

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Természettudományi Kar
Meteorológiai Tanszék



**Időjárási frontok objektív azonosítása és a hozzájuk
kapcsolódó csapadékesemények elemzése az 1957-2002
időszakra az ERA-40 reanalízis adatbázis alapján**

S Z A K D O L G O Z A T

Készítette: Pátkai Zsolt
V. éves meteorológus hallgató

Témavezetők: dr. Bartholy Judit
dr. Pongrácz Rita
ELTE Meteorológiai Tanszék

2007.

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	2
2. Az időjárási frontok.....	3
2. 1. A mérsékeltövi ciklonok életciklusa	5
2. 2. Frontmegfigyelések, frontok modellezése.....	6
2. 3. A melegfront jellemzői.....	7
2. 4. A hidegfront jellemzői	8
3. A felhasznált adatbázisok.....	11
3. 1. AZ ECMWF ERA-40 adatbázisa	11
3. 2. Fronttérképek.....	13
4. Az objektív frontazonosító eljárások	18
4. 1. Az adatsorok statisztikai elemzése	18
4. 2. Származtatott mennyiségek	22
4. 2. 1. Ekvivalens potenciális hőmérséklet.....	22
4. 2. 2. A frontogenetikus függvény	24
4. 3. Objektív frontdefiníciók.....	27
5. Eredmények.....	31
5. 1. Az objektív módszerrel azonosított frontok verifikációja.....	31
5. 2. Frontok gyakoriságváltozása	33
5. 3. A frontokhoz kapcsolódó csapadékesemények elemzése	36
6. Összefoglalás.....	45
Köszönetnyilvánítás	47
Irodalomjegyzék.....	48

1. Bevezetés

A klímaváltozás kérdésköre mind nemzetközileg (IPCC 2001; 2007), mind Magyarországon (Dunkel, 1998) sokat kutatott és vitatott téma. Különböző tanulmányok más és más nézőpontból elemzik az időjárási karakterisztikák változásának irányát és nagyságát. Az IPCC 2007-es jelentése szerint az elmúlt évtizedekben a csapadék mennyisége Európa kontinentális területein évtizedenként 0,5-1%-kal nőtt meg, s ez a többletcsapadék főleg a téli időszakban hullik. A mediterrán régiók csapadéka viszont csökkent ugyanebben az időszakban. Magyarország éves csapadékösszege a XX. század során megközelítőleg 10%-kal csökkent (Bartholy és Pongrácz, 2005). Az IPCC XXI. század végére vonatkozó éghajlati projekciói alapján ezek a tendenciák nagy valószínűséggel tovább folytatódnak. A Kárpát-medence a növekvő csapadékú észak-európai, és a szárazabbá váló mediterrán térség határán fekszik, ezért különösen nehéz a várható csapadékmennyiséget vagy annak tendenciáját meghatározni. Az elmúlt, s a következő évszázad éghajlatváltozásainak megismerését, megértését szolgálják a térség cirkulációs viszonyait, az itt áthaladó ciklonok, frontok pályáját, intenzitását elemző munkák (Bartholy et al., 2006; 2007). Ezen munkák sorában Pattantyús-Ábrahám (2005) rámutatott arra, hogy az európai ciklonpályák az elmúlt 45 évben módosultak, és elsősorban a genovai ciklonok relatív gyakorisága növekedett meg.

A helyi időjárási viszonyok kialakításában jelentős szerepe van a mérsékeltövi ciklonok frontrendszerének. Jelen dolgozatban a Budapest fölött átvonuló időjárási frontok objektív azonosításának problémáival és a frontokhoz kapcsolódó csapadékesemények elemzésével foglalkozunk. Vizsgálataink során többféle meteorológiai paraméterben (a 850 hPa-os geopotenciális szint hőmérsékletében és ekvivalens potenciális hőmérsékletében a 10 méteres szélben, a 2 méteres hőmérsékletben, illetve harmatpontban, valamint a tengerszinti légnyomásban) jelentkező változások alapján végezzük el a hideg- és melegfrontok azonosítását. A különféle kritériumrendszerek felhasználásával kapott frontok éves számát összehasonlítjuk, és meghatározzuk az 1957-2002 időszakban jellemző trendeket. Ezután a frontokhoz kapcsolódó csapadékesemények éves számait hasonlítjuk össze és a jellemző trendeket keressük meg.

A 2. fejezetben ismertetjük az időjárási frontok általános jellemzőit, valamint a témakörben végzett korábbi nemzetközi és hazai vizsgálatokat. A 3. fejezetben bemutatjuk a felhasznált adatbázisokat és módszereket, valamint a származtatott mennyiségeket, végül a 4. fejezetben elemezzük eredményeinket.

2. Az időjárási frontok

Ebben a fejezetben összefoglaljuk a mérsékeltövi ciklonokban kialakuló időjárási frontok általános jellemzőit, valamint a velük kapcsolatos hazai és nemzetközi vizsgálatokat.

Az időjárási frontok olyan hiperbaroklin diszkontinuitási felületek, amelyek két eltérő tulajdonságú kvázibarotróp légtömeget választanak el egymástól; például tengeri és szárazföldi, nedves és száraz, vagy hideg és meleg légtömegeket. A különböző tulajdonságú légtömegek találkozásánál a hőmérsékletnek, s a légnyomásnak szakadása van. Jellegzetes még a frontális felhőzet és a csapadéksáv elhelyezkedése, valamint az áramlási mező jelentős megváltozása a front átvonulásával. Három alapvető fronttípust különböztetünk meg: hideg-, meleg- és okklúziós frontot (Czelnai et al., 1998). Dolgozatunkban a későbbiekben ezek közül az első két típussal foglalkozunk, ugyanis az okklúziós front esetén a ciklonban levő melegszelet már feltöltődött hideg levegővel és felemelkedett a talajról – ennél fogva feltételezzük, hogy a felszín közelében és a 850 hPa-os geopotenciális szinten is eltűnik a drasztikus hőmérsékletkülönbség.

Bjerkness (1919) publikált elsőként tanulmányt az időjárási frontokról, bár ebben a cikkben még csak konvergencia-vonalaknak nevezte a mérsékeltövi ciklonban található frontokat. Később kimutatta a kettős hidegfrontok és a visszahajló okklúzió létezését (Bjerkness, 1926). A kettős hidegfront jelenségét a hideg ékben hátrafelé történő levegő leáramlással magyarázta.

A frontogeneziseket három csoportba sorolhatjuk a létrehozó hatás szempontjából (Boljahn, 2002): (1) frontogenezis a horizontális szélmezőben (divergencia, nyírás következtében), (2) frontogenezis függőleges mozgások következtében (meleg levegő feláramlása, hideg levegő leáramlása), valamint (3) frontogenezis diabatikus folyamatok útján (horizontálisan különböző diabatikus melegedés).

A frontogeneziseket lehet osztályozni a keletkezés helye alapján is (Pettersen, 1956): (1) alsó troposzférikus frontogenezis, amikor a polárfronton alakulnak ki a ciklonok és (2) felső troposzférikus frontogenezis, amikor a felső troposzféra nagy amplitúdójú hullámaiban alakulnak ki és fűződnek le a ciklonok. A felső troposzférában lejátszódó frontogenezis nagyrészt a felszíni dinamikai hatásoktól független folyamat (Koshyk et al., 1994), itt történik a sztratoszférikus levegő bejutása

a troposzférába, valószínűleg a potenciális örvényesség anomáliák miatt (Wandishin et al., 2000). Ezeket az anomáliákat a nagyskálájú baroklin hullámok okozzák (Thorncroft et al., 1990), amelyek sztratoszférikus levegőt szállítanak a földfelszín, illetve az Egyenlítő irányába.

Mivel a mérések időben és térben nem folytonosak, ezért a gyakorlatban nem mindig egyértelmű a frontok azonosítása (Gordon et al., 1998). A szinoptikusok megfigyelései szerint a frontok helyének kijelölésénél a legjobb eredményt az biztosítja, ha elsősorban a felszínközeli szélnek, másodsorban a hőmérsékletnek, illetve a légnyomás-tendenciának a megváltozását figyelik (Kurz, 1990). Bonyolultabb időjárási helyzetekben még a szinoptikustól is nagy odafigyelést igényel a talajfrontok elhelyezkedésének a lehető legpontosabb meghatározása. A kérdés komplexitását jól jelzi, hogy egy viszonylag egyszerű szinoptikus helyzetben 16 nemzetközi és nemzeti meteorológiai szolgálat majdnem 16 helyen húzta be a frontokat (Renard et al., 1965), néhol elég jó összhangban, más helyeken viszont akár 500 km eltérés is volt! Renard és munkatársai frontparamétereknek a nedves potenciális hőmérsékletet (Θ_w), az ekvivalens potenciális hőmérsékletet (Θ_e), a potenciális hőmérsékletet (Θ), valamint ezek deriváltjait választotta a 850 hPa-os geopotenciális szinten. A GG_Θ frontparaméter definiálásához az alábbi formulát használhatjuk:

$$GG_\Theta = \frac{-\nabla|\nabla\Theta| \cdot \nabla\Theta}{|\nabla\Theta|} = -\nabla|\nabla\Theta|n_\Theta, \quad (2.1),$$

ahol n_Θ a $\nabla\Theta$ irányába mutató egységvektor. Θ helyébe használható Θ_w , vagy Θ_e (Renard et al., 1965). A modell előnye, hogy tetszőleges felületre alkalmazható. Azonban a légkör a frontálzónában annyira komplex, hogy nincs olyan idealizált frontmodell, amely az individuális frontot megfelelően visszaadná (Sawyer, 1958).

Objektív frontanalízissel többen is próbálkoztak. Huth (1991) 12 féle paramétert definiált, melyek főleg nedvesség- és széladatok felhasználásával állíthatók elő. Vizsgálatai alapján ezek közül hasznosnak találta a horizontális szélnyírást, valamint a relatív nedvességet és a hőmérsékleti advekciónál gradiensét a 850 hPa-os geopotenciális szinten. Gericke és munkatársai (1984) a pszeudopotenciális hőmérséklet horizontális gradiensének erősségét is alkalmasnak látják az időjárási frontok azonosítására. Mindkét tanulmány megerősíti a Sawyer (1958) által felvetett problémát, miszerint nem hozható létre minden típust egyaránt leíró ideális front-

modell. A hazai munkák között Kerekes (1983) foglalkozott a hidegfrontok felismerésének kérdéskörével. Vizsgálatai során megmutatta, hogy a 850 hPa-os geopotenciális szint hőmérsékleti mezője helyett a 850 hPa-os geopotenciális szint pszeudopotenciális (másnéven az ekvivalens potenciális hőmérséklet) hőmérsékleti mezője alkalmasabb a frontfelismerésre. Ezt a megállapítást felhasználva vettük figyelembe mi is a hideg- és a melegfrontok azonosításakor az ekvivalens potenciális hőmérsékletet.

2. 1. A mérsékletövi ciklonok életciklusa

A mérsékletövi ciklonok életciklusában Boljahn (2002) szerint hat fázist különböztethetünk meg.

1. Stacionárius front állapot: Baroklin zónában jön létre, ahol nagy a horizontális hőmérsékleti gradiens. Emellett általában erős a vertikális szélnyírás (termikus szél) és jetstream is található a magasban.

2. Hullámfront fázis: Egy tiszta geosztrófikus áramlásban instabil egyensúly alakul ki. Minél nagyobb a geosztrófikus szélesség, annál nagyobb lesz a baroklinitás, ennek következtében kis zavarok (hullámok) alakulnak ki az áramlásban. Jellemzően kialakulnak már zárt izobárok ebben a fázisban. Eközben az izallobárikus szél gondoskodik a front továbbfejlődéséről. Dinamikai vizsgálatok során kimutatták (Götz, 1972), hogy a kondenzációs hő szerepe a front fejlődésében egyik mozgásrendszeri skálán sem elhanyagolható. A kinetikus energia maximuma egybeesik a felszabaduló látens hő maximumával (Martinov, 1976), de a kondenzációs hő nem tekinthető a ciklogenezis megindítójának. Mudrick (1974) szerint a leggyorsabb frontogenezist – és ezzel összefüggésben ciklogenezist – a tiszta deformációhoz hozzáadódó konvergencia okozza.

3. Instabil hullámfront stádium: Előfordulhat, hogy a létrejövő hullámfront kellő ciklogenetikus hatás miatt stabil marad. Ekkor stabil hullámfrontról beszélünk. Ellenkező esetben a hullám továbbfejlődik. Ismeretes továbbá, hogy létezik egy hullámhossz, aminél rövidebb hullámok dinamikailag stabilak maradnak, függetlenül a frontogenetikus, illetve ciklogenetikus hatásoktól. Instabil hullámfrontban megindul az izotermák amplitúdójának növekedése.

4. Kezdődő okklúziós fázis: Az emelkedő meleg levegő miatt jelentős területen csökken a légnyomás, így az izallobárikus szél egyre inkább a melegfront

irányába tereli a meleg nedves szállítószalagot. Ennek következtében a melegfront egyre inkább anafront jelleget vesz fel (vagyis a meleg levegő feláramlik, felsiklik a frontfelület mentén a hűvösebb légtömeg fölé), a hidegfront pedig katafront jelleget (vagyis hideg levegő a frontfelületen lefelé süllyed). A hidegfront és a melegfront találkozási zónáját a talajon okklúziós frontnak nevezzük. Ebben a régióban a legerősebb a nyomássüllyedés.

5. Okklúziós fázis: A 4. pontban leírt folyamat tovább folytatódik és a melegszelet egyre jobban szűkül. A meleg levegő tovább emelkedik, így a magassági térképeken is egyre jobban kivehető. A front záródásával a talajon csak egy keskeny hiperbaroklin okklúziós front marad, amely két hideg légtömeget választ el egymástól. Ha a melegfront előtti hideg levegő melegebb, mint a hidegfront utáni, akkor hidegfronti okklúzióról beszélünk. Ha a melegfront előtti levegő hidegebb, akkor melegfronti okklúzióról beszélünk.

6. Feloszlási stádium: A front talajról történő felemelkedésével a talajközeli konvergencia gyengül, a ciklon töltődik (a légnyomás elkezd emelkedni).

2. 2. Frontmegfigyelések, frontok modellezése

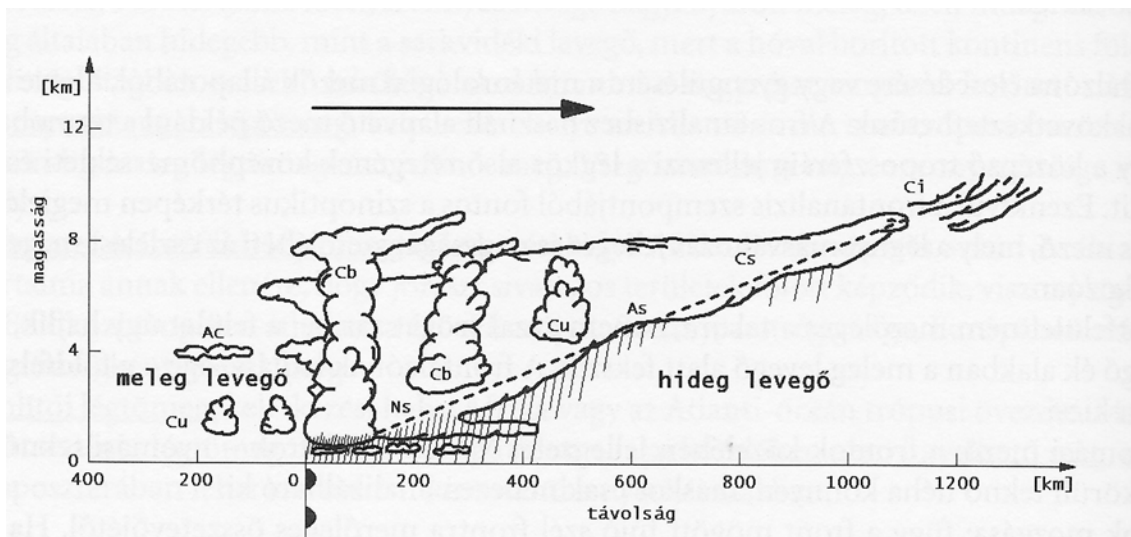
Számos publikáció látott napvilágot Észak-Amerikában egy-egy front, s a hozzá kapcsolódó jelenségek részletes megfigyeléséről. Például Hobbs és társai (1975) okkludáló frontokat vizsgáltak. Elemzéseik során megmutatták, hogy a csapadék az orografikus emelés miatt növekszik a hegyfelőli oldalon, s csökken a hegy mögötti oldalon. House és társai (1975) kimutatták, hogy okkludáló ciklonban a szállítószalag szálas szerkezetűvé válik. Egy Washington állam fölött átvonuló, konvektív góccokat is tartalmazó melegfrontot figyeltek meg Herzegh és munkatársai (1980), illetve egy tipikusnak tekinthető ún. „minta-melegfront” is részletes dokumentálásra került (Locatelli et al., 1987). Szintén Washington állam fölött átvonuló hidegfrontot dokumentálnak Hobbs és munkatársai (1980), ahol a nedves szállítószalag több részre bomlott fel. Egy magassági frontálzóna által okozott csapadéksávot figyeltek meg Martin és munkatársai (1992), melynek létrejöttében főleg a szimmetrikus instabilitás játszott szerepet. Fontos megfigyeléseket végeztek még az ERICA (Experiment on Rapidly Intensifying Cyclones over the Atlantic, azaz kísérlet a gyorsan erősödő Atlanti-óceán fölötti ciklonok leírására) projekt keretében. Megmutatták (Paldor et al., 1994), hogy a hidegfront mentén felléptek perturbációk,

amelyek hullámhossza 20-30 km között volt, és ezen perturbációk hossza mintegy 2 óránként megduplázódott.

Az 1970-es évektől kezdődően egyre több cikk foglalkozik a frontok modellezésével, e vizsgálatokat főleg az Amerikai Egyesült Államok kutatóintézeteiben végezték. Az egyik legjelentősebb és később többször továbbfejlesztett alapmodell Hoskins (1976) dolgozta ki, melyben kvázigeosztrófikus közelítés alkalmazásával a zonális áramlásban fellépő perturbációkat vizsgálta. Az egyenletek nemlineáris hullámproblémához vezetnek. Később megmutatták azt is, hogy a deformációs mező jelentősen befolyásolja a frontogenezist (Hoskins, 1979). A Hoskins által felépített modellt William (1980) tesztelte és a meteorológiai mérésekkel összevetve pontosnak találta. A 3 dimenziós változat továbbfejlesztése Cullen és munkatársai nevéhez fűződik (1984).

2. 3. A melegfront jellemzői

A melegfrontok (MF) túlnyomó része felsikló jellegű (anafront) (1. ábra). Kisebb hányadban előfordulhatnak betörési melegfrontok is (Czelnai et al., 1998). A melegfront a talajon mozog a leglassabban (Pham, 1977).



1. ábra: A melegfront szerkezete (forrás: Sándor és Wantuch, 2004)

Ha a melegszelet a hidegfront előtt nyitott, akkor általában négy jellegzetes részre osztható (Bodolai et al., 1970):

1. Megerősödő prefrontális szél zóna
2. Alacsonyszintű jet-zóna

3. Prefrontális szélgyengülési zóna

4. Szélcsendes zóna.

A szélcsendes zónában alakulhatnak ki a prefrontális zivatarok, melyeket a magasban előretörő hideg és az alacsonyszintű nedves szállítószalag közösen okoz (House, 1963). A frontfelület pillanatnyi vertikális helyzetét meghatározó módszert Pham (1976) dolgozta ki.

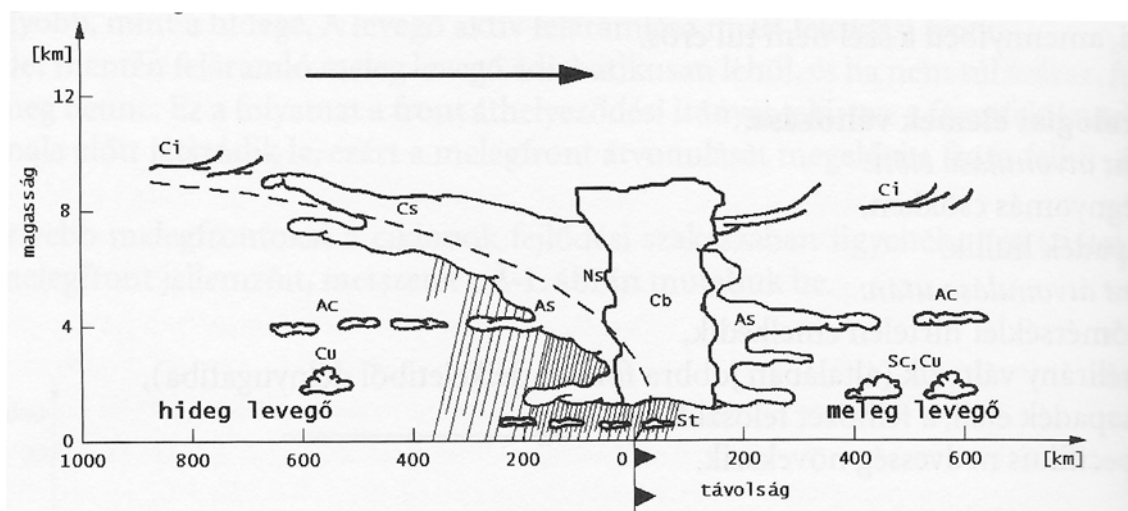
A melegfront előtt 500-700 kilométerrel megjelennek a magasszintű felhők, elsősorban Cirrus, Cirrostratus, amelyek az idő előrehaladásával egyre vastagodnak és a melegfront közeledtével előbb Altostratusba, majd Nimbostratusba váltanak át (Czelnai et al., 1998). Elsősorban a nyári félévben beágyazott Cumulonimbus felhőzet is található a kiterjedt Nimbostratusban. A front haladási sebessége átlagosan 50 km/h. A frontális csapadéksáv a felszínen mintegy 300 km széles, s a front előtt jelentkezik. Adott helyen történő megfigyelések alapján a melegfront-átvonuláshoz kapcsolódó csapadékhullás legalább 6 órán át szokott tartani. A front előtt a szél a fronttal párhuzamos irányba fordul és megélénkül, a front mögött jobbra fordulva gyengül. Kiterjedt nyomáscsökkenési terület található a front előtti területen. A harmatpont a front átvonulásával emelkedik, s hasonlóan növekszik a hőmérséklet is. Elsősorban a nyári félévben a melegfrontok nehezen analizálhatóak, tekintve, hogy az amúgy is meleg időben felhőtlen ég mellett a frontális felhőzet mérsékeli a hőmérsékletet (Sándor és Wantuch, 2004).

2. 4. A hidegfront jellemzői

A hidegfrontokat (HF) két altípusba szokták sorolni; első- illetve másodfajú hidegfrontok (Czelnai et al., 1998). A hidegfront átvonulását két szakasz jellemzi. Az első szakaszban megjelenik a csapadék és fordul a szél, a második szakaszban irányt vált a nyomástendencia, csökken a harmatpont, tovább fordul a szél (Miles, 1962). Egy a frontfelület pillanatnyi vertikális helyzetét meghatározó módszert Pham (1976) dolgozott ki. Schumann (1987), valamint Peng és munkatársai (2001) a hegy fölött átkelő front tanulmányozásakor a planetáris határreteg parametrizációját diffúziós együtthatókkal oldották meg. A hegyek fölött átkelő levegő potenciális örvényesség megmaradásával számolva szinoptikus skálájú örvények jöhetnek létre a hegy mögött megfelelő időjárási feltételek mellett (Aebischer et al., 1998). Pichler (1982) és Steinecker (1982) az Európába nyugati irányból érkező hidegfrontokat tanulmányozták,

amelyek gyakran lelassulnak az Alpok előterében, veszítenek az intenzitásukból, majd aktivizálódva betörnek a Kárpát-medencébe. Ilyenkor a szél felőli oldalon a hidegfront gyengül ($\partial\Theta/\partial y > 0$, ahol Θ a potenciális hőmérséklet, y a távolság; így $\partial\Theta/\partial y$ a potenciális hőmérséklet gradiense y irányban), a hátoldalon viszont erősödik. Ezzel ellentétben a melegfrontok a szél felőli oldalon erősödnek ($\partial\Theta/\partial y < 0$), s a hátoldalon gyengülnek (Petkovsek, 1963). Hasonló eredményre jutottak numerikus elemzés útján Williamson és munkatársai (1992), valamint Gross (1994). A felszíni súrlódás fontos szerepet játszik a front áthelyeződési sebességében, melyet többen is modelleztek például Ross és munkatársai (1982), valamint Levy (1989).

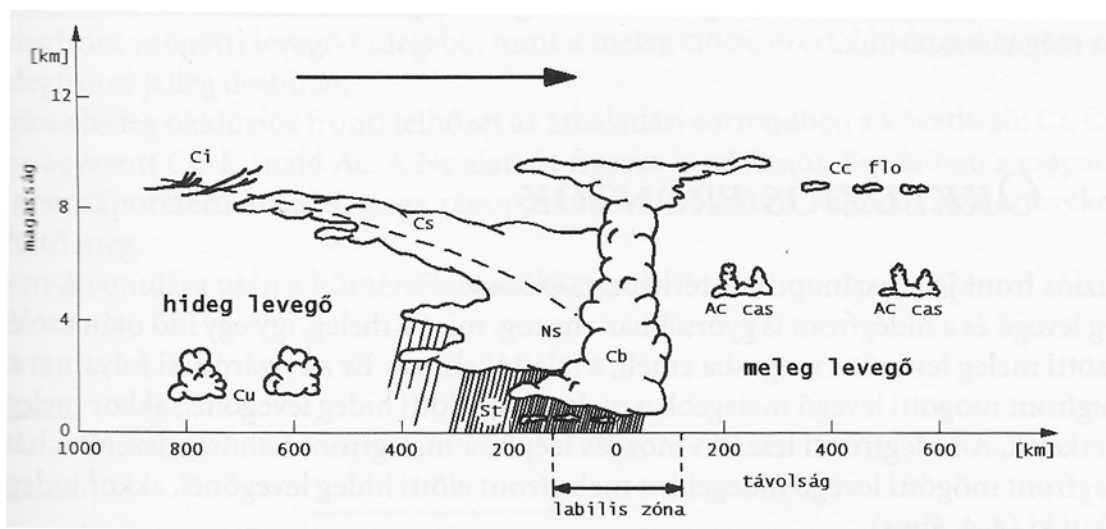
A viszonylag lassabban haladó elsőfajú hidegfront jobban dőlt (2. ábra), haladási sebessége a magassággal csökken. Ezzel szemben a gyorsan haladó másodfajú hidegfront meredekebb (3. ábra), s a sebesség maximuma a talaj közelében van. A hidegfronton kialakulhatnak konvektív rendszerek, amelyek lassítják a front áthelyeződését, mivel a potenciális energia a konvekcióra fordítódik (Elliott et al., 1964, 1965). A hidegfront fejlődésében fontos szerepe van a front mentén fellépő finomszáljű háborgásoknak (Sinton et al., 1984). A kialakuló perturbációk lokálisan módosítják a hőmérsékleti- és szélstruktúrát (Brown et al., 1999). Ezek a perturbációk a legkülönbözőbb sebességgel mozgó, legkülönbözőbb méretű ciklonokban mindenhol kialakulnak (Montgomery et al., 1990).



2. ábra: Az elsőfajú hidegfront szerkezete (forrás: Sándor és Wantuch, 2004)

Az elsőfajú hidegfrontok haladási sebessége viszonylag lassúbb, frontfelületük a felszínnel kisebb szöget zár be, tulajdonképpen fordított

melegfrontoknak tekinthetők (Czelnai et al., 1998). Az ilyen front érkezését többnyire nem előzi meg felhősáv. A hidegfronttal egyidőben Stratocumulus felhőkből gyenge csapadék hullik, majd a front áthaladása után Nimbostratus, Altostratus felhőkből további nagyobb mennyiségű csapadék várható. A csapadéksáv a melegfronthoz hasonlóan a felszínen mintegy 300 km széles. A szélirány a front közeledésével az izobárokkal párhuzamossá válik, a front mögött markánsan jobbra fordul és gyengül. A front mögött erős a nyomásnövekedés, a harmatpont és a hőmérséklet viszont csökken (Sándor és Wantuch, 2004).



3. ábra: A másodfajú hidegfront szerkezete (forrás: Sándor és Wantuch, 2004)

A másodfajú hidegfrontok gyorsabb mozgásúak (főleg a ciklonok középponti részén), éppen ezért a frontfelület orra begömbül, nagyobb hajlásszöget zár be a földfelszínnel. Ez a fronttípus katafront jellegű (Czelnai et al., 1998). A frontális felhőzet ilyenkor többnyire 200-300 km-re kinyúlik a hidegfront elé (3.ábra). A kinyúló felhőzet leginkább Altostratus, Altocumulus típusú; mely jelzi a magasban labilizálódó levegőt. A csapadékhullás sávja csupán 100-150 km széles, az elsőfajú hidegfronthoz viszonyítva keskenyebb. Adott helyen az átvonulás ideje 1-2 óra (Sándor és Wantuch, 2004). A frontális csapadék ebben az esetben a hidegfront előtt található labilis zónában hullik. Az egyes meteorológiai elemek változása megegyezik a másodfajú hidegfrontéval, kivéve a szelet. A frontvonal közel merőleges az izobárokra, nagy a frontra merőleges szélkomponens, ami a magassággal növekszik. A front átvonulásával a szél markánsan jobbra fordul és tovább erősödik, viharossá, gyakran lökésessé válik (Czelnai et al., 1998).

3. A felhasznált adatbázisok

Ebben a fejezetben részletesen ismertetjük az általunk felhasznált adatforrásokat: az ERA-40-es reanalízis adatbázist, valamint a verifikációhoz felhasznált meteorológiai talajtérképeket.

3. 1. Az ECMWF ERA-40 adatbázisa

Ebben az alfejezetben bemutatjuk a vizsgálatok során felhasznált meteorológiai adatbázist: az Európai Középtávú Időjárás-Előrejelző Központ (ECMWF) reanalízis adatbázisát.

Az ún. ERA-40 reanalízis-adatbázist (http://data.ecmwf.int/data/d/era40_daily) az európai ECMWF központ állította össze az 1957-2002 időszakra azzal a céllal, hogy a meteorológiai változók megbízható, több évtizedes mezősorai a nemzetközi kutatások számára az egész Földre vonatkozóan rendelkezésre álljanak. Az adatbázis az 1957. szeptember 1. és 2002. augusztus 31. közötti időszak rácsponti értékeit tartalmazza (Gibson et al., 1997), s így alkalmas a 45 év során érzékelhető változások detektálására.

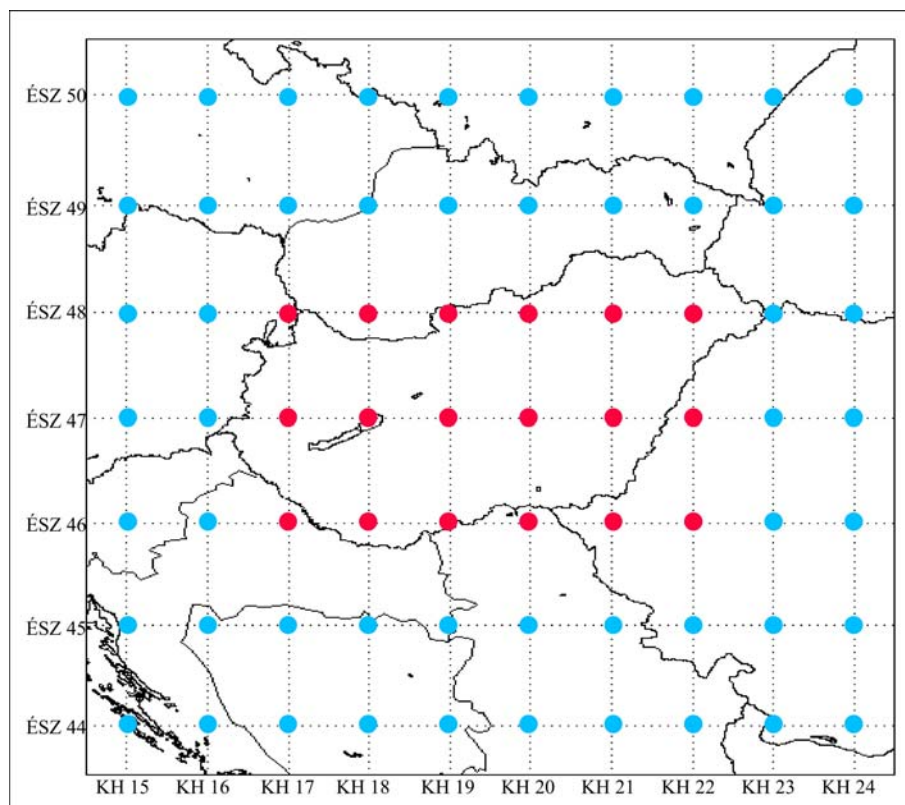
Az adatbázisban alkalmazott rácshálózat szimmetrikus az Egyenlítőre, a rácspontok 1° -onként helyezkednek el. Az adatok 6 óránként (0, 6, 12, 18 UTC) állnak rendelkezésre. Az adatbázis egy része elérhető a nyilvános szerveren, mely ennél durvább, csak $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ horizontális felbontású. A vizsgálatainkhoz felhasznált $1^\circ \times 1^\circ$ felbontású mezősorokhoz az Országos Meteorológiai Szolgálat közreműködésével jutottunk hozzá.

Az ERA-40 adatbázis összesen 60 vertikális légnyomási szintet foglal magába a felszíntől egészen a 65 km-es magasságig (itt a légnyomás már kisebb 1 hPa-nál). A 60 magassági szint fele az alsó 10 km-es légrétegben található. Az adatbázis számos meteorológiai paraméter értékét tartalmazza az egyes rácspontokra vonatkozóan (Kallberg et al., 2004). Ezek közül a legfontosabbak a különböző geopotenciálszintek magassági, hőmérsékleti, nedvességi és áramlási mezői. A felszínközeli paraméterek külön kérhetők le, ide tartozik például a 2 méteres hőmérséklet, a relatív és abszolút nedvesség, a talajállapot, stb.

Az adatbázis pontossága nagyban függ a megfigyelőhálózat térbeli eloszlásától, és attól, hogy hogyan állították össze az adatbázist a mérések, numerikus

modelleredmények alapján. Az adathiányos Afrika vagy a nyílt óceánok esetén különböző műholdas adatokból (TOVS, ATOVS) következtettek az egyes paraméterekre (szél, felhőzet, légnedvesség). Ezek az adatok mindenképpen elmaradnak a földfelszínen mért adatok pontosságától. Ezzel szemben Európa, s benne Magyarország mérőhálózati lefedettsége rendkívül jó. Így például az általunk használt egyik paraméter, az ECMWF 850 hPa-os szintjének hőmérsékleti reanalízismezője az Országos Meteorológiai Szolgálat előrejelzőinek tapasztalatai alapján a rádiószondával mért értékekhez képest az 1° C-os eltéréseken belül marad, ami a vizsgálathoz elfogadható.

A dolgozatban tárgyalt vizsgálatainkhoz az ECMWF ERA-40 reanalízis-adatbázis következő paramétereinek rácsponti idősorait használtuk fel: 850 hPa-os szint hőmérséklete (T850), 850 hPa-os szint relatív nedvessége (RH850, f), tengerszinti légnyomás (p) és a 850 hPa-os szint szélkomponensei (u, v), valamint a csapadékadatok közül a konvektív, illetve a nagyskálájú csapadék. A tömörített adatbázisok helyreállítása után interpolációt végeztünk a hőmérsékletre, nedvességre, valamint a légnyomásra, ugyanis az időjárási frontok Budapest fölötti átvonulását kívántuk elemezni. Az 1°-os felbontásból adódóan Magyarország területére 11 rácspont esik (a nyilvános, mindenki számára elérhető változatban mindössze 2), ezekből kiválasztottuk az ÉSZ 47°, KH 19°, illetve az ÉSZ 48°, KH 19° rácspontokat, melyek között elég pontos közelítéssel félúton helyezkedik el Budapest és lineáris interpolációt végeztünk a két adatsoron. Így a különböző meteorológiai paraméterekre a számtani középértékeket határoztuk meg. Vizsgálataink során próbálkoztunk több rácspont (4, illetve 6) bevonásával is az interpolációba, de a több rácsponti érték még jobban elsimította a mezőket, s végül csak a fent említett két rácspontot használtuk fel az interpoláláshoz. A frontogenetikus függvény számolásához szükséges adatokat (850 hPa-os u, v szélkomponensek, valamint a származtatott 850 hPa-os ekvivalens potenciális hőmérséklet, Θ_{se}) egy 7×10-es rácshálózatra állítottuk elő (4. ábra), amely terület lefedi Magyarországot a deriváltak számolása után is (a szélső két-két rácspontok kiesnek a differenciálás következtében).



4. ábra: A 7×10 gridpontos mező, amelyen a frontogenetikus függvény számolását végrehajtottuk. A kék pontok azon rácspontokat jelölik, amelyek deriválás után kiesnek, a piros pontok a deriválás után hasznos adattal rendelkező mezőt ábrázolják

3. 2. Fronttérképek

Az ERA-40 adatbázison alapuló vizsgálataink értékelésére több független verifikációt alkalmaztunk. Verifikációs kutatásaink során több meteorológiai szolgálat (brit, német, magyar) különböző kivágatú analízis térképeit is végigtanulmányoztuk.

Elsőként az OMSz által kiadott *Időjárési Napijelentések* mellékleteként havonként megjelenő *Időjárési Eseménynaptárt* használtuk fel (5. ábra), melyet 1957 és 1990 között adtak ki – kezdetben *Front- és Légtömegnaptár* címmel. Nevéből adódóan nem csak a frontátvonulásokat tartalmazza, hanem az egyéb szignifikáns jelenségeket is, például konvektív csapadék, zivatar, szélerősödés, instabilitási vonalak. Frontok esetében az országba történő pontos be- és kilépés időpontjai is fel vannak tüntetve. A második oldalon találhatóak az időjárési esemény budapesti jellemzői: szélfordulás, szellőkés, hőmérsékletváltozás, lehullott csapadék.

