

EÖTVÖS LORÁND TUDOMÁNYEGYETEM

KÖRNYEZETTUDOMÁNYI DOKTORI ISKOLA

KÖRNYEZETFIZIKA PROGRAM

---

# Sekély és mély konvekciós folyamatok vizsgálata

---

MONA Tamás  
*Doktori disszertáció*

*Iskola és program vezető*

Dr. JÁNOSI Imre  
egyetemi tanár  
az MTA doktora

*Témavezetők*

Dr. ÁCS Ferenc  
egyetemi docens  
a földtudományok doktora

Dr. HORVÁTH Ákos  
OMSZ tanácsos  
a földtudományok kandidátusa



Budapest, 2018.

*”Semmi, semmi sem biztos, csak semmisége mindannak, amit értek, és a nagysága egy érthetetlen, de fontos valaminek.”*

Lev Tolsztoj

# Tartalomjegyzék

Tartalomjegyzék	I
Ábrák jegyzéke	IV
Táblázatok jegyzéke	VI
Betűszavak	VII
<b>1. Bevezetés</b>	<b>1</b>
1.1. Célkitűzések . . . . .	2
1.2. A konvekció áttekintése . . . . .	3
1.2.1. Sekély konvekció . . . . .	3
1.2.1.1. A határréteg mérések . . . . .	4
1.2.1.2. A határréteg folyamatai . . . . .	4
1.2.1.3. A határréteg szerkezete . . . . .	5
1.2.2. Mély konvekció . . . . .	6
1.2.2.1. Zivatarok . . . . .	6
1.2.2.2. Töltésszétválasztódás és villámlás . . . . .	8
1.3. Eszközök . . . . .	11
1.3.1. Weather Research and Forecast Modell . . . . .	11
1.3.2. További eszközök . . . . .	16
1.4. Adatok . . . . .	16
1.4.1. RADAR adatok . . . . .	17
1.4.2. Villám adatok . . . . .	18
<b>2. A planetáris határréteg-magasság napi menet típusainak osztályozása</b>	<b>19</b>
2.1. Vizsgálati régiók . . . . .	20
2.2. Az algoritmus leírása . . . . .	21
2.2.1. Adatok előkészítése . . . . .	22

2.2.2.	A napi menet formák osztályozása . . . . .	22
2.2.2.1.	A <i>kétcsúcs</i> napi menet forma . . . . .	23
2.2.2.2.	A <i>trapéz</i> napi menet forma . . . . .	24
2.2.2.3.	A <i>Háromszög</i> napi menet forma . . . . .	25
2.2.2.4.	A <i>lapos</i> napi menet forma és a karakterisztikus magasság	26
2.2.3.	Az algoritmus lezárása és kalibrációja . . . . .	27
2.3.	Napi menet formák jellemzése . . . . .	27
2.3.1.	<i>Trapéz</i> forma . . . . .	28
2.3.2.	<i>Háromszög</i> forma . . . . .	29
2.3.3.	<i>Lapos</i> forma . . . . .	30
2.3.4.	<i>Kétcsúcs</i> forma . . . . .	32
2.3.5.	Megjegyzések az éjszakai határréteggel kapcsolatban . . . . .	33
2.4.	Eredmények . . . . .	34
2.4.1.	Röviden a Péczely-féle kódokról . . . . .	35
2.4.2.	Napi menet formák összevetése a Péczely-kódokkal . . . . .	38
2.5.	Összefoglalás . . . . .	44
<b>3.</b>	<b>Léggyűjtő elmélet</b>	<b>46</b>
3.1.	TITAN . . . . .	46
3.2.	<i>radarTrack</i> . . . . .	48
3.2.1.	A villámok cellákhoz rendelése . . . . .	49
3.2.2.	Cella követés . . . . .	49
3.3.	Cella és villám statisztikák . . . . .	51
3.3.1.	Cella statisztikák . . . . .	52
3.3.1.1.	Évenkénti cella statisztikák . . . . .	55
3.3.1.2.	Zivatarcellák kapcsolata a makro-szinoptikus helyzettel	55
3.3.1.3.	Cella statisztikákból levont következtetések . . . . .	55
3.3.2.	Villám statisztikák . . . . .	56
3.3.2.1.	Havi statisztikák . . . . .	59
3.3.2.2.	Megbízhatóság . . . . .	62
3.3.3.	Statisztikákból levont következtetések . . . . .	64
3.4.	Léggyűjtő . . . . .	65
3.4.1.	Élen haladó cellák . . . . .	68
3.5.	Algoritmus . . . . .	70
3.5.1.	Élen haladó legvillámosabb cellák száma . . . . .	71

3.5.2.	Az algoritmus lépései . . . . .	71
3.6.	Esettanulmányok . . . . .	72
3.6.1.	A cellák és villámlásaik 2012. június 9-én . . . . .	72
3.6.2.	A cellák és villámlásaik 2012. július 19-én . . . . .	75
3.6.3.	A cellák és villámlásaik 2012. július 29-én . . . . .	78
3.7.	Eredmények . . . . .	82
3.7.1.	2012-es év zivataros napjai . . . . .	82
3.7.2.	2013-as év zivataros napjai . . . . .	83
3.7.3.	2014-es év zivataros napjai . . . . .	84
3.7.4.	Érzékenységi vizsgálat . . . . .	86
3.8.	Összefoglalás . . . . .	91
	<b>Összefoglaló</b>	<b>92</b>
	<b>Köszönetnyilvánítás</b>	<b>96</b>
	<b>A. Táblázatok</b>	<b>97</b>
	<b>Irodalomjegyzék</b>	<b>100</b>

# Ábrák jegyzéke

1.1.	A planetáris határréteg szerkezete és napi menete . . . . .	5
1.2.	A graupel és a jégkristály töltéstranszportja . . . . .	9
1.3.	A zivatarfelhő elektromos szerkezete és a különböző villámlási típusok .	10
1.4.	A WRF parametrizációs modulok kapcsolati hálózatának sémája . . . .	12
1.5.	Az $\eta$ felszínkövető koordináták eloszlása . . . . .	15
1.6.	A futtatások során alkalmazott modellszintek magassága . . . . .	15
2.1.	A PBLH napi menetének szakaszai (00:00 UTC-től 23:45 UTC-ig) . . .	20
2.2.	A kiválasztott két régió a WRF szimulációs domainen belül . . . . .	21
2.3.	A PBLH napi menet <i>kétcsúcs</i> formáinak altípusai . . . . .	24
2.4.	A PBLH napi menet <i>trapéz</i> formáinak altípusai . . . . .	25
2.5.	A PBLH napi menet <i>háromszög</i> formáinak altípusai . . . . .	26
2.6.	A PBLH napi menet karakterisztikus magasságai a <i>lapos</i> forma esetén .	27
2.7.	2013. június 19. nap PBLH napi menetei és szinoptikus térképei . . . .	28
2.8.	2013. július 11. nap PBLH napi menetei és szinoptikus térképei . . . .	30
2.9.	2013. június 4. nap PBLH napi menetei és szinoptikus térképei . . . .	31
2.10.	2014. június 20. nap PBLH napi menetei és szinoptikus térképei . . . .	32
2.11.	A Péczely-féle ciklonális és anticiklonális makroszinoptikus helyzetek . .	35
2.12.	A <i>trapéz</i> forma esetén a Péczely-féle kódok esetszáma . . . . .	39
2.13.	A <i>háromszög</i> forma esetén a Péczely-féle kódok esetszáma . . . . .	40
2.14.	2014. június 1. napi menete és időjárása, Péczely-kód: <i>Aw</i> . . . . .	41
2.15.	A <i>lapos</i> forma esetén a Péczely-féle kódok esetszáma . . . . .	42
2.16.	A <i>kétcsúcs</i> forma esetén a Péczely-féle kódok esetszáma . . . . .	43
3.1.	A TITAN érzékenysége a radar-reflektivitási küszöbre . . . . .	47
3.2.	Cella követés speciális esetei . . . . .	50
3.3.	A villámok száma a 2012-2014 időszakban . . . . .	57
3.4.	A villámok száma (2012, 2013, 2014) . . . . .	58

3.5. A CG arány a villámok számának függvényében havi átlagok esetén . . .	60
3.6. Az előjeles és az abszolút áramok havi átlagok esetén . . . . .	61
3.7. A lecsapó villámok arány a 2012-2014 időszakban . . . . .	62
3.8. A lecsapó villámok lokalizációjának becsült hibája a 2012-2014 időszakban	63
3.9. A lecsapó villámok száma a 2012-2014 időszakban . . . . .	63
3.10. A zivatarok felemésztik az alacsony szintű EPT mezőt . . . . .	67
3.11. Egy zivatarcella léggűjtőjének meghatározása . . . . .	68
3.12. Az élen haladó és a nem élen haladó cellák közötti különbségtétel . . .	70
3.13. Szinoptikus helyzet (2012. június 9.) . . . . .	72
3.14. A görbe sereg és a vizsgált cellák villámlása (2012. június 9.) . . . . .	73
3.15. Radarképek és cella azonosítók (2012. június 9.) . . . . .	74
3.16. Szinoptikus helyzet (2012. július 19.) . . . . .	75
3.17. A görbe sereg és a vizsgált cellák villámlása (2012. július 19.) . . . . .	76
3.18. Radarképek és cella azonosítók (2012. július 19.) . . . . .	77
3.19. Szinoptikus helyzet (2012. július 29.) . . . . .	78
3.20. A görbe sereg és a vizsgált cellák villámlása (2012. július 29.) . . . . .	79
3.21. Radarképek és cella azonosítók (2012. július 29.) . . . . .	80
3.22. A balatoni szupercella . . . . .	81
3.23. A 2012-es év élen és nem élen haladó celláinak száma . . . . .	82
3.24. A 2013-as év élen és nem élen haladó celláinak száma . . . . .	84
3.25. A 2014-es év élen és nem élen haladó celláinak száma . . . . .	85
3.26. A léggűjtő modell érzékenysége az $R$ megválasztására . . . . .	87
3.27. A léggűjtő modell érzékenysége a $\Phi$ szög változásaira . . . . .	88
3.28. A léggűjtő modell érzékenysége a $\tau$ idő megválasztására . . . . .	89
3.29. A léggűjtő modell beválása minden lehetséges beállítás kombinációban	90

# Táblázatok jegyzéke

2.1. A PBLH napi menet formák karakterisztikus magasságai . . . . .	26
3.1. Szűrt cella statisztikák (2012-2014) . . . . .	52
3.2. Szűretlen cella statisztikák (2012-2014) . . . . .	54
3.3. A 2012-2014 időszak éves és teljes villám statisztikái . . . . .	56
3.4. A 2012-2014 időszak havi villám statisztikái . . . . .	59
3.5. A 2012. év bevéási arányai a 2/90/3 beállítású légyűjtő esetén . . . . .	83
3.6. A 2013. év bevéási arányai a 2/90/3 beállítású légyűjtő esetén . . . . .	84
3.7. A 2014. év bevéási arányai a 2/90/3 beállítású légyűjtő esetén . . . . .	85
A.1. Péczely kódok esetszáma forma kódonként, Alpokalja régió . . . . .	97
A.2. Péczely kódok esetszáma forma kódonként, Pannon-alföld régió . . . . .	98
A.3. Szűrt cella statisztikák (2012) . . . . .	98
A.4. Szűretlen cella statisztikák (2012) . . . . .	98
A.5. Szűrt cella statisztikák (2013) . . . . .	99
A.6. Szűretlen cella statisztikák (2013) . . . . .	99
A.7. Szűrt cella statisztikák (2014) . . . . .	99
A.8. Szűretlen cella statisztikák (2014) . . . . .	99



# Betűszavak

<b>AMC</b>	<b>A</b> ir <b>M</b> ass <b>C</b> atchment
<b>ARW</b>	<b>A</b> dvanced <b>R</b> esearch <b>W</b> RF
<b>CAPE</b>	<b>C</b> onvective <b>A</b> vailable <b>P</b> otential <b>E</b> nergy
<b>CC</b>	<b>C</b> loud to <b>C</b> loud
<b>CG</b>	<b>C</b> loud to <b>G</b> round
<b>Corine</b>	<b>C</b> oordinate <b>I</b> nformation on the <b>E</b> nvironment
<b>EPT</b>	<b>E</b> kvivalens <b>P</b> otenciális <b>H</b> őmérséklet
<b>GFS</b>	<b>G</b> lobal <b>F</b> orecast <b>S</b> ystem
<b>IC</b>	<b>I</b> ntra <b>C</b> loud
<b>LINET</b>	<b>L</b> ightning detection <b>N</b> ETwork
<b>MM5</b>	<b>F</b> ifth- <b>G</b> eneration Penn State/NCAR <b>M</b> esoscale <b>M</b> odel
<b>NCAR</b>	<b>N</b> ational <b>C</b> enter for <b>A</b> tmospheric <b>R</b> esearch
<b>NCEP</b>	<b>N</b> ational <b>C</b> enter of <b>E</b> nvironmental <b>P</b> rediction
<b>NMM</b>	<b>N</b> onhydrostatic <b>M</b> esoscale <b>M</b> odel
<b>NOAA</b>	<b>N</b> ational <b>O</b> ceanic and <b>A</b> tmospheric <b>A</b> dministration
<b>OMSZ</b>	<b>O</b> rszágos <b>M</b> eteorológiai <b>SZ</b> olgálat
<b>OTKA</b>	<b>O</b> rszágos <b>T</b> udományos <b>K</b> utatási <b>A</b> lapprogramok
<b>PBL</b>	<b>P</b> lanetary <b>B</b> oundary <b>L</b> ayer
<b>PBLH</b>	<b>P</b> lanetary <b>B</b> oundary <b>L</b> ayer <b>H</b> eight
<b>RADAR</b>	<b>R</b> Adio <b>D</b> irection <b>A</b> nd <b>R</b> anging
<b>RRTM</b>	<b>R</b> apid <b>R</b> adiative <b>T</b> ransfer <b>M</b> odel
<b>SAFIR</b>	<b>S</b> urveillance et <b>A</b> lerte <b>F</b> oudre par <b>I</b> nterférometrie <b>R</b> adioélectrique
<b>TITAN</b>	<b>T</b> hunderstorm <b>I</b> dentification, <b>T</b> racking, <b>A</b> nalysis, and <b>N</b> owcasting
<b>USGS</b>	<b>U</b> nited <b>S</b> tate <b>G</b> eological <b>S</b> urvey
<b>WMO</b>	<b>W</b> orld <b>M</b> eteorological <b>O</b> rganization
<b>WRF</b>	<b>W</b> eather <b>R</b> esearch and <b>F</b> orecasting

# 1. fejezet

## Bevezetés

A légköri konvekció. Minden meteorológusnak van valami elképzelése róla, hogy mit jelent ez a kifejezés. Mégis, ha meg kellene határozni magát a konvekciót, akkor hamar kiderülne, hogy minden szakember más-más nézőpontból közelíti meg és írja le a jelenséget. Eszünkbe juthat a feláramlás, az anyag vagy energia transzport, a turbulencia, a cirkuláció, a légköri keveredés, a gomolyfelhő képződés, a légköri labilitás, a sűrűség vagy a nyomás megváltozása, vagy akár a felhajtóerő. A felsoroltak mind kapcsolódnak a konvekcióhoz. Ezért, ha rákeresünk a *convection* szóra a *Glossary of Meteorology* fogalom magyarázatában (American Meteorological Society, 2015), nem meglepő, hogy négy különböző megközelítésű definíciót találunk. Vanak hasonlóságok a meghatározásokban, de nem egyeznek meg pontosan. A konvekció nem csak az adott perspektívában leírt folyamatot foglalja magában, a jelenség a különböző értelmezések összessége. Ez a kijelentés igaz a konvekció típusaira is, hiszen ugyanúgy konvekcióról beszélünk egy termik és egy masszív szupercella esetén is. Mégis, a különbségek a konvekció két típusa, a sekély és a mély konvekció között jól körülhatárolhatóak. Természetesen van átmenet a kettő között, a sekély konvekció mély konvekcióvá fejlődhet, de egyáltalán nem törvényszerű, hogy minden mély konvekciós rendszer sekély konvekcióként kezdte pályafutását. Akárhogy is; a mély konvekció esetén a sekély konvekció hatása elhanyagolható, és ha nincs mély konvekció, sekély konvekció mindig van. Így, habár a két típusnál a hatások és a következmények jelentősen eltérnek, mindenképpen együttesen alkotnak egy egészet. Az eltérésekből fakadóan munkánk során kifejezett célunk volt, hogy mindkét típushoz valami újszerű és egyedi sajátosságot mutassunk be.

## 1.1. Célkitűzések

A sekély konvekciós kutatásunk kezdeti lehetőségeit a K81432 azonosítójú OTKA projekt jelölte ki, amely megteremtette az anyagi keretet a szükséges eszközök beszerzéséhez és a publikációk megjelentetéséhez. A projekt során a planetáris határréteg-magasság napi menetét is vizsgáltuk, eleinte különböző modell és felszíni paraméterek beállítása esetén (Ács et al., 2014b, 2015). A vizsgálatok igazolták az előzetes feltevéseket, miszerint a sekély konvekció a felszínhasználattal szoros összefüggésben áll anticiklonális helyzetekben. A kutatás és egy tudományos diákköri dolgozat vezetése során felfigyeltünk arra, hogy a planetáris határréteg napi meneteknek határozott struktúrája van (Ács et al., 2014a; Odrobina, 2014). Jelen kutatás tárgya ezen napi menet formák megismerése. Észrevettük, hogy a területileg átlagolt planetáris határréteg magasságok napi menetei négy jól meghatározható forma típusba sorolhatók és ezek mindegyikéhez egy-egy jellegzetes időjárás-szituáció rendelhető (Mona et al., 2016a,b). Mivel a mély konvekciónál mérések alapján dolgoztunk, ezért itt igyekeztünk modell szimulációkat alkalmazni, hogy ezzel is balanszban tartsuk a kutatások egyediségét és multidiszciplinaritását.

A mély konvekciós kutatásunk kezdeti motivációját a 2012-es évben megjelent nagy felbontású RADAR mérések jelentették. Az említett év tavaszán a 15 perces  $2 \times 2$  km-es felbontású adatok mellett már 5 perces  $1 \times 1$  km-es RADAR adatok is elérhetővé váltak. Ez a fejlődés lehetőséget adott a hazai nowcasting rendszerben operatíván használt cella azonosító és követő rendszer újragondolására. A kutatásnak ekkor még nem volt határozott iránya, csupán kíváncsiak voltunk, hogy milyen eredményeket hozhat, ha a nagy felbontású RADAR adatokhoz a szintén újszerű LINET villámlokalizációs adatokat is hozzátársítjuk. A munka során felmerült, hogy az eszköztárunk lehetőséget adhat az elektromos szempontból legaktívabb cellák kiválogatására és elemzésére. Eleinte a cellák statisztikai elemzésében láttuk a megoldást, ám a rendelkezésre álló adatokkal nem jutottunk kielégítő eredményekre. Végül Mona (2013) diplomamunkájának készítése során felmerült egy mezoskálájú konceptuális modell gondolata, a légyűjtő elmélete (Mona et al., 2016c), ami kimondja, hogy a legvillámossabb zivatarok nagy és jó minőségű légtömegeket szívtak magukba. Jelen kutatás során ennek a elméletnek a részletes kidolgozását tűztük ki célul. Követtük a megalapozott munkamenetet és a megalkotott zivatarcella azonosító és követő rendszerhez meghatároztunk egy algoritmust, amivel az elméletünk ellenőrzése lehetővé vált. Az eljárást három vizsgálati év RADAR és villámlokalizációs adatainak együttesén teszteltük. Emellett elkészítettük a vizsgálati időszak zivatarcelláinak és villámmainak statisztikai elemzését is.

## 1.2. A konvekció áttekintése

A tömegmozgásokat egy folyadékban belül, amelyek a folyadék tulajdonságainak átadását és keveredését eredményezik, konvekciónak nevezzük (American Meteorological Society, 2015). A konvekció az energiaátvitel egyik alapvető formája a hővezetés és a sugárzás mellett. A meteorológia minden skáláján nagy jelentőséggel bír, kezdve az általános cirkulációtól, a felhőképződésen át, egészen a legkisebb termikek keletkezéséig. Leginkább függőleges mozgásra utal, amelyet a sűrűségváltozásból eredő felhajtóerő eredményez; a horizontális átvitelt advekciónak nevezzük. A mozgást megindító folyamatok szempontjából megkülönböztetünk szabad és kényszer konvekciót. Az előbbi esetén a mozgásokat csak a sűrűségkülönbségek idézik elő, míg a kényszer konvekció mechanikai erők hatására jön létre, de a két folyamat nem zárja ki egymást.

A légköri konvekció leírását a hidro-termodinamikai egyenletrendszer lehetővé teszi. Az egyenletrendszer megoldása során az alkalmazott nagyságrendek határozzák meg, hogy mit nevezünk adott skálán konvekciónak és milyen – skála alatti – folyamatokat tekintünk turbulenciának. Tehát a konvekció és a turbulencia közötti különbségtétel csupán skálafüggő nézőpont kérdése. Ezért minden konvektív folyamat turbulensnek tekinthető (Ogura & Phillips, 1962).

Munkánk során a konvekció gyakorlatban különválasztott két altípusával, a sekély és a mély konvekcióval foglalkoztunk. A sekély konvekció esetében az alsóbb légrétegekből induló emelkedő légtömeg mozgása során nem jut magasabbra a közép troposzféra (500–700 hPa) szintjeinél (Betts, 1986; Wu, 2003). Alacsony szintű konvergenciával jár együtt, labilis légrétegződést eredményez és triggerelhet (beindíthat) más légköri folyamatokat. Ezzel szemben a mély konvekció esetén az alacsony szintekről induló légtömeg az 500–700 hPa-os szintek fölé emelkedhet. Az alacsony szinteken konvergenciát, a magas szinteken divergenciát okoz, szintén labilis légrétegződést eredményez és jelentős hatással lehet más légköri folyamatokra.

### 1.2.1. Sekély konvekció

Vizsgáljuk meg közelebbről először a sekély konvekciót. Ahogy az a fentiekből is kitűnik, a sekély konvekció a légkör alsó keveredési rétegében jön létre, amit planetáris határrétegnek (PBL – **P**lanetary **B**oundary **L**ayer) nevezünk (Stull, 1988). A PBL a troposzféra nagyjából 0,1-3 km közötti rétege, ahol a felszíni súrlódás szerepe jelentős és így a felszín, mint mechanikus és termikus kényszer jelentkezik (Oke, 2002; Stull, 1988). Itt jegyzendő meg, hogy a troposzféra PBL feletti tartományát ezért is ne-

vezzük „szabad légkörnek”, hiszen a planetáris határréteg felett a folyamatok a felszíni sűrűlódás hatásától mentesek. A PBL szerepe az emberi élet szempontjából vitathatatlan, hiszen életterünkkel közvetlen kapcsolatban áll és így hatást gyakorol rá (Garratt, 1994). Nagy hatással van a levegőminőségre és a légköri nyomgázok terjedésére (Leelőssy et al., 2014, 2016), az agrometeorológiai folyamatokra (Ács et al., 2014a), a felszín-légkör kölcsönhatásokra (Ács et al., 2015; Balogh, 2007; Breuer et al., 2012), a mikrometeorológiai folyamatokra (Foken, 2008), a hidrológiára (Ács et al., 2011; Ács & Szász, 2002), a városklímára (Balogh & Kristóf, 2010), valamint az operatív előrejelzések pontosságára (Szintai & Kaufmann, 2008; Szintai et al., 2009) egyaránt.

#### **1.2.1.1. A határréteg mérések**

A határréteg mérések igen sokrétűek (Kaimal & Finnigan, 1994). Felszínre helyezett mérőeszközökkel a felszíni fluxusok mérése (Onclay et al., 2007), illetve a PBL alsó tartományának vizsgálata (Foken et al., 2001) a legideálisabb. Klasszikusnak tekinthető módszer a pilot és egyéb ballon szondás mérések (Blackadar, 1957; Lenschow & Johnson, 1968), amelyekkel a PBL vertikális profilját és áramlatait lehet feltérképezni. Elterjedt módszer, hogy a mérőműszereket egy torony különböző szintjeire helyezik el (Han et al., 2009b; Haszpra et al., 2011; Mahrt & Vickers, 2002), kellően magas torony esetén a PBL egy jelentős vertikumáról kaphatunk információt. Viszont kétségtelenül a leghatékonyabb in situ mérés, ha repülőgép segítségével a teljes vertikális profilt vizsgáljuk (Bhat, 1971; Lenschow, 1970; Vogelman et al., 2012). Számos távérzékelési módszer is rendelkezésre áll, jellemzően lidar (Menuet et al., 1999; Szintai & Kaufmann, 2008), sodar (Emeis et al., 2004; Neff et al., 2008), és wind profiler (Ecklund et al., 1988; Rogers et al., 1993) mérések, de alkalmaznak ceilométert (Emeis et al., 2004; Munkel et al., 2007), radiométert (de Luca et al., 1990; Westwater et al., 1999), illetve velocimétert (Talbot et al., 1980) is ilyen feladatokra.

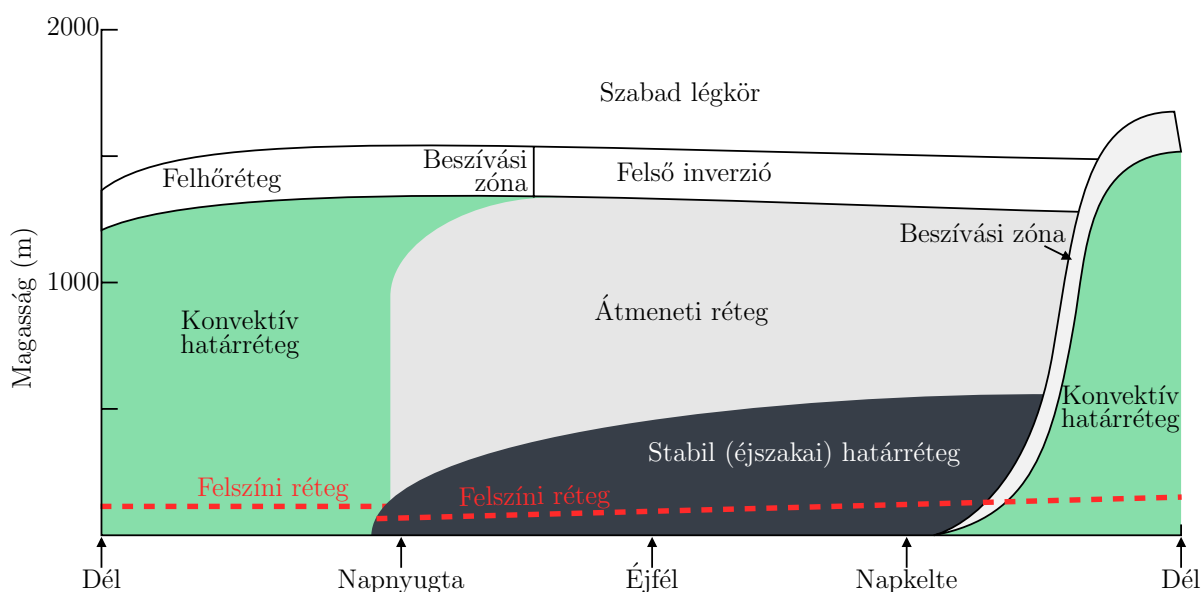
#### **1.2.1.2. A határréteg folyamatai**

Stull (1988) alapján elmondhatjuk, hogy a planetáris határréteg jellemzően turbulens folyamatait általában a lokális konvekció idézi elő, de ne feledjük, hogy a nagyskálájú légköri folyamatok erős szelei ezt felülírhatják egy jól átkeveredett PBL esetében. A konvekció alapvető forrása a felszíni hőtranszport és a felhők hűtő hatása. Az előbbi miatt a meleg levegő felemelkedik a felszínről, termik formájában, míg az utóbbi esetben a hűvösebb levegő a magasból ereszkedik alá. Akár mindkét eset egyszerre is előfordulhat, amikor egy hideg rétegfelhő advektálódik a meleg felszín fölé. Habár a

konvekció a legjelentősebb mechanizmus, ami a turbulenciát generálja a határrétegben, nem feledkezhetünk meg a szélnyírás szerepéről sem. Ennek hatása leggyakrabban a PBL tetején figyelhető meg és Kelvin-Helmholtz hullámokat generál. Viszont naps felhőtlen időben az egyértelműen domináns tényező a Nap melegítő hatása. Azokat a konvektív felhőket, amelyek a határrétegen belül, vagy jellemzőbben annak tetején jönnek létre a PBL turbulens folyamatainak következtében, sekély konvekciós felhőknek, vagy „szép-idő gomolyfelhőknek” nevezzük.

### 1.2.1.3. A határréteg szerkezete

Szerkezetét tekintve a planetáris határréteg két fő részre bontható (Weidinger & Tasnádi, 2013). Az alsó részét, ahol a turbulens áramok magasság szerinti változása elhanyagolható, felszíni rétegnek nevezzük. A nyomási gradiens erő, a turbulens és viszkozus nyírási erők határozzák meg a mozgásokat. Ebben a rétegben a Coriolis-erő hatása nem számottevő. Viszont a felső, Ekman-rétegnek nevezett, szélfordulási réteg áramlásait már a Coriolis-erő, a nyomási gradiens erő, valamint turbulens súrlódási erő (ami arányos a vertikális szélnyírás magasság szerinti változásával) együttesen határozzák meg. Míg az éjszakai órákban csak a mechanikus, addig a nappali órákban emellett a termikus kényszerek is alakítják a PBL állapotát. Ahogy az 1.1. ábrán is látható, éjszaka a kisugárzás következtében létrejön egy stabil (éjszakai) határréteg, aminek a tetején kialakul egy inverzió, ami gátat szab a nem elég erős feláramlásoknak.



1.1. ábra. A planetáris határréteg szerkezete és napi menete (Stull (1988) alapján)

Viszont a napkeltétől kezdve a planetáris határréteg magassága (PBL – **P**lanetary **B**oundary **L**ayer **H**eight) rohamosan nőni kezd (1.1. ábra, konvektív határréteg) a meginduló termikus folyamatok következtében, egészen a késő délutáni órákig, amikor eléri a maximumát. Végül napnyugtakor a termikus hatások megszűnnek, és vastagsága gyorsan és markánsan lecsökken, amit sokan a PBL „összeomlásának” is neveznek, beáll a már említett éjszakai állapotra. Mindkét napszakban megfigyelhető, hogy a PBLH szintjén kialakul egy inverziós záró réteg. Ennek az az oka, hogy az inerciával felfelé mozgó és adiabatikusan hűlő légelem elérve a maximális magasságokat hidegebb lesz, mint a felette levő – emelkedésben nem résztvevő – légtömegek. Emiatt az inverzió, miatt minden olyan transzport, ami nem rendelkezik elég erős vertikális sebességgel, nem tud kijutni a határrétegből. Ennek nagy hatása van a légköri szennyezőanyag terjedésre, hiszen a kibocsájtott antropogén anyagok úgyszólván csapdázódnak a légkör alsó részében. Éjszaka erre az inverzióra, mint felső inverzió, nappal viszont mint beszívási zóna utalunk, mert itt történhet meg a szabad légkörből a bekeveredés a határrétegbe (az elmondottak alapján ennek fordítottja nem jellemző). Természetesen erőteljesebb felszíni konvektív folyamatok képesek áttörni az inverziós akadályt, de ekkor már nem sekély konvekcióról beszélünk.

### 1.2.2. Mély konvekció

A fentiekből az következhetne, hogy a sekély konvekció folytatása, intenzívebb változata a mély konvekció, de a valóság ennél sokkal árnyaltabb. A két típust előidéző meteorológia feltételek merőben eltérnek egymástól. Míg a sekély konvekció esetében alapvetően az anticiklonális hatás a domináns, addig a mély konvekció esetében a konvekciót előidéző feltételeket sok szempontból lehet vizsgálni. A legegyszerűbb, ha három alapvető, könnyen érthető fogalomhoz kötjük, ezek a következők: a felhajtó erő, a konvergencia, és a nyírás (Horváth & Geresdi, 2000; Plant & Yano, 2015). Ezeket nevezzük konvektív komponenseknek.

#### 1.2.2.1. Zivatarok

A mély konvekció csúcsának tekinthető maga a cumulonimbus vagyis a zivatarfelhő és így maga a zivatar jelensége is. Jellemzően záporos csapadék kíséri, amely a talaj elérésekor eső, hó, vagy jégeső formájában jelentkezik, de maga a kifejezés egy légköri elektromos jelenségre utal. WMO (1975) definíciója szerint a zivatar: *egy vagy több elektromos kisülés, amely(ek) egy fény villanás (villámlás) és egy dörrenés vagy éles hang (mennydörgés) kíséretében nyilvánul(nak) meg.*

A villámlás a legszélsőségebb időjárási jelenség a természetben, nem csak elektromos szempontból számít különlegesnek (Carey & Buffalo, 2007; Qie et al., 2014; Smith et al., 2000), hanem a környezetre kifejtett hatása is jelentős (Gatlin & Goodman, 2010; Price & Rind, 1992; Qie et al., 2014; Rivas Soriano & de Pablo, 2002; Williams & Sători, 2004). A témával foglalkozó kutatások során leggyakrabban a frekvenciáját, azaz gyakoriságát (a villámlások száma az egységnyi időben), de előfordul, hogy a felületi sűrűségét, vagy térbeli-időbeli eloszlását adjuk meg. Williams (1985) felfedezte, hogy kapcsolat van a felhőtető magassága és a villámlás gyakorisága között, eredményeit később mások is megerősítették (Ushio et al., 2001; Yoshida et al., 2009). Price & Rind (1992) emblemikus munkájukban, a felhőn belüli feláramlás maximumával közelítették a villámok gyakoriságát. Ebből kiindulva, hasonló hipotéziseket állítottak fel többen is (Barthe et al., 2010; Kuhlman et al., 2006; Wiens et al., 2005), melyek leginkább azzal járultak hozzá a zivataros kutatásokhoz, hogy nem csak az áramlási sebességet, hanem az áramoltatott anyag mennyiségét is figyelembe vették, legyen az maga a levegő, vagy adott felhőelem (jellemzően a graupel). Williams et al. (1992) egy újabb nézőpontból közelítette meg a témát, amikor is a CAPE, vagyis a konvetíven hasznosítható potenciális energia (**C**onvective **A**vailable **P**otential **E**nergy) értékével hozták kapcsolatba a villámokat. Míg Soula & Chauzy (2000) munkájuk során bebizonyították, hogy a konvetív csapadék és a villámgyakoriság közötti korreláció jelentős. Az ő eredményeiket a lecsapó villámokra fókuszálva Zhou et al. (2002) is megerősítette. Romps et al. (2014) pedig e két gondolat, vagyis a CAPE és a csapadék együttesével hozta kapcsolatba a villámlást. Különleges tanulmánynak mondható Petersen et al. (2005), akik pedig a jég-víz útjának vizsgálatában látták a megoldást a kérdésre.

Ahogy az a fent említett munkákból kitűnik sokan sokféleképpen keresték a magyarázatot a villámok gyakoriságára. Egy dologban viszont mind megegyeztek, hogy a felhőn belül keresték a válaszokat és nem az azt létrehozó vagy befolyásoló környezeti hatásokban. Pedig már Westcott (1995) is megállapította, hogy a villámlást a városi felszín is befolyásolja, amit később mások is alátámasztottak (Farias et al., 2014; Kar & Liou, 2014). Misem mutatja jobban a felszín-légkör kapcsolati rendszer villámlásra kifejtett hatásának jelentőségét, hogy Williams & Stanfill (2002) cikkükben erről értekeznek. Természetesen ott vannak azon munkák is, melyek az orográfia villámlásra gyakorolt hatását vizsgálják (Feudale & Manzato, 2014; Rivas Soriano et al., 2001; Sousa et al., 2013). Továbbá említést érdemel Jayaratne & Kuleshov (2006) munkája, akik a felszíni nedves-hőmérséklet segítségével próbálták magyarázni



a villámlás gyakoriságát, de számukra ez a felszíni paraméter csupán a CAPE helyettesítésére szolgált és nem felhőn kívüli okokra vezették vissza elméletüket.

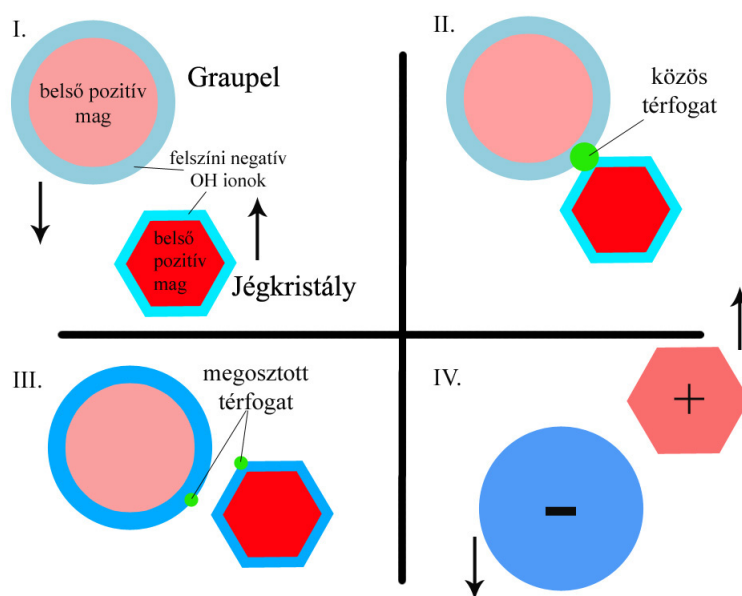
A legtöbb tanulmányban, ha nowcastingról vagy zivatarkövetésről van szó, akkor Lagrange-i szemléletmódot követnek (Dixon & Wiener, 1993; Horváth & Nagy, 2015; Johnson et al., 1998; Li et al., 1995; Strauss et al., 2013) vagy górcső alá veszik a zivatar életciklusát (Booth et al., 2007; Kaltenboeck & Steinheimer, 2015; Lock & Houston, 2014, 2015; Wapler & James, 2015). Hasonló szemléletmódú villámlásgyakorisági vizsgálatok egy időszakra vonatkozó villámlási számot adnak (Chronis et al., 2015; Meyer et al., 2013; Poelman, 2014). Egy cellacsoport maximális villámgyakorisággal rendelkező tagjának viselkedését és tulajdonságait szintén górcső alá vehetjük (Mona et al., 2016c). A cellacsoport viselkedésével kapcsolatban tett megállapításaink nemcsak a zivatarkövető, hanem a villámlásgyakorisági vizsgálatokban is hasznosíthatók.

### 1.2.2.2. Töltésszétválasztódás és villámlás

Mivel munkánk során a mély konvekciót a zivatarok tanulmányozásán keresztül közelítettük meg, ezért illik szót ejtenünk magáról a villámlásról és az azt előidéző töltésszétválasztódási folyamatokról. Ahogy azt az előző fejezet résznél is láthattuk a villámok gyakorisága sok tényezőtől függ, de mindegyik magából a konvekcióból eredeztethető kisebb vagy nagyobb mértékben (Xu et al., 2010). Ez a kijelentés még inkább helyt álló, ha elfogadjuk Latham et al. (2007) elméletét, miszerint a konvektív felhőn belüli elektromos feszültséget legnagyobb arányban az úgynevezett nem-induktív töltésszétválasztási folyamatok generálják. A folyamat megértéshez tisztáznunk kell, hogy a felhők töltéshordozói a felhőelemek, csapadékelemek és a töltések többnyire egyszeresen pozitív (pl. egy pozitív töltésű ion) vagy negatív (pl.  $e^-$  vagy  $OH^-$ ) töltésű részecskék (Saunders, 2008). Így töltéshordozó lehet például a vízcsepp, a graupel (hódara), vagy a jégkristály (felhőjég) is. Ezek közül számunkra a cseppek a legérdektelenebbek, mert a nem induktív típusú töltésszétválasztódási folyamatokban kevésbé vesznek részt. Ennek az a magyarázata, hogy az ütközések során inkább összeolvadnak, mintsem szétpattannak. Ellenben a hódara és a jégkristály ütközéseik során inkább szétpattannak, mintsem összeolvadnak. Ugyanakkor e részecskék felszíni töltéssűrűsége jelentős lehet, még akkor is, ha a nettó töltésük nulla, azaz semlegesek. A felszínen levő negatív töltések  $OH^-$  ionok formájában vannak jelen. A felszíni töltéssűrűség függ a depozíció sebességétől ( $\frac{dm}{dt}$ ). Tehát, ahol nagy a relatív depozíció mértéke ( $\frac{1}{m} \frac{dm}{dt}$ ), ott nagy a felszíni töltéssűrűség is. Ezek alapján nyilvánvaló, hogy a kicsi részecskék relatív depozíciós mértéke általában nagyobb, mint a nagyobb részecskéké. Ennek követ-

kezménye az, hogy a kicsi részecskék negatív felszíni töltéssűrűsége általában nagyobb, mint a nagyobb részecskéké. Persze ha a részecske semleges, akkor a nagyobb felszíni töltéssűrűséghez tartozó belső pozitív mag szintén nagyobb.

Az emelkedő légáramban a méretben és tömegben egyaránt kisebb jégkristályok felfelé mozognak, míg a graupelek viszonylag egyenletesen esnek a nagyobb tömegük miatt. A töltéssztésválasztódás a részecskék ütközése során zajlik le (1.2. ábra). Dash et al. (2001) és Saunders (2008) eredményei alapján a következőképpen: a jégkristály és a hódara ütközési pontjában hó szabadul fel a súrlódás miatt (1.2. ábra I.), ezért egy kis olvadékvíz keletkezik (1.2. ábra II.). Ez az olvadékvíz az egyetlen kapocs a részecskék között. E térfogatot megosztják, azaz e térfogatba gyűlnek a mozgékony  $\text{OH}^-$  ionok mindaddig, amíg a két részecske felszíni töltéssűrűsége ki nem egyenlítődik. Ki kell hangsúlyozni azt is, hogy az olvadékvízben levő  $\text{OH}^-$  ionok térbeli eloszlása egyenletes, elsősorban az  $\text{OH}^-$  ionok nagy mozgékonyasága miatt.



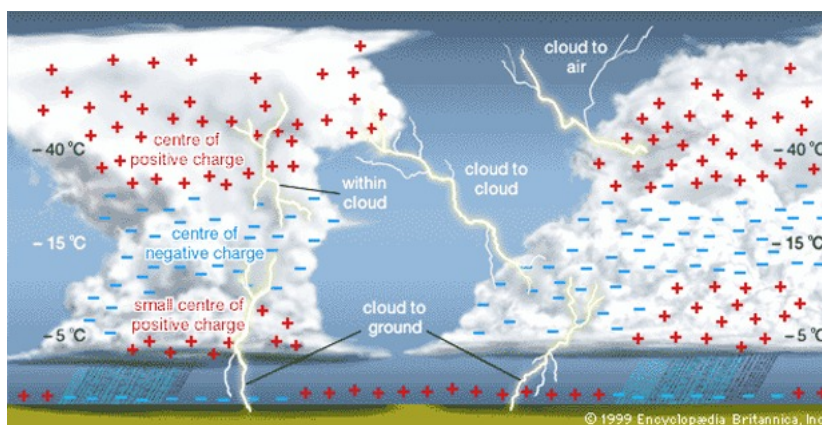
**1.2. ábra.** A graupel és a jégkristály töltéstranszportja.  
I. közeledés, II. az olvadékvíz kialakulása,  
III. töltés megosztás, IV. szétválás.

A hódara és a jégkristály szétválásának pillanatában az olvadékvíz is kettéválik (1.2. ábra III.), megközelítően 50-50%-ban. A jégkristály ugyan egy kicsit többet visz magával, mint amennyi marad a graupelnél, de ez a tény nem meghatározó a szétválasztott töltések mennyiségét illetően. A szétpattanás után a hódara negatív felületi töltéssűrűsége egyértelműen nagyobb, míg a jégkristályé egyértelműen kisebb, mint az a felületi töltéssűrűség, amivel az ütközés előtt rendelkeztek (1.2. ábra IV.). A

jégkristály *pozitív töltéseket* vett fel, azaz  $\text{OH}^-$  ionokat vesztett, míg a hódara *negatív töltéseket*, azaz  $\text{OH}^-$  ionokat vett fel.

Mivel a felhőn belül a hódara lefelé, a jégkristályok pedig felfelé mozognak, *lent* egy negatív, míg *fent* egy pozitív töltéscentrum alakul ki. Ezek alapján kialakul egy dipólusra emlékeztető struktúra, ám ezt a konvektív rendszer áramlatai és egyéb töltéstranszport folyamatai módosíthatják, így jellemzően a zivatarfelhő inkább tripólussal közelíthető.

Ha már kialakult a cumulonimbus jellemző elektromos szerkezete (1.3. ábra), és jelentős a potenciál különbség, akkor elkezdődik a potenciál különbség kiegyenlítődése. E kiegyenlítődések gigantikus kisülések, azaz villámok formájában történik. A villámok között megkülönböztetünk ún. felhő-felhő (cloud to cloud, CC, vagy intracloud, IC) villámokat – ezek felhőkön belül vagy felhők között zajlanak – valamint lecsapó földvillámokat (cloud to ground, CG). Általában a teljes villámlásnak mindössze 10%-a lecsapó.



**1.3. ábra.** A zivatarfelhő elektromos szerkezete és a különböző villámlási típusok

A lecsapó villám lépcsőzetesen haladó elő-kisülésekkel kezdődik (Geresdi, 2004), a lépcsős elő-kisülések hossza 10-200 m. E hossz megtétele után 10-100  $\mu\text{s}$ -ig megállnak. Sebességük  $10^5 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ , az áramerősségük pedig 10-100 A. Az elő-kisülések szétágazóak, némelyikük véletlenszerűen összekapcsolódik a földfelszínről induló ún. ellenkisülés valamelyikével. Ezáltal létrejön egy folytonos villámcsatorna a felhő és a talaj között. Ennek fala plazma állapotú, a felhőelemekről begyűjtött töltött részecskék sokasága alkotja. Ebben a csatornában zajlik le a főkisülés, ami nagyságrendileg  $10^8 \frac{\text{m}}{\text{s}}$  sebességű és  $10^3$ - $10^5$  A áramerősségű. Egy villámcsatornában átlagosan három-négy, de akár harminc főkisülés is történhet. Ehhez minden esetben egy új *folytonos elő-kisülés* szükséges, ami a felhőelemeken történő töltésátrendeződés következménye. Mindez

1-2 másodperc alatt lezajlik, ezért szabad szemmel csak a főkisüléseket látjuk, ám fényképeken az elő- és az ellenkisülések is megfigyelhetőek. A lecsapó villámok 5 %-a nem a felhő, hanem a talaj felől indul.

A villámlás során transzportált töltésmennyiség óriási. Ez hirtelen több ezer fokkal megemeli a környező levegő hőmérsékletét, aminek hatására a levegő is tágulni kénytelen, ami végül egy lökeshullám kialakulásával jár. A lökeshullám a térbeli terjedés hatására hanghullámmá gyengül. Ezt a jelenséget nevezzük *mennydörgésnek*.

### 1.3. Eszközök

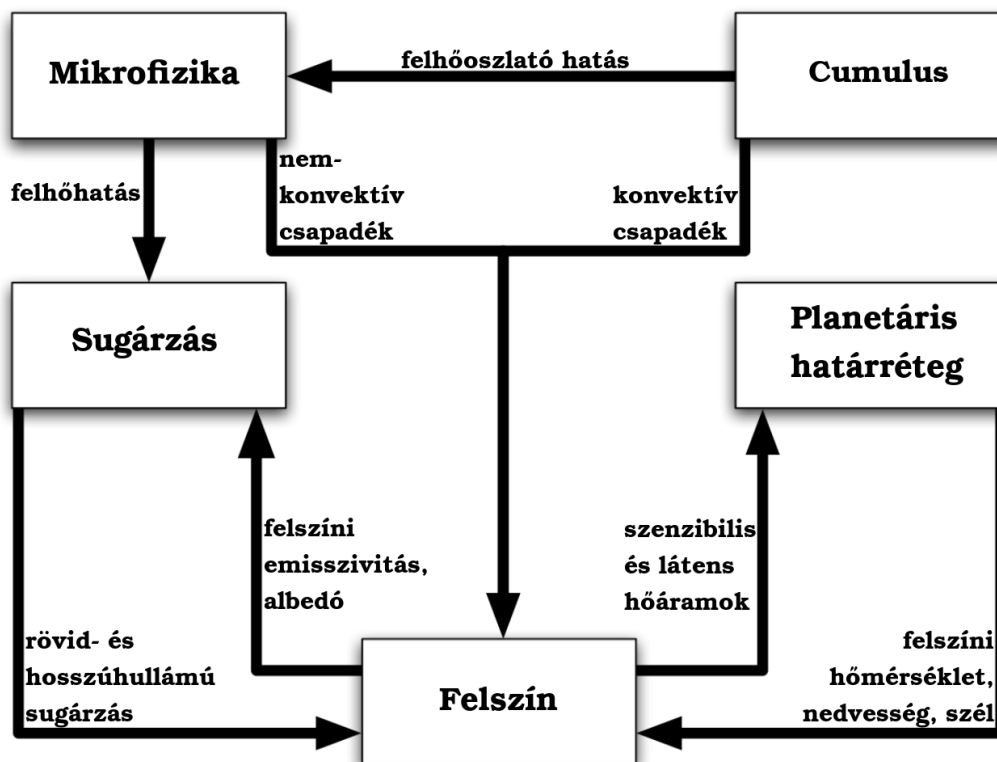
A kutatás során leginkább saját magunk alkotta és kiegészítő programokat használtunk, de az időjárási szimulációk elkészítéséhez szükségünk volt egy robusztusabb eszközre.

#### 1.3.1. Weather Research and Forecast Modell

A sekély konvekciós vizsgálatokhoz a **Weather Research and Forecasting** – továbbiakban csak **WRF** – modell 3.5 verzióját (Skamarock et al., 2008) használtuk. A modellt az amerikai egyesült államokbeli NCAR és NCEP közösen fejleszti az MM5 utódjaként. A meteorológiai kutatásokban igen sok területen alkalmazzák a modellt, mert több problémához könnyen adaptálható, egyszerűen használható, illetve megbízható hatékonysággal rendelkezik, de mindenek előtt ingyenesen hozzáférhető és nyílt forráskódú, vagyis tetszőlegesen igényre szabható. Alapvetően egy korlátos tartományú mezoskálájú numerikus időjárás előrejelző modellről beszélhetünk, ám különböző változatai eltérő feladatok teljesítésére is alkalmassá teszik. Két legfontosabb alapváltozata az ARW és a NMM. Az előbbi leginkább kutatási feladatok ellátására alkalmas, időjárási esettanulmányok, hurrikán és regionális klíma modellezés végezhető vele. Nagy flexibilitással rendelkezik így kis munkával teljesen személyre, kutatási feladatra szabható. Az NMM sokkal kevesebb beállítási lehetőséget enged meg, viszont nagy fokú optimalizáltsággal rendelkezik, így többféle számítógépes rendszeren is zökkenőmentesen futtatható, tehát ez az alváltozat javasolt a valós idejű, operatív időjárási előrejelzések készítésére. Számunkra a fent említett ARW adta lehetőségek feleltek meg jobban, ezért a továbbiakban az NMM változatról már nem ejtünk szót.

Mint minden mezoskálájú időjárás előrejelzési vagy modellezési feladat esetében, itt is cél a hidrotermodinamikai egyenletrendszer megoldása. A modell az Euler-módszer alkalmazásával végzi el az alapegyenletek integrálását, a léghőrt nem-hidrosztatikusnak

és összenyomhatónak tekintve. Itt is rendelkezésre áll több beállítás, akár az időbeli integrálás típusát is módosíthatjuk. Az olyan meteorológiai folyamatok és jelenségek modellezését, amelyek leírását a hidrotermodinamikai egyenletrendszer nem teszi lehetővé, vagy térszkálája kisebb, mint a modell térbeli felbontása, parametrizációk segítségével valósítja meg, amelyek számos variációban rendelkezésre állnak. Többségük a modell alapegyenleteinek kiszámítását követően, utófeldolgozás formájában kerül alkalmazásra. Fizikai megfontolásokon vagy gyakrabban statisztikai alapokon nyugszanak, illetve rendelkezhetnek egy és két irányú visszahatással a modell futtatások eredményeire, viszont egymással szoros kapcsolatban állhatnak. A parametrizációknak a WRF-ben öt fő típusa<sup>1</sup> van: mikrofizika, cumulus, sugárzás, planetáris határréteg, és felszín-parametrizáció. Ezek között az információ átadást szemlélteti az 1.4. ábra.



1.4. ábra. A WRF parametrizációs modulok kapcsolati hálózatának sémája

<sup>1</sup>A légköri kémia modellezését még egy kategóriának lehetne tekinteni, ám számítási nehézségét jól mutatja, hogy a WRF-nek egy egyedi változata áll rendelkezésre, ami kifejezetten erre a területre helyezi a hangsúlyt (Grell et al., 2005), a munkánk során ennek alkalmazása nem volt szükséges, ezért a felsorolásban nem is kerül említésre.

*A légköri folyamatok motorja a Nap*, így érdemes a parametrizációk áttekintését a sugárzással kezdeni. A sugárzás parametrizáció adja meg a modellben a léghőmérséklet tendenciáit és alapprofilját, valamint a felszínre érő rövid- és az onnan emittált hosszuhullámú sugárzási áramokat. A futtatások során a rövidhullámú sugárzás közelítésére a Dudhia sémát (Dudhia, 1989), a hosszuhullámúéra az RRTM sémát (Mlawer et al., 1997) választottuk.

Ehhez kapcsolódik a felszíni parametrizációs modul. Ez a modul végzi a modell-légkör földfelszínhez közeli rétegének elemzését, a csere és átviteli folyamatok számítását. Visszahat a sugárzási modellre a felszíni emisszivitáson és albedón keresztül, illetve szenzibilis és látens hőáramot biztosít a határréteg parametrizációnak. Két részből áll: egy talaj és egy felszín közeli légköri modellből. A talaj állapotváltozóit és a transzport folyamatait a Unified Noah almodell (Tewari et al., 2004) segítségével számoltunk, a modell öt talaj réteget különít el. A WRF-ben eredetileg szereplő USGS felszínhasználati adatbázist a Corine 2000 Magyarországra adaptált (Drüszler, 2011) változatával cseréltük le (Ács et al., 2014a). A felszín közeli légkör parametrizációját a WRF MM5-ből örökölt változatával oldottuk meg (Beljaars, 1995; Dyer & Hicks, 1970; Paulson, 1970; Webb, 1970; Zhang & Anthes, 1982).

A planetáris határréteg modul lényegében a sekély konvekció becslésére szolgál, melynek feladata, hogy kiszámítsa az átkeveredési folyamatokat, becslést adjon a hó, a nedvesség, és az impulzus áramokra, valamint visszahasson a felszíni parametrizáció állapotváltozóinak (pl.: felszíni hőmérséklet, nedvesség, szél) számítása során. Mivel a planetáris határréteg magasságának vizsgálatán keresztül kívánjuk bemutatni a sekély konvekcióhoz kapcsolódó kutatásunkat, ezért a megfelelő séma kiválasztása elemi fontosságú volt. Végül a futtatások során a Yonsei University (YSU) planetáris határréteg sémát (Hong et al., 2006) választottuk, amelynek hatékonyságáról meg is győződöttünk (Ács et al., 2014a,b). A séma a nem-lokális keveredési elméleten alapul, ami figyelembe veszi nagyléptékű folyamatok hozzájárulását a teljes fluxushoz. Ezt az inverziós réteg bekeveredési folyamatainak explicit kezelésével éri el. A planetáris határréteg magasságát a bulk Richardson szám segítségével határozza meg:

$$h = Rib_{cr} \cdot \frac{\theta_{va}|U(h^{u,d})|^2}{g \cdot [\theta_v(h^{u,d}) - \theta_s]}, \quad (1.1)$$

ahol  $Rib_{cr}$  a kritikus bulk Richardson szám,  $\theta_{va}$  a virtuális potenciális hőmérséklet a leg-alacsonyabb modell szinten,  $U(h^{u,d})$  a szélesség a  $h^{u,d}$  modell szinteken  $h$  közelében,  $g$  a nehézségi gyorsulás,  $\theta_v(h^{u,d})$  a virtuális potenciális hőmérséklet a  $h$  körüli  $h^{u,d}$  szinteken, és  $\theta_s$  a felszín közeli virtuális potenciális hőmérséklet. Mivel a bulk Richardson

szám magasság szerinti függése:

$$Rib(z) = \frac{g \cdot [\theta_v(z) - \theta_s] \cdot z}{\theta_{va} \cdot U(z)^2}, \quad (1.2)$$

ezért  $h$  az a  $z$  magasság, ahol  $Rib_{cr}$  és  $Rib(z)$  egyenlővé válik.

A mély konvekció parametrizálása megkérdőjelezhető, hiszen nem-hidrosztatikus modellről lévén szó, bizonyos térbeli skála alatt már nem szükséges közelítő módszereket alkalmazni, mert a folyamatok megjelennek a WRF alapegyenleteiben. A futtatások során használt 5 km-es horizontális felbontás súrolja azt a határt, ahol már eltekinthetünk a parametrizáció használatától, de mivel a mély konvekciót egy másik perspektívából közelítettük meg, ezért inkább a Kain-Fritsch-féle cumulus parametrizáció (Kain, 2004) használata mellett döntöttünk. A séma a légtömegek áramlását a légoszlopon belüli CAPE segítségével becsli, és kiszámítja a ki- és bekeveredési folyamatokat is, melyek visszahatnak a mikrofizikai folyamatokra. A parametrizációt – bizonyos kritériumok alapján – az alsó szintű nedvesség vertikális árama indítja be, és a CAPE értékének csökkenése alapján áll le.

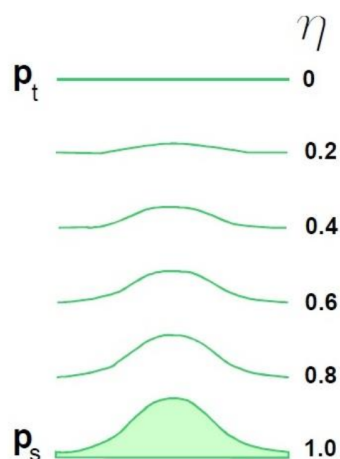
A felhők mikrofizikájának parametrizálására a leggyakrabban használt Thompson sémát választottuk (Thompson et al., 2008). A séma megadja a felhővíz, az eső, a felhőjég, a hó, és a graupel keverési arányát a modell szintjein. A cumulus és a mikrofizikai parametrizáció együttesen adja meg a csapadék mennyiségét a felszíni parametrizáció számára.

További említésre méltó beállítás, hogy bekapcsoltuk a hatodrendű numerikus diffúziót, amivel mérsékelhetőek a modell numerikus hibái (Breuer & Mona, 2014). Ennek hiányában vertikális sávok jelenhetnének meg a szélmezőben, főként gyenge, északias irányú szél esetében, mert nem valósul meg az  $y$  irányú átkeveredés.

A WRF fontos tulajdonsága, hogy felszínkövető vertikális koordinátázást alkalmaz, amit a nyomás hidrosztatikus komponense alapján állít elő. Az (1.3) képlet szerint:

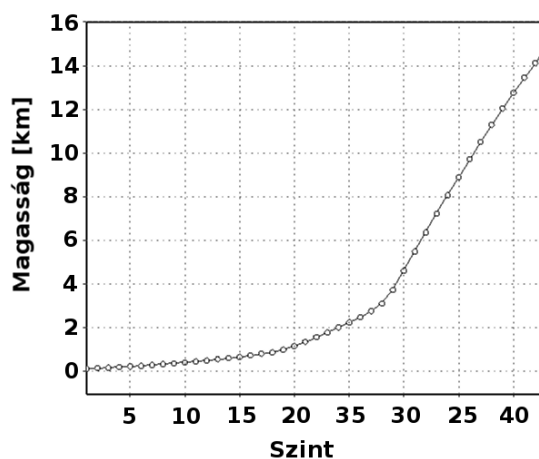
$$\eta = \frac{p - p_s}{p_s - p_t} \quad (1.3)$$

ahol  $\eta$  a vertikális koordináta,  $p$ ,  $p_s$ , és  $p_t$  rendre a nyomás az adott szinten, a felszínen és a modell-légkör tetején. Az  $\eta$  szintvonalak eleinte erősen követik a domborzatot, ám ez felfelé haladva egyre kevésbé figyelhető meg (1.5. ábra).



**1.5. ábra.** Az  $\eta$  felszínkövető koordináták eloszlása a  $p$  nyomás függvényében (Göndöcs, 2015; Skamarock et al., 2008),  $p_s$  és  $p_t$  a modell-légkör alját, illetve tetejét jelölik.

Az  $\eta$  értékek mindig 1 és 0 között változnak, de az elrendezésük szabadon választható, mind az  $\eta$  szintek számát, mind pedig sűrűségét tekintve. A futtatásaink során 44 ilyen szintet állítottunk be úgy, hogy azok a felszín közelében sűrűbben helyezkedjenek el (1.6. ábra) az alap beállításhoz képest. Ennek oka az volt, hogy a planetáris határreget minél pontosabban modellezzük.



**1.6. ábra.** A futtatások során alkalmazott modellszintek magassága

Mivel a WRF egy mezoskálájú korlátos tartományú modell, ezért a fizikailag relevánsnak tekinthető horizontális rácsfelbontás 1 és 1000 km között bármi lehet. Nagy felbontású futtatásokhoz érdemes kisebb, beágyazott területeket, úgynevezett nesteket alkalmazni. Ilyenkor a külső tartomány jelentősen durvább felbontással rendelkezik és a belső, kisebb domain rendelkezik a kívánt felbontással. Ezzel a futtatási idő és a számítási igény jelentősen csökkenthető, illetve elkerülhetők a leskálázásból fakadó



hibák. A külső domain és a nest visszacsatolása lehet egy és két irányú is. Alap esetben csak a külső tartomány adja át az információt a belső területnek egyfajta peremfeltételt szolgáltatva. A két irányú visszacsatolás esetében a nestben keletkező folyamatok visszahathatnak a külső domainre, ez növeli a számítási időt és annak kockázatát, hogy olyan folyamat jelenik meg a külső rendszerben, aminek a felbontása nem, vagy rosszul kezelhető. Nem megfelelő beállítások esetében általában numerikus zajok torzítják az eredményt. Munkánk során ezért nem alkalmaztunk két irányú visszacsatolást a domainek kialakítása során. Az általunk választott külső,  $15 \times 15$  km-es felbontású domainen belül, egy  $5 \times 5$  km-es horizontális rács távolságú belső tartományt jelöltünk ki. A futtatásoknál 45 másodperces időlépcsőt alkalmaztunk, 15 perces kiíratás mellett.

Mint minden mezoszkálájú időjárás előrejelző modell, így a WRF sem nélkülözheti egy globális meteorológia modell szolgáltatta kezdeti és peremfeltételeket a futtatásokhoz. Esetünkben ezeket a mezőket 3 óránként a  $0,5^\circ$ -os felbontású GFS biztosította. A GFS vitathatatlan előnye, hogy a modell eredmények ingyenesen hozzáférhetőek a NOAA honlapjáról, illetve ezeket a fájlokat a WRF nagyon könnyen kezeli.

### 1.3.2. További eszközök

Mind a sekély, mind a mély konvekciós vizsgálatok során egy-egy összetett algoritmust mutatunk be. Mindkét esetben az algoritmusok leprogramozás C nyelven (Kernighan & Ritchie, 2006) történt. Programozási környezetként különböző linux rendszereken dolgoztunk. A programok futtatásához és az adatkezeléshez *bash*, a statisztikák elkészítéséhez *awk*, és az ábrák generálásához *gnuplot* scripteket használtunk.

A sekély konvekciós WRF futtatásokat az Eötvös Loránd Tudomány Egyetemen az Atlasz szuperszámítógépén, a mély konvekciós számításokat az Országos Meteorológiai Szolgálat IBM szuperszámítógépén a Siófoki Viharjelző Observatóriumból végeztük el.

## 1.4. Adatok

A sekély konvekciós vizsgálatok során csak általunk számított modell adatokra támaszkodtunk, viszont a mély konvekciós kutatásokat tisztán mérési alapokra helyeztük. Ehhez RADAR és villám adatokat használtunk fel 2012. január 1-től 2014. december 31-ig. A RADAR adatok a 2012-es év elején csak május elsejétől álltak rendelkezésre, de a többi év minden egyes zivataros napjának adatai felhasználásra kerültek a számítások

során. Ez a hiány abból eredt, hogy a munka megkezdésekor történt meg a nagy felbontású RADAR adatok operatív felhasználása. Magától értetődő volt, hogy kutatás során ezeket a – még újszerű – nagy tér és idő felbontás adatokat használjuk fel. Az OMSZ által üzemeltetett két villámlokalizációs rendszer, a SAFIR és a LINET közül, az újabb LINET hálózatot választottuk, mert a RADAR adatokkal összehasonlítva lényegesen jobb eredményt adott.

### 1.4.1. RADAR adatok

*A RADAR olyan mikrohullámú tartományban működő adó-vevő-antenna és megjelenítő berendezésből álló rádiótechnikai rendszer, amely képes nagy teljesítményű rádió (elektromágneses) hullámok koncentrált kisugárzására, majd azt követően a környezetből érkező visszaverődések detektálásával a visszaverődést okozó tárgyak helyzetének és visszaverődési tulajdonságainak meghatározására. A visszaverődés mértéke függ az impulzus térfogatban lévő felhő és csapadékelemek méretétől, számától, összességében a felhő víztartalmától, továbbá egyéb fizikai tulajdonságaitól. Minél nagyobb átmérőjű esőcsepp van a térfogatban, annál nagyobb a a rádióhullám visszaverő képessége. Tekintve e mennyiség igen nagy –  $10^5 \div 8$  nagyságrendű – változékonyságát, gyakorlatilag annak 10-es alapú logaritmusának 10-zel való szorzásával kapott dBZ (decibel Z) értékeit használjuk a meteorológiai objektumok jellemzőinek leírásakor (<http://www.met.hu/>).*

A felhasznált radar-reflektivitási képek *RccD* OMSZ-azonosítójú bináris fájlkból származnak. Öt perces időléptékben tartalmazzák az oszlop maximum leválogatással készült radar-echó értékeket a teljes Kárpát-medencére vonatkozó kivágaton, melynek területi felbontása  $1 \times 1 \text{ km}^2$ . A meteorológiai gyakorlatban nem az *RccD* állományokban tárolt értékeket szokás megjeleníteni, hanem a fent említett dBZ-ben kifejezett megfelelőjét. Az átszámítási képlet a két mértékegység között a következő:

$$Z = \frac{x}{2} - 30 \text{ [dBZ]}, \quad (1.4)$$

ahol  $x$  a radar-reflektivitás fájlokban tárolt értéke. A számításokban az átszámítatlan értékeket használjuk, csupán az érthetőség kedvéért szerepelnek a dBZ-ben megadott számok.

### 1.4.2. Villám adatok

A LINET egy időmérésen alapuló, villámlokalizációs rendszer (<https://www.nowcast.de/en.html>), amely igen elterjedtté vált Európa szerte az elmúlt években (Betz et al., 2009; Dahl, 2010; Loboda et al., 2009). Idővel annyira közkedveletté vált, hogy a WMO (2009) is egyenrangú rendszerként kezeli a korábbi hivatalos nemzeti rendszerekkel. Az állomások helyei: Péc, Pécs, Szeged, Sopron, Debrecen, és Siófok. A rendszer észlelési területe az északi hosszúság  $45,6^\circ$ -tól  $48,8^\circ$ -ig és a keleti szélesség  $15,7^\circ$ -tól  $23,2^\circ$ -ig terjed. Megjegyzendő, hogy a 2014-es év adatai egy tágabb tartományra is vonatkozhatnak (É  $45^\circ - 50^\circ$ , K  $15,7^\circ - 23,2^\circ$ ), de az egységesség érdekében csak a fent említett tartomány adataira szorítkoztunk mindhárom vizsgálati évben a számítások során.

A LINET-rendszer lényege, hogy a megfigyelő antennák regisztrálják a villámlás keltette elektromágneses-hullámok beérkezésének idejét. Egy állomás többágú antennája képes annak meghatározására, hogy pontosan mikor történt a villámlás. Ha több állomás alkot egy rendszert, akkor az ismert villámlási idők alapján parabolák illesztésével már térben is lokalizálható a villámlás. A LINET regisztrálja a villámlás idejét  $\mu s$ -os, és helyét ezred fokos pontossággal. Kísérletet tesz a villámlás kiindulási magasságának meghatározására is. Beazonosítja, hogy lecsapó (CG) vagy felhő (CC) villámról van e szó. Illetve megadja, mekkora és milyen irányú  $kA$ -ben (kiló amper) kifejezett elektromos áram volt a csatornában az adott pillanatban. A földrajzi hely meghatározásakor egy bizonytalansági eltérési értéket is társít.

Ezek az adatok minden napra vonatkozóan rendelkezésre állnak, könnyen kezelhető ASCII állományok formájában, ezekre a továbbiakban *alol* állományok (OMSZ-azonosító) néven hivatkozunk.

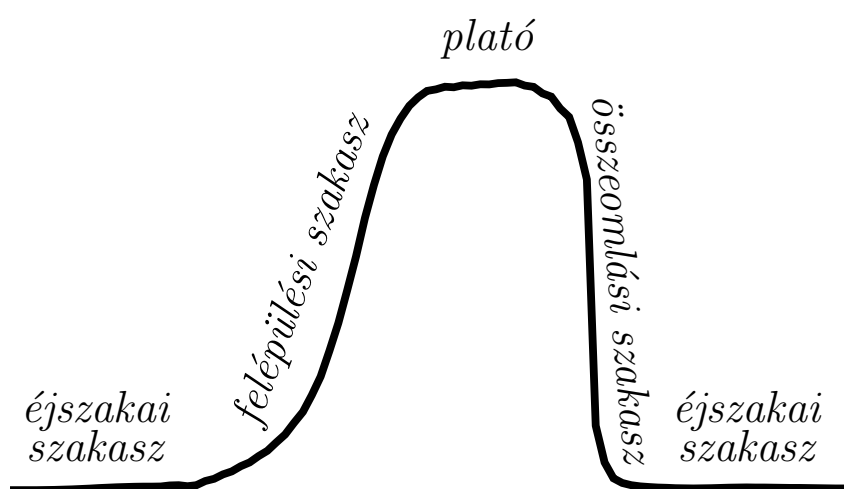
## 2. fejezet

# A planetáris határréteg-magasság napi menet típusainak osztályozása

E fejezetben ismertetjük az általunk megalkotott területileg átlagolt planetáris határréteg magasság napi menetek osztályozására alkalmas algoritmust. Az eljárás lényege, hogy vesszük egy modell által diagnosztizált planetáris határréteg magasság (PBLH) mezőjének területi átlagát egy lehetőleg orografikus hatásnak nem kitett térségre (alföldi jellegű terület), és megvizsgáljuk ennek napi menetét. A napi menetek négy jól elkülöníthető kategóriába csoportosíthatók, melyek mindegyikéhez egy-egy egzakt szinoptikus makrocirkulációs típus társítható. Például anticiklonális helyzetben egy alföldi terület felett, a PBLH napi menete trapézra emlékeztető alakot vesz fel. Hidegfront átvonulás esetén ez háromszög alakra módosul, míg melegfront, vagy meleg szektor esetén egy lapos formát kapunk. Ha szinoptikus időjárás helyett a mezoskála jelenségei dominálnak, akkor megkapjuk az utolsó formát vagyis a két-csúccsal rendelkező napi menetet (megjegyzendő, hogy ez a legritkábban előforduló kategória). Az algoritmus ezeket a formákat ismeri fel a PBLH napi menet sajátosságok alapján. Minden formához altípusok is rendelhetők (például a háromszög dőlése vagy a trapéz felső alapjának hossza alapján a makrocirkulációs típustól függően), melyekkel az időjárási esemény részletesebben értelmezhető.

A planetáris határréteg magasságokat WRF modell szimulációk segítségével állítottuk elő 2012-től 2014-ig a nyári hónapok minden egyes napjára. A futtatások során az 1.3.1. alfejezetben leírt modell beállításokat alkalmaztuk. Az így kapott  $5 \times 5$  km-es horizontális felbontású 15 percenkénti kiíratási fájlok képezték a kutatás adatbázisát. A vizsgálatok során csak modellezési eredményeket használtunk fel, mert Breuer et al. (2014) már meggyőződtek a WRF által szimulált PBLH értékek megbízhatóságáról.

A további magyarázatok megkönnyítése érdekében a PBLH napi menetét a 2.1. ábrán látható részekre osztjuk (az ábra az algoritmus egyik kimenetéből készült). Az első az *éjszakai szakasz*, ami előző nap napnyugtájától az adott nap napkeltéig tart. A következő a *felépülési szakasz*, ami a napkeltétől mindaddig tart, amíg a PBLH értéke már nem nő tovább nagy mértékben. A harmadik szakasz a *plató*, ami alatt azt a napközbeni időszakot értjük, amikor a PBLH értéke egy közel állandó érték körül mozog és így egy platóra emlékeztető rész alakul ki a napi menetben. A negyedik szakasz az *összeomlási szakasz*, ekkor a PBLH értéke rohamosan csökkenni kezd egészen napnyugtáig, amikor is átlép az éjszakai szakaszba.

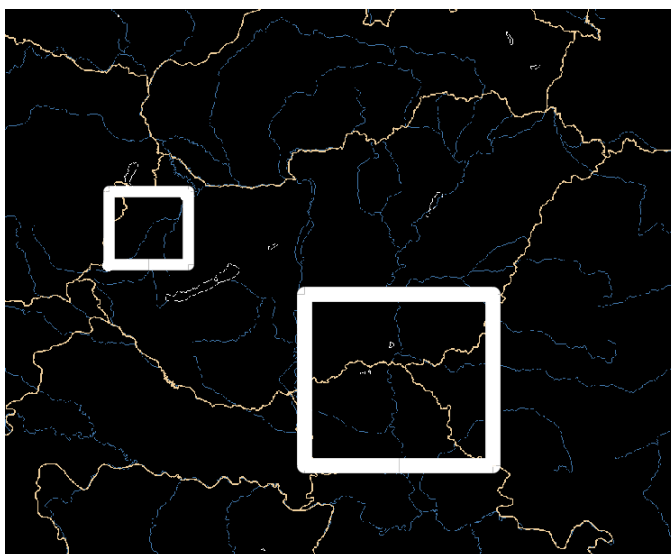


**2.1. ábra.** A PBLH napi menetének szakaszai (00:00 UTC-től 23:45 UTC-ig)

## 2.1. Vizsgálati régiók

A planetáris határréteg magasság napi menetének alakulását olyan területeken érdemes vizsgálni, ahol a lehető legkisebb az orografikus hatás. Ezért a vizsgálatokhoz két olyan régiót választottunk ki, amelyek alföldi területnek tekinthetők. A 2.2. ábrán látható a teljes WRF szimulációs kivágat és azon belül a két kiválasztott régió.

Elsődlegesen a nagyobb, déli régiót jelöltük ki. Célunk a lehető legnagyobb alföldi terület lefedése téglalap alakú területtel, így a véglegesen kiválasztott régió az északi hosszúság 45, 30°-tól 46, 77°-ig és a keleti szélesség 19, 02°-tól 21, 35°-ig terjedt. Mivel a régió nem csak Magyarország Alföld tájegységét foglalja magába, ezért a továbbiakban erre a régióra Pannon-alföld néven hivatkozunk. Az északabbra található kisebb régió



**2.2. ábra.** A kiválasztott két régió a WRF szimulációs domainen belül

kiválasztása során, eleinte a Kisalföld területét akartuk lefedni, de az úgy kapott régiót túl kicsinek találtuk, ezért bővítettük a területet, ami így már nagyobb részben foglalta magába az Alpokalját, ezért erre a régióra Alpokalja néven utalunk. Az így kapott kivágat az északi hosszúság  $47,00^\circ$ -tól  $47,65^\circ$ -ig és a keleti szélesség  $16,50^\circ$ -tól  $17,44^\circ$ -ig terjedt. A Pannon-alföld régió környező területei sokkal síkabbak és maga a terület is közel négyszer akkora, mint az Alpokalja régió, ennek hatását az eredményekben látni fogjuk.

## 2.2. Az algoritmus leírása

A PBLH napi menetek tipizálását egy C programnyelven írt algoritmus segítségével valósítottuk meg, aminek működését bash és gnuplot scriptek támogatták meg. Az algoritmust a két kiválasztott régióra külön futtattuk le.

Bemeneti adatként az algoritmusnak csak a WRF szimulációk planetáris határréteg magasság értékeire, illetve azok koordinátaíra (hosszúság és szélesség) volt szüksége. Az algoritmus szám és betű kódok formájában fejezi ki az eredményt. Az első szám jelzi a napi menet formájának típusát, a második betű az altípust és a harmadik betű a karakterisztikus méretet.

### 2.2.1. Adatok előkészítése

Első lépésként az algoritmus adott régió belül kiszámítja a területi átlagokat és a hozzájuk tartozó szórásokat minden időlépcsőre. Az átlagolásokat követően már rendelkezésre is áll a  $\overline{PBLH}$  napi menet az adott régióra vonatkozóan. A következő lépésben a program meghatározza a napi menet maximumát és átlagát, illetve időlépcsőnkénti megváltozását (első deriváltját). Annak érdekében, hogy ne kavarodjanak össze a fogalmak bevezetjük az alábbi jelöléseket:

- $\overline{PBLH}$  = a régió PBLH értékei területi átlagának napi menete,
- $\overline{PBLH}|_t$  = a  $\overline{PBLH}$  értéke a  $t$  időpillanatban,
- $\overline{PBLH}_{max}$  = a  $\overline{PBLH}$  maximuma,
- $\overline{PBLH}_{daily}$  = a  $\overline{PBLH}$  átlaga, adott nap átlagos PBLH értéke,
- $\Delta\overline{PBLH}|_t = \overline{PBLH}|_t - \overline{PBLH}|_{t-1}$ .

### 2.2.2. A napi menet formák osztályozása

Az algoritmus a szükséges paraméterek előállítását követően, megkezdi a napi menet formák típusainak és altípusainak meghatározását. Ezt egy egymásba ágyazott feltételrendszer segítségével valósítja meg. Mindenek előtt eldönti, hogy a napi menet tartalmaz-e két csúcspontot. Ha ez nem teljesül, akkor megvizsgálja, hogy van-e elegendően hosszú plató ahhoz, hogy a formát *trapéz*-nak lehessen nevezni. Ha ez sem teljesül, akkor ellenőrzi, hogy a  $\overline{PBLH}$  felépülési és/vagy összeomlási szakaszában megvannak-e a *háromszög* formához szükséges meredekségek. Amennyiben egyik feltétel sem teljesül a formát *lapos*-nak minősíti.

Mivel az algoritmus sajátosságait csak a feltételek belső működése alapján lehet megérteni, ezért mindegyiket részletesen ismertetjük az adott formára vonatkozóan, a fent leírt feltételrendszer sorrendjében.

### 2.2.2.1. A kétcsúcs napi menet forma

Ahhoz, hogy az algoritmus a *kétcsúcs* forma típust értelmezze, előbb definiálnunk kell, hogy mitől két csúcsú ez a forma típus. Az elsődleges csúcs a napi menet  $\overline{PBLH}_{max}$  értéke. Mivel ennél nagyobb érték nem fordul elő a nap folyamán, ezért a másik csúcsot másodmaximumnak nevezzük. Ahhoz, hogy az algoritmus megtalálja a másodmaximumot, lényegében egy lokális maximum keresést kell végrehajtania. Mivel esetünkben  $\overline{PBLH}$  nem folytonos függvénye az időnek, ezért a következő feltételnek kell teljesülnie:

$$\frac{\Delta\overline{PBLH}|_t}{\text{abs}(\Delta\overline{PBLH}|_t)} + \frac{\Delta\overline{PBLH}|_{t+1}}{\text{abs}(\Delta\overline{PBLH}|_{t+1})} = 0, \quad (2.1)$$

ahol  $\text{abs}()$  az abszolút érték függvény. További feltétel, hogy a lokális maximum kiterjedt kell legyen. Vagyis esetünkben, a másodmaximumnak nagyobbak kell lennie, mint bármely 6 időlépcsővel korábbi és későbbi értéknek. Hogy az algoritmus ne azonosítsa *kétcsúcs* típusnak a *lapos* formát, megköveteljük, hogy a másodmaximum legyen nagyobb, mint 1000 méter. Végül, természetesen a másodmaximum nem lehet azonos  $\overline{PBLH}_{max}$ -val.

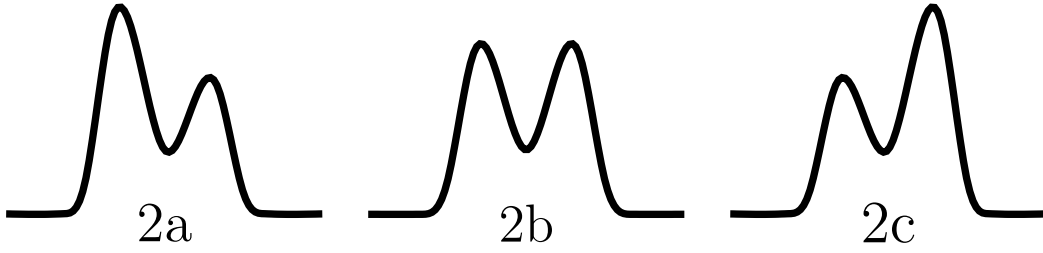
Amennyiben a nap folyamán két kiterjedt másodmaximum lenne, az algoritmus csak az elsőt azonosítja be. Az eredmények elemzése során ezzel a problémával csupán egy alkalommal találkoztunk.

Abban az esetben, ha az algoritmus talált kiterjedt másodmaximumot, még leellenőrzi, hogy  $\overline{PBLH}_{max}$  és a másodmaximum között a minimális érték legalább 200-zal kisebb, mint a másodmaximum. Ezzel az utolsó feltétellel garantálja az eljárás, hogy az inkább *trapéz* formára hasonlító napi menetet ne értelmezze *kétcsúcs*-nak. Ha minden feltétel teljesül, akkor az algoritmus a napi menet formát *kétcsúcs*-nak értelmezi és a 2-es kódot adja eredményül. A formához tartozó altípusok a következők:

- a : ha  $\overline{PBLH}_{max}$  előbb következik be, mint a másodmaximum,
- b : ha  $\overline{PBLH}_{max}$  és a másodmaximum között az eltérés kisebb, mint 100 méter,
- c : ha  $\overline{PBLH}_{max}$  később következik be, mint a másodmaximum.

A fenti alkategóriák közül, b erősebb, mint a másik kettő. Ez a feltétel reprezentálja azt, hogy a két csúcs közel azonos nagyságú. A 2.3. ábra szematikusan szemlélteti a *kétcsúcs* forma altípusait.





2.3. ábra. A PBLH napi menet *kétsúcs* formáinak altípusai

### 2.2.2.2. A *trapéz* napi menet forma

A *trapéz* forma típus felismerését az algoritmus a plató hossza alapján végzi. Ehhez viszont konkretizálnunk kell, hogy  $\overline{PBLH}$  pontosan mely elemei alkotják a platót. A platót minden esetben egy legalább 8 időlépcsőből álló időtartamú (2 órás) felépülési szakasz előzi meg (a felépülési szakasz meghatározásának részleteit a 2.2.2.3. alfejezetben ismertetjük). Ezután platóról akkor beszélünk, ha beáll egy oszcilláció a  $\Delta\overline{PBLH}|_t$  értékekben, vagyis teljesül a következő reláció együttes valamelyike:

$$\Delta\overline{PBLH}|_{t-1} \leq \Delta\overline{PBLH}|_t \geq \Delta\overline{PBLH}|_{t+1}, \quad (2.2a)$$

vagy

$$\Delta\overline{PBLH}|_{t-1} \geq \Delta\overline{PBLH}|_t \leq \Delta\overline{PBLH}|_{t+1}. \quad (2.2b)$$

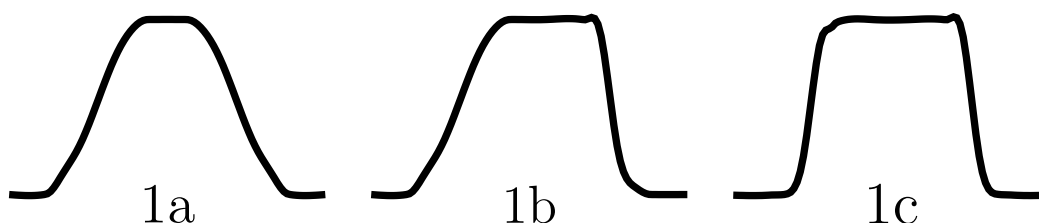
Könnyen belátható, hogy a fenti feltételek periodikusan követik egymást. Hiszen, amennyiben az egyik feltétel teljesül, a következő időlépcsőre már a másiknak kell teljesülnie. A (2.2) feltétel együttes eredetileg az oszcilláció detektálására lett felállítva, de a valóságban jelentős flexibilitást enged meg az algoritmusnak a plató meghatározása során. Mivel nem csak a növekvő-csökkenő-növekvő tendencia sorozatot azonosítja be a platóként, hanem a lassú növekvést vagy csökkenést is. Ennek köszönhetően az algoritmus a gyakorlatban sokkal pontosabb a  $\overline{PBLH}$  platószerű szakaszának kiszámítása során.

A fentiek alapján a plató kezdete az az időpont, amikor a (2.2) feltétel együttes valamelyike először teljesül. Az algoritmus akkor zárja le a platót, ha  $\overline{PBLH}|_t$  két egymást követő időlépcsőn keresztül kisebb értéket vesz fel, mint  $\overline{PBLH}_{max}$  80%-a. Amennyiben a  $\overline{PBLH}_{max}$  a plató részét képezi és a plató legalább 8 időlépcső hosszú, akkor az algoritmus *trapéz*-ként határozza meg a napi menet formát és 1-es kódot ad rá.

Az egyes alkategóriák ezen belül már csupán a plató hosszától függnek:

- a : ha hosszabb, mint 8 időlépcső (2 óra),
- b : ha hosszabb, mint 20 időlépcső (5 óra),
- c : ha hosszabb, mint 32 időlépcső (8 óra).

Ezek alapján a jellemző *trapéz* altípusokat a 2.4. ábra szemlélteti. Látható, hogy az 1c altípus már szinte egy téglalagra emlékeztet, míg az 1a altípus egy csonka háromszögre hasonlít. A leggyakoribb altípus az 1b, ami a leginkább emlékeztet egy trapézra.

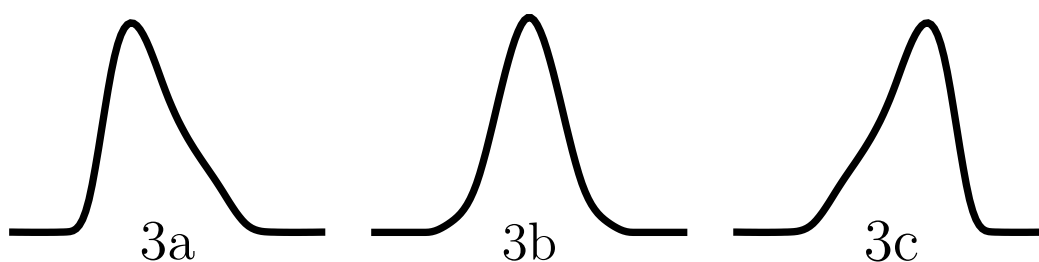


2.4. ábra. A PBLH napi menet *trapéz* formáinak altípusai

### 2.2.2.3. A *Háromszög* napi menet forma

A *háromszög* forma felismerése a felépülési és az összeomlási szakasz hossza alapján történik. A felépülési szakasz a PBLH napi menet meredeken emelkedő része, amely a  $\overline{PBLH}_{max}$ -ot megelőzően van. Az összeomlási szakasz pedig a  $\overline{PBLH}_{max}$ -ot követő meredek süllyedés. Nagy meredekség alatt az algoritmus a felépülési szakaszban a 45-nél nagyobb  $\Delta\overline{PBLH}|_t$ , összeomlási szakaszban a -45-nél kisebb  $\Delta\overline{PBLH}|_t$  időlépcsőket tekint. Az algoritmus csak a 24. időlépcsőtől (6 UTC) kezdve számítja a felépülési szakaszt, mert előtte a éjszakai szakaszban esetenként tapasztalhatók kiugrások, amelyek összezavarhatják a számításokat.

Amennyiben a felépülési szakasz hosszabb, mint 8 időlépcső, akkor a forma 3a jelzést kap. Ha az összeomlási szakasz hosszabb, mint 8 időlépcső, akkor 3c jelzést kap a napi menet forma. Illetve, ha mindkét feltétel teljesül, vagyis a felépülési és az összeomlási szakaszban is legalább 2 órán át tapasztalhatók a megkövetelt meredekségek, akkor a formát 3b kódznak értékeli az algoritmus. A *háromszög* forma három altípusát a 2.5. ábra szemlélteti sematikusán. A 3a forma a jobbra, a 3c a balra dőlő, míg 3c egy közel egyenlő szárú háromszög formát jelent.



2.5. ábra. A PBLH napi menet *háromszög* formáinak altípusai

A 2.5. ábrán szereplő formák idealizáltak, hiszen egyikben sem szerepelnek rövid platók, pedig ezek a gyakorlatban számos esetben megjelennek. Ezért későbbiekben erről még részletesen szót ejtünk, de itt is megjegyezzük, hogy a *háromszög* forma és a *trapéz* 1a altípusa között kicsi az átmenet az algoritmus szempontjából.

#### 2.2.2.4. A *lapos* napi menet forma és a karakterisztikus magasság

A *lapos* forma meghatározásának egyedüli feltétele, hogy egyik másik formába sem tudta besorolni az algoritmus a napi menet alakját. Az ilyen napi menetek 0-ás kódot kapnak az algoritmustól.

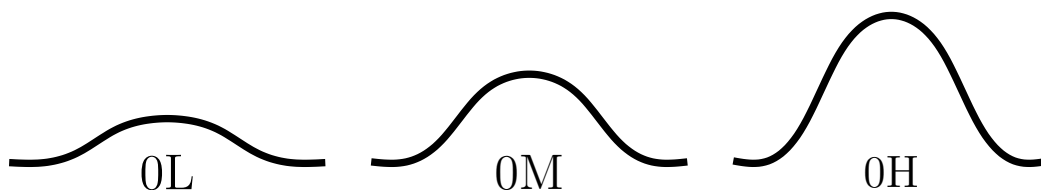
A *lapos* kategóriának nincsenek alkategóriái, ezért itt írjuk le a harmadik kódjelzés meghatározását. Ez pedig a karakterisztikus magasságot reprezentáló jelzés. Arra a magasságra utalunk ennek segítségével, ami  $\overline{PBLH}$  értékeire a leginkább jellemző.

A karakterisztikus magasság jelzései a következők: alacsony L (Low), közepes M (Medium), magas H (High), extra maga E (Extra high). Az egyes magasságokra a feltételek a 2.1. táblázat foglalja össze.

2.1. táblázat. A PBLH napi menet formák karakterisztikus magasságai

Kód	Feltételek	
L	$0 \leq \overline{PBLH}_{max} \leq 1000$	vagy $0 \leq \overline{PBLH}_{daily} \leq 500$
M	$1000 < \overline{PBLH}_{max} \leq 1500$	vagy $500 < \overline{PBLH}_{daily} \leq 750$
H	$1500 < \overline{PBLH}_{max} \leq 2000$	vagy $750 < \overline{PBLH}_{daily} \leq 1000$
E	$2000 < \overline{PBLH}_{max}$	vagy $1000 < \overline{PBLH}_{daily}$

A karakterisztikus magasság az a legnagyobb magassági kategória, amelyre legalább az egyik feltétele teljesül. A 2.6. ábra szemlélteti a karakterisztikus magasságokat (E kategória kivételével) a *lapos* forma esetén.



**2.6. ábra.** A PBLH napi menet karakterisztikus magasságai a *lapos* forma esetén

### 2.2.3. Az algoritmus lezárása és kalibrációja

A forma meghatározást követően az algoritmus – számos más kimenet mellett – megadja a három (*lapos* forma esetén két) karakterből álló kódot, amivel a napi menet jellemezhető. A kisegítő script minden egyes vizsgálati napra lefuttatja az algoritmus programját és gnuplot segítségével ábrákat állít elő a PBLH területi átlagok és szórások napi meneteiről, illetve az ábrák cím sorában szerepelteti a meghatározott kódjelzést.

Az algoritmusban számos olyan konstans szerepel, amelyek értékét a modell kalibrálása során határoztuk meg. Ezek közül a legfontosabbak: a másodmaximum kiterjedtségére vonatkozó intervallum, a plató hossza, a felépülési és összeomlási szakasz meredekségei és hosszai, illetve a karakterisztikus magasságok. A leírásban az optimalizált értékek szerepelnek, de az említett paraméterek segítségével az algoritmus másképpen is behangolható, ha például egzaktan csak egy típusra akarunk koncentrálni.

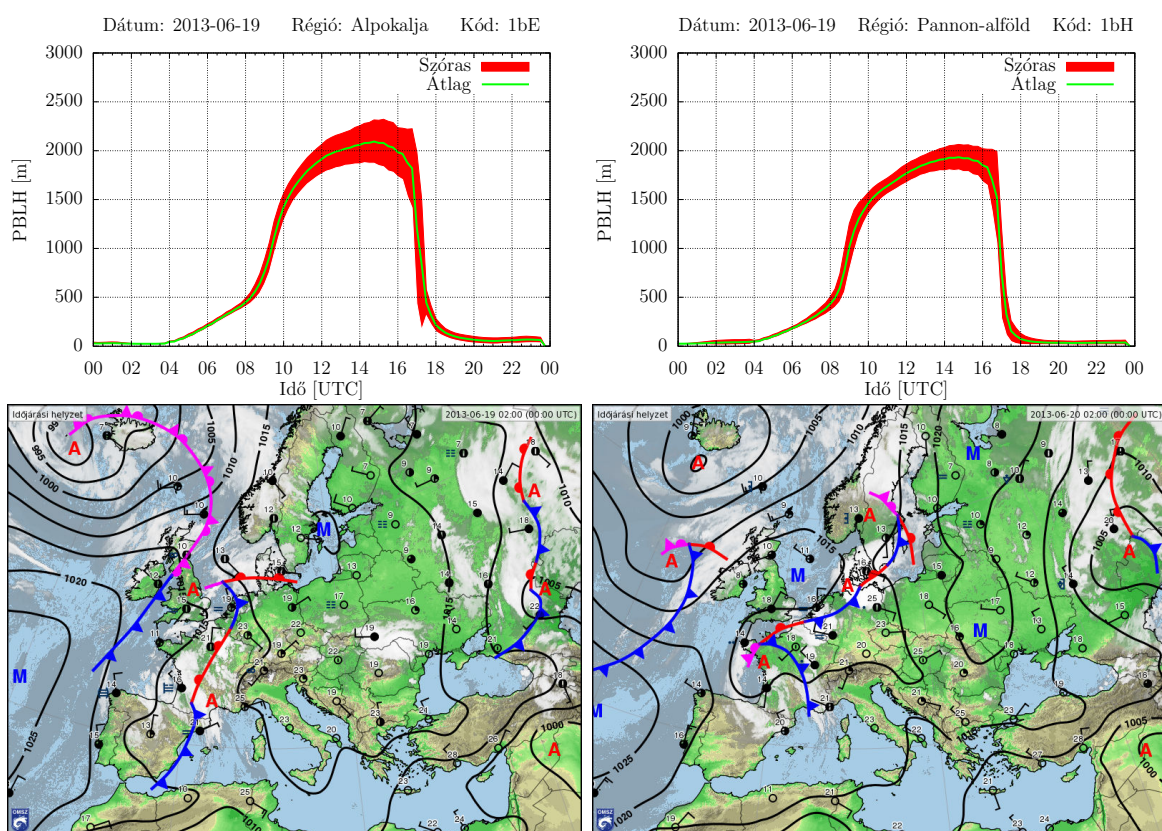
## 2.3. Napi menet formák jellemzése

Minden egyes planetáris határréteg magasság napi menet formájának kialakulásáért egy-egy sajátos makroszinoptikus időjárási körülmény tehető felelőssé. Vagyis az egyes formákat jellegzetesen tipikus meteorológiai feltételek alakítják ki. A következőkben részletesen áttekintjük az egyes formákra jellemző makroszinoptikus időjárási szituációkat, példák segítségével. A formákat a gyakoriságuk sorrendjében mutatjuk be.

Az Alpokalja régió esetén a napi menet sokkal „zajosabb”, mint amit a Pannonalföld régió napi meneteinél tapasztalunk. Ennek oka a 2.1. alfejezetben említett eltérések, a területi és környezeti különbségek.

### 2.3.1. Trapéz forma

A *trapéz* a leggyakrabban tapasztalt planetáris határréteg napi menet forma. Alpokalja régiónál az esetek 66,7%-ában, Pannon-alföld régiónál 80,1%-ban fordult elő. A meredeken felívelő felépülési szakaszt követően a plató átlagosan 27 időlépcsőn (6,75 óra) keresztül tart, amit végül egy nagyon meredek összeomlási szakasz zár le. A napi menet szórása alapvetően kicsi, de az összeomlási szakaszt megelőzően és annak elején szemmel láthatóan megnövekszik. Ennek magyarázata az, hogy a nap nappali szakaszának végéhez közeledve egyre erőteljesebbek a légkör keveredési folyamatai, amelyek torzítják a felszín erőteljes hatását (szenzibilis és látens hőáram). A napi menet jellemzően magas, leggyakoribbak a H és sok esetben az E karakterisztikus magasságok.



2.7. ábra. 2013. június 19. nap PBLH napi menetei és időjárását szemléltető szinoptikus térképei

A forma kialakulásához felhőtlen, meleg és száraz időjárási szituáció szükséges. Ez döntően anticiklonális szituációban fordul elő, de a formát előidézhetheti egy felhőtlen meleg szektor, vagy egy gyenge hidegfront átvonulását követően tapasztalható időjárás. Ilyen esetekben általában jelentősen kisebb lesz a karakterisztikus mérete a napi menetek. Általános példaként, a 2.7. ábrán a 2013. június 19. napi menetei szere-

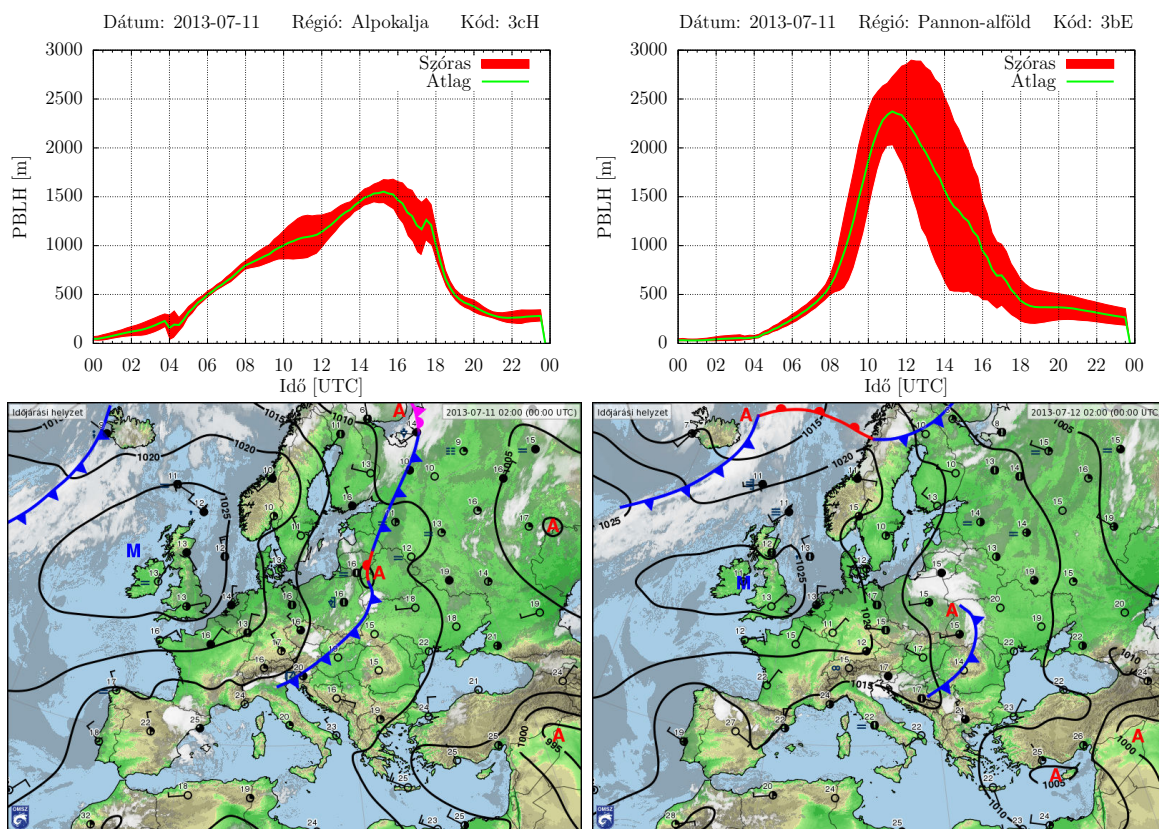
pelnek. A napi menetekkel együtt érdemes feltüntetni az aznapi és a következő napi időjárási helyzet térképét, mert így láthatjuk a napi menetet előidéző és az utána kialakult makroszinoptikus körülményeket. Jelen esetben végig anticiklon alakította hazánk időjárását, így a napi menet formák egyértelműen trapézra emlékeztetnek.

A *trapéz* forma tekinthető a PBLH napi menet ideális esetének. Ez mindig erőteljes anticiklonális makrocirkulációs helyzetben jelentkezik, amikor a felszín PBLH alakító termikus hatása a legerőteljesebb (Ács et al., 2011, 2015). E helyzetekben a sekély konvekció - az erőteljes termikus hatás miatt - meghatározó, domináns folyamat, amit a cumulus-humilis típusú gomolyfelhők megjelenése jelez. E gomolyfelhő-fosztlányok teteje jelzi a planetáris határréteg tetejét. A fenti statisztika azt is jelzi, hogy a sekély konvekció tipikus nyári folyamat a Pannon-alföld térségében. Megemlítendő az is, hogy más, ezen makrocirkulációs helyzettől eltérő helyzetekben a sekély konvekció kevésbé tipikus.

### 2.3.2. *Háromszög* forma

A *háromszög* a második leggyakoribb napi menet forma, 21,4%-ban kaptuk azt az eredményt az Alpokalja régiónál, és 13,8%-ban Pannon-alföld régiónál. Ennél a formánál a legmeghatározóbbak az altípusok. A 3a altípus egy kis szórás mellett meredeken emelkedő felépülési szakaszból és egy általában nagyobb szórással jellemezhető kisebb meredekségű összeomlási szakaszból áll. A 3c altípus általában ennek tükörképe. A legtöbbször a 3b alkategória fordult elő, ami meredek felépülési és összeomlási szakaszból áll, illetve a nap végén a szórás jellemzően megnő. Mivel ezek a sajátosságok a *trapéz* esetében is fennállnak, és itt csupán a jellegzetes plató hiányzik, ezért ezt az altípust „plató-nélküli trapéznak” is nevezhetjük. Az algoritmusban a plató hosszára vonatkozó feltételek úgy lettek bekalibrálva, hogy – többek között – ezt az esetet a lehető legnagyobb sikerrel tudja az eljárásunk megkülönböztetni a *trapéz* változataitól. A karakterisztikus magasságok változók. Alacsony (L) magasság egyik esetben sem, közepes (M) és extra magas (E) nagyjából azonos százalékban, viszont egyértelműen a legnagyobb számban a magas (H) karakterisztikus magasságú esetek voltak.

Javarészt hidegfront átvonuláshoz köthető a forma kialakulása. A front átvonulásának időpontját jelzi a *háromszög* dőlése, vagyis az altípusok. A 3a esetben a délutáni vagy esti órákban haladt át a front. Ezért figyelhető meg a felépülési szakaszban a meredek emelkedés, ami lényegében egy kialakuló *trapéz*, amit a megérkező front „rombol” le. A 3c altípus esetén a front hajnalban vagy kora délelőtt érkezik meg és áramlási rendszerével meghatározza a napi menet alakulását. Viszont a front elvo-



**2.8. ábra.** 2013. július 11. nap PBLH napi menetei és időjárását szemléltető szinoptikus térképei

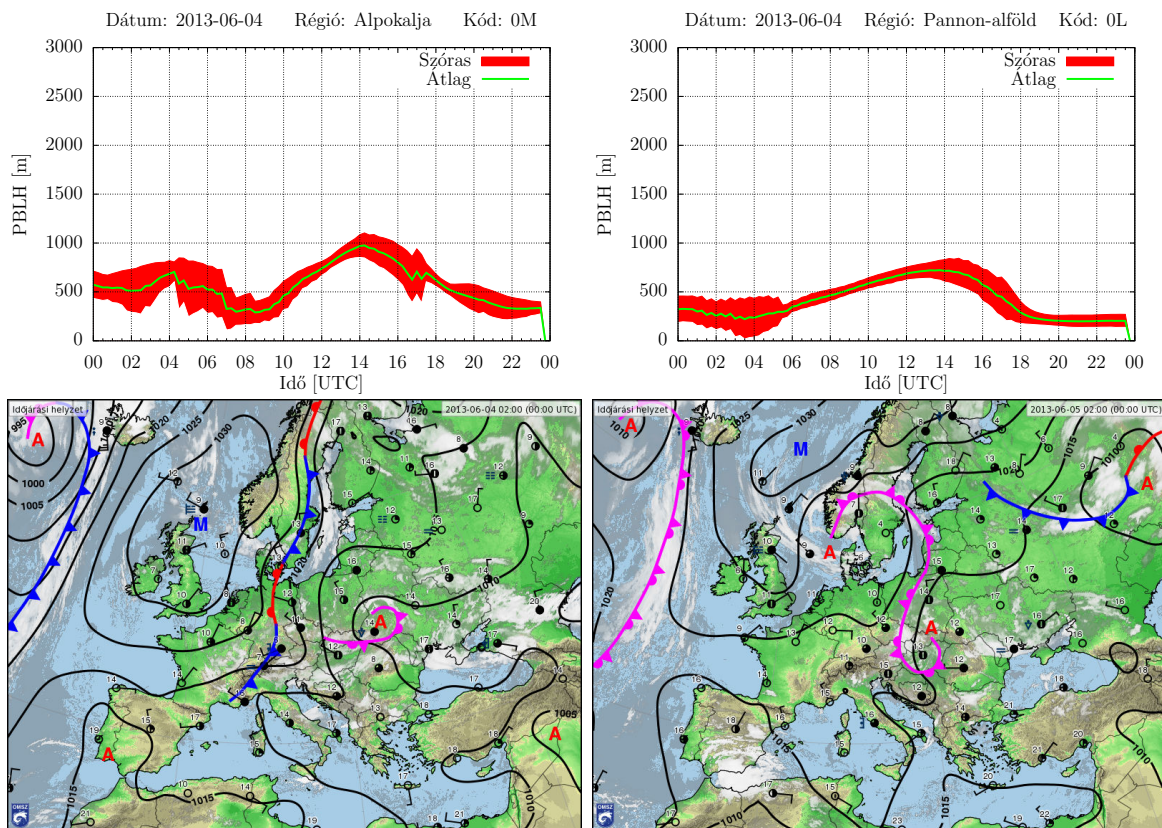
nulását követően a napi menet a *trapéz* formához hasonlóan viselkedik, ennek köszönhető a meredek összeomlási szakasz. Ez utóbbi esetre jó példa a 2.8. ábrán szereplő 2013. július 11-i helyzet, amikor a front hajnalban vonult át az Alpokalja régió felett, 3c formát eredményezve ezzel. A Pannon-alföld régió kialakuló 3b forma típus a front gyors mozgásának volt köszönhető.

A 3b típus átmeneti kategóriának tekintendő a *háromszög* és a *trapéz* forma között. Jelenthet, gyors napközbeni front átvonulást, vagy enyhe záporos időt, ami mellett a planetáris határrétegnek van lehetősége – legalábbis részben – kiépülni.

### 2.3.3. *Lapos* forma

Alpokalja régiónál az esetek 7,6%-ában, Pannon-alföld régiónál 5,8%-ában fordult elő a *lapos* forma. A formának nincs jellegzetes menete. Lassú felépülési és összeomlási szakasszal jellemezhető, de sok esetben nehéz elkülöníteni az egyes szakaszokat. Karakterisztikus magasság tekintetében inkább alacsony (L), előfordul a közepes (M) magasság is, de e fölé egyik esetben sem növekedett. A szórás leginkább közepesnek mondható,

de semmiképpen sem kicsinek, viszont – az alapvetően alacsony PBLH miatt – ritkák a magas szórás értékek is.



**2.9. ábra.** 2013. június 4. nap PBLH napi menetei és időjárását szemléltető szinoptikus térképei

Minden esetben igaz volt, hogy a *lapos* forma közepesen nedves vagy nedves körülmények miatt alakult ki. Vagy egy lassan átvonuló front, vagy egy melegfront mögötti párás meleg szektor teremtette meg a forma kialakulásának feltételeit. A 2.9. ábrán jól látható, hogy az elokludálódott front megreked Kárpát-medence felett, és ennek hatására a napi menet lapossá válik. Természetesen a napközbeni melegedés következtében megfigyelhető a felépülési, majd pedig az összeomlási szakasz, ám ezek meredeksége igen kicsi.

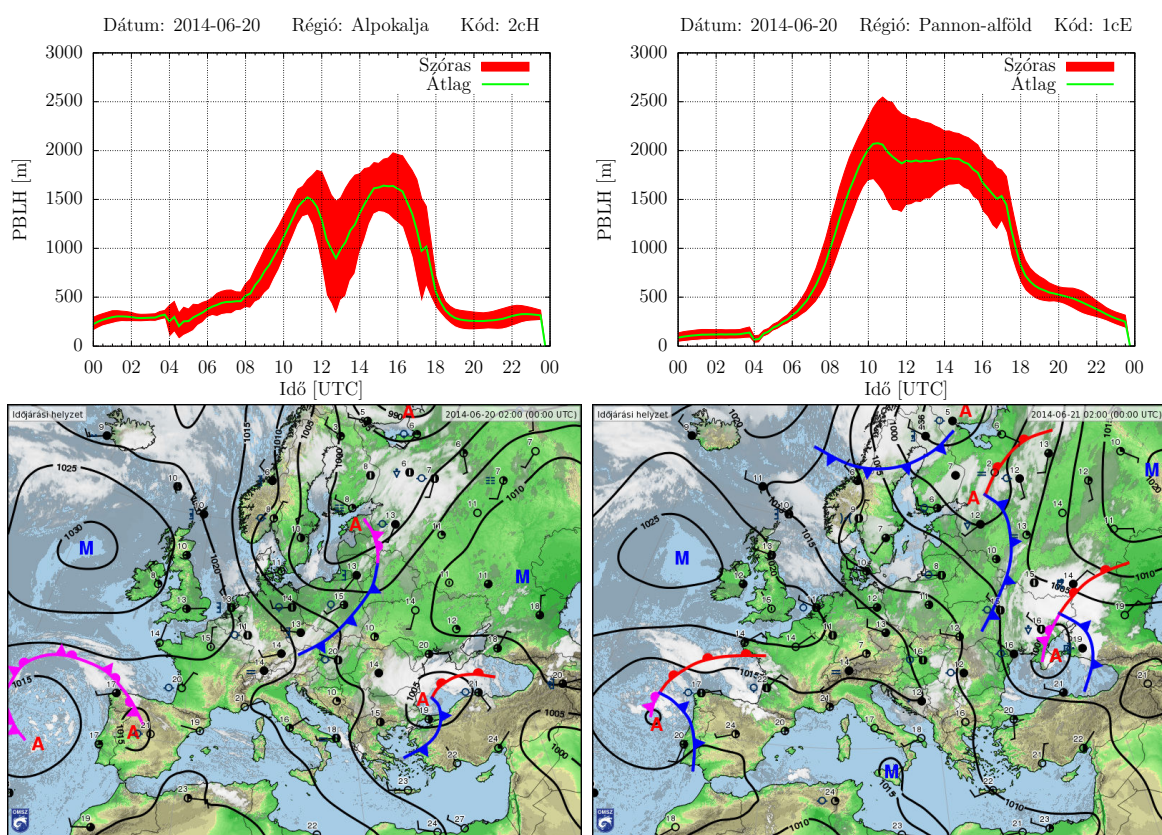
A *lapos* formánál gyakran tapasztalható, hogy a napi menet éjszakai és nappali része közel egyenlő nagyságrendet vesz fel. A 2.3.5. alfejezetben ejtünk még néhány szót az éjszakai határrétegről.



### 2.3.4. *Kétcsúcs* forma

A *kétcsúcs* forma a legritkább forma, a Pannon-alföld régiónál mindössze egy esetben, viszont az Alpokalja régiónál az esetek 4,3%-ában kaptuk ezt a formát. Ez a különbség szintén a régiók méretbeli és környezetbeli eltéréseivel magyarázható (2.1. alfejezet).

Ez a napi menet forma minden esetben helyi vagy más egyedi hatás következtében alakul ki. Tipikus példája a 2.10. ábrán szereplő Alpokaljai 2cH forma. A meredek felépülési szakaszt követően kialakul egy lokális maximum a napi menetben, amit egy meredeken lefelé, majd újra felfelé ívelő rész követ, így létrejön egy másik maximum is, és csak ez után következik be a szintén meredek összeomlási szakasz. A szórás mérsékelt a felépülési és összeomlási szakaszban, de kifejezetten nagy a két maximum között.



**2.10. ábra.** 2014. június 20. nap PBLH napi menetei és időjárását szemléltető szinoptikus térképei

A 2.10. ábrán látható szituációban hazánk területétől északra egy gyorsan mozgó hidegfront vonult el, ami éppen csak érintette Magyarországot. A nap folyamán alapvetően meleg, száraz idő volt a jellemző, ami a *trapéz* formának kedvezett. Ezért, ahogy a front gyorsan elhaladt, és mert a centruma jóval északabbra helyezkedett el, a

planetáris határrétegnek az átvonulást követően volt elég „ereje” és ideje újra felépülni.

Megjegyezzük, hogy a Pannon-alföld régió napi menetét elsőre *kétszúcs*-nak határozta volna meg az algoritmus, de a másodmaximum nem emelkedett ki kellőképpen, így a meghatározás utolsó feltételében a forma *trapéz*-ra módosult.

### 2.3.5. Megjegyzések az éjszakai határréteggel kapcsolatban

A WRF futtatások készítése során a nap nappali szakaszához tartozó határrétegmagasság elemzése volt a cél, ezért a futtatások az adott nap kezdetétől (00:00 UTC) végéig (23:45 UTC) tartottak. Mivel minden egyes nap külön futtatás, ezért a nap éjszakai szakaszára vonatkozó eredményekből érdemi következtetéseket nem lehet levonni. Megemlítenéd az is, hogy a sekély konvekció vonatkozásában inkább csak a nappali szakasz az érdekes. Ennek ellenére néhány tapasztalati tény rögzíthető:

- az éjszakai PBLH legalább egy nagyságrenddel alacsonyabb, mint a nappali,
- az éjszakai PBLH szórása arányos a magasságával,
- az összeomlási szakaszt követően sok esetben 300-400 méter körüli értékre áll be,
- *lapos* forma esetén az éjszakai és a nappali PBLH közel azonos nagyságrendű és
- az éjszakai határrétegen belül nincs jellegzetes változás.

Az éjszakai határréteg vizsgálata, csak olyan futtatási idő-intervallumok mellett lehetséges, amelyek nem vágják ketté a folyamatot. Ráadásul kifejezetten más modell beállításokat igényelne a folyamat megközelítően pontos modellezése, mind felbontás, mind parametrizációk szempontjából.

## 2.4. Eredmények

Az előző részben bemutattuk, hogy az egyes planetáris határréteg-magasság napi menet formák kialakulásához, milyen időjárási feltételek szükségesek. Mivel az egyes kategóriákat jól elkülöníthető makroszinoptikus körülmények idézik elő, ezért a napi menet formák segítségével visszafejthetjük az adott nap időjárását meghatározó szinoptikus makrocirkulációs helyzetet. Ilyen vonatkozásban a *trapéz* formához anticiklonális, a *háromszög* alakhoz hidegfront átvonulós, a *lapos* kategóriához lassú front átvonulós vagy meleg szektor, és a *kétcsúcs* típushoz erősen mezoskálájú időjárási helyzetet társíthatunk. A felsorolás mindig igaz egyértelműen definiálható meteorológiai körülmények esetén, de sajátos vagy összetett időjárási hatások mellett az egyes formákhoz más kategóriákra jellemző szinoptikus helyzetek is tartozhatnak. Ezzel összefügg, hogy vannak napi menetek amelyek bekegerezálásánál nagyon kicsin múlik, hogy végül melyik formátípusba sorolja az algoritmus. Ezért felsoroljuk azokat a típusokat, amelyek könnyen kerülhetek volna más forma-kategóriába:

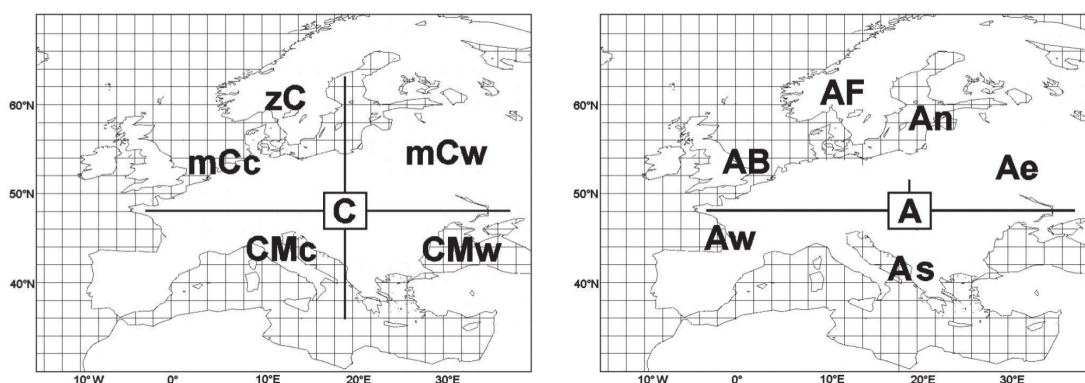
- *trapéz* is lehetne a: 0M, 3bM, 3bH,
- *háromszög* is lehetne az: 1aM, 1aH, 1bM, 1bH és
- *lapos* is lehetne az: 1aM, 1bM, 1cM, 3aL.

A *kétcsúcs* formához a napi menetnek annyira szigorú feltételeknek kell megfelelnie, hogy soha nem téveszthető össze más formával, de néhány 1c típusú helyzet kerülhetne ebbe a kategóriába, ha enyhébb kikötéseket tennénk a két csúcs közötti lokális minimumra vonatkozóan.

Az algoritmus tapasztalati szinten jól hozza a kívánt eredményeket, a formákat helyesen kategorizálja és az időjárási helyzetekkel szoros összefüggésbe hozhatók a napi menetek típusok. Még a kérdéses helyzeteknél is megmagyarázhatók az eredmények, ha figyelembe vesszük a fent leírt hasonlóságokat. Ám a két régióra összesen kapott 552 napi menetet nem mutathatjuk be egyesével, ezért egy objektív eszközhöz folyamodtunk az algoritmus sikerességének szemléltetéséhez. Mivel a formákhoz időjárási szituációk rendeltünk, adta magát a megoldás, hogy a modell validációt a Péczely-féle makroszinoptikus kódok (Károssy, 2018; Péczely, 1957) segítségével tegyük meg.

### 2.4.1. Röviden a Péczy-féle kódokról

Magyarország makroszinoptikus időjárása jellemezhető azzal, hogy az országhoz viszonyítva hol helyezkedik el alacsony (ciklonális) vagy magas (anticiklonális) nyomás központ. Péczy (1957) hat ciklonális és hét anticiklonális (2.11. ábra) helyzet típust különböztetett meg az izlandi ciklon keletkezési centrumtól az észak-atlanti térség meanderező áramlatait követve. A kategorizálást 1877-1956 időszak során minden napra elvégezte, ezt követően 26 évig nem jelent meg összefoglaló kiadvány a makroszinoptikus helyzetekről (Péczy, 1983).



**2.11. ábra.** A Péczy-féle ciklonális (bal) és anticiklonális (jobb) makroszinoptikus helyzetek sematikus elhelyezkedése Magyarország körül (Károssy, 2018). Az egyes betűkódok az általuk leírt nagyskálájú időjárásra jellemző nyomás középpontban vannak ábrázolva. A használt jelölések: **A** – anticiklon, **B** – Brit-szigetek, **C** – ciklon, **c** – hideg (cold) front, **e** – keleti (East), **F** – Fennoskandináv, **M** – Mediterrán, **m** – meridionális, **n** – északi (North), **s** – déli (South), **w** – meleg (warm) front, **w** – nyugati (West), és **z** – zonális.

Péczy György korai és hirtelen halálát követően, Károssy Csaba folytatta a megkezdett munkát, így 35 év után újra megjelenhetett a Péczy-féle kódok katalógusa (Károssy, 2018). Ennek köszönhetően 135 év makroszinoptikus kódjai váltak elérhetővé napi bontásban, amelyek közül a vizsgálati időszakunkra vonatkozókat így szabadon fel tudtuk használni a munkánk során. A kódok 1-től 13-ig terjedő számok formájában vannak megadva az említett publikációban, de a könnyebb értelmezhetőség okán az elemzéseknél a betűkódokat használtuk.

A kategóriák általános jellemzésére jelen dolgozatban nem térünk ki, csupán az egyes kódok főismérveit és a nyári időszakra vonatkozó hatásait emeljük ki. Továbbá megemlítjük, hogy mely napi menet formák kialakulásának kedveznek az adott helyzetek. A makroszinoptikus helyzetek részletes, precíz leírása a fent említett publikációkban, valamint Vaszkó (2015) szakdolgozatában megtalálhatók.

**1 – Meridionális ciklon hátoldali áramlásrendszere (*mCc*):** A Kárpát-medencétől kelet-északkeletre, a Baltikum vagy Ukrajna fölött tartózkodó ciklon hátoldali, hidegfronti áramlási rendszere gyorsan változó időjárási körülményeket teremt. Nyáron nagyon jelentősek a mezoskálájú folyamatok és gyakori az északias áramlásokkal érkező intenzív csapadék. A helyzethez nem feltétlen köthető front átvonulás. A helyzet kedvez a *háromszög*, a *lapos*, és a *kétcsúcs* forma kialakulásának.

**2 – Anticiklon a Brit-szigetek térségében (*AB*):** Hazánkban hidegfront átvonulást eredményezhet, hogy az azori anticiklon a Brit-szigetekre húzódik vagy a sarki magas nyomású területek az Északi-tenger fölé helyeződnek. Frontmentes időszakokban viszont tartósan meleg, száraz, derűs időjárás a jellemző, élénk észak, északnyugati széllel. A helyzet igen tág értelmezésre ad lehetőséget, így indokolt lehet a négy napi menet forma bármelyikének kialakulása, de inkább a *háromszög* vagy a *trapéz* formához várható ez a helyzet.

**3 – Mediterrán ciklon hátoldali áramlásrendszere (*CMc*):** A Kárpát-medence területén egy gyors mozgású mediterrán ciklon hidegfronti áramlásrendszere halad át. Az általában észak, északkeleti szél viharossá is fokozódhat, főként a Dunántúlon. A csapadékhullás országsszerte jellemző, de jelentősen változó területi eloszlás mellett. Határozottan a *háromszög* formának kedvez ez a helyzet, de természetesen a *lapos* formát sem lehet kizárni. (A vizsgálati időszakunk során ez a makroszinoptikus helyzet egyszer sem fordult elő.)

**4 – Meridionális ciklon előoldali áramlásrendszere (*mCw*):** Az országban melegfronti hatást okoz egy a Földközi-tenger középső részei fölött képződött és az Adria térségébe áthelyeződő ciklon. Nyáron fülledt és párás időt eredményez, mérsékelt szél és csapadék mellett. A helyzet leginkább a *lapos* forma kialakulását eredményezheti a *trapéz* forma mellett.

**5 – Anticiklon a Kárpát-medencétől keletre (*Ae*):** A Kelet-európai síkság (Ukrajna) fölött elhelyezkedő anticiklon „blocking” helyzetet eredményez. Így déli, délkeleti irányú légmozgással száraz vagy gyakran párás légtömegek áramolnak be hazánkba. Ezzel derült, fülledt vagy aszályos időjárást okoznak. Frontok áthaladása határozottan nem jellemző. Egyértelműen a *trapéz* formának kedvező helyzet.

**6 – Mediterrán ciklon előoldali áramlásrendszere (*CMw*):** Magyarország időjárását egy mediterrán ciklon határozza meg, aminek középpontja hazánktól délnyugatra található. Ennek melegfrontja és felhőzete fülledt és párás időt eredményez, mérsékelt szél és csapadék mellett. A helyzet nagyon hasonló, mint az *mCw* kód esetén. Ennek megfelelően itt is a *trapéz* és a *lapos* forma kialakulása a várható.

**7 – Zonális ciklon (*zC*):** Az időjárási szituációt a zonális áramlások határozzák meg. Az elvonuló ciklonok középpontja jellemzően Észak-Európa felett halad el, ezzel hazánkban szeles és igen változékony időjárást eredményez. A magasban poláris eredetű, hideg légtömegek áramlanak, de a felszínhez közeli alsóbb légrétegek melegek. A *trapéz* formán kívül bármelyik forma kialakulása indokolt lehet. (A vizsgálati időszakunk során ez a makroszinoptikus helyzet sem fordult elő.)

**8 – Nyugatról benyúló anticiklon (*Aw*):** A leggyakoribb nyári helyzet. Általában egy front átvonulását követően alakul ki, amikor az azori anticiklon Nyugat-Keleti irányban hosszan elnyúlva Közép-Európa fölé húzódik, ennek következtében jellemzően az anticiklonális hatás dominál. Száraz időjárást eredményez átlagos felhőzet mellett. Alapvetően a helyzet a *trapéz* forma kialakulását eredményezheti, de a későbbiekben látni fogjuk, hogy egyes esetekben indokolt lehet a *lapos* és akár *háromszög* forma is.

**9 – Anticiklon a Kárpát-medencétől délre (*As*):** A makroszinoptikus helyzet nagyon hasonlít a *zC* kódnál ismertetettre, de ez esetben az áramlási rendszer a Kárpát-medencéhez képest északabbra húzódik egy déli anticiklon „blocking” hatása miatt. A északra elvonuló frontok legfeljebb érintik hazánkat és annak is inkább csak az északi területeit. Leginkább a *trapéz* formának kedvez ez az időjárási szituáció, de meg kell jegyezni, hogy kifejezetten ritkán alakul ki ez a helyzet nyáron.

**10 – Anticiklon a Kárpát-medencétől északra (*An*):** A Baltikum vagy a Lengyel-alföld fölött anticiklon helyezkedik el, gyakran egészen a Brit szigetekig húzódó magas nyomású gerincet képezve. Ennek hatására az *Ae* kódnál ismertetett helyzethez hasonló időjárás alakul ki. Okozhat ugyan összeáramlást, ami nagy területen eredményezhet csapadékhullást és erős szeleket, de jellemzően az anticiklonális hatás érződik. Vagyis a jellemző forma a *trapéz*, de könnyen előfordulhat a *háromszög* és még a *lapos* forma is. Ez a makroszinoptikus helyzet nyáron igen gyakori.

**11 – Anticiklon Fennoskandinávia térségében (*AF*):** Egy észak-déli kiterjedésű Fennoskandinávia fölött elhelyezkedő anticiklon, Közép-Európa fölött északi, északkeleti irányú áramlást okoz, ami hűvös, de száraz és felhőmentes időjárást eredményez hazánkban. A csapadék mennyisége és valószínűsége igen alacsony. Ennek köszönhetően a *trapéz* forma kialakulása a várható.

**12 – Anticiklon a Kárpát-medence fölött (*A*):** Európa legnagyobb részének időjárását nagy kiterjedésű anticiklon alakítja, aminek középpontja Közép-Európa felett található. Nyáron általában több kisebb középponttal rendelkező ún. köztes anticiklonok formájában jelenik meg, nagy felmelegedést, kánikulát, és szárazságot okozva. Ez a helyzet kedvez a legegységesebben a *trapéz* forma kialakulásának hazánkban.

**13 – Cikloncentrum a Kárpát-medence fölött (*C*):** A Kárpát-medence fölött található egy ciklon középpontja, ami leggyakrabban egy átvonuló meridionális vagy mediterrán ciklonból keletkezett, de egy stacionárius front mentén lokális, orografikus tényezők is előidézhetik. Jellemzően sok csapadékot és éles hőmérsékleti kontrasztot okoz, valamint erősek a mezoskálájú hatások. Tehát bármelyik napi menet formának kedvezhet ez a helyzet a *trapéz* formát leszámítva.

#### 2.4.2. Napi menet formák összevetése a Péczely-kódokkal

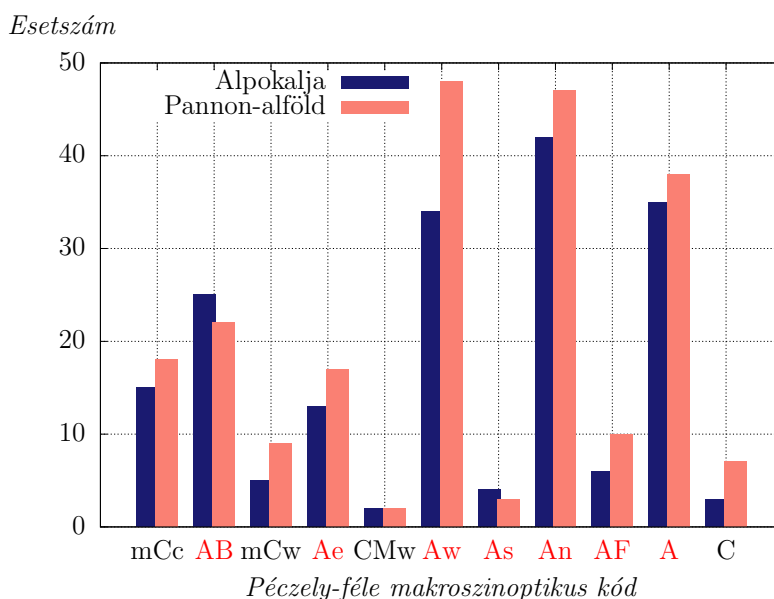
Az A.1. és az A.2. táblázatok foglalják össze az egyes napi menet típusok esetszámát a Péczely-féle kódok függvényében. A táblázatokban nem szerepelnek azok a PBLH napi menet kódok, amelyeket egyszer sem adta eredményül az algoritmus, illetve a Péczely *CMc* és *zC* helyzetek, mert a vizsgálati időszak alatt ezek nem fordultak elő.

Az átláthatóbb elemzés érdekében összesítettük az egyes formák altípusainak esetszámát. Ennek köszönhetően szemléletes képet kaptunk arról, hogy az adott napi menet forma, mely Péczely-kategória esetén fordult elő a leggyakrabban. Minden forma esetén előre ismertetjük, hogy mely Péczely helyzeteket várjuk nagy esetszámmal. Az egyes formáknál előzetesen felsorolt helyzeteket a 2.4.1. alfejezetnél ismertetett kód leírásoknál tett megjegyzésekkel összhangban állapítottuk meg. Az egyes elemzések végén megadjuk, hogy hány százalékban teljesültek az előzetes elvárásaink. Ezzel mérhető eredményt kapunk a napi menet formák és a makroszinoptikus helyzet kapcsolatának erősségére vonatkozóan.

### *Trapéz forma*

Mivel nyáron a meleg és száraz időjárás igen gyakori, ezért nem meglepő, hogy a *trapéz* formához anticiklonális Péczy-helyzetet várunk: *AB*, *Ae*, *Aw*, *As*, *An*, *AF*, és *A*.

Ezek a helyzetek a 2.12. ábrán nagyon látványosan kitűnnek, hiszen a kiugróan magas esetszámok az *Aw*, az *An* és az *A* típusok esetén voltak megfigyelhetők. Ezek mindegyike anticiklon által dominált makroszinoptikus helyzetet takar.



**2.12. ábra.** A *trapéz* forma esetén a Péczy-féle kódok esetszáma. Piros színnel vannak kiemelve azok a Péczy-féle helyzetek, amelyek várhatóan gyakran fordulnak elő a *trapéz* forma esetén.

Az elvárásainknak megfelelően igen alacsony azoknak a helyzeteknek a száma, amelyek ciklonális hatással írhatók le (*mCw*, *CMw*, és *C*). Az *As* helyzet szembetűnően kis esetszámmal szerepel az ábrán, de ez a kategória alapvetően nagyon ritkán fordul elő nyáron. Az *AB* helyzet esetén az időjárás igen sokrétű lehet, ezért nem meglepő az átlagos esetszám. Érdekes viszont az *AF* kategória, amihez északias áramlatok köthetők. A helyzet ugyan száraz és derült, ami kedvezne a *trapéz* formának, de a jellemzően hűvös levegő látványosan mérsékli az esetszámot.

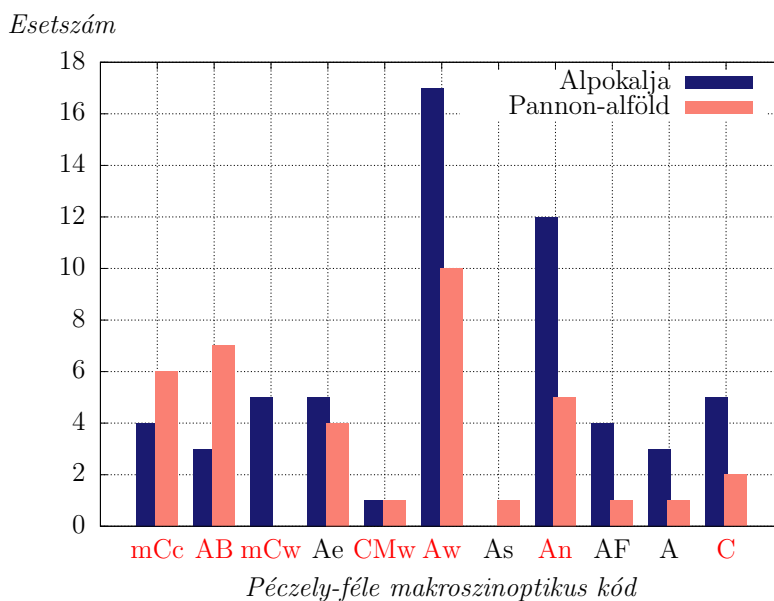
Nem mehetünk el amellett, hogy az *mCc* és az *Ae* esetek száma nem a vártnak megfelelő képet mutatja. Az előbbi határozottan ciklonális, míg utóbbi egy erőteljes keleti anticiklon által okozott „blocking” helyzet. Erre az a magyarázat, hogy az algoritmusunk túl gyakran tekinti 1bH formának a szemmel inkább háromszögre emlékeztető napi menetet, így jelen esetben megtévesztő arány mutatkozhat.



A *trapéz* formára vonatkozó eredmények beigazolták az elképzelésünket, miszerint a formához anticiklonális makroszinoptikus helyzet társítható. A Pannon-alföld régió esetén 84%-ban, míg az Alpokalja régiónál 86%-ban teljesültek a formára vonatkozó elvárásaink.

### **Háromszög forma**

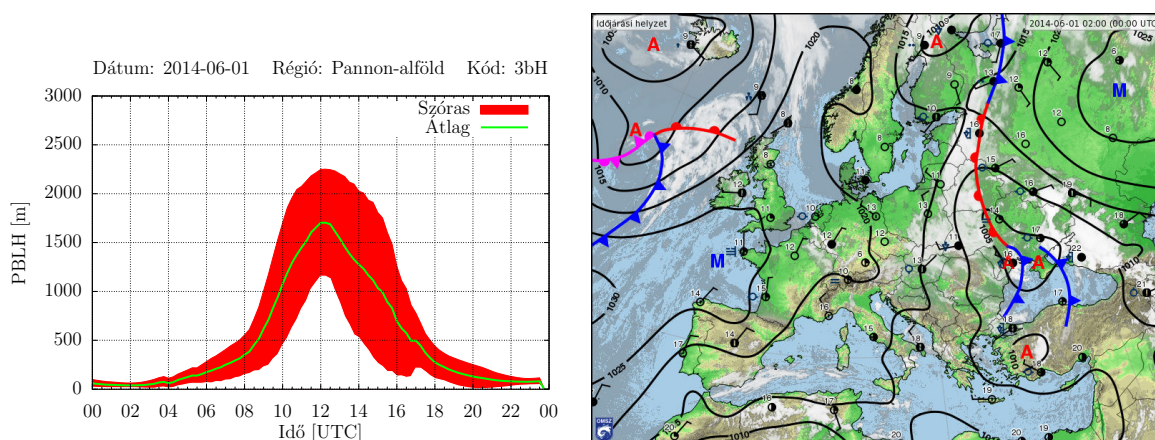
A legnehezebben ellenőrizhető forma a *háromszög* forma, mivel ilyenkor a napi menet alakja front-mozgáshoz köthető. A Péczy-féle kódok meghatározzák a ciklonok helyzetét, de nem tesznek említést a frontok helyzetéről és főként azok időbeli viselkedéséről. Sarkosan fogalmazva, az általunk kidolgozott algoritmus folyamatot, míg a Péczy-féle kategorizálás helyzetképet jellemez. Mindazonáltal néhány kategória esetén említésre kerül a front átvonulás ténye, vagy annak nyilvánvaló hiánya. Ezeket a megállapításokat érdemes szem előtt tartani, amikor a formához tartozó eredményeket vizsgáljuk. Tehát a várható helyzetek: *mCc*, *AB*, *mCw*, *CMw*, *Aw*, *An*, és *C*.



**2.13. ábra.** A *háromszög* forma esetén a Péczy-féle kódok esetszáma. Piros színnel vannak kiemelve azok a Péczy-féle helyzetek, amelyek várhatóan gyakran fordulnak elő a *háromszög* forma esetén.

A 2.13. ábrán nyilvánvalóan kiugró esetszámú az *Aw* helyzet. Ugyan a helyzetre leginkább a benyúló azori anticiklon van hatással, mégis egy front-átvonulás előzi meg az állapot kialakulását. Ezért sok esetben előfordulhat, hogy a kód kiadásakor a front még hazánkhoz elég közel helyezkedett el ahhoz, hogy hatása határozottan érezhető legyen a napi menetben (2.14. ábra). Illetve tapasztalati tény, hogy a Péczy-kódok

meghatározása során sokszor nehéz eldönteni, hogy még az  $mCc$  vagy már az  $Aw$  kóddal jellemezhető a makro-szinoptikus helyzet.



**2.14. ábra.** 2014. június 1. napi menete és időjárása, Péczy-kód:  $Aw$

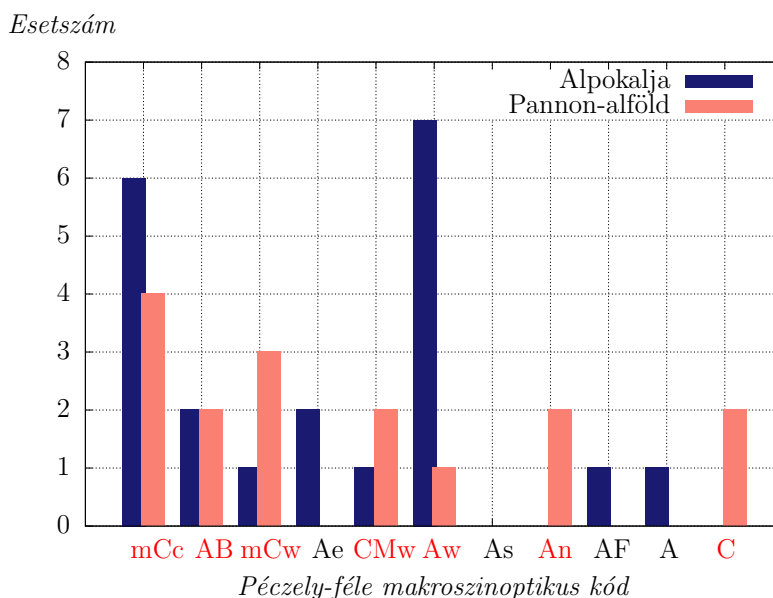
Az  $An$  helyzetnél előfordulhat frontátvonulás, de nem ez a jellemző. Ezért a 2.13. ábrán nem indokolt, hogy a helyzet ilyen nagy gyakorisággal szerepeljen. Ez egyértelműen a 3b és az 1b formák közötti hasonlóság miatt fordulhat el. Az egyes napokra megvizsgálva a napi menetet azt tapasztaltuk, hogy inkább az Alpokalja régiónál lépnek fel olyan esetek, amikor az algoritmus rossz kategóriabeosztást ad a napi menet formára. Amennyiben csak a Pannon-alföld régióra vonatkozó eredményeket szemléljük, akkor látható, hogy az  $Aw$  helyzetet követően a második és harmadik leggyakoribb Péczy-kód az  $mCc$  és az  $AB$ . Ezek közül mindkettőhöz határozottabban köthető frontátvonulás és így már az elvárt eredményeket kapjuk. A többi markánsan anticiklonális helyzetek ( $As$ ,  $AF$ , és  $A$ ) esetszáma igen alacsony, főleg a Pannon-alföld régiónál. Az  $Ae$  és az  $mCc$  helyzetek közötti arányról már szót ejtettünk a *trapéz* forma eredményeinek elemzése során, az ott leírtak itt is érvényesek.

Összességében jó eredményeket ad az algoritmusunk a *háromszög* forma esetén is. A Pannon-alföld régiónál az esetek 82%-ában és az Alpokalja régiónál az esetek 80%-ában beigazolódott az előzetes elvárásunk, de el kell ismernünk, hogy ennél a formánál gyakoribbak a kérdéses helyzetek.

### *Lapos* forma

A *lapos* forma kialakulásának feltétele, hogy nedves légtömegek határozzák meg a régió időjárását, gyakran egy front átvonulását követően. Ezért a formához gyakorinak várjuk a következő Péczy helyzeteket:  $mCc$ ,  $AB$ ,  $mCw$ ,  $CMw$ ,  $Aw$ ,  $An$ , és  $C$ .

A 2.15. ábrán látható, hogy a leggyakoribb Péczy-kód az  $Aw$ . Ebben az esetben az azori anticiklon benyúlik egészen Közép-Európa fölé, ami első ránézésre nem indokolja a *lapos* formát, ám ezt az ellentmondást már a *háromszög* formánál feloldottuk. Hiszen a helyzet front átvonulást követően alakul ki, ami megteremthette a szükséges feltételeket a *lapos* forma számára. Ezt a gondolatot erősíti, hogy ebben a szituációban a forma nagyon ritkán fordult elő a Pannon-alföld régió esetén, ami közelebb fekszik a benyúló anticiklonhoz, ahol annak hatása is erőteljesebb.



**2.15. ábra.** A *lapos* forma esetén a Péczy-féle kódok esetszáma. Piros színnel vannak kiemelve azok a Péczy-féle helyzetek, amelyek várhatóan gyakran fordulnak elő.

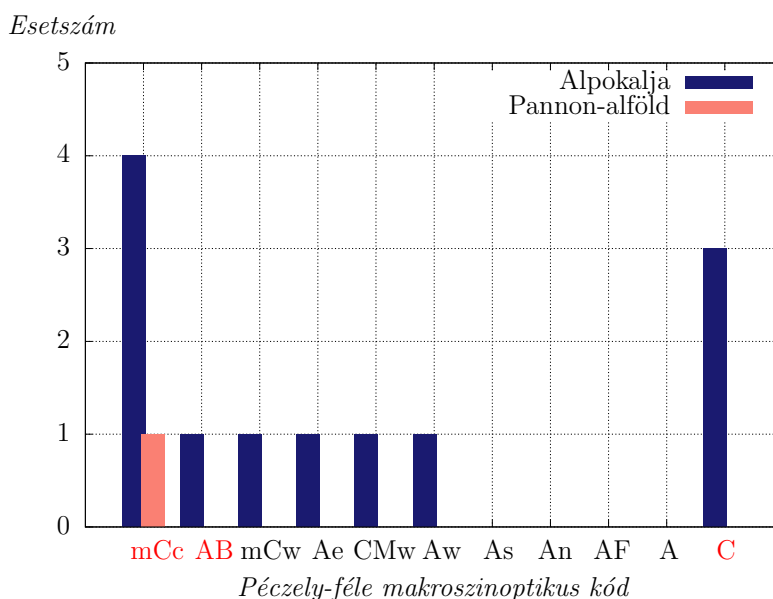
A következő nagy esetszámú makroszinoptikus szituáció az  $mCc$  volt, ami azt jelenti, hogy hazánk egy meridionális ciklon hátoldali áramlásrendszerében helyezkedett el. Erre a helyzetre jellemző a változékony időjárás és az intenzív csapadék, így a formához szükséges nagy nedvesség adott. A formához nagyon ritkán tartozott anticiklonális helyzet ( $As$ ,  $An$ , és  $A$ ). A ciklonális helyzetek esetszáma mérsékelt, de nem indokolatlanul alacsony.

Ezek alapján megállapíthatjuk, hogy a *lapos* formához társított időjárási szituációk az Alpokalja régióra vonatkozóan az esetek 81%-ában, míg a Pannon-alföld régiónál az esetek 100%-ában az előzetesen meghatározott Péczy-féle helyzeteket adták vissza.

### ***Kétcsúcs* forma**

A *kétcsúcs* forma, annyira egyedi feltételekhez kötött, hogy igen nehezen ellenőrizhető, mert a Péczely-kódok közül soknál megmagyarázható a helyi hatás, de csak néhányra jellemző határozottan a változékony időjárás. Ezek a következők: *mCc*, *AB*, és *C*.

A 2.16. ábrán egyértelműen látszik, hogy az *mCc* és a *C* helyzetek esetszáma a legnagyobb. Ezek a helyzetek határozottan kedveznek a lokális, mezoszkálájú folyamatoknak és jól indokolják a forma létrejöttét.



**2.16. ábra.** A *kétcsúcs* forma esetén a Péczely-féle kódok esetszáma. Piros színnel vannak kiemelve azok a Péczely-féle helyzetek, amelyek várhatóan gyakran fordulnak elő a *kétcsúcs* forma esetén.

A legerőteljesebb anticiklonális helyzetek kódja egyszer sem jelenik meg (*As*, *An*, *AF*, és *A* kód). Az *AB* helyzethez igen sokrétű időjárás társítható, ami indokolhat akár egy *kétcsúcs* formát is. Az *mCw* és a hozzá hasonló *CMw* kód megjelenése megérthető, hiszen a mediterrán térségből érkező meleg és nedves levegő kedvez a helyi konvekciónak. Az *Ae* és az *Aw* helyzetek esetén az Alpokalja régió légtömegek határán helyezkedett el. Az *Ae* helyzetben a keleti anticiklon és a nyugati áramlatok határán, míg a *Aw* helyzetnél az azori anticiklon hatásának és az északabbra futó zonális áramlatok hatásának határán. Ennek köszönhetően felléphettek a forma kialakulásához szükséges feltételek. Viszont azt is ki kell hangsúlyoznunk, hogy egy alapvetően ritka formáról beszélünk, így túlzottan nagy elemszám sem tartozik ehhez a vizsgálathoz.

Az eredményekből a kis elemszám miatt nem vonhatunk le határozott következtetéseket a *kétcsúcs* formára vonatkozóan. Hiszen a Pannon-alföld régió estén csupán

egyszer fordul elő a forma. Az Alpokalja régióról már több alkalommal megállapítottuk, hogy helyi hatásoknak sokkal jobban ki van téve, mint a másik vizsgálati terület. Ezért nem meglepő, hogy a forma jelentősen gyakoribb ezen régió esetén. Az előzetesen meghatározott Péczely helyzetekhez képest csupán 67%-ban teljesültek az elvárásaink, de a fentiekben leírtak magyarázatot jelenthetnek a kapott eredményekre.

## 2.5. Összefoglalás

Az eredmények elemzését követően röviden összegezzük a fontosabb megállapításainkat. Megmutattuk, hogy a planetáris határréteg napi menetei jellegzetes formákat vesznek fel, amelyekhez szorosan köthetők makroszinoptikus időjárás helyzetek. Annak érdekében, hogy objektív módon kategorizálhassuk a napi menet négy lehetséges alakját, megalkottunk egy összetett feltétel rendszeren alapuló eljárást. Az algoritmusnak kizárólag a napi menet információkra van szüksége a formák beazonosításához, amelyekhez altípusokat és karakterisztikus magasságokat is rendel. Ezt követően megadtuk az egyes formák kialakulásához szükséges időjárás feltételeket. A leggyakoribb formához, a *trapéz*-hoz az anticiklonális makroszinoptikus helyzet társítandó. Front átvonulásos helyzeteket társítottunk a *háromszög* formájