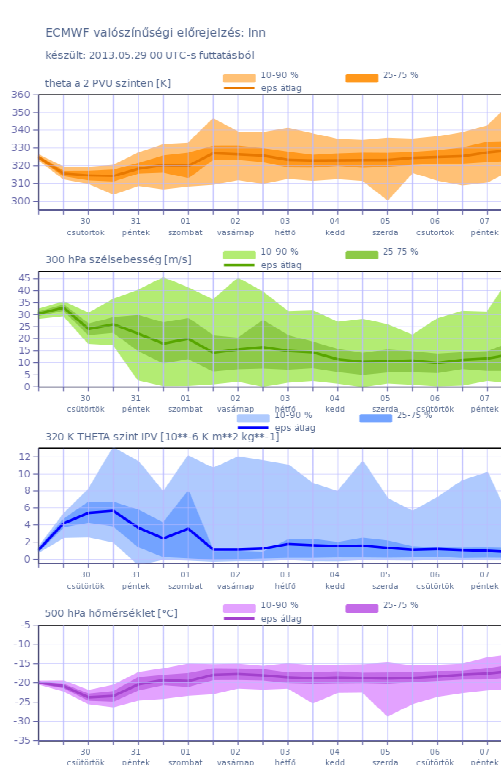
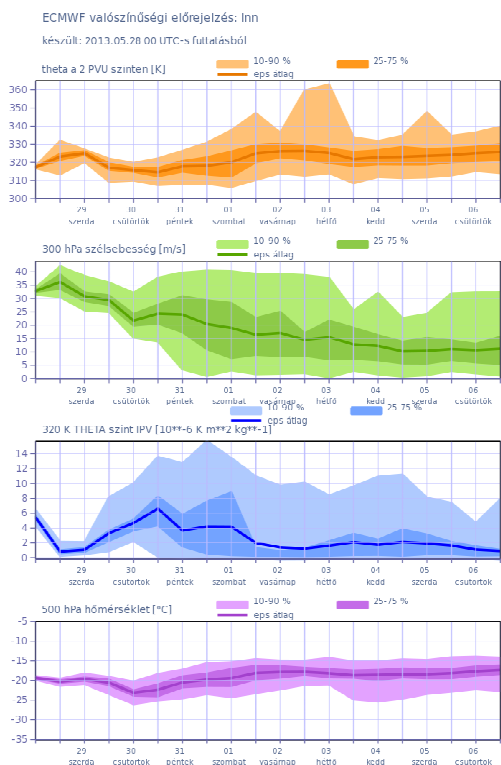
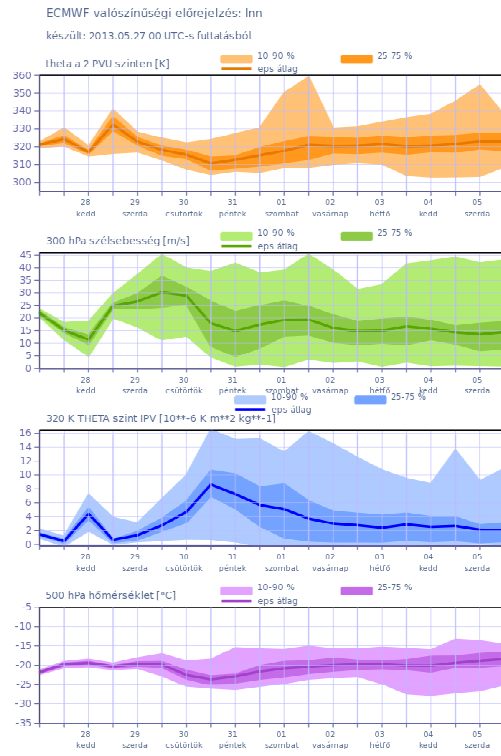
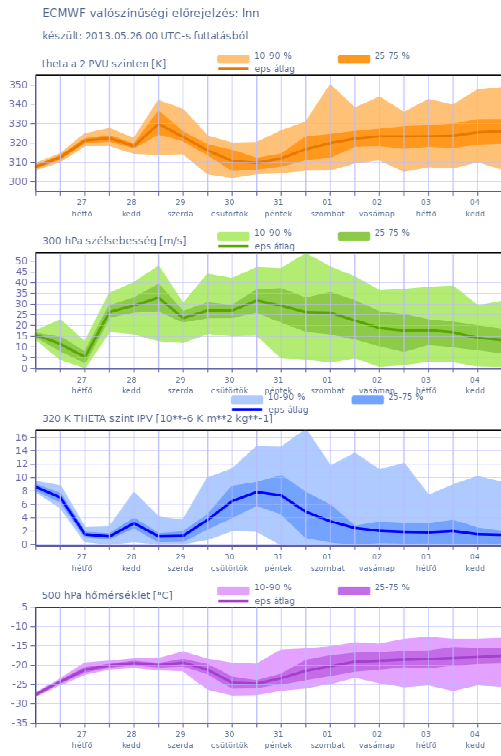
40. ábra. A hidegörvény leszakadása (felső két ábra, 2013. június 1.), hidegcseppé alakulás a végstádiumban (alsó két ábra, 2013. június 6.)



41. ábra. A 2013. május 30. 6 UTC és június 3. 6 UTC között lehullott csapadék összege; a térképen nem minden állomás adata van feltüntetve (forrás: Homokiné, 2013)

Az előző fejezetben bemutatuk az újonnan fejlesztett 4 paraméterből álló fáklya diagramunkat. Most az árvizes esetünkre is megmutatjuk, mennyire jelezte jól előre a 4 különböző paraméter a magassági hidegörvény érkezését. A dunai vízgyűjtőterületekre készítettük el a fáklyákat, de most csak az Inn folyó vízgyűjtő területére tartozó fáklyákat mutatjuk be. A 2013. május 26-i futtatásból jól látható, hogy a hidegörvény labor szerű alakja az 500 hPa-os hőmérsékleti mezőben 30-ára várható. Ezzel szemben az izentrop potenciális örvényesség 300 K hőmérsékleten ugyanezt a lavorszerű emelkedést mutatja 2013. május 30-án, míg a potenciális örvényességi szint, pedig ugyanezt a csökkenést. Abban az esetben ha figyelembe vesszük a következő napokban, tehát 2013. május 27-én, 28-án és 29-én készített fáklya előrejelzéseket, mindegyiken jól látható, hogy közeledik egy hidegörvény, mely időközben hidegcsepp méretűvé zsugorodik össze.

Fontos megjegyeznünk, hogy az újonnan vizsgált paramétereink segítségével - mind az együttes térképek elkészítésével és mind a hidegcsepp időbeli fejlődésének és a bizonytalanságának fáklya diagramon való megjelenítésével - 4-5 napos felkészülési időt is biztosítható az esetleges védekezés kialakításához. Mindemellet fáklya diagramjaink erősen támogatják a dinamikai összefüggések jobb megértését és az időbeli bizonytalanságokat is jól tükrözik. Az Inn vízgyűjtőterületére érkező hidegörvényhez tartozó fáklyadiagramokat - az esemény előtti 4 napban készült előrejelzések alapján - a 42. ábra mutatja.



42. ábra. Az Inn vízgyűjtő középpontjára készített 2 PVU potenciális hőmérséklet, 300 hPa-os szélesség, 320 K izentrop örvényesség, és 500 hPa hőmérséklet ensemble fáklja. (az előrejelzés készítés ideje: 2013. május 26., 2013. május 27., 2013. május 28. és 2013. május 29.)

8. A korábbi esettanulmányokbeli időjárási helyzetek előrejelezhetőségének fáklyadiagramok alapján történő vizsgálata

Ebben a fejezetben a korábban már térképes megjelenítési módszerekkel bemutatásra kerülő esettanulmányainkat ábrázoljuk fáklya diagramok alkalmazásával. A szubjektív tipizálási eljárásunkkal létrehozott osztályokat, a 16., 17. és 19. ábrákon bemutatott esettanulmányokbeli időpontokban az újonnan fejlesztett 4 paraméterből álló fáklya diagramunk segítségével fogjuk vizsgálni. A 3 esettanulmány fáklya diagramjai a következő típusokba tartoznak:

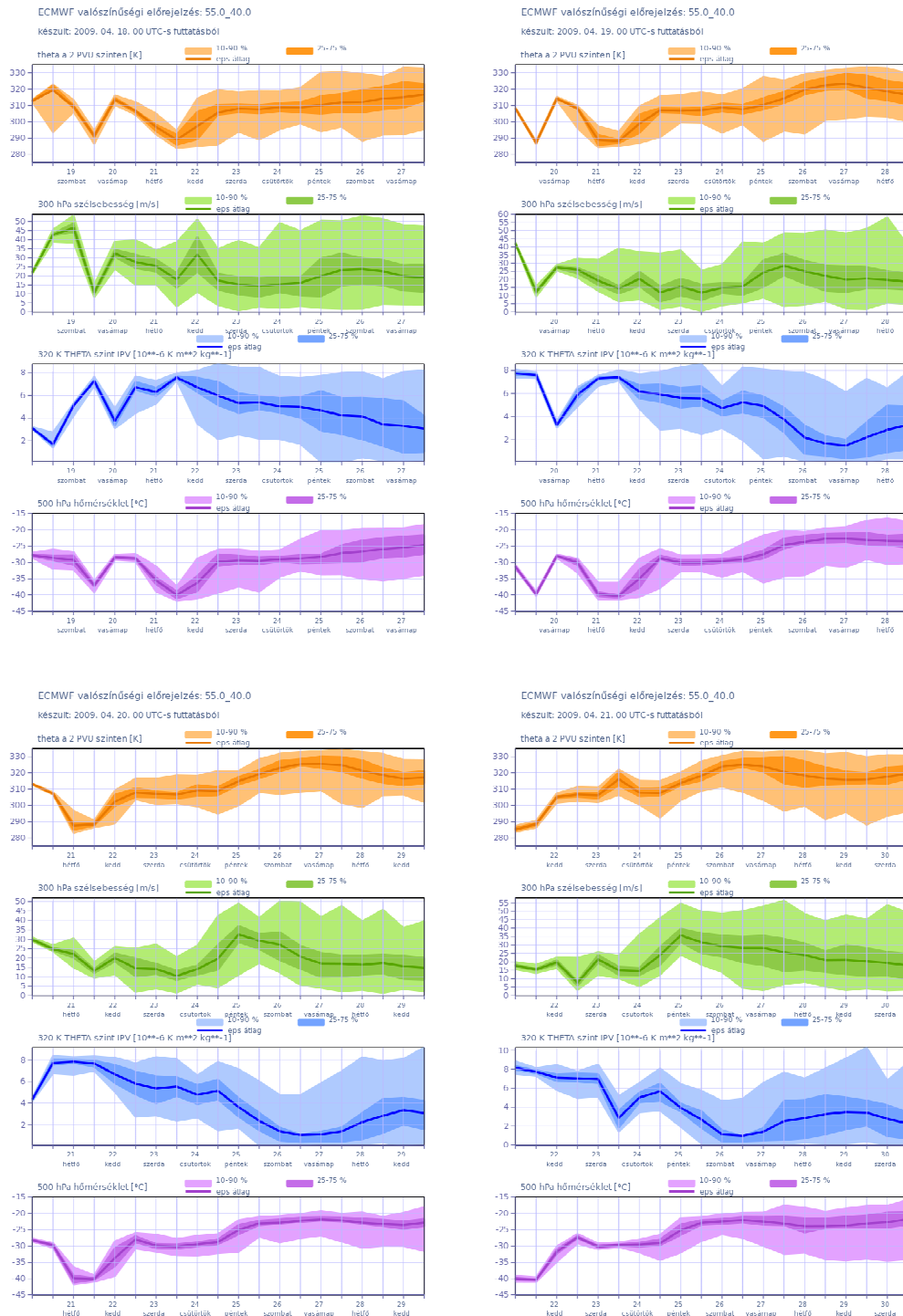
1. Leszakadó hidegcsepp, mely retrográd mozgást végez
2. Leszakadó magassági hidegörvény, melynek visszacsatlakozásakor újabb hidegcsepp leszakadás történik
3. Leszakadó magassági hideg örvény

8.1 Leszakadó hidegcsepp, mely retrográd mozgást végez

Abban az esetben, ha egy magassági hidegcsepp vagy hidegörvény egy omega blocking délkeleti ágáról válik le a vezető áramlásról, gyakran megfigyelhető, hogy a már levált képződmény nem a vezető áramlással halad tovább, hanem hátrafelé ún. retrográd mozgást végez. A 2009. április 22-24-i esetben az omega blocking közepe Dánia felett helyezkedik el és a délkeleti ága pedig Közép-Európa térsége felett. A térképes megjelenítésünk (16. ábra) alapján a leszakadt hidegcsepp az Alpokig végez retrográd mozgást Közép-Európától, amelytől északra újra visszacsatlakozik a nyugatias áramláshoz.

A hidegcseppet megelőző 4 egymás utáni napon az É.sz. 55,0 és a K.h. 40,0 pontra készült fáklya diagramot a 43. ábra mutatja. A 2009. április 18-i futtatáson jól láthatjuk a hidegcsepre utaló markáns V alakot mind a négy paraméter esetében az esemény előtt már 4 nappal korábban is. Ahogy a következő napi előrejelzéseket figyeljük ez a V alak megmarad és jól láthatóan mutatja a bekövetkezés pontosságát is. Az 500 hPa-os hőmérsékletet figyelve látható, hogy 2009. április 21-22-én kicsivel több, mint 12-18 óra alatt 10 °C-os hőmérséklet csökkenés, míg utána kb. 12-18 óra alatt 10 °C-os hőmérséklet növekedés látható. Abban az esetben, ha megfigyeljük a másik három paramétert

ugyancsak hidegcsepp érkezésére számíthatunk, mert az izentrop potenciális hőmérsékletben ugyanilyen alakú és ugyanilyen idő alatt bekövetkező növekedés látható, míg a potenciális örvényességi mezőben pedig csökkenés. A 300 hPa-os szélesség menete a hidegcsepp előtt csökkenést, majd növekedést mutat.



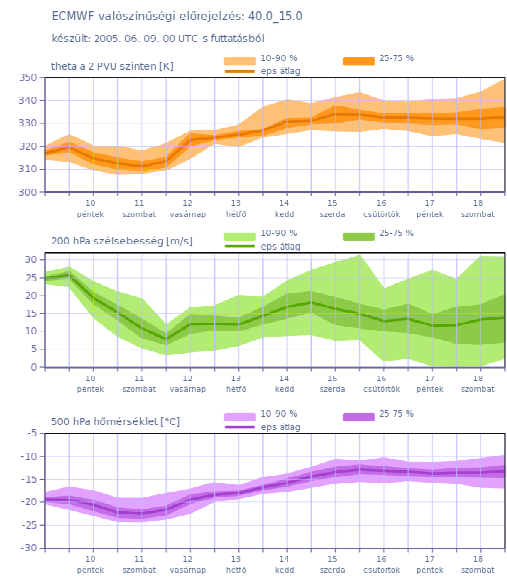
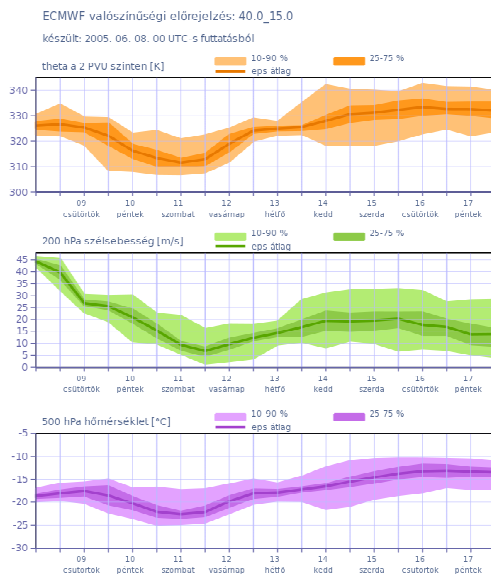
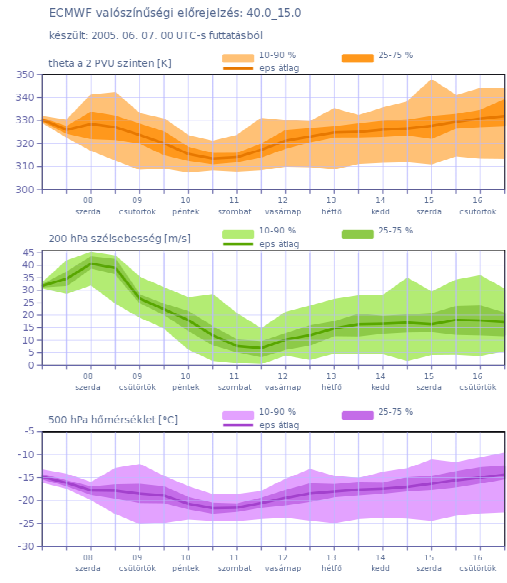
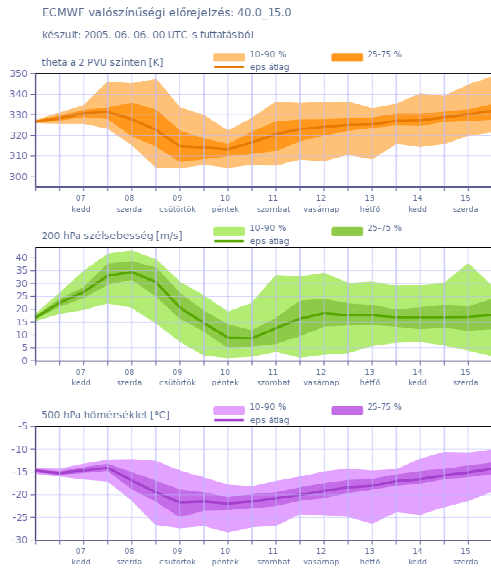
43. ábra. 2009. áprilisi 22-24-i hidegcsepp esetében az É.sz. 55,0 K.h 40,0 ponthoz tartozó fáklya diagramok (az előrejelzés készítés ideje: 2009. április 18., 2009. április 19., 2009. április 20. és 2009. április 21.)

8.2 Leszakadó magassági hidegörvény, melynek visszacsatlakozásakor újabb hidegcsepp leszakadás történik

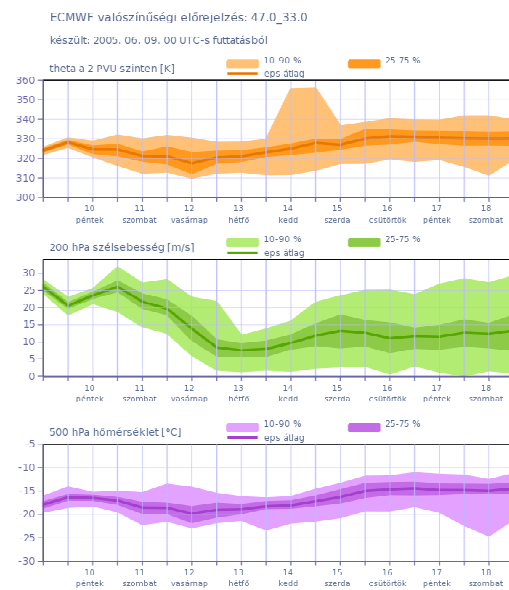
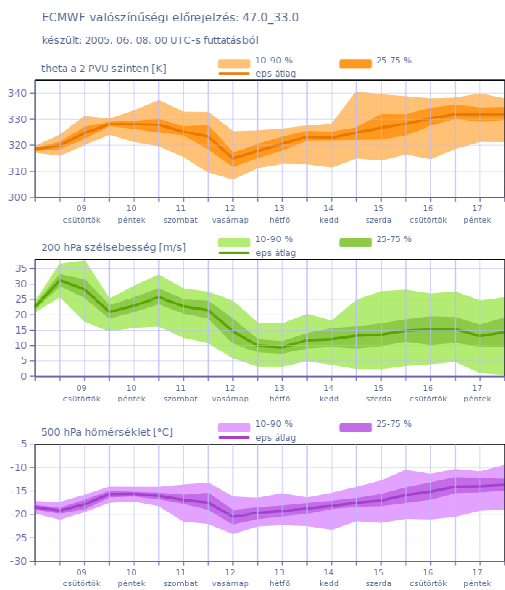
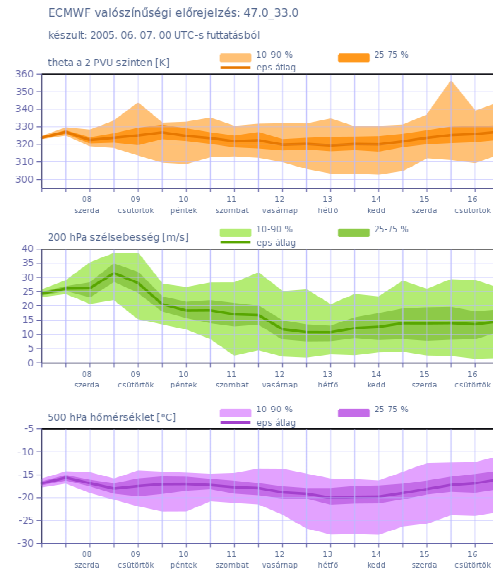
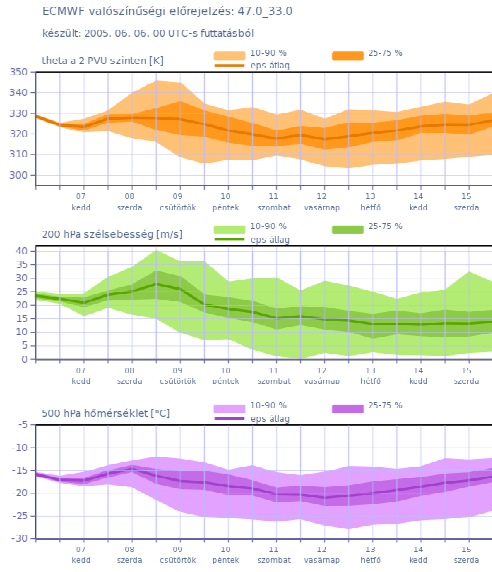
Ebben a 2005. júniusi esettanulmányunkban az EPS modell esetében még nem állt rendelkezésre izentrop potenciális örvényességi paraméter, mely a 4 paramétert tartalmazó fáklyánk esetében igen fontos meghatározó meteorológiai paraméter. Az ECMWF két évvel később már bevezette az izentrop potenciális örvényesség előállítását. A fejlesztés számunkra is igen hasznosnak bizonyult. 2005-ben az EPS modellből a 300 hPa-os szélesség még nem volt származtatva, csak a 200 hPa-os szélesség, így ebben a vizsgálatban ezt használtuk.

A 44-45. ábrákon 4-4 fáklya diagramot mutatunk be, mely két különböző pontra vonatkozik. A É.sz. 40,0 K.h. 15,0 ponthoz tartozó 44. ábrán megfigyelhető már 4-5 nappal korábban, hogy egy magassági hidegörvény készül leszakadni. Jól látszik az 500 hPa-os hőmérsékleti mezőben és a 2 PVU szinten megjelenő lavorszerű csökkenés, melynek alakját kissé eltérően, de követi a 200 hPa-os szélesség előrejelzés is. Abban az esetben ha a 2005. június 6-ai futtatást nézzük, magassági hidegörvényre számíthatunk, mely a hidegörvény struktúráját jól adja, de nem mutatja, hogy a később ebből egy hidegcsepp fog kiválni.

A 45. ábrán ugyanezeket a paramétereket mutatjuk be az É.sz. 47,0 K.h 33,0 ponthoz tartozó fáklya diagramok esetében, ez az a pont ahol a hidegörvény visszacsatlakozásakor egy újabb hidegcsepp leválás történik. A 2005. június 6-i és 7-i futtatások megfigyelve semmi nem utal arra, hogy akár idáig elérne a hidegörvény, vagy bármi is történne. A 2005. június 8-i futtatáson viszont már kirajzolódik a markáns V alakú csökkenés az 500 hPa-on mért hőmérsékleti mezőben és a 2 potenciális örvényességi mezőben is. A 200 hPa-os szélesség is jól követi ezt a mintázatot. A 2005. június 9-i futtatáson viszont ez a a hidegcsepp már nem annyira jól kivehető, mely a gyors áthelyeződésére utalhat. A 2005. június 9-i futtatás nehéz megállapíthatóságából is látszik, hogy mennyire nélkülözhetetlen az izentrop potenciális örvényesség használata, melyet csak a későbbiekben tettek lehetővé. Abban az esetben, ha ez elérhető lenne már 3 paraméter szerint tudnánk vizsgálni, hogy valóban hidegcsepp leszakadás várható-e vagy sem.



44. ábra. 2005. június 8-12-i hidegcsepp esetében az É.sz. 40,0 K.h 15,0 ponthoz tartozó fáklya diagramok (az előrejelzés készítés ideje: 2005. június 6., 2005. június 7., 2005. június 8. és 2005. június 9.)



45. ábra. 2005. június 8-12-i hidegcsepp esetében az É.sz. 47,0 K.h 33,0 ponthoz tartozó fátyla diagramok (az előrejelzés készítés ideje: 2005. június 6., 2005. június 7., 2005. június 8. és 2005. június 9.)

8.3 Leszakadó magassági hidegörvény

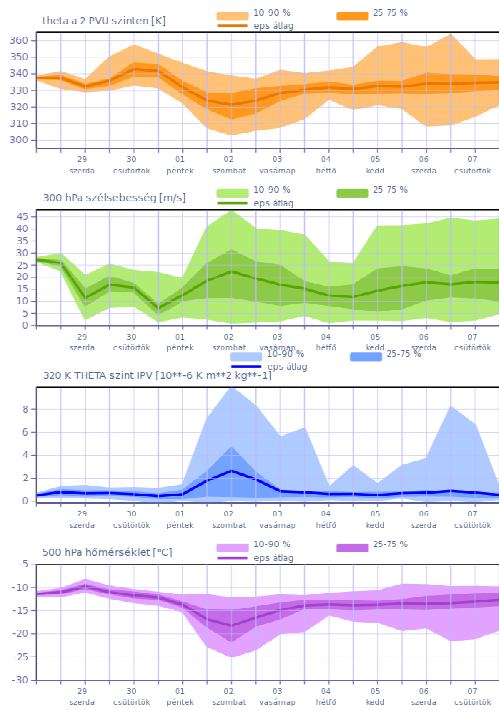
Ezekon a fáklya diagramokon a 2011. július 2-3-i leszakadó magassági hidegörvényt ábrázoltuk. A *19. ábrán* ezt a leszakadást már bemutattuk térképes megjelenítési eszköz felhasználásával, ahogyan a 2 PVU szint leszakadása, az 500 hPa-os hőmérsékleti mező leszakadása után történik és mintegy farokszerű képződményként követi a már leszakadt magot.

A fáklya diagramokat elemezve az É.sz. 47,5, K.h. 15,0 ponton azt tapasztaljuk, hogy 4 nappal korábban lavorszerű képződményt láthatunk. Ugyanezt tapasztaljuk, ha a három nappal korábbi előrejelzést nézzük. A különbséget az egy és a két nappal korábbi előrejelzésekben láthatjuk amikor is hidegcseppet mutat. Amint korábban említettük szubjektív tipizálásunk során, a hidegörvény a leszakadt fázisában gyakran több hideg magra esik szét, mely ebben az esetben megtévesztő lehet. A fáklyák elemzése során azt tapasztaltuk, hogy ha a korábbi napokon – mint ebben az esetben – lavorszerű képződmény látható, akkor alapos gyanu lehet, hogy egy közelebbi időpontra lévő markáns V szerű megjelenés a hidegörvény egyik hideg magja. Ilyenkor célszerű más pontokat is megvizsgálni, hogy az esetleges összes hidegmagot időben észre tudjuk venni, hiszen a legnagyobb zivatargócok ezek közelében képződnek (*46. ábra*).

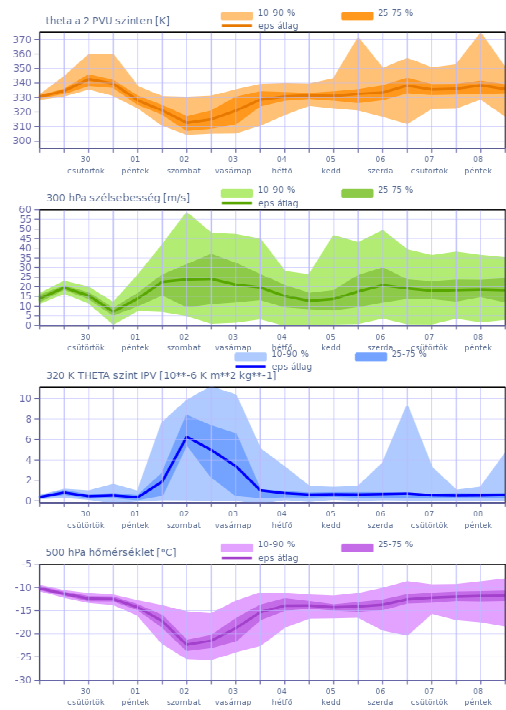
Ugyanezt az elemzést elvégeztük egy másik pont, méghozzá az É.sz. 45,0, K.h. 20,0 ponthoz tartozó fáklyák segítségével. Abban az esetben, ha egy kicsit más földrajzi helyről választjuk ki a fáklyákat más eredményt kapunk. Itt az látszik, hogy a 3-4 nappal a hidegörvény érkezése előtt, már látható a lavorszerű képződmény, de nem látható V alak. Ebben az esetben könnyű eldöntenünk, hogy ez egy magassági hidegörvény. Viszont mivel ez akár pár ezer kilométeres átmérőjű is lehet, nem tudjuk hol vannak a magjai (*47. ábra*).

Az esettanulmányaink összegzéseként elmondhatjuk, hogy omega blocking esetén érdemes a hidegcseppek és hidegörvények retrográd mozgására is számítani. Az olyan leszakadó hidegörvény, melyből utána hidegcsepp szakad le előrejelezhető, de gyors áthelyeződése miatt igen nehéz. Abban az esetben ha hidegörvény leszakadásról beszélünk, érdemes több pontra is fáklyadiagramot elemezni, mert ezek a paraméterek nagy megbízhatósággal már 4-5 nappal korábban előretudják jelezni az érkezést, sőt ha sikerül megtalálnunk a hidegörvény magjainak esetleges helyét (mely markáns V alakban jelenik meg), akkor ennek a nagy kiterjedésű jelenségnek is megfoghatjuk a legzivatárosabb és leglabilisabb részeit és emiatt az esetleges védekezéseket is megkezdhetjük.

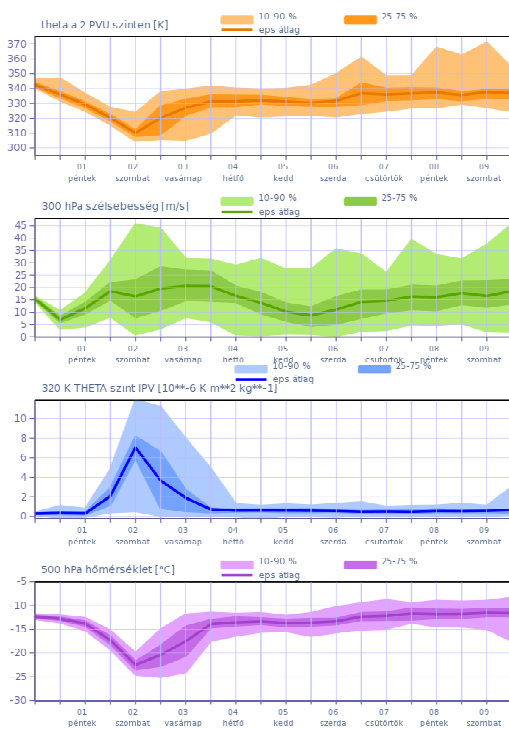
ECMWF valószínűségi előrejelzés: 47.5_15.0
 készült: 2011. 06. 28. 00 UTC-s futtatásból



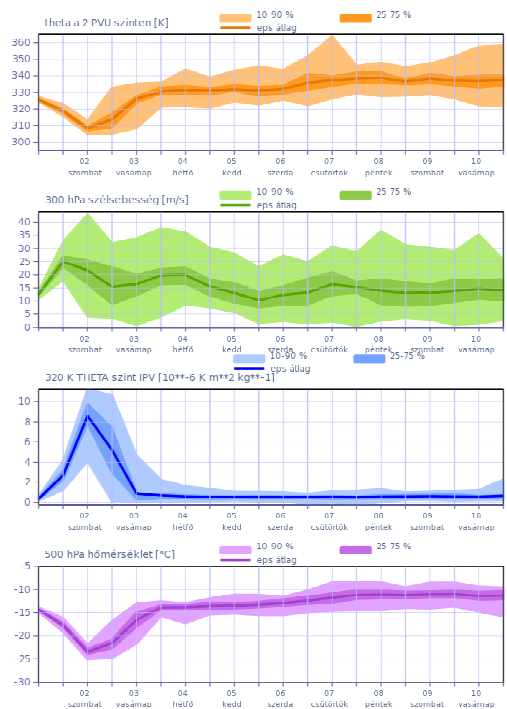
ECMWF valószínűségi előrejelzés: 47.5_15.0
 készült: 2011. 06. 29. 00 UTC-s futtatásból



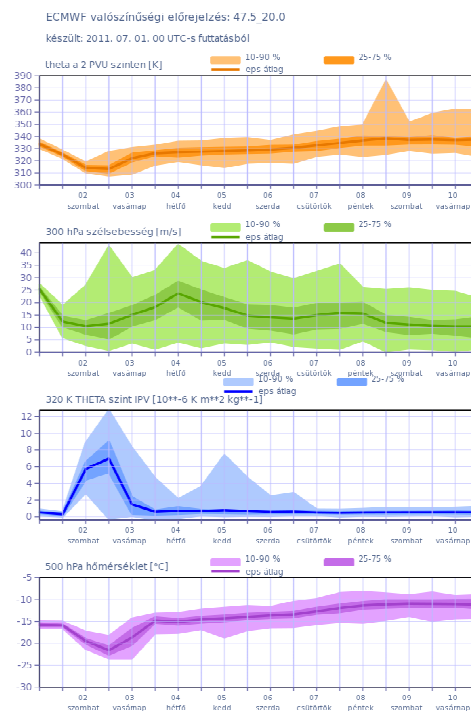
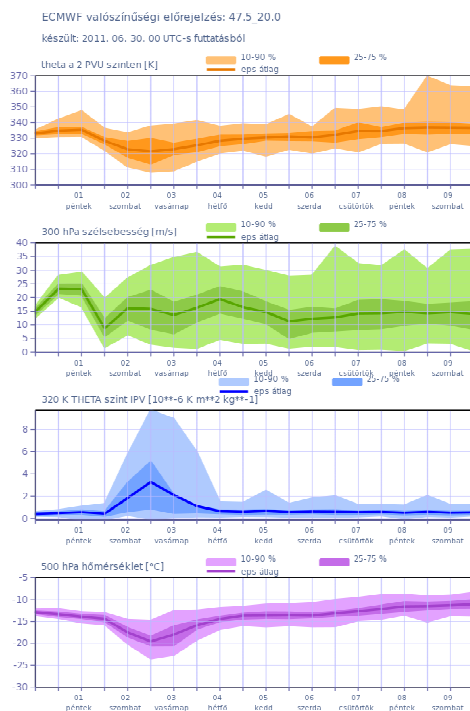
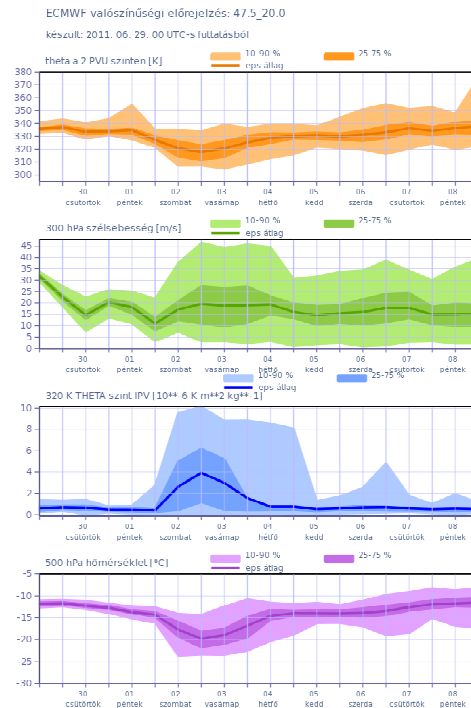
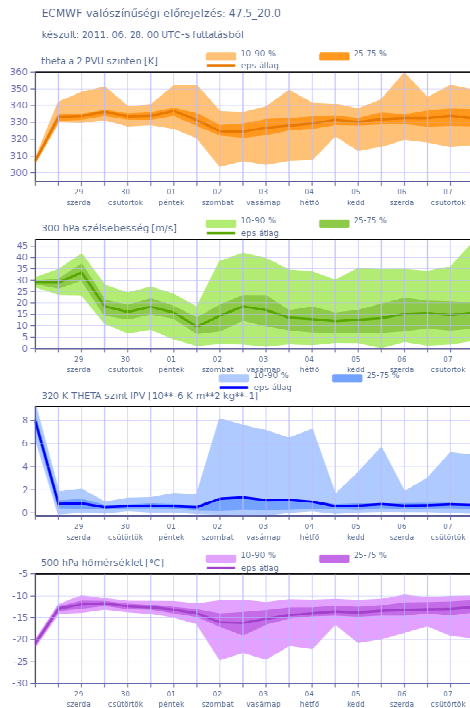
ECMWF valószínűségi előrejelzés: 47.5_15.0
 készült: 2011. 06. 30. 00 UTC-s futtatásból



ECMWF valószínűségi előrejelzés: 47.5_15.0
 készült: 2011. 07. 01. 00 UTC-s futtatásból



46. ábra. 2011. július 2-3-i hidegcepp esetében az É.sz. 47,5 K.h. 15,0 ponthoz tartozó fáklya diagramok (az előrejelzés készítés ideje: 2011. június 28., 2011. június 29., 2011. június 30. és 2011. július 1.)



47. ábra. 2011. július 2-3-i hidegcsepp esetében az É.sz. 45,0 K.h. 20,0 ponthoz tartozó fáklya diagramok (az előrejelzés készítés ideje: 2011. június 28., 2011. június 29., 2011. június 30. és 2011. július 1.)

Összefoglalás

A diplomamunkámban a hidegcseppek és magassági hidegörvények dinamikai struktúráit különböző módszerekkel vizsgáltuk. Vizsgálataink adatbázisát az elmúlt 15 évből kiválasztott 150 hidegcseppes nap jelentette. A korábbi munkánkhoz képest új paraméterekként a 300 hPa-os szélmezőt, a 2 potenciális örvényességi egységet (PVU), a 315 K potenciális hőmérsékletű felülethez tartozó izentróp potenciális örvényességet, valamint az 500 hPa-os szint hőmérsékleti advekción mezőt tanulmányoztuk. A felhasznált új paraméterek közül két meteorológiai változó - az izentróp potenciális örvényességet és a 2 PVU-t ábrázoló térképek – voltak, amelyeken a hidegcseppek spirális alakja már jól kivehető. A determinisztikus előrejelzések mellett az ensemble előrejelzésekből készített valószínűségi térképeket is előállítottunk.

Az új paraméterek segítségével ERA Interim reanalízisekre alapozottan szubjektív tipizálást végeztünk. Első lépésként elkülönítettük a magassági hidegcseppeket és a magassági hidegörvényeket egymástól. Második lépésként további altípusokat határoztunk meg. Munkánk következő szakaszában a hidegcseppek és magassági hidegörvények determinisztikus előrejelzésekre alapozott előrejelezhetőségét vizsgáltuk három új verifikációs eszköz használatával.

Vizsgálataink befejező szakaszában a bemutatott verifikációs eredmények alátámasztották, hogy a harmadik nap után a determinisztikus előrejelzések igencsak romlanak, ezért célszerűnek láttuk, hogy ez idő után ensemble valószínűségi előrejelzéseket alkalmazzuk. A valószínűségi előrejelzésekre alapozott hatékony döntéshozó eljárás érdekében kifejlesztettünk egy új négy fáklyából álló előrejelzési produktumot. A speciális fáklya kombináció 2014 elején az Országos Meteorológiai Szolgálatnál operatív bevezetésre került, így segítve a szinoptikusi döntéshozatalt.

A dolgozat utolsó két fejezetében új eszközzrendszerünk alkalmazásával a 2013-as nagy dunai árvíz esettanulmányban is elemeztük. Emellett korábbi térképes megjelenítési eszközökkel megvizsgált esettanulmányainkat újonnan kifejlesztett fáklya diagramok segítségével is tanulmányoztuk.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetemet szeretném kifejezni Ihász István témavezetőmnek a rengeteg tanácsért, ötletért, értékes és inspiráló szakmai ismereteiért és nem utolsó sorban lelkiismeretes munkájáért, amivel hozzájárult a diplomamunkám létrejöttéhez.

Szeretném megköszönni továbbá Barcza Zoltánnak, hogy munkámat mindvégig figyelemmel kísérte és tanácsaival segítette.

Kohlmann Márknak is nagyon köszönöm a számtalan hasznos szakmai tanácsot, a lelkes és inspiráló segítséget.

Szeretnék köszönetet mondani Tölgyesiné Puskás Mártának az OMSz Könyvtárban nyújtott segítségével.

Valamint köszönetemet szeretném kifejezni családomnak és mindazoknak, akik valamilyen formában hozzájárultak a dolgozatom elkészültéhez.

Irodalomjegyzék

- Bartholy J., Mészáros R., Geresdi I., Matyasovszky I., Pongrácz R., Weidinger T., 2013: Meteorológiai alapismeretek. *ELTE Földrajz- és Földtudományi Intézet*, 77-82.
- Bodolainé-Jakus E., 2008: A szinoptikus diagnózis eszközeiről. *OMSZ kiadvány, Budapest*
- Bodolainé-Jakus E., 1983: Árhullámok szinoptikai feltételei a Duna és a Tisza vízgyűjtő területén *OMSZ Hivatalos Kiadványai LVI. kötet Budapest*.
- Buschner W., 1951: Vizsgálatok két téli hideg levegő-csepp áthelyeződéséről, felépítéséről és dinamikájáról. *N/ - Ber. DWD, US-Zone, Nr. 23*
- Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayshi S., Andrae U., Balmaseda, M.A., Balsamo, G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., Van de Ber L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.J., Park B.K., Puebey C., Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.N., Vitart F. 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137: 553–597. DOI:10.1002/qj.828
- Csonka T., 2013: A légóceán szeszélyes vándorai, a magassági hideg légörvények. *OMSZ Tanulmányok. www.met.hu 2013. június 4.*
- Ertel, H., 1942: Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz. *Meteorologische Zeitschrift*, 59, 277-281.
- Gaál N., 2012a: A hidegcseppek vizsgálata Európa térségében az ECMWF ERA Interim reanalízis alapján. *Szakdolgozat*. Budapest, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar.
- Gaál N., 2012b: Hidegcseppek vizsgálata Európa térségében az ECMWF ERA Interim reanalízis alapján, *Léggör, 57, 61-67*
- Gaál, N., 2012c: Hidegcseppek vizsgálata Európa térségében az ECMWF ERA Interim reanalízis alapján. *Tudományos diákköri dolgozat*. Eötvös Loránd Tudományegyetem TTK Meteorológiai Tanszék, XIII. Országos Felsőoktatási Környezettudományi Diákkonferencia, Veszprém 2012. április 5-7. pp 40
- Gaál N., 2014: A hidegcseppek dinamikai és szinoptikai vizsgálata Európa térségében az ECMWF ERA Interim reanalízis alapján. *Tudományos diákköri dolgozat*. Budapest, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, pp 50.
- Gaál, N. and Ihász, I., 2013: Investigation of the cold drops in the European area, study based on ERA Interim and ECMWF ensemble model. AS1.1: Numerical weather prediction, data assimilation and ensemble forecasting. (Z14 EGU2013-4654). *EGU Vienna*, 8-12 April 2013
- Gaál, N. and Ihász, I., 2014a: Predictability of the cold drops in the European area, study based on ECMWF deterministic and ensemble models. AS1.2: Numerical weather prediction, data assimilation and ensemble forecasting. (Z6 EGU2014-646). *EGU Vienna*, 28 April – 2 May 2013
- Gaál N., and Ihász I., 2014b: Evaluation of the cold drops based on ERA Interim and ECMWF's ensemble model over Europe. *Időjárás*. (accepted for publication, in press)
- Gaál N., and Ihász I., 2014c: Predictability of cold drps based on ECMWF's forecasts over Europe. *ECMWF Newsletter*. (accepted for publication, in press).
- Götz, G., es Rákóczi, F., 1981: A dinamikus meteorológia alapjai. Tankönyvkiadó, Budapest, 484 pp.
- Gyuró Gy., 2001: Szinoptikus előadások IV. A blokkoló anticiklon. *Egyetemi Meteorológiai Füzetek*, No. 16.
- Gyuró Gy., 2002: Az elmúlt ősz szélsőségei szinoptikus szemmel. A blocking. *Beszámoló a 2001. évi tevékenységről*. OMSZ, Budapest, 138-144.
- Gyuró Gy., 2007: A szinoptikus meteorológia fogalomrendszere. *ELTE-munkafüzetek*, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest.
- Holton, J.R., 2004: An introduction to dynamic meteorology. 4th ed, *Elsevier Academic Press*, pp 535.
- Homokiné U.K., 2013: Történelmi árvíz a Dunán – 2013. június <http://www.met.hu>

- Horváth Á, Nagy A. és Simon A., 2013: A dunai árvíz időjárési háttere. *Természet Világa*, 338-340.
- Hoskins, B.J., McIntyre, M.E., Robertson, A.W., 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 111, pp. 877-946.
- Hoskins, B., 1997: A potential vorticity view of synoptic development. *Meteorological Applications*, 4, 325-334.
- Kohlmann, M., 2011: Vízgőzképek használata a szinoptikus gyakorlatban. *Szakdolgozat*. Budapest, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar.
- Kurz, M., 1986: Szinoptikus meteorológia (Magyar Meteorológiai Szolgálat továbbképző anyaga)
- León F.M., 2003: Las gotas frías / DANAS: Ideas y conceptos básicos. Servicio de Técnicas de Análisis y Predicción, INM. Instituto Nacional de Meteorología.
- Molteni F.R., Buizza T.N., Palmer T.N., Petroliage T., 1996: The ECMWF ensemble prediction system: methodology and validation. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 122, 37-119
- Nieto, R., Gimeno, L., Torpe, L., Ribera P., Gallego, P., Garcia-Herrera, R., Garcia, J.A, Nunez, M., Redano, A., Lorente, J., 2005: Climatological features of cutoff low systems in the Northern Hemisphere. *Journal of Climate*. 3085-3012.
- Peltonen, T., 1963: Esettanulmány egy 1959 novemberi, Kelet- és Észak-Európa fölötti intenzív felső /magassági/ ciklonokra vonatkozólag. /A/ - *Geophysica*, Helsinki 8, 225-251.
- Rex D. F., 1950 a: Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate. Part I. An aerological study of blocking action. *Tellus* 2: 196–211.
- Rex D. F., 1950 b: Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate. Part II. The climatology of blocking action. *Tellus* 2: 275–301.
- Reed, R.J., Stoelinga, M.T., Kuo, Y.-H., 1992: A model-aided study of the origin and evolution of the anomalously high potential vorticity in the inner region of a rapidly deepening marine cyclone. *Monthly Weather Review*, 120, 893-913.
- Scharhag, R., 1949: Az időjárás analízisének és előrejelzésének új módszerei. /N/ - Berlin: Springer Verlag
- Simon, A. és Putsay, M., 2009. Zivatarok megfigyelése műholdadatok segítségével, WV képek elemzése potenciális örvényességi mezőkkel. Meteorológiai Tudományos Napok.
- Thorpe, A. J., 1997: Attribution and its application to mesoscale structure associated with tropopause folds. *JCMM Internal Report*, 73.
- Tóth T. és Gyuró Gy., 2006: Jelentős csapadékhullással járó földközi-tengeri ciklonok klimatológiája blokkoló anticiklonok gyakoriságának függvényében. *A III. Magyar Földrajzi Konferencia tudományos közleményei*. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest
- Tóth T., 2007: Jelentős csapadékhullással járó Földközi-tengeri ciklonok klimatológiája blokkoló anticiklonok gyakoriságának függvényében. *Diplomamunka*. ELTE Meteorológiai Tanszék, Budapest.
- Uppala S. M.-Kallberg P.-Simmons A. J.-Andrae. U.-Da Costa Bechtold V.-Fiorino M.-Gibson, J. K.-Haseler J.-Hernandez A.-Kelly G. A.-Li X.-Onogi K.-Saarinen S.-Sokka N.-Allan R.P.-Andersson E.-Arpe K.-Balmaseda M. A.-Beljaars A. C. M.-Van De Berg L.-Bidlot J.-Bormann N.-Caires S.-Chevallier F.-Dethof A.-Dragosavac M.-Fisher M.-Fuentes M.-Hagemann S.-Holm E.-Hoskins B. J.-Isaksen L.-Janssen P. A. E. M. Jenne R.-McNally A. P.-Mahfouf J. F.-Morcrette J. J.-Rayner N.A.-Saunders R.W.-Simon P.-Sterl A.-Trenberth K. E.-Untch A.-Vasiljevic D.-Viterbo P.-Woollen J. 2005: The ERA-40 re-analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 131: 2961–3012
- Uppala S.-Dee D.-Kobayashi S.-Simmons A., 2008. Evolution of reanalysis at ECMWF. *In proceedings of Third WCRP International Conference on Reanalysis, 28 January – 1 February 2008*. Tokyo, Japan.
- Wantuch, F., 2005: Repülésmeteorológia, OMSZ, Budapest
- Woods A., 2005: Medium-Range Weather Prediction: The European Approach. *Springer* 270 pp.

Internetes hivatkozások:

ZAMG (*Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik.*) *MANUAL OF SYNOPTIC SATELLITE METEOROLOGY MAIN PAGE*, 2011a:

<http://www.zamg.ac.at/docu/Manual/SatManu/CMs/ULL/index.htm>

ZAMG (*Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik.*) *MANUAL OF SYNOPTIC SATELLITE METEOROLOGY MAIN PAGE* , 2011b:

<http://www.zamg.ac.at/docu/Manual/SatManu/CMs/ULL/backgr.htm>