1980. július

IDŐJÁRÁSI ESEMÉNYEK NAPTÁRA

Dátum - Date	Az időjárási jelenség leírása Description of the weather phenomenon	Az időjárási esemény előidézője Carrier of the phenomenon	Érkező légtömeg Arriving air-mass
2.	esők, záporok, egy-két helyen zivatar	hidegfront: belép: 8 ^h -kor NW-n kilép: 13 ^h -kor E-n	Nm
9.	8 órától a Földközi-tenger térségében Széchenyi téren előkezdődik a melegfront feloszlása	instabilitási vonal: belép: 18 ³⁰ -kor W-n feloszlal: a Duna vonalában 10-én 4 ^h -kor	Tm
9.	záporok, zivatarok	hidegfront: belép: 8 ^h -kor NW-n kilép: 16 ^h -kor E-n	Nm
10.	esők, záporok, egy-két helyen zivatar	hidegfront: belép: 13 ^h -kor NW-n kilép: 17-én 8 ^h -kor SE-n	Nm
16.	esők, záporok, zivatarok	instabilitási vonal: belép: 3 ^h -kor W-n kilép: 9 ^h -kor SE-n	Tm
21.	esők, záporok, zivatarok, keletem felé esők	hidegfront: belép: 8 ^h -kor NW-n kilép: 18 ^h -kor E-n	Nm
22.	Intenzív oszadéktevékenység elsősorban az ország keleti részén	konvergenciavonal kialakulása a Tiszántúlon 8 ^h -tól; 27-én 14 ^h -tól áttérjed az ország többi részére is	Nm
29-31	intenzív záporok, zivatarok	erős konvektív tevékenység	Nm

Aktívus sztrámföld: és tengeri /10 és 20/; mérsékeltvízi sztrámföld és tengeri /Mc és Nm/; szub-tropikus sztrámföld és tengeri /Tc és Tm/; helyi vagy lokális /K/.

CALENDAR OF WEATHER PHENOMENA

JULY 1980

Időpont - point of time	Minősítőjelölés (Tc/K/10)	Légnyomásváltás (h/100)	Szellőirányváltás (m/s)	Maximális sebesség (m/s) és időpontja (m/s)	Csapadék mennyisége (mm) és alakja (mm)	Megjegyzés - Remarks
5 ^h	-1 ^o /10p	-2/16	S-N	9,4 NNW 640	3,2 ψ	
0 ³⁰	-4/16	+11/30p	S-NW	10,5 W 120	1 ψ	
9 ³⁰				13,7 NW 940		III elmosódott
16 ³⁰		-1/10p	NW-NW	13,8 NNW 1741	1,8 ψ	III elmosódott
7 ^h	-2,5 ^o /30p	+2/20p	WSW-NW	12,4 NNW 735	2,3 ψ R	
14 ³⁰	-1 ^o /10p	+6/10p		17,0 NNW 1413	8,7 ψ R	III elmosódott
12 ³⁰	-3 ^o /30p	-10/30p	NW-NW	7,9 NW 1612	16,1 K	
					7,7 ψ R	

Az időjárási esemény Budapest-i jellemzői - Characteristics of the phenomenon over Budapest

Azért jelölés (Am): Arctik kontinentális (Ar); Polar mész (Pm); Polar kontinentális (Pc); Tropikus mész (Tm); Tropikus kontinentális (Tc); Lokal air mass (L).

5. ábra: Az Időjárási Eseménynaptár felépítése

Az *Időjárási Eseménynaptár* 1957 és 1964 között eltérő felépítésű volt a frontokat illetően, ugyanis minden, légtömegeket elválasztó felületet frontnak jeleztek. Így természetesen rengeteg „front” adódott havonként. A két leírásmódot semmi módon nem lehetett homogenizálni, ezért a verifikációs vizsgálatokhoz csak az 1965-1990 közötti időszakot használtuk fel (Pátkai, 2005).

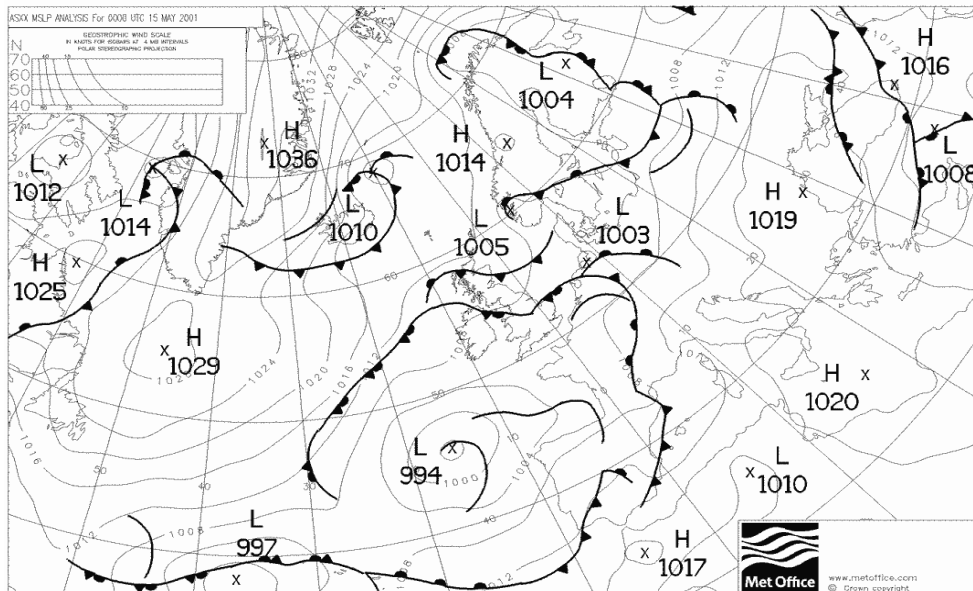
Az aktuális előrejelző személye – aki a hónap végén elkészítette a frontnaptárt – nagyban befolyásolta azt, hogy mennyi front került a naptárba. Ez a probléma annak a következménye, hogy nincs egyértelmű definíció arra vonatkozólag, hogy mit nevezünk frontátvonulásnak, mint azt említettük a 2. fejezetben. További problémát jelentett az is, hogy a budapesti átvonulás idejét sokszor elmosódottnak írták. Ezt a be- és kilépési idők interpolációjával oldottuk meg. Hidegfrontnál inkább a belépési időhöz közelebbi időpontot adtuk meg Budapestre vonatkozóan, melegfrontnál a két időpont különbségének a felét. Mivel a fenti problémák a pontosságot még a lehető legkörültekintőbb átszámítások ellenére is jelentősen rontották, ezért az *Időjárási Eseménynaptár* információit csupán a kiegészítő vizsgálatokhoz használtuk fel.

Az ERA-40 850 hPa-os szint hőmérsékletváltozása alapján azonosított 2337 időjárási front közül az *Időjárási Eseménynaptár* csupán 1704-et tartalmazott egyidőben az 1965-1990 időszakra vonatkozóan és 2 esetben volt különböző előjelű (Pátkai, 2004). A viszonylag nagy eltérés oka elsősorban az *Időjárási Eseménynaptár* bejegyzéseinek szubjektív volta, valamint a front egyértelmű definíciójának hiánya.

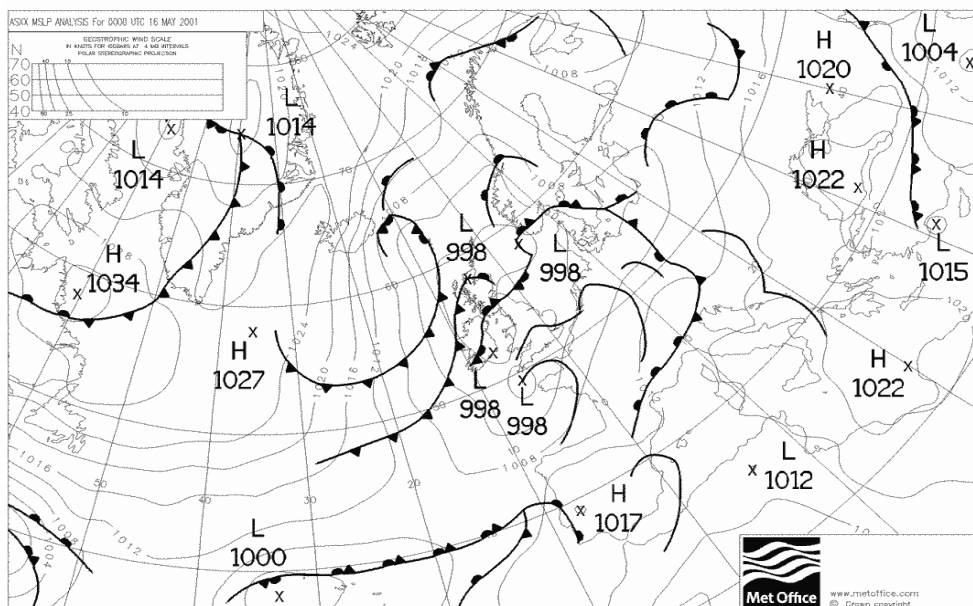
A szinoptikus talajtérképek közül elsőként a Brit Meteorológiai Szolgálat 24 óránként rendelkezésre álló analízis térképeit használtuk fel (melyek szabadon letölthetők a <http://www.wetterzentrale.de> címről). A verifikáció időszakául a 2001-es évet választottuk ki, s megvizsgáltuk az egyezést a szinoptikus térképekről leolvasható időjárási frontátvonulások és az általunk detektált frontok között. A brit analízis alapján a 2001. évi 365 db térképről 62 hidegfront és 27 melegfront Budapest feletti átvonulását olvashattuk le egyértelműen.

A felhasznált szinoptikus térképsorozatnak mindössze egyetlen hátránya van: csak 24 óránként (00 UTC-kor) állnak rendelkezésünkre. Ebből kifolyólag a ciklonok Kárpát-medence fölötti átvonulása esetében nem nyilvánvaló, hogy a ciklon melegfrontja is átvonult-e fölöttünk, vagy csak a hidegfront érintett. Különösen a nyári félévben adódnak kétséges helyzetek, amikor a melegfrontok az intenzív napsugárzás miatt amúgy is meleg levegőben kevésbé jól detektálhatók. Erre mutatunk egy példát a 6. és 7. ábrán. 2001. május 15-én éjfélkor tőlünk északnyugatra egy hullámozó

frontrendszer helyezkedett el, amelynek melegfrontja a Kárpát-medence közelében volt. Következő nap éjfélkor pedig már a frontrendszer hidegfronti része elérte Magyarországot nyugati részét. Ebben az esetben például nem egyértelmű, hogy a melegfront érintette-e hazánkat, vagy a Kárpátokon kívül vonult el.



6. ábra: A talajszintű légnyomásmező frontanalízise Európa területére, 2001. május 15. 00 UTC



7. ábra: A talajszintű légnyomásmező frontanalízise Európa területére, 2001. május 16. 00 UTC

Következő lépésként a Ferihegyi Repülésmeteorológiai Szolgálat által háromóránként készített Kárpát-medence kivágatú mezo-térképeket tekintettük át szintén a 2001-es évre vonatkozóan. Ezeken a térképeken 60 hidegfrontot és 22 melegfrontot tudunk egyértelműen elkülöníteni, továbbá mintegy tucatnyi esetben okklúziós frontot olvashattunk le. Az egyezés a 850 hPa-os hőmérséklet-változásokkal gyengének bizonyult: hidegfrontoknál 55%-nak, melegfrontoknál mindössze 15%-nak adódott. A kevés egyezést azzal lehet magyarázni, hogy mezoskálán a frontok gyakran lokálisan hullámzó front-jelleget mutatnak, amelyek Budapest fölötti jellege nem mindig egyezett a nagyobb skálán zajló frontális folyamattal.

Végül az *Országos Meteorológiai Szolgálat* által 6 óránként készített szinoptikus talajtérképeket néztük át. A verifikációs időszak ez esetben is 2001 volt. Ezekről a térképekről 74 hidegfrontot, 46 melegfrontot és 4 okklúziós frontot tudunk beazonosítani. A későbbiekben ezekkel a térképekkel dolgoztunk tovább.

4. Az objektív frontazonosító eljárások

Az objektív frontfelismerő algoritmusok összeállításához az ERA-40 adatbázis különböző meteorológiai paramétereinek idősorát használtuk fel. A frontazonosító kritériumok meghatározásához megvizsgáltuk a meteorológiai idősorok és a különböző származtatott mennyiségek statisztikai tulajdonságait.

4. 1. Az adatsorok statisztikai elemzése

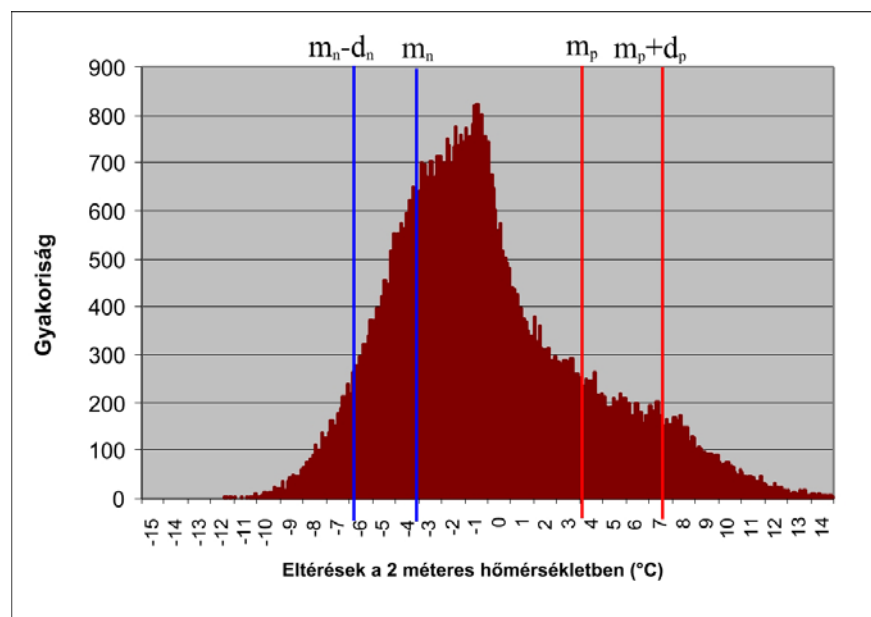
A kiválasztott idősorokból meghatároztuk a két időlépcső közötti (hatórás) változások sorát ($X_i - X_{i-1}$, ahol $i=2, \dots, 65744$), majd feltártuk ezek statisztikai szerkezetét. Különválasztottuk a pozitív és a negatív irányú változásokat, s így számoltuk ki az átlagos változásokat az 1957-2002 időszakra, valamint a változások szórását (1. táblázat).

Az átlag és szórás meghatározása után a frontazonosításhoz szükséges idősorok empirikus eloszlását elemeztük. Minden egyes paraméter esetén hisztogramon ábrázoltuk a hatóránkénti változások empirikus sűrűségfüggvényét (Pátkai, 2006), s bejelöltük az átlagos változást (m), valamint az átlag és a szórás összegét ($m+d$). Ezeket mind a pozitív, mind a negatív irányú változásokra megadtuk. A csökkenő tendenciák esetén – tekintettel az átlag negatív előjelére –, az ($m+d$) összeg helyett az ($m-d$) különbséget tekintettük, aminek abszolút értéke nagyobb az összegnél. A következőkben ezekből az ábrákból mutatunk be néhányat.

1. táblázat: Az időjárási paraméterek hatórás átlagos változása és szórása

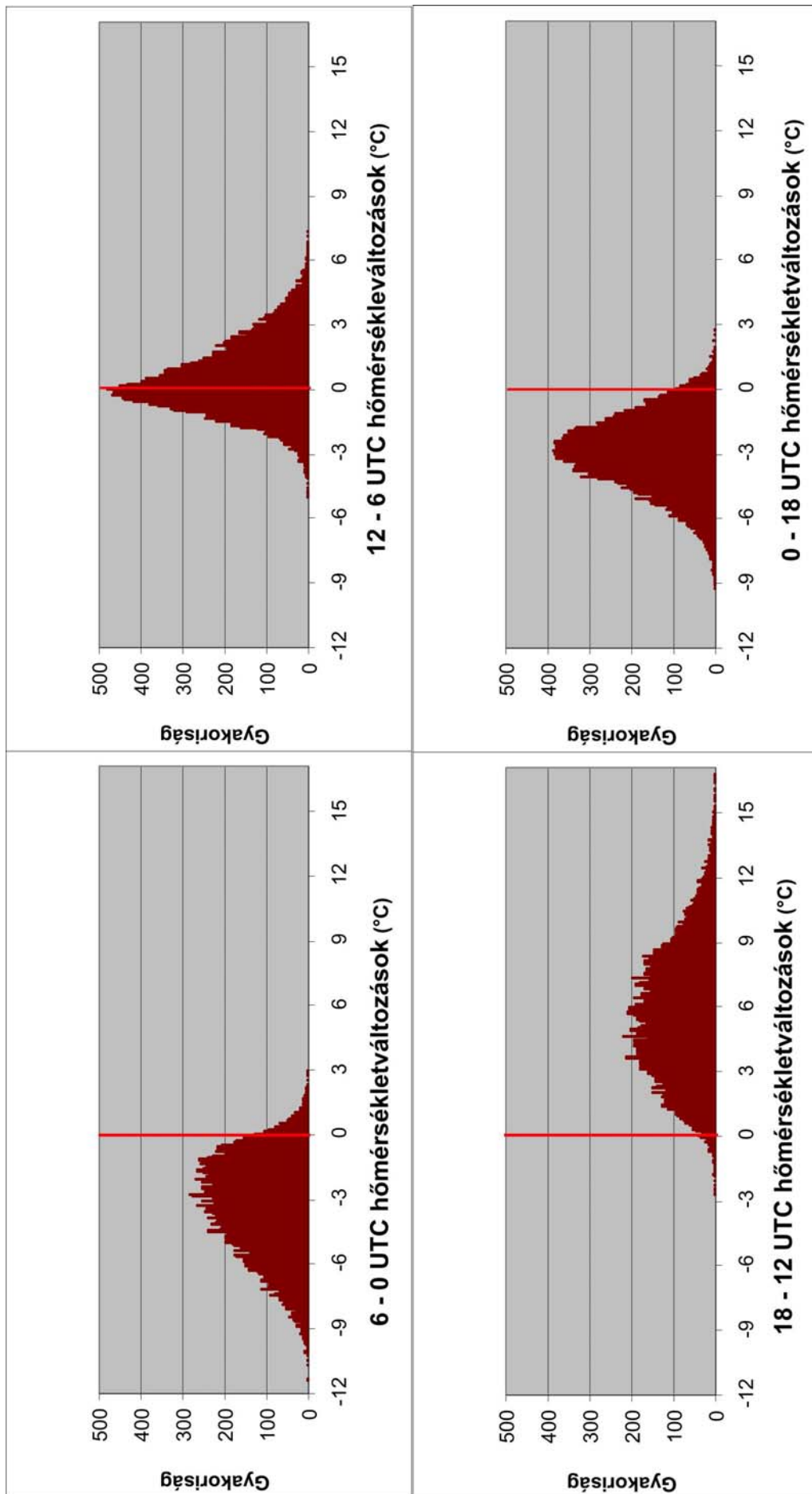
Paraméter	Változás iránya	Átlag	Szórás
850hPa-os hőmérséklet	+	0,9° C	0,7 °C
	–	0,9 °C	0,9 °C
850 hPa-os ekvivalens potenciális hőmérséklet	+	2,1 °C	1,9 °C
	–	2,2 °C	2,3 °C
Tengerszinti légnyomás	+	141,5 Pa	119,2 Pa
	–	139,6 Pa	114,2 Pa
10 méteres szél	+	43,2°	41,5°
	–	42,9°	41,6°
2 méteres hőmérséklet	+	4,0 °C	3,3 °C
	–	2,9 °C	2,0 °C
2 méteres harmatpont	+	1,2 °C	1,0 °C
	–	1,2 °C	1,0 °C

A 8. ábrán láthatjuk a 2 méteres hőmérsékletváltozások hisztogramját. Várakozásainkkal ellentétben az empirikus sűrűségfüggvényt ebben az esetben nem közelíthetjük normális eloszlású sűrűségfüggvénnyel. A hisztogramból kitűnik, hogy a hűlés irányában nagyobb az össz-esetszám. Az aszimmetrikus hisztogram alapján a hat óra alatt bekövetkező hőmérsékletcsökkenések többségének mértéke abszolút értékben nem haladja meg a 7 °C-ot, a hőmérsékletnövekedéseknél viszont a vizsgált 45 év alatt többször is előfordult 10 °C-osnál nagyobb változás.



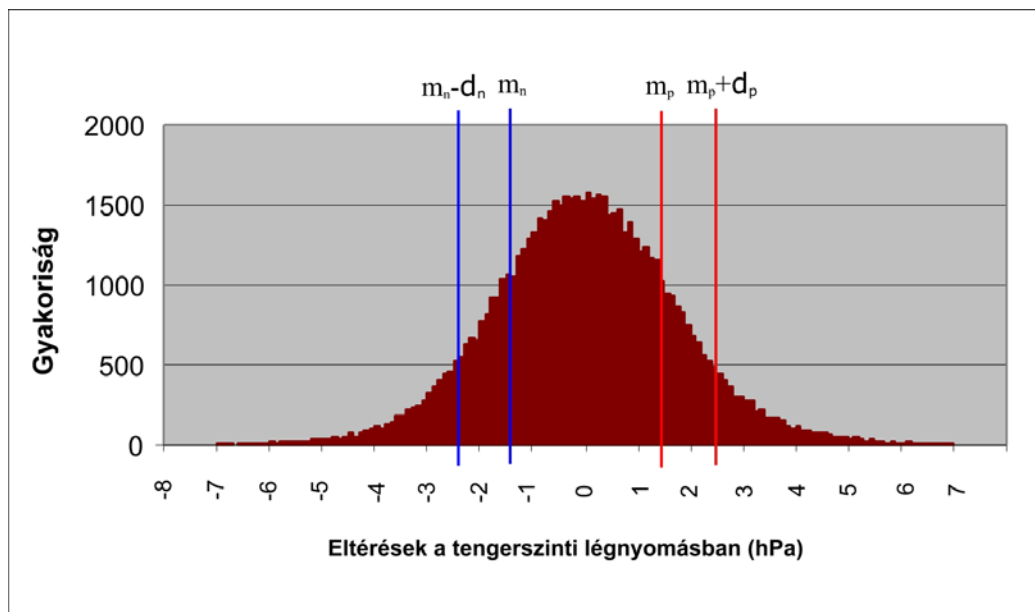
8. ábra: A felszín közeli 2 méteres hőmérsékletváltozás eloszlása, 1957-2002
 m_n : hőmérséklet-csökkenések átlaga, m_p : hőmérséklet-növekedések átlaga,
 d_n : hőmérséklet-csökkenések szórása, d_p : hőmérséklet-növekedések szórása

A rendhagyó eloszlás magyarázatát keresve külön-külön vizsgáltuk a 0 és 6 UTC, a 6 és 12 UTC, a 12 és 18 UTC, illetve a 18 és 0 UTC közötti hőmérsékletváltozásokat. A 9. ábra mutatja be ezeket az elkülönített hisztogramokat, melyek jól láthatóan más és más intervallumokat fednek le, s ezek esetében a hőmérsékletváltozások eloszlásának normális eloszlással való közelítése már elfogadható. A hőmérséklet napi menetének megfelelően hűlésekre általában este és éjszaka került sor, melyek közül erősebbek voltak a hőmérsékletcsökkenések hajnali 6 és 0 UTC között, ilyenkor -6 °C-nál erősebb lehűlést is gyakran regisztráltunk. A nagyobb mértékű (akár 10°C-ot is meghaladó) hőmérsékletemelkedések leginkább a délutáni órákban (12 és 18 UTC között) fordultak elő. A délelőtti, 6 és 12 UTC közötti időszakban a hőmérséklet kisebb mértékű emelkedését, illetve csökkenését egyaránt észlelhettük, melyek abszolút értékben csak ritkán haladták meg a 4 °C-ot.



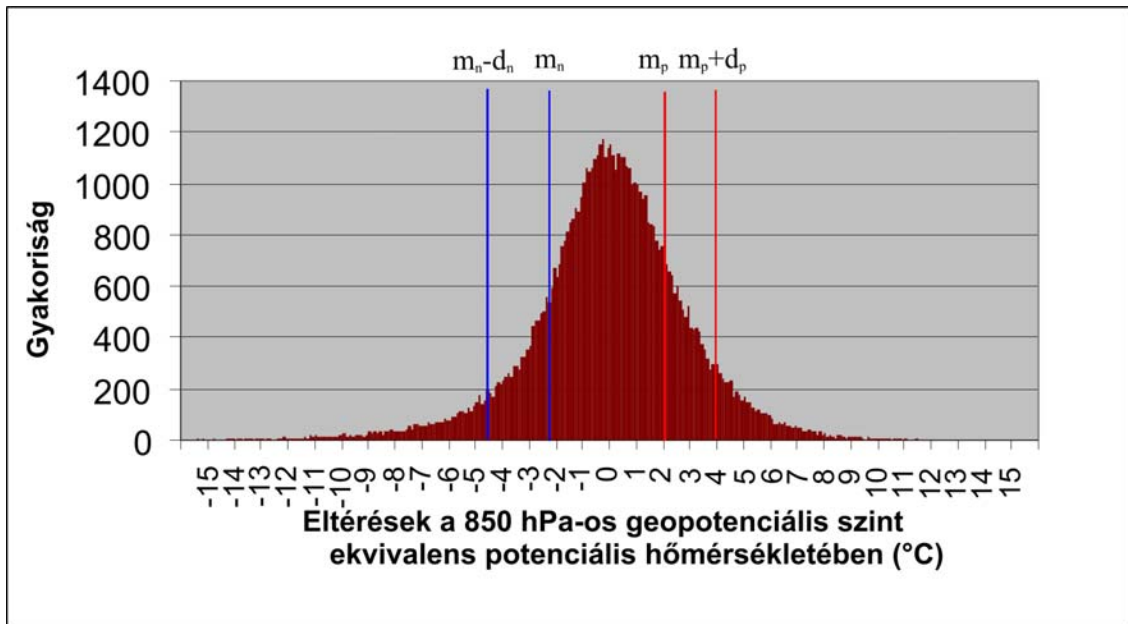
9. ábra: A 2 méteres hőmérsékletváltozások 6 óránkénti bontása, 1957-2002

A 10. ábrán a tengerszintre átszámított légnyomás hatórás változásainak empirikus sűrűségfüggvényét láthatjuk. A hisztogram alapján ebben az esetben elfogadható a normális eloszlással való közelítés. Az átlagos változások és a szórások között csak kisebb mértékű eltérések jelentkeznek a negatív, illetve a pozitív irányú változások esetén (az átlagos érték: 1,41 hPa illetve -1,39 hPa, míg a szórás: 1,19 hPa illetve 1,14 hPa).



10. ábra: A tengerszintre átszámított légnyomásváltozás eloszlása, 1957-2002.
 m_n : légnyomás-süllyedések átlaga, m_p : légnyomás-emelkedések átlaga,
 d_n : légnyomás-süllyedések szórása, d_p : légnyomás-emelkedések szórása

Végül a 11. ábrán bemutatjuk a 850 hPa-os geopotenciális szint ekvivalens potenciális hőmérsékleteiből meghatározott hatórás változások empirikus sűrűségfüggvényét. A kapott hisztogram jól közelíthető normális eloszlással. Az átlagos változások abszolút értéke csak nagyon kis mértékben tér el egymástól (a hőmérsékletcsökkenések esetében -2,2 °C, a 6 óra alatt bekövetkezett átlagos változás, míg a hőmérsékletemelkedések esetén 2,1 °C), s a szórásértékek között is csak néhány tizednyi a különbség (2,2 °C, illetve 1,8 °C).



11. ábra: A 850 hPa-os geopotenciális szint ekvivalens potenciális hőmérséklet változásainak eloszlása, 1957-2002.

m_n : ekvivalens potenciális hőmérséklet süllyedések átlaga,
 m_p : ekvivalens potenciális hőmérséklet emelkedések átlaga,
 d_n : ekvivalens potenciális hőmérséklet süllyedések szórása,
 d_p : ekvivalens potenciális hőmérséklet emelkedések szórása

4. 2. Származtatott mennyiségek

Ebben az alfejezetben ismertetjük a vizsgálataink során felhasznált származtatott mennyiségeket, s azok számolási módszerét.

4. 2. 1. Ekvivalens potenciális hőmérséklet

Vizsgálatainkhoz felhasználtuk a 850 hPa-os geopotenciális szintre számított ekvivalens potenciális hőmérsékletet Θ_{se} . Ezt a mennyiséget Kerekes (1983) javaslata szerint sikerrel alkalmazhatjuk frontazonosítás céljából a léghőmérséklet helyett. Az ekvivalens potenciális hőmérséklet általános képlete az alábbi formában írható fel (Götz és Rákóczi, 1981):

$$\Theta_{se} = \Theta \cdot \exp \frac{r_v \cdot L_{lv}}{c_{pd} \cdot T_k}, \quad (3.1)$$

ahol Θ : adott szinten a potenciális hőmérséklet, r_v : vízgőz keverési aránya, L_{lv} : a fázisátalakulási hő folyadék és gőz között ($2,5008 \cdot 10^6$ J/kg), c_{pd} : állandó nyomáson

vett fajhő (1005 J/kg), valamint T_k : a kondenzációs pont hőmérséklete. A (3.1)-ben szereplő potenciális hőmérsékletet a Poisson-egyenlet felhasználásával adhatjuk meg:

$$\Theta = T_p \cdot \left(\frac{p_0}{p} \right)^k, \quad (3.2)$$

ahol T_p a hőmérséklet a p nyomási szinten (esetünkben $p = 850$ hPa), p_0 a referenciaszint légnyomása (mely 1000 hPa), végül k a gázállandó és az állandó nyomáson vett fajhő hányadosa, amely értéke konstans (0,286). A (3.1)-ben felhasznált állandó értékű paramétereken kívül meg kell határoznunk a T_k kondenzációs hőmérsékletet. Az ERA-40 adatbázisból a relatív nedvesség mezősorai álltak rendelkezésre, mely alapján a keverési arány kiszámítható:

$$r_v = \frac{f \cdot r_s}{100}, \quad (3.3)$$

ahol f a relatív nedvesség, r_s a telítési keverési arány, melynek számolása a következőképpen történt:

$$r_s = \frac{0,622 \cdot e_s}{p - e_s}, \quad (3.4)$$

ahol $p = 850$ hPa, e_s a telítési gőznyomás, melyet megkaphatunk a következő képlettel:

$$e_s = \frac{a \cdot T_p}{b + T_p}, \quad (3.5)$$

ahol a és b konstans, értékük vízre rendre 7,5 és 237,3.

A levegő keverési arányának ismeretében iterációval kiszámolhatjuk a T_k kondenzációs hőmérsékletet a következő módon. A légnyomást 850 hPa-ról 1 hPa-onként csökkentve kiszámoljuk a levegő aktuális telítési keverési arányát a (3.2), a (3.4) és (3.5) képlet felhasználásával. Ezután megvizsgáljuk, hogy a kapott telítési keverési arány (amely a hőmérséklet csökkenésével csökken) elérte-e a légréteg keverési arányát. Ha igen, vagyis a kondenzáció megtörtént, akkor a Poisson-egyenlet (3.2) átrendezésével megkapjuk a T_k kondenzációs hőmérsékletet:

$$T_k = \Theta \cdot \left(\frac{p}{p_0} \right)^k. \quad (3.6)$$

Ezen mennyiségek ismeretében már számolható az ekvivalens potenciális hőmérséklet (Θ_{se}). Ezt a lépéssorozatot a teljes idősorra ($i=1, \dots, 65744$) elvégeztük, ily módon előállítva az ekvivalens potenciális hőmérséklet idősorát.

4. 2. 2. A frontogenetikus függvény

Az időjárási frontok megadásának egy módja az F frontogenetikus függvény számolása. A Bergeron-féle elmélet szerint (Götz és Rákóczi, 1981) valamely S skalármennyiségre a frontogenetikus függvényt megadhatjuk az adott S mennyiség gradiensének időbeli változásával az alábbiak szerint:

$$F = \frac{d}{dt} |\nabla S|. \quad (3.7)$$

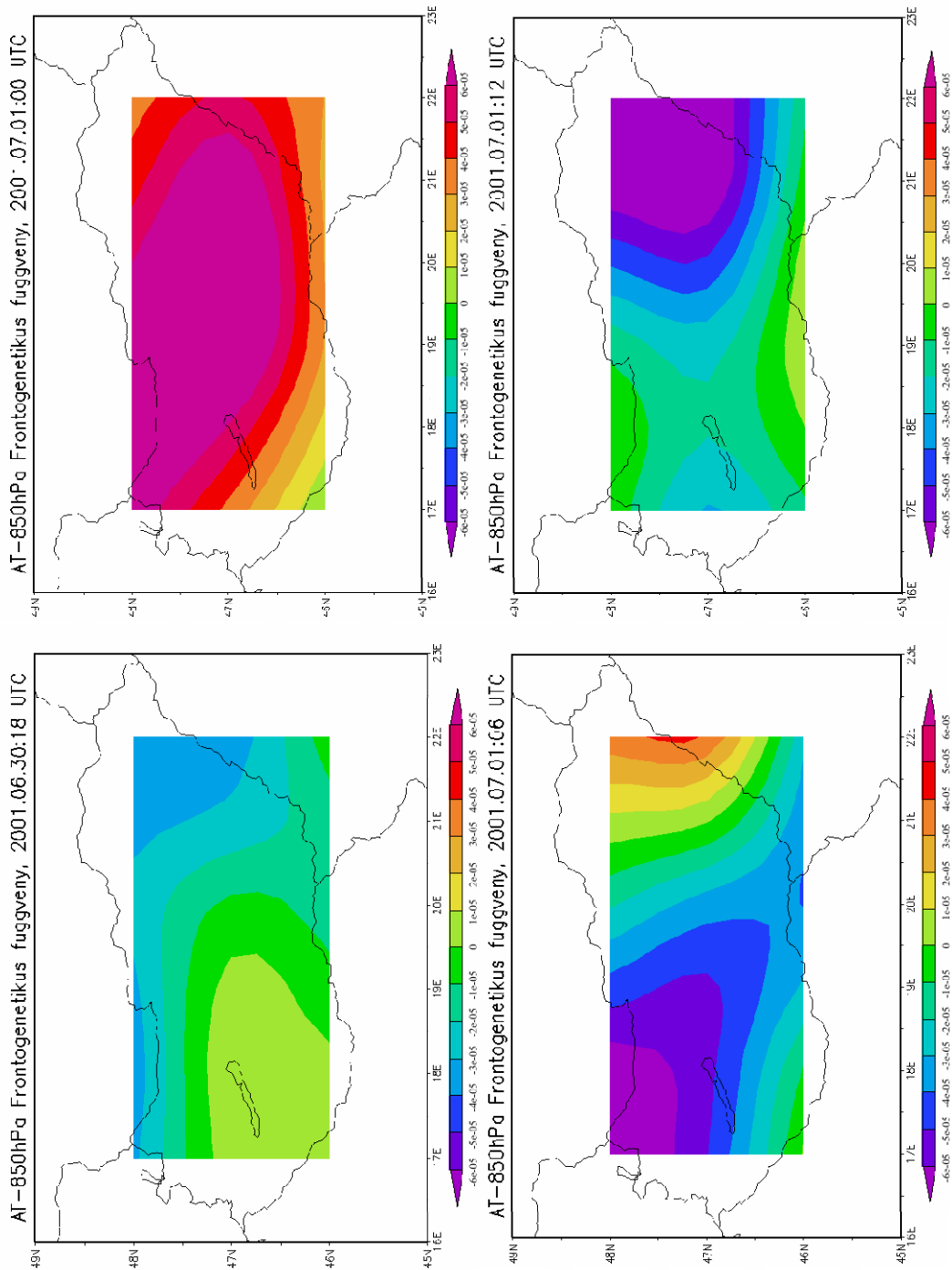
Amennyiben F értéke pozitív, akkor frontogenezisről (fronterősödésről) beszélhetünk, ha viszont az F értéke negatív, akkor frontolízisről (frontgyengülésről) beszélünk. Az S skalármennyiségként például a potenciális hőmérsékletet, vagy a pszeudo-ekvivalens potenciális hőmérsékletet használhatjuk (Götz és Rákóczi, 1981). (3.7) kifejezhető az individuális differenciálhányados Euler szerinti felbontása segítségével a következő alakban:

$$F = \nabla \left(\frac{\partial \Theta_{se}}{\partial t} \right) + \nabla \left(u \cdot \frac{\partial \Theta_{se}}{\partial x} \right) + \nabla \left(v \cdot \frac{\partial \Theta_{se}}{\partial y} \right) + \nabla \left(w \cdot \frac{\partial \Theta_{se}}{\partial z} \right) - \frac{\partial \Theta_{se}}{\partial x} \cdot \nabla u - \frac{\partial \Theta_{se}}{\partial y} \cdot \nabla v - \frac{\partial \Theta_{se}}{\partial z} \cdot \nabla w, \quad (3.8)$$

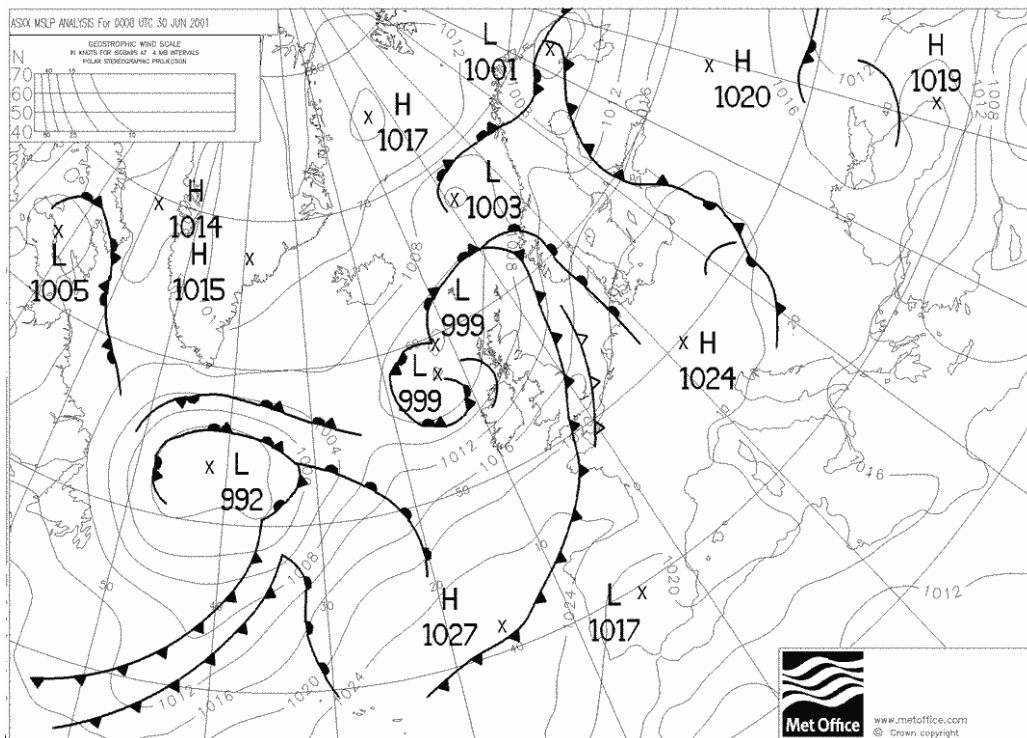
ahol S skalármennyiség helyében már a Θ_{se} ekvivalens potenciális hőmérséklet szerepel továbbá u , v és w a légáramlás sebessége x , y , és z irányokban. (3.8) hét tagjából a negyedik, illetve a hetedik tag kiesik, mivel csak egy vertikális szintre végeztük a számításokat. A térbeli deriváltak számolása középponti sémával, az időbeli deriválás pedig időben baloldali sémával történt.

A frontogenetikus függvény értékeinek alakulására a 12. ábrán láthatunk egy példát, melyen a 2001. 06. 30.-án átvonult hidegfront látható. Az ehhez az időponthoz tartozó bracknell-i analízist mutatja a 13. ábra. Ebben az esetben a frontogenetikus függvény értékei jól követték a frontot, tehát a front érkezésekor pozitív értékeket vettek fel (frontogenezis), a front áthaladása után pedig negatív értékeket (frontolízis). Ez azonban nem minden frontátvonuláskor van így, melyet a 2. táblázat szemléltet. A

táblázat alapján levonható az a következtetés, hogy akármelyik kritériumrendszer felhasználásával adjuk meg a hideg- és melegfrontokat, a hidegfrontoknál inkább a frontogenezis dominál (vagyis a front érkezésekor a frontogenetikus függvény értéke pozitív), ezzel szemben melegfrontok esetén gyakrabban figyelhetünk meg frontolízist (mely esetben a front érkezésekor a frontogenetikus függvény értéke negatív).



12. ábra: A frontogenetikus függvény mezője 2001. 06.31. 18 UTC – 2001.07.01. 12 UTC.



13. ábra: A talajszintű légnymásmező frontanalízise Európa területére, 2001. június 30. 00 UTC

2. táblázat: A frontogenetikus függvény előjele néhány kiválasztott kritériumrendszerrel azonosított frontok esetén, 1957-2002. EP: 850 hPa-os geopotenciális szint ekvivalens potenciális hőmérséklete, P: a tengerszintre átszámított légnymás, m : a változások idősorának átlaga, d : a változások idősorának szórása.

		Frontogenezis $F > 0$	Frontolízis $F < 0$	Összes frontsám
EP $m+05d$	HF	3345 (71%)	1369 (29%)	4714
	MF	1915 (33%)	3929 (67%)	5844
EP $m+d$	HF	2307 (73%)	869 (27%)	3176
	MF	1266 (32%)	2619 (68%)	3885
EP $m+05d$ + P $m+05d$	HF	1327 (68%)	620 (32%)	1947
	MF	770 (36%)	1362 (64%)	2132

4. 3. Objektív frontdefiníciók

Ebben az alfejezetben bemutatjuk a különböző paraméterek felhasználásával összeállított frontazonosításra szolgáló feltételrendszereket. A feltételrendszerek verifikálására a 2001-es évet választottuk ki, majd az Országos Meteorológiai Szolgálat szinoptikus térképeiről leolvasott időjárás frontok felhasználásával végeztük el a verifikációt.

A frontok azonosítására többféle kritériumrendszert állítottunk össze, melyek jelölési rendszerét a 3. táblázat tartalmazza. A rengeteg variációs lehetőség közül terjedelmi okokból csupán néhányat vizsgálunk meg részletesen ebben a dolgozatban. A 4. táblázatban hasonlítjuk össze 49 különböző feltételrendszer alkalmazásával a teljes 45 éves időszakra kapott frontsámokat. Az azonosított hideg- és melegfrontok számát a 14. ábrán szemléltetjük.

3.táblázat: A különböző időjárás paramétereket felhasználó feltételek jelölési rendszere, m : átlag, d : szórás

Δy : a 10 méteres szélirány-változás, ΔT_{850} : 850 hPa-os geopotenciális szint hőmérsékletének változása, Δp : tengersizre átszámított légnyomás változása, ΔT : 2 méteres hőmérsékletváltozás, ΔT_d : 2 méteres harmatpontváltozás, $\Delta \Theta_{se}$: 850 hPa-os geopotenciális szint ekvivalens potenciális hőmérsékletének változása

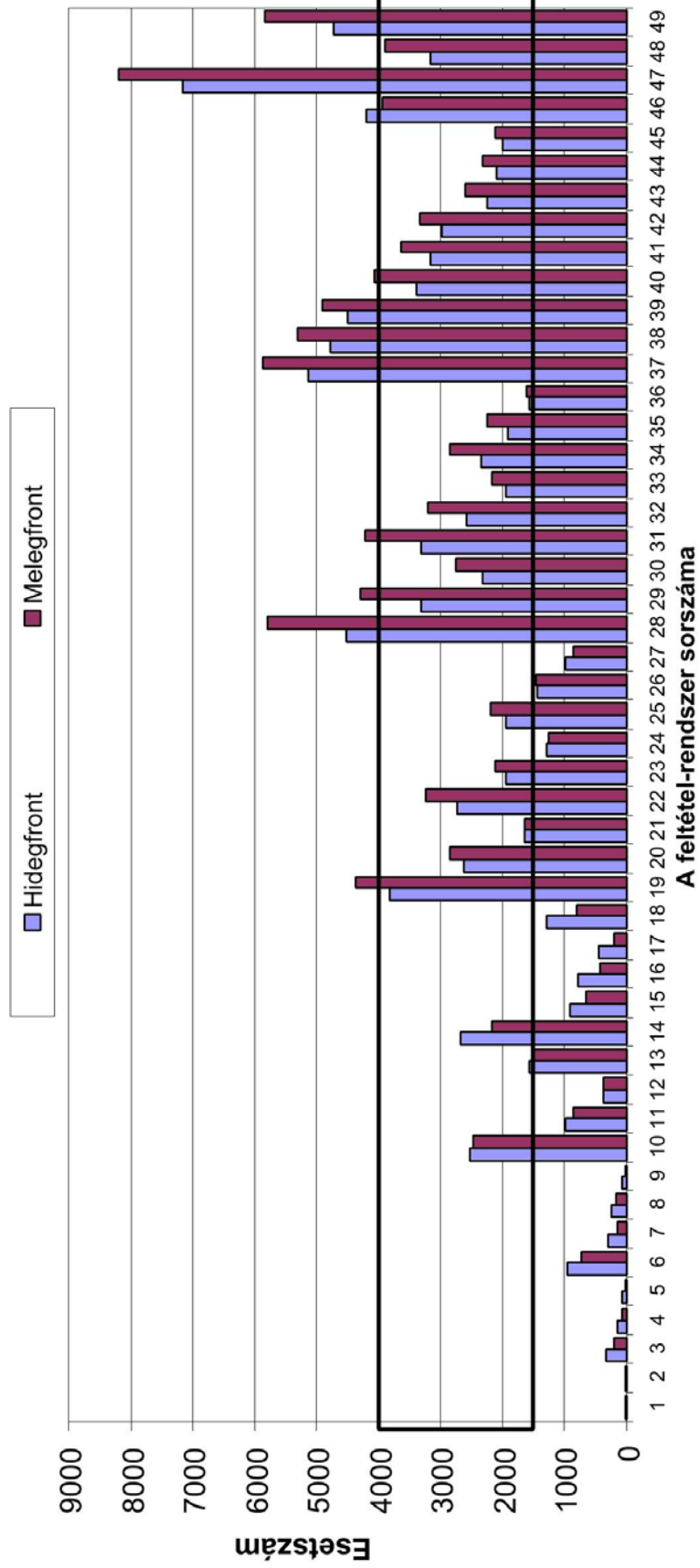
	Δy	ΔT_{850}	Δp	ΔT	ΔT_d	$\Delta \Theta_{se}$
$> m $	1A	2A	3A	4A	5A	6A
$> m + d $	1B	2B	3B	4B	5B	6B
$> m + 0,5 \cdot d $	1C	2C	3C	4C	5C	6C

A 4. táblázatból lesűrhető, hogy több feltétel bevonása (akár az összes rendelkezésre álló paraméter számításba vétele) drasztikusan csökkent az azonosított frontok számát. Így az 1. és 2. esetben Budapest fölött évente csupán rendre 4, illetve 3 frontot találtunk. Ez nyilvánvalóan távol áll a valóságtól, ennél lényegesen több halad át térségünkön (Makainé és Tóth, 1978). A másik véglet szerint egy egyszerűsített feltételt, csak a 850 hPa-os légnyomási szint ekvivalens potenciális hőmérsékletváltozását figyelembe véve (47. feltétel), éves szinten átlagosan 170 frontátvonulással számolhatunk. Ez irreálisan magas szám, hiszen így minden másnapra jutna egy-egy front. Hazánkban ellenben gyakran találunk fronttevékenységtől mentes időszakokat; elsősorban a nyári félévben, melyek hetekig, vagy akár egy hónapig is eltarthatnak (Makainé és Tóth, 1978).

4. táblázat: Az alkalmazott feltételekkel azonosított frontok összes száma, 1957-2002.

Sorszám	Feltételek	A meghatározott időjárási frontok száma	
		Hidegfront	Melegfront
1	1A, 2A, 3A, 4A, 5A	22	32
2	1C, 2A, 3A, 4A, 5A	15	20
3	1A, 2A, 3A	326	205
4	1B, 2A, 3A	145	82
5	1C, 2A, 3A	65	27
6	3A, 2A	951	724
7	3B, 2A	297	147
8	3A, 2B	264	171
9	3B, 2B	88	34
10	1A, 2A	2525	2472
11	1A, 2B	997	872
12	1B, 2B	384	385
13	1C, 2A	1573	1510
14	1A, 3A	2669	2171
15	1A, 3B	921	669
16	1B, 3C	776	435
17	1B, 3B	452	209
18	1B, 3A	1288	808
19	6A 3A	3811	4376
20	6A 3C	2624	2847
21	6A 3B	1654	1638
22	6C 3A	2722	3230
23	6C 3C	1947	2132
24	6C 3B	1282	1261
25	6B 3A	1954	2202
26	6B 3C	1429	1467
27	6B 3B	984	860
28	6A 2A	4529	5789
29	6A 2C	3320	4293
30	6A 2B	2317	2745
31	6C 2A	3312	4233
32	6C 2C	2577	3221
33	6C 2B	1953	2178
34	6B 2A	2361	2854
35	6B 2C	1928	2246
36	6B 2B	1561	1606
37	6A 1A	5122	5865
38	6A 1C	4776	5309
39	6A 1B	4490	4893
40	6C 1A	3390	4073
41	6C 1C	3160	3647
42	6C 1B	2985	3327
43	6B 1A	2256	2615
44	6B 1C	2103	2331
45	6B 1B	1991	2119
46	2B	4201	3933
47	6A	7153	8195
48	6B	3170	3885
49	6C	4716	5844

Az azonosított időjárási frontok száma



14. ábra: A különböző feltételrendszerek alkalmazásával azonosított hideg- és melegfrontok száma, 1957-2002.

A valóság tehát a két véglet között keresendő. A 3., 4. és 5. feltételrendszer három paramétert vesz figyelembe: a szelet, a légnyomást és a 850 hPa-os hőmérsékletet, a 6-45. feltételrendszerek pedig kettőt a három előbb említett időjárási változó közül.

A *14. ábrán* bejelöltük fekete téglalappal azt a sávot, amit többé-kevésbé reális értéknek fogadhatunk el az 1957. szeptember 1. – 2002. augusztus 31. közötti időszakban átvonult frontok száma szempontjából (Kurz, 1990). Ennek az intervallumnak a határai 1500 és 4000, vagyis évenként külön-külön átlagosan 33–88 hideg- és melegfronttal számolhatunk. A további elemzés során azokat a feltételrendszereket (10., 23. és 48.) vizsgáljuk behatóbban, amelyekkel az összes azonosított frontszám ebbe az [1500 , 4000] intervallumba esik.

5. Eredmények

Ebben a fejezetben elsőként a verifikációs vizsgálataink eredményeit mutatjuk be, majd ismertetjük a különböző frontazonosító eljárásokkal kapott időjárási frontok évi számának tendenciáit. Végül a hideg- és melegfrontokhoz kapcsolódó csapadékesemények négy és fél évtizedes trendjeit elemezzük.

5. 1. Az objektív módszerrel azonosított frontok verifikációja

Ahhoz, hogy a Kárpát-medence térségében a valóságban áthaladó mérsékeltövi ciklonok frontrendszerait összevessük az általunk definiált feltételrendszerek alkalmazásával kapott frontokkal, felszíni szinoptikus analízis térképeket használtunk fel. Ezeket a szinoptikus térképeket az Országos Meteorológiai Szolgálat készítette. Mint azt a 3. 2. fejezetben már említettük, a verifikáció időszakául a 2001. évet választottuk ki, s megvizsgáltuk az egyezést a szinoptikus térképekről leolvasható időjárási frontátvonulások és az általunk detektált frontok között (a front egzisztenciája és időpontja szempontjából). A verifikációs vizsgálathoz kiszűrtük az advekción helyzeteket, vagyis amikor egymás utáni időpontokban azonos „frontok” jelentkeztek. Két hideg- vagy melegfront között a legkisebb megengedett időbeli különbség 18 óra volt. Az analízis alapján a 2001. évi 4×365 db térképről 74 hidegfront, 46 melegfront és 4 okklúziós front Budapest feletti átvonulását olvashattuk le egyértelműen.

5. táblázat: A szinoptikus térképekről leolvasott és az általunk azonosított frontok közötti egyezés mértéke 2001-ben különböző feltételrendszerek alkalmazásával

Feltétel-rendszer sorszáma	A 2001. évben a feltételrendszer által azonosított frontok közül a térképről is leolvasott frontok aránya		A 2001. év összes térképről leolvasott frontja közül a feltételrendszerrel is detektált frontok aránya	
	Hidegfront	Melegfront	Hidegfront	Melegfront
10	56%	20%	43%	41%
23	57%	98%	36%	30%
46	116%	214%	41%	32%
48	72%	184%	46%	52%
49	117%	267%	62%	59%

A verifikáció során kapott eredményeket az 5. táblázatban foglaltuk össze (a 10., 23., 46., 48. és 49. feltételrendszer esetén). Ezen vizsgálat során csak néhány

kiválasztott kritériumrendszert tekintettünk át, melyek alkalmasak voltak nagyobb számú front azonosítására és az általunk elfogadhatónak tartott éves frontátvonulásszám tartományába estek.

A teljes 45 éves időszakban általunk azonosított melegfrontok száma kevésbé egyezett a térképes analízisből leolvasható frontok számával, mint a hidegfrontok esetén – kivéve a 48-as feltételrendszert, amikor mintegy 6%-kal haladta meg a melegfrontok megtalálási valószínűsége a hidegfrontokét.

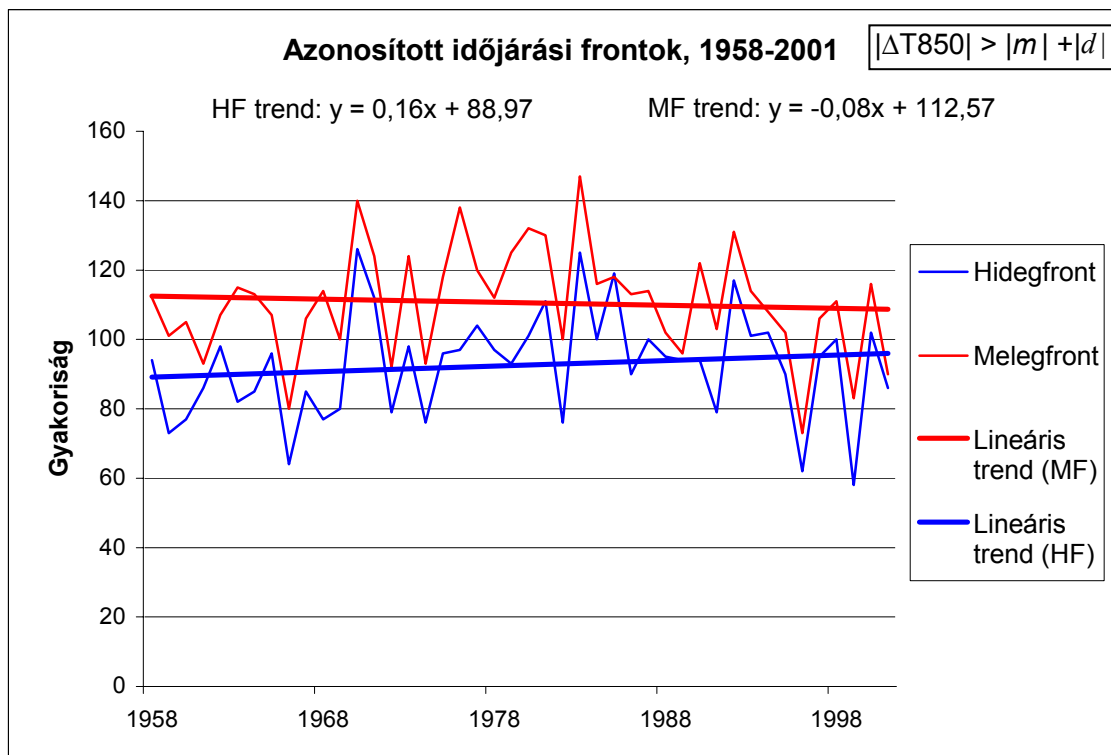
Gyenge egyezési arányokat kaptunk a 14. feltételrendszerre (amikor a szélirányváltozást és a légnyomásváltozást vizsgáljuk) – ez esetben a hideg-, illetve melegfrontok megtalálási valószínűsége rendre 24%, illetve 11% körül mozog. Ennél jelentősen kedvezőbb eredményekre jutottunk – 43%-ra, illetve 41%-ra – a 10. feltételrendszer alkalmazásával (amikor a szélirányváltozást és a 850 hPa-os szint hőmérsékletváltozását vesszük figyelembe). Az összes frontegyezést tekintve a legjobbnak a 49. feltétel bizonyult. Ez a feltétel egy leegyszerűsített frontdefiníciót takar, s csak a 850 hPa-os szint ekvivalens potenciális hőmérsékletváltozásait tekinti. Ebben az esetben nagyon magas arányú, 62% illetve 59%-os a hideg- illetve a melegfrontok egyezése. Viszont a „hamis” frontok aránya is magasabb a többi kritériumhoz viszonyítva.

A verifikáció és a frontazonosítás során is az okozott nehézséget, hogy nem minden esetben lehetett a frontokat úgy azonosítani, hogy a hőmérsékletek, a harmatpont, a nyomástendencia és a szélfordulás tekintetében egyaránt szignifikáns változást lehessen észlelni. Általánosságban elmondható az is, hogy a melegfrontok azonosítása mind a szinoptikus térképeken, mind a kritériumrendszerek esetében nehezebb volt, mivel a melegfrontok átvonulása általában kevésbé markáns változásokkal jár, szemben a hidegfrontok többségével (Czelnai et al., 1998). Több esetben volt olyan frontátvonulás a térképek szerint, amelyhez például a 850 hPa-os geopotenciális szint és a felszín közelében detektált hőmérsékletváltozás előjele nem egyezett meg (ezek az ún. ”álcázott frontok”). Az is gyakran előfordult, hogy a nyomástendencia nem egyezett az adott fronttípusra általában jellemző légnyomásváltozással. Például 2001. december 22-én 18 UTC-kor a felszíni hőmérséklet, a 850 hPa-os geopotenciális szint hőmérséklete és a harmatpont egyaránt csökkent, mely hidegfrontra utal, de ezt további nyomáscsökkenés követte, ami a későbbiekben sem fordult át számottevő növekedésbe – márpedig a hidegfront átvonulása után erre számítottunk (Wantuch és Sándor, 2004). A 2001. év adatainak

részletes tanulmányozása alapján elmondhatjuk, hogy nem minden front viselkedik teljesen „szabályszerűen”, nincs egységes séma, amellyel egyértelműen azonosítani tudunk minden egyes időjárási frontot, mint ahogy azt Sawyer (1958) is megállapította.

5. 2. Frontok gyakoriságváltozása

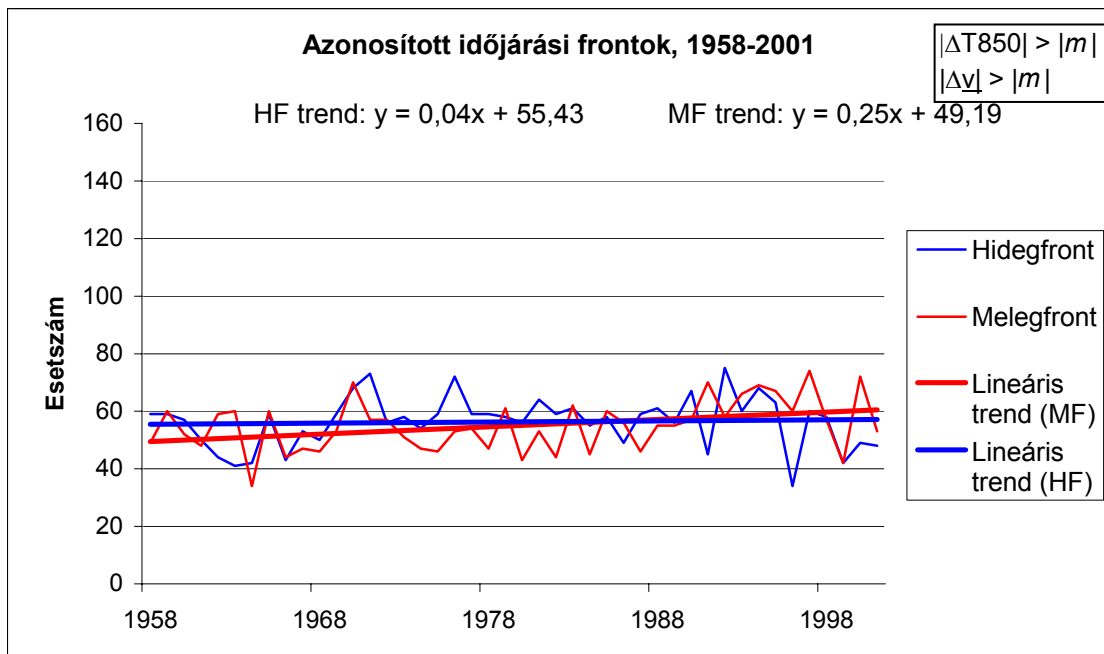
Ebben az alfejezetben már csak a kiválasztott – a teljes 45 éves időszorbán reális számú frontot azonosító és a verifikáció során jó egyezést mutató – kritériumrendszereket (10., 23., 46. és 48.) vizsgáljuk részletesebben. Az elemzésben a frontok éves számának idősorát tekintettük, s elvégeztük a frontok évi számainak trendelemzését (15-18. ábra). Mivel az adatbázis csonka naptári évvel kezdődik és végződik, ezért nem számoltunk éves fronts számokat az 1957. és a 2002. évre. Mindegyik ábrán külön-külön feltüntettük a hideg-, illetve a melegfrontok idősorára illesztett lineáris trendeket, s megvizsgáltuk a lineáris trendegyüttható szignifikanciáját a t-próba (Dévényi és Gulyás, 1988) felhasználásával. Általánosságban elmondható, hogy több melegfrontot tudtunk detektálni a legtöbb feltételrendszerrel, mint hidegfrontot.



15. ábra: A 46. feltételrendszer alkalmazásával azonosított időjárási frontok éves száma 1958-2001 között.

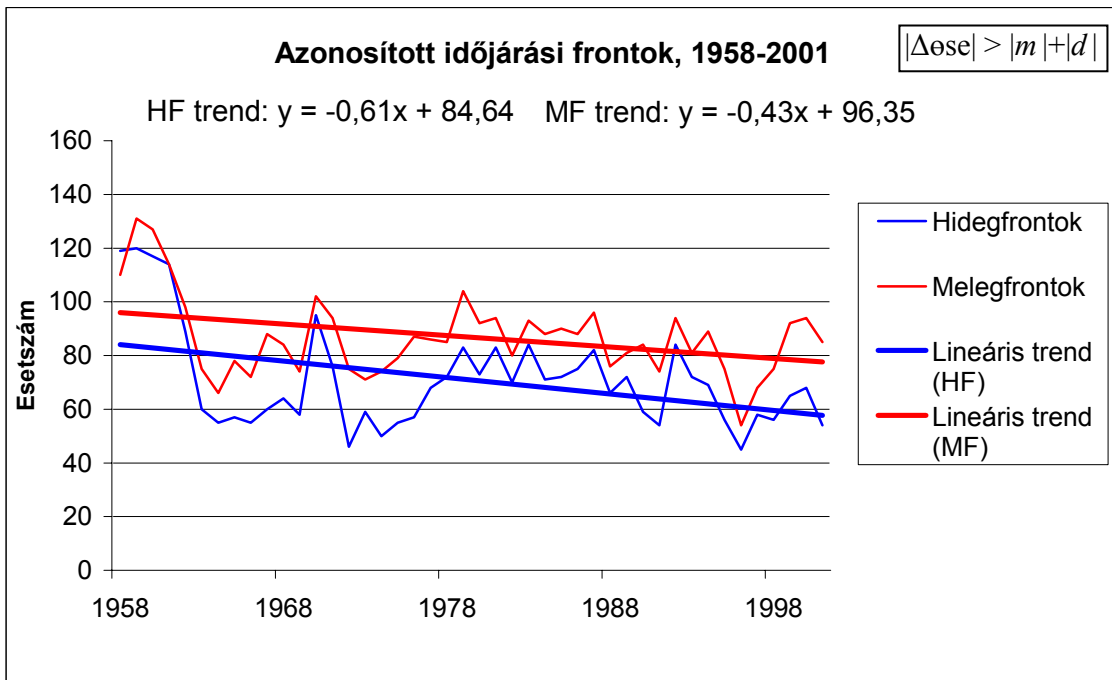
A leegyszerűsített frontdefiníció (46. feltételrendszer) alkalmazásával kapott eredményeket a 15. ábrán mutatjuk be. Jól láthatóan a melegfrontok esetén gyenge csökkenő trendet detektáltunk, míg ezzel ellentétben a hidegfrontok trendje növekvő. Ez utóbbiak évi száma a vizsgált 45 év alatt 6-tal növekedett. A t-próba alapján egyik illesztett trend sem szignifikáns.

A 10. feltételrendszer alkalmazásával azonosított hideg- és melegfrontok évi száma közel azonos, de míg a hidegfrontok éves számában alig tapasztalunk változást a vizsgált 45 év alatt, addig a melegfrontoknál figyelemreméltó (a t-próba alapján 0,95-ös szinten szignifikáns) növekedést detektálhatunk: kb. tízzel növekedett meg az éves előfordulási szám (16. ábra).

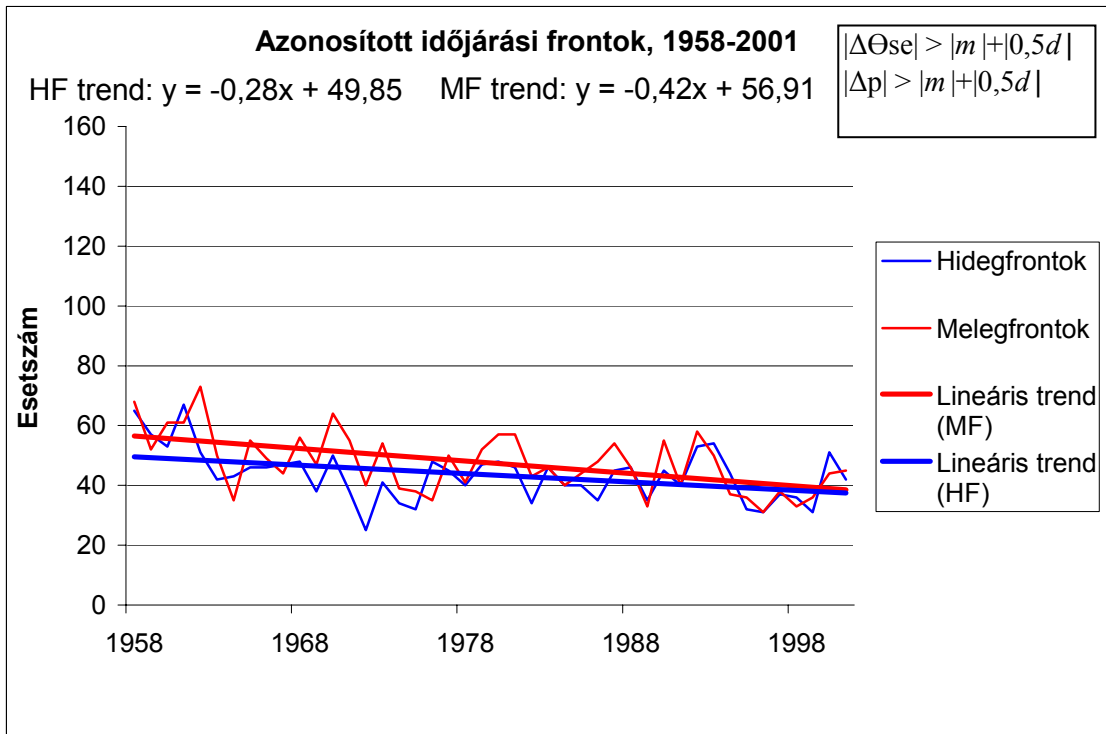


16. ábra: A 10. feltételrendszer alkalmazásával azonosított időjárás frontok éves száma 1958-2001 között.

A 48. feltétel alkalmazásával 0,95-ös szinten szignifikáns csökkenő trendeket kapunk mind a hideg-, mind a melegfrontokra (17. ábra). A 45 év alatt az átlagos előfordulásuk csökkenése meghaladja a 20-at. Érdekes továbbá, hogy 1958-63 között mintegy másfélszeres volt az éves frontszám a vizsgált időszak többi részéhez viszonyítva.



17. ábra: A 48. feltétel alkalmazásával azonosított időjárási frontok éves száma 1958-2001 között.



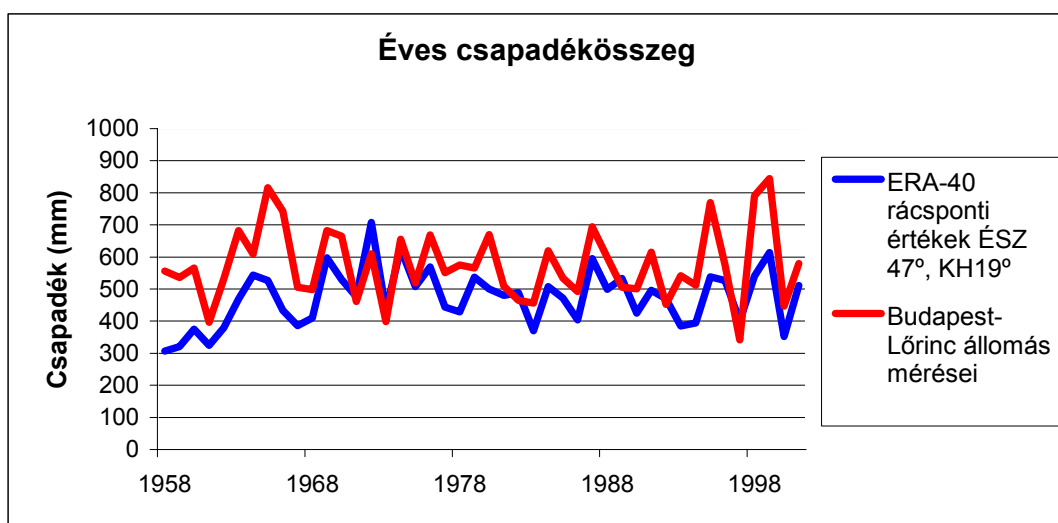
18. ábra: A 23. feltételrendszer alkalmazásával azonosított időjárási frontok éves száma 1958-2001 között.

Hasonlóan csökkenő tendenciát detektálhatunk a 23. feltételrendszer alkalmazásával is (18. ábra). Ekkor ugyan kevesebb az éves átlagos össz-esetszám, de az azonosított melegfrontok éves száma szintén csaknem 20-szal csökkent a vizsgált négy és fél évtized során, a hidegfrontok száma pedig mintegy 15-tel csökkent. Mindkét esetben az illesztett lineáris trend 0,95-ös szinten szignifikáns a t-próba alapján.

5. 3. A frontokhoz kapcsolódó csapadékesemények elemzése

Az időjárási frontok gyakoriságváltozásának elemzését követően meghatároztuk a frontokhoz kapcsolódó csapadékeseményeket is, s elvégeztük trendelemzésüket. A csapadékadatok szintén az ERA-40 adatbázisból származnak. A 6 óránként rendelkezésünkre álló konvektív és nagyskálájú csapadékmennyiség összegéből határoztuk meg a teljes csapadékösszegek idősorát.

Mivel a nagy térbeli változékonyság miatt a csapadékadatokat interpolálni nem szerencsés, ezért a Budapesttől délre (ÉSZ 47°, KH19°) és északra (ÉSZ 48°, KH19°) fekvő rácspontok csapadékadatait választottuk ki a teljes európai mezőből. A két rácspont közül az ÉSZ 47°, KH 19°-hoz tartozó csapadékadatok mutattak erősebb korrelációt a Budapesten mért napi csapadékösszegek adatsorával (a korrelációs együttható értéke 0,58, míg az északi rácspont esetén csak 0,48), ezért a továbbiakban ennek a rácspontnak az idősorát elemeztük.



19. ábra: Az ERA-40 adatbázisból származó éves csapadékadatok és a Budapest-Lőrinc meteorológiai állomáson mért éves csapadékösszegek összehasonlítása, 1958-2001.

A közepes mértékű korreláció oka az, hogy az ERA-40 adatbázisban némi eltérés figyelhető meg a meteorológiai állomásokon mért és a reanalízis során számított csapadék és párolgás értékeiben. Hagemann és munkatársai (2005) kimutatták, hogy a Duna-medencében az ERA-40 adatbázisban szereplő csapadékösszegek a mértnek csak mintegy 80%-át érik el, viszont az ERA-40 adatbázisban szereplő párolgásértékek a mért párolgásnak mintegy 120%-át adják. Ezt saját számításaink is alátámasztják (19. ábra).

Elsőként azt vizsgáltuk, hogy hogyan változott az időjárási frontokhoz kapcsolódó csapadékesemények száma az elmúlt négy és fél évtized során. A frontátvonulásokhoz kapcsolódó csapadékok meghatározása a hatórási csapadékösszegek alapján a következőképpen történt. Hidegfrontoknál a frontátvonulás időpontjához (n), valamint az azt követő időponthoz (n+1) tartozó csapadékok összegét vettük. Melegfrontok esetén pedig a frontátvonulás időpontjában (n) jelentkező csapadékhoz hozzáadtuk az előtte (n-1) és az utána (n+1) következő időpont csapadékát. A vizsgálataink során követett eljárást az indokolja, hogy a hidegfronti csapadékok többsége a frontátvonulás alatt vagy után hull, a melegfronti csapadékok többsége pedig főként a frontátvonulás előtt vagy alatt, esetleg még utána is előfordulhat (Sándor és Wantuch, 2004; Czelnai et. al, 1998; Makainé és Tóth, 1978).

6. táblázat: A 48. illetve a 23. feltételrendszer alapján meghatározott időjárási frontokhoz tartozó, adott csapadéknál nagyobb nagyságú csapadékú napok száma, 1957-2002.

Csapadék küszöbök	48: $ \Delta \Theta_{se} > m +d$		23: $ \Delta \Theta_{se} > m +1/2d$ és $ \Delta p > m +1/2d$	
	Hidegfront	Melegfront	Hidegfront	Melegfront
P\geq0 mm	3170 (=100%)	3885 (=100%)	1947 (=100%)	2132 (=100%)
P>0 mm	1768 (56%)	1137 (29%)	1206 (62%)	630 (30%)
P>1 mm	999 (32%)	317 (8%)	718 (37%)	187 (9%)
P>2 mm	712 (22%)	165 (4%)	527 (27%)	94 (4%)
P>3 mm	541 (17%)	104 (3%)	413 (21%)	58 (3%)
P>4 mm	410 (13%)	65 (2%)	307 (16%)	33 (2%)
P>5 mm	337 (11%)	44 (1%)	255 (13%)	18 (0,9%)
P>10 mm	101 (3%)	6 (0,2%)	86 (4%)	1 (0,05%)
P>15 mm	29 (0,9%)	1 (0,03%)	21 (1%)	1 (0,05%)
P>20 mm	6 (0,2%)	0 (0%)	4 (0,2%)	0 (0%)

7. táblázat: A 48. illetve a 23. feltételrendszer alapján meghatározott időjárási frontokhoz tartozó, adott csapadéknál nagyobb konvektív csapadékú napok száma, 1957-2002.

Csapadék küszöbök	48: $ \Delta \Theta_{se} > m +d$		23: $ \Delta \Theta_{se} > m +^{1/2}d$ és $ \Delta p > m +^{1/2}d$	
	Hidegfront	Melegfront	Hidegfront	Melegfront
P\geq0 mm	3170 (=100%)	3885 (=100%)	1947 (=100%)	2132 (=100%)
P>0 mm	1036 (33%)	589 (15%)	590 (30%)	253 (12%)
P>1 mm	582 (18%)	254 (7%)	277 (14%)	72 (3%)
P>2 mm	370 (12%)	121 (3%)	158 (8%)	29 (1%)
P>3 mm	222 (7%)	50 (1%)	101 (5%)	19 (0,9%)
P>4 mm	139 (4%)	28 (0,7%)	57 (3%)	13 (0,6%)
P>5 mm	88 (3%)	17 (0,4%)	35 (2%)	5 (0,2%)
P>10 mm	5 (0,2%)	1 (0,03%)	4 (0,2%)	0 (0%)
P>15 mm	0 (0%)	0 (0%)	0 (0%)	0 (0%)
P>20 mm	0 (0%)	0 (0%)	0 (0%)	0 (0%)

Vizsgálataink során kiválasztottunk néhány jellemző küszöbértéket (0, 1, 2, 3, 4, 5, 10, 15, 20 mm), s meghatároztuk az ezeket meghaladó csapadékú napok számát. Az egyes küszöbértékeket meghaladó hideg- illetve melegfronti csapadékesemények számát foglalja össze a 6. 7. és 8. táblázat rendre a nagyskálájú, a konvektív és a teljes csapadékot figyelembe véve.

8. táblázat: A 48. illetve a 23. feltételrendszer alapján meghatározott időjárási frontokhoz tartozó, adott csapadéknál nagyobb teljes csapadékú napok száma, 1957-2002.

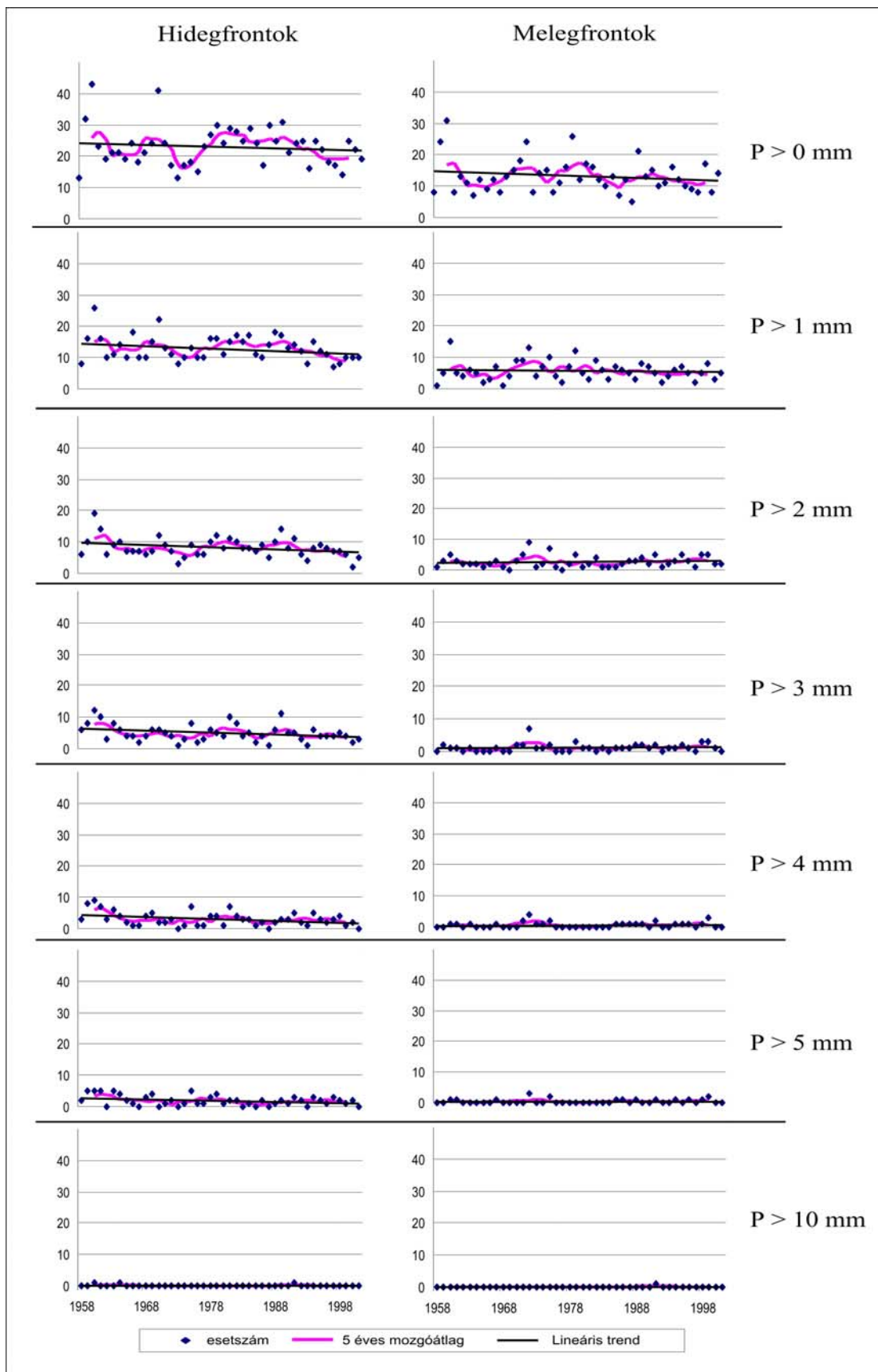
Csapadék küszöbök	48: $ \Delta \Theta_{se} > m +d$		23: $ \Delta \Theta_{se} > m +^{1/2}d$ és $ \Delta p > m +^{1/2}d$	
	Hidegfront	Melegfront	Hidegfront	Melegfront
P\geq0 mm	3170 (=100%)	3885 (=100%)	1947 (=100%)	2132 (=100%)
P>0 mm	1930 (61%)	1301 (33%)	1285 (66%)	711 (33%)
P>1 mm	1282 (40%)	515 (13%)	841 (43%)	243 (11%)
P>2 mm	957 (30%)	284 (7%)	632 (32%)	121 (6%)
P>3 mm	746 (24%)	158 (4%)	508 (26%)	77 (4%)
P>4 mm	507 (16%)	100 (3%)	381 (20%)	48 (2%)
P>5 mm	458 (14%)	66 (2%)	306 (16%)	25 (1%)
P>10 mm	125 (4%)	8 (0,2%)	96 (5%)	1 (0,05%)
P>15 mm	36 (1,1%)	1 (0,03%)	25 (5%)	1 (0,05%)
P>20 mm	6 (0,2%)	0 (0%)	4 (1,3%)	1 (0,05%)

A táblázatokból kitűnik, hogy konvektív csapadékok (7. táblázat) esetében a frontokhoz tartozó esetszámok jelentősen elmaradnak a nagyskálájú csapadékokhoz (6. táblázat), illetve a teljes csapadékösszegekhez (8. táblázat) képest. Az összes frontoknak körülbelül 20%-a okoz konvektív csapadékot, és mintegy 50%-a ad nagyskálájú csapadékot. Ez arra enged következtetni, hogy a frontális csapadékok jelentős része nem konvekció következtében keletkezik, hanem inkább nagyskálájú emelő hatások miatt.

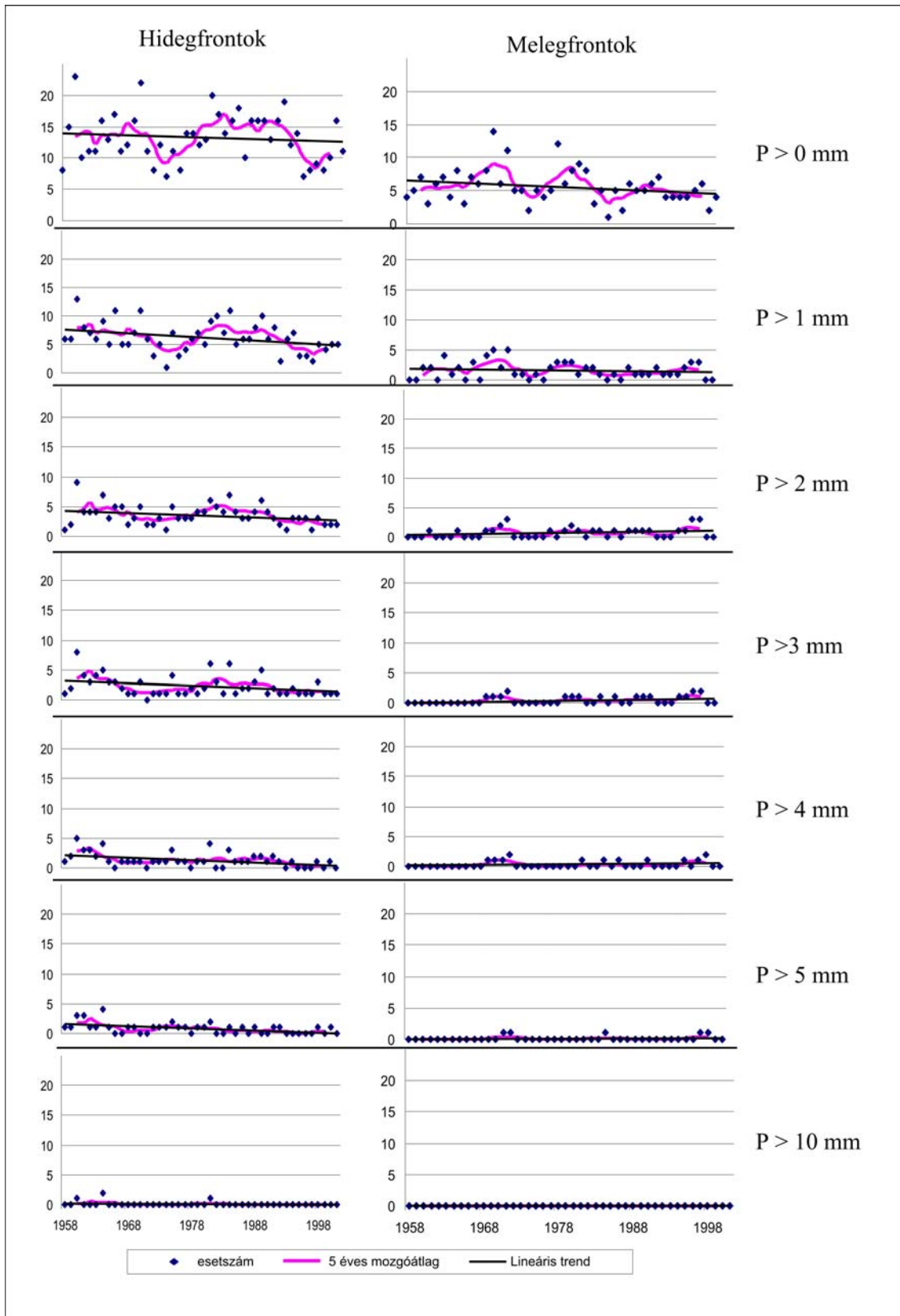
A táblázatokból leolvasható, hogy mindkét frontazonosító kritérium esetén jóval több átvonuló hidegfront jár csapadékkal, mint ahány melegfront. Ez a 0 mm-es határérték (vagyis a csapadékegzisztencia) esetében például a hidegfrontoknál kétszeres arányt jelent a melegfronthoz képest. Érdeemes megfigyelni azt is, hogy az ERA-40 adatbázis szerint a nagyobb (5 - 10 - 15 - 20 mm) frontális csapadékok szinte elenyésző számban fordulnak elő (nem szabad elfelejtenünk, hogy a hidegfrontok esetén 12 órás, a melegfrontok esetében 18 órás csapadékösszegeket vizsgáltunk).

A továbbiakban a frontális csapadékadatok idősorait tanulmányozzuk. Minden esetben ábrázoltuk különböző küszöbértékeket meghaladó csapadékesemények éves számát, a lineáris trendeket és az 5 éves mozgóátlagot. A könnyebb összehasonlíthatóság érdekében a hideg- és melegfrontokhoz tartozó csapadékesemények számát azonos skálán tüntettük fel. A 20-23. ábrán bemutatjuk a 23. és 48. frontdefinícióhoz kapcsolódóan a konvektív és a nagyskálájú csapadékok esetén kapott eredményeinket.

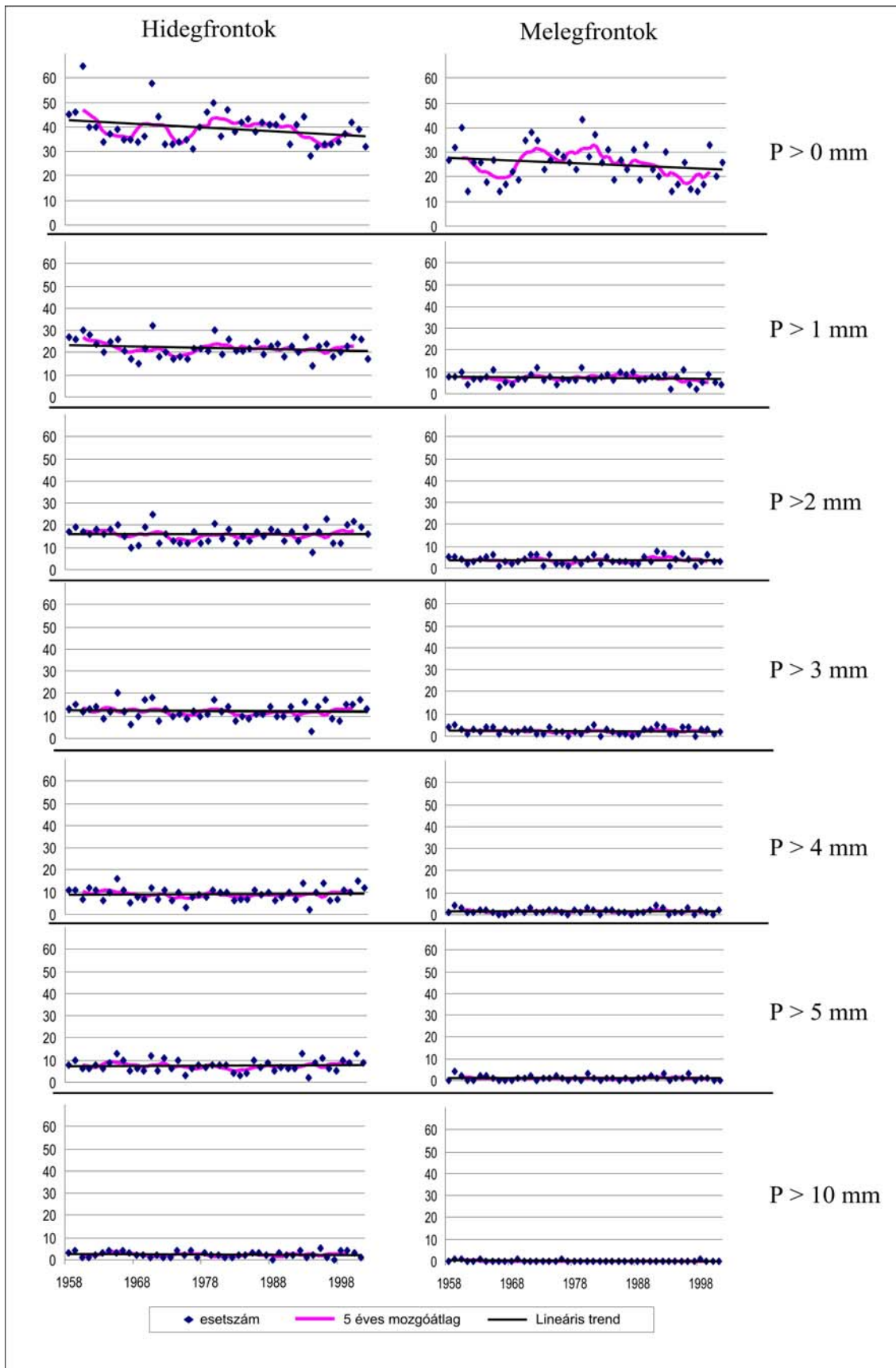
A 20. ábrán a 48. feltételrendszer által ($|\Delta \Theta_{se}| > |m| + d$) azonosított időjárási frontokhoz tartozó konvektív csapadékeseményeket tüntettük fel. A hidegfrontokhoz tartozó csapadékoknál jellemzően csökkenő trendeket figyelhetünk meg, melyek közül a legerősebb az 1 mm-es küszöbértékhez tartozó csapadékesemények száma esetén látható: ezek éves esetszáma 1958 és 2001 között átlagosan mintegy 5-tel csökkent, s ez a csökkenés 0,90-es szinten szignifikáns a t-próba alapján. A melegfrontális csapadékoknál csak a 0 mm-es határérték esetében figyelhetünk meg gyenge csökkenő trendet (ám ez nem szignifikáns), a többi küszöbértékre a stagnálás jellemző.



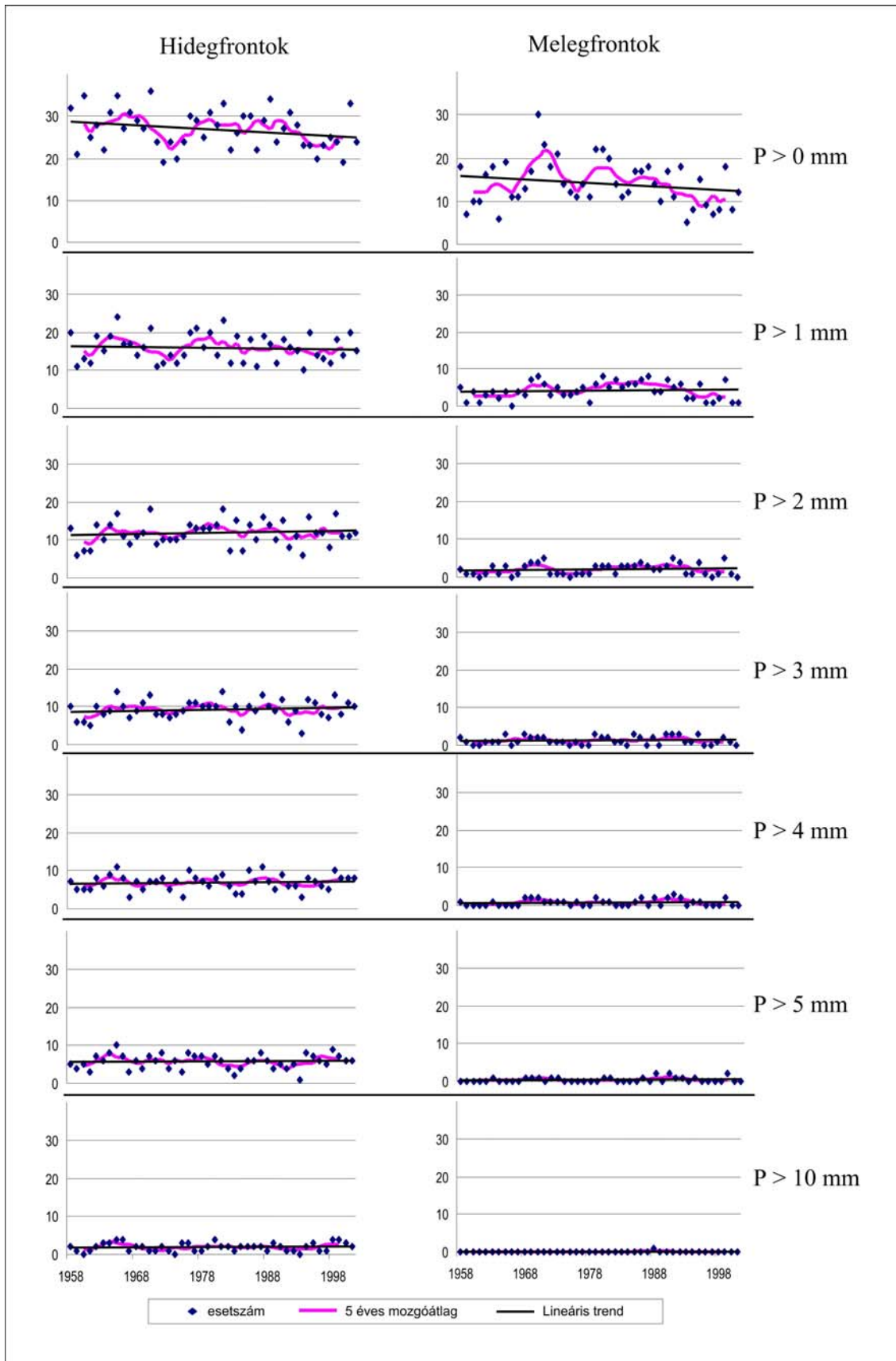
20. ábra: A 48. feltételrendszerrel azonosított időjárási frontokhoz tartozó konvektív csapadékesemények éves száma, 1957-2001.



21. ábra: A 23. feltételrendszerrel azonosított időjárási frontokhoz tartozó konvektív csapadékesemények éves száma, 1957-2001.



22. ábra: A 48. feltételrendszerrel azonosított időjárási frontokhoz tartozó nagyskalájú csapadékot adó csapadékesemények éves száma, 1957-2001.



23. ábra: A 23. feltételrendszerrel azonosított időjárási frontokhoz tartozó nagyskálájú csapadékot adó csapadékesemények éves száma, 1957-2001.

A 21. ábrán ugyancsak konvektív csapadékadatok idősorait tüntettük fel, de itt a frontok azonosításához a 23. feltételrendszert ($|\Delta \Theta_{se}| > |m|^{+1/2}d$ és $|\Delta p| > |m|^{+1/2}d$) alkalmaztuk. Melegfrontális csapadék esetében ismét gyengébbek a trendek és kevesebb határértéknél találhatók meg. Hidegfrontális csapadék esetében viszont 0,95-ös szinten szignifikáns csökkenő trendet detektáltunk az 1 mm-es és a 3 mm-es küszöbérték esetén, s a 2 mm-es határértékhez tartozó trend is szignifikáns 0,90-es szinten. Az átlagos éves esetszám a vizsgált időszak alatt 3-5-tel csökkent.

Időjárási frontokhoz tartozó nagyskálájú csapadékokat mutat a 22. ábra, ahol a frontok azonosítása a 48. feltételrendszer segítségével ($|\Delta \Theta_{se}| > |m|+d$) történt. Itt is jellemzően csökkenő trendeket találunk, elsősorban a 0 mm-es határértéknél; mind a hideg-, mind a melegfrontokra 7-8 esetszámnyi a csökkenés az 1957-2001 időszakban. Ez hidegfrontokra 0,90-es szinten szignifikáns a t-próba alapján. A nagyobb küszöbértékeknél a kisebb esetszámokhoz kisebbek trendek tartoznak (1-2 esetszámnyi), de ugyanúgy csökkenő tendenciát mutatnak.

Végül a nagyskálájú frontális csapadékok közül a 23. feltételrendszerrel ($|\Delta \Theta_{se}| > |m|^{+1/2}d$ és $|\Delta p| > |m|^{+1/2}d$) azonosított frontokhoz kapcsolódó eredményeket mutatjuk be a 23. ábrán. Ez esetben is csökkenő trend mutatkozik a 0 mm-es határértékre, mintegy 5-7 esetszámnyi. Az 1, 2, 3, 4 mm-es küszöbértékekre azonban megfordul a trend, és gyenge növekedést mutat hideg- és melegfrontális csapadéokra egyaránt. A növekmény 1-3 esetszám a teljes 45 éves időszak alatt.

6. Összefoglalás

Dolgozatunkban a Budapest fölött átvonuló időjárási frontok objektív azonosításának problémáival és a frontokhoz kapcsolódó csapadékesemények elemzésével foglalkoztunk. Vizsgálataink során az ECMWF ERA-40 adatbázisának több meteorológiai paraméterben megnyilvánuló változások alapján végeztük el a hideg- és melegfrontok azonosítását. Különböző kritériumrendszerek bevezetésével éves frontszámokat adtunk meg, és meghatároztuk az 1957-2002 időszakra jellemző trendeket. Ezután a frontokhoz kapcsolódó csapadékesemények éves számait hasonlítottuk össze és a jellemző trendeket kerestük meg.

A következőkben a vizsgálataink során kapott eredményeket összegezzük.

Megállapítottuk, hogy az időjárási frontok azonosítására több szempont figyelembe vételével sokféle kritériumrendszert definiálhatunk. Ezek közül a 49. feltétel egy leegyszerűsített frontdefiníciót takar, s csak a 850 hPa-os szint ekvivalens potenciális hőmérsékletváltozásait tekinti ($>|m|$). Ebben az esetben nagyon magas arányú, 50%-ot meghaladó a hideg- illetve a melegfrontok egyezése. Viszont a „hamis” frontok aránya is magasabb a többi kritériumhoz viszonyítva. Ennél némelyest jobb egyezést mutat a 48. feltétel, melyben szintén az ekvivalens potenciális hőmérséklet változásait tekintjük, de az átlagos változás ($|m|$) és a szórás (d) összege fölötti eseteket.

Ezek után néhány, a verifikáció során jó egyezést mutató kritériumrendszer által azonosított időjárási frontok éves idősorait vizsgáltuk. Többnyire csökkenő trendeket találtunk, mely a 48. és a 23. feltételrendszerek esetén mind hideg-, mind melegfrontokra 0,95-ös szinten szignifikáns csökkenést mutatott.

Végül azt vizsgáltuk, hogy hogyan változott az időjárási frontokhoz kapcsolódó csapadékesemények száma az elmúlt négy és fél évtized során. Vizsgálataink során kiválasztottunk néhány jellemző küszöbértéket (0, 1, 2, 3, 4, 5, 10, 15, 20 mm), s meghatároztuk az ezeket meghaladó csapadékú napok éves számát. Megállapítottuk, hogy az összes frontoknak körülbelül 20%-a okoz konvektív csapadékot, és mintegy 50%-a ad nagyskálájú csapadékot. A csapadékesemények idősorainak trendelemzése során általában csökkenő trendet figyelhetünk meg, főleg a hidegfrontok esetében. Sok esetben nem találtunk szignifikáns lineáris trendet a vizsgált 45 éves időszakban.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom Pongrácz Rita adjunktusnak a felmerülő problémák megoldásában nyújtott segítségével, Bartholy Judit tanszékvezető egyetemi tanárnak, hogy szakmailag megalapozta a munkát és biztatott, valamint Barcza Zoltán adjunktusnak azt, hogy bármikor zavarhattam számítástechnikai és programozási kérdésekkel.

A meteorológiai térképek áttanulmányozásához Bonta Imre, az Országos Meteorológiai Szolgálat főtanácsosa, és Kardos Péter, a Hungarocontrol Repülésmeteorológiai Szolgálat szinoptikus munkatársa nyújtott segítséget.

Az ERA-40 adatbázist az Európai Középtávú Időjárás-előrejelző Központ (ECMWF) állította össze és bocsátotta rendelkezésünkre. A letöltésben az Országos Meteorológiai Szolgálat főtanácsosa, Ihász István volt segítségünkre.

Kutatásainkat az OTKA T-049824 számú pályázata, az NKFP-3A/0006/2002, az NKFP-3A/0082/2004 és az NKFP-6/079/2005 pályázatok támogatták. További segítséget nyújtott az EU VI. keretprogram CECILIA projektje és az MTA TKI Alkalmazkodás a klímaváltozáshoz című, 2006/TKI/246 számú programja.

Irodalomjegyzék

- Aebischer U., Schär C., 1998: Low level potential vorticity and cyclogenesis to the Lee of the Alps. *Journal of Atmospheric Sciences*, 55, pp. 186-207.
- Bartholy J., Pongrácz R., 2005: Tendencies of extreme climate indices based on daily precipitation in the Carpathian Basin for the 20th century. *Időjárás*, 109, pp. 1-20.
- Bartholy J., Pongracz R., Pattantyus-Abraham M., 2006: European cyclone track analysis based on ECMWF ERA-40 datasets. *International J. of Climatology*, 26, pp. 1517-1527.
- Bartholy J., Pongrácz R., Pattantyús-Ábrahám M., Pátkai Zs., 2007: Analysis of the European cyclone tracks, the corresponding frontal activity, and changes in MCP frequency distribution. In: Weather types classifications (eds, Tveito, O.E., Pasqui, M.). *COST Action 733. Brussels*. pp. 37-52.
- Bjerknes J., 1919: On the structure of the moving cyclones. *Geofysike Publikationer*, Vol.1
- Bjerknes J., 1926: The Structure of fronts. *The meteorological magazine*, 61
- Bodolai I., Bodolai J.E., 1970: A meleg szektor szerkezetének jet modellje. *Időjárás*, 74, pp. 239-244.
- Boljahn M., 2002: Glossar synoptisch-dynamische Meteorologie <http://wekuw.met.fu-berlin.de/Glossar.htm>. *Team diplomet*, Berlin.
- Brown M.J., Locatelli J.D., Stoelinga M.T., Hobbs P.V., 1999: Numerical modelling of precipitation cores on cold fronts. *Journal of Atmospheric Sciences*, 56, pp. 1175-1196.
- Cullen M.J.P., Purser R.J., 1984: An extended Lagrangian Theory of semi-geostrophic Frontogenesis. *Journal of Atmospheric Sciences*, 41, pp. 1477-1497.
- Czelnai R., Götz G., Iványi Zs., 1998: Bevezetés a meteorológiába II: A mozgó léggör és óceán. *Nemzeti Tankönyvkiadó*, Budapest. 403p.
- Dévényi D., Gulyás O., 1988: Matematikai statisztikai módszerek a meteorológiában. *Tankönyvkiadó*, Budapest. 443p.
- Dunkel Z., (szerk.) 1998: Meteorológiai Tudományos Napok '97: Az éghajlatváltozás és következményei. *Országos Meteorológiai Szolgálat*, Budapest. 289p.
- ECMWF, 2004: ECMWF 40 years re-analysis, daily fields. http://data.ecmwf.int/data/d/era40_daily/

- Elliott R.D., Hovind E.L., 1964: On convection bands within pacific Coast Storms, and their relation to Storm structure. *Journal of Applied Meteorology*, 3, pp. 143-154.
- Elliott R.D., Hovind E.L., 1965: Heat water and vorticity balance in frontal zones. *Journal of Applied Meteorology*, 4, pp. 196-211.
- Gericke M., Eckner H., 1984: Lineare interpolation von Bodenwetterelementen und Bildung differentieller Größen für experimente zur Lokalisierung von Bodenfronten. *Zeitschrift für Meteorologie*, 34, pp. 133-147.
- Gibson J.K., Kallberg P., Uppala S., Nomura A., Hernandez A., Serrano A., 1997: The ERA-40 project plan. *ERA40 Project Report Series No. 1*, 77p.
- Gordon A., Grace W., Schwerdtfeger P., Byron-Scott R., 1998: Dynamic meteorology: a basic course. *London*. 325p.
- Götz G., 1972: A látens hő felszabadulásának szerepe a szinoptikus skálájú mozgásrendszerek fejlődésében. *Időjárás*, 76, pp. 79-92.
- Götz G., Rákóczi F., 1981: A dinamikus meteorológia alapjai. *Tankönyvkiadó, Budapest*. 484p.
- Gross B.D., 1994: Frontal interaction with isolated orography. *Journal of Atmospheric Sciences*, 51, pp. 1480-1496.
- Hagemann S., Arpe K., Bengtsson L., 2005: Validation of the hydrological cycle of ERA-40. *ERA-40 Project Report Series No 24*. 42p.
- Herzogh P.H., Hobbs P.V., 1980: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones II: Warm frontal clouds. *Journal of Atmospheric Sciences*, 37, pp. 597-611.
- Hobbs P.V., House R.A., Matejka T. J., 1975: The dynamical and microphysical structure of an occluded frontal system, and its modification by orography. *Journal of Atmospheric Sciences*, 32, pp. 1542-1562.
- Hobbs P.V., Matejka T.J., Herzogh P.H., Locatelli J.D., House R.A., 1980: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones: A case study of a cold front. *Journal of Atmospheric Sciences*, 37, pp. 568-596.
- Hoskins B.J., 1976: Baroclinic waves and frontogenesis Part I: Introduction and Eady waves. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102, pp. 103-122.

- Hoskins B.J., West N.V., 1979: Baroclinic waves and frontogenesis Part II: Uniform Potential Vorticity jet flows – Cold and Warm Fronts. *Journal of Atmospheric Sciences*, 36, pp. 1663-1680.
- House D.C., 1963: Forecasting Tornadoes and severe thunderstorms. *Meteorological monographs*, 5
- House R.A., Locatelli J.D., Hobbs P.V., 1976: Dynamics and cloud microphysics of the rainbands in an occluded frontal systems. *Journal of Atmospheric Sciences*, 33, pp. 1921-1936.
- Huth R., 1991: An attempt to objectivize the frontal analysis. *Időjárás*, 95, pp. 1-19.
- IPCC, 2001: Climate change 2001: Third Assessment Report. The Scientific Basis. *Cambridge University Press, Cambridge, UK*.
- IPCC, 2007: Climate change 2007: The physical science basis.
- Kallberg P., Simmons A., Uppala S., Fuentes M., 2004: The ERA-40 archive. *ERA40 Project Report Series No. 17*. 31p.
- Kerekes A., 1983: Hidegfrontok felismerésének numerikus lehetőségei a pszeudopotenciális hőmérsékleti mező gradiensei alapján. *Szakkoloztat*, Bp., p75
- Koshyk J.N., Cho H., 1994: Tropopause folds and surface frontal collapse. *Journal of Atmospheric Sciences*, 51, pp. 1273-1281.
- Kurz M., 1990: Synoptische Meteorologie. *Deutsche Wetterdienst, Offenbach am Main*, 200p.
- Levy G., 1989: Surface dynamics of observed maritime fronts. *Journal of Atmospheric Sciences*, 46, pp. 1219-1232.
- Locatelli J.D., Hobbs P.V., 1987: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones XIII. Structure of a warm front. *Journal of Atmospheric Sciences*, 44, pp. 2290-2309.
- Makainé Cs. M., Tóth P., 1978: *Szinoptikus meteorológia*. Tankönyvkiadó, Budapest. 753p.
- Martin J.E., Locatelli J.D., Hobbs P.V., 1992: Organization and structure of clouds and precipitation on the Mid-Atlantic coast of the U.S. Part V: The role of an upper-level front in the generation of a rainband. *Journal of Atmospheric Sciences*, 49, pp. 1293-1303.

- Martinov M., 1976: The influence of released latent heat on the cyclogenesis at the Earth's surface. *Időjárás*, 80, pp. 70-79.
- Miles M.K., 1962: Wind, Temperature and humidity distribution at some cold fronts over SE-England. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 88, pp. 286-300.
- Montgomery M.T., Farrel B.F., 1990: Dry surface frontogenesis arising from interior potential vorticity perturbations in a semigeostrophic model. *Journal of Atmospheric Sciences*, 47, pp. 2837-2852.
- Mudrick S.E., 1974: A numerical study of frontogenesis. *Journal of Atmospheric Sciences*, 31, pp. 869-892.
- Paldor N., Lin C.H., Ghil M., Wokimoto R.M., 1994: A new frontal instability: Theory and ERICA observations. *Journal of Atmospheric Sciences*, 51, pp. 3227-3237.
- Pattantyús-Ábrahám M., 2005: Ciklonpályák meghatározása és elemzése az atlanti-európai térségben az ECMWF ERA-40 adatbázis alapján. *Szakdolgozat, ELTE Meteorológiai Tanszék*. (témavezető: Bartholy J.) 53p.
- Pátkai Zs., 2005: Budapest felett átvonuló időjárási frontok vizsgálata ECMWF adatbázis alapján. *TDK dolgozat, ELTE Meteorológiai Tanszék*. (témavezetők: Bartholy J. Pongrácz R.) 25p.
- Pátkai Zs., 2006: Időjárási frontok objektív azonosítása az ERA-40 adatbázis felhasználásával. *TDK dolgozat, ELTE Meteorológiai Tanszék*. (témavezetők: Bartholy J., Pongrácz R.) 28p.
- Peng M.S., Powell J.H., Jeng B., 2001: Boundary layer effects on fronts over topography. *Journal of Atmospheric Sciences*, 58, pp. 2222-2239.
- Petkovsek Z., 1963: Frontalzone in der Luftströmung über orographische Hindernisse. *Időjárás*, Bp., 67, pp. 7-12.
- Pettersen, S (1956) Motion and motion systems, McGraw-Hill, New York, pp 428
- Pham V.A., 1976: A new method for the determination of the transitional speed of the atmospheric fronts. *Időjárás*, 80, pp. 337-341.
- Pham V.A., 1977: Some practical analyses in connection with the investigation of the displacement of atmospheric fronts. *Időjárás*, 81, pp. 19-26.
- Pichler H., 1982: Mesoscale processes in the Alpine region. *WMO-ALPEX Publication No.7*, Genova

- Renard R.J., Clarke L.C., 1965: Experiments in numerical objective frontal analysis. *Monthly Weather Review*, 93, pp. 547-556.
- Ross B.B., Orlanski I., 1982: The evolution of an observed cold front. Part I: Numerical simulation. *Journal of Atmospheric Sciences*, 39, pp. 296-327.
- Sándor V., Wantuch F., 2004: Repülésmeteorológia. *Tankönyv, Országos Meteorológiai Szolgálat Budapest*. 272p.
- Sawyer J.S., 1958: Temperature, humidity and cloud near fronts in the middle and upper troposphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 84, pp. 375-388.
- Schumann U., 1987: Influence of mesoscale orography on idealized cold fronts. *Journal of Atmospheric Sciences*, 44, pp. 3423-3441.
- Sinton D.M., Mechoso C.R., 1984: Nonlinear evolution of frontal waves. *Journal of Atmospheric Sciences*, 41, pp. 3501-3517.
- Steinecker R., 1982: The first ALPEX-SOP coldfront on March 2. 1982. *WMO-ALPEX Publication No.7*, Genova
- Thorncroft C.D., Hoskins B.J., 1990: Frontal cyclogenesis. *Journal of Atmospheric Sciences*, 47, pp. 2317-2336.
- Wandishin M.S., Nielsen J.W., Keyser D., 2000: A potential vorticity diagnostic approach to upper-level frontogenesis within a developing baroclinic wave. *Journal of Atmospheric Sciences*, 57, pp. 3918-3938.
- William B., 1980: A comparison between the Hoskins-Bretherton model of frontogenesis and the analysis of an Intense Surface Frontal Zone. *Journal of Atmospheric Sciences*, 37, pp. 64-77.
- Williams R.T., Peng M.S., Zankofski D.A., 1992: Effects of topography on fronts. *Journal of Atmospheric Sciences*, 49, pp. 287-305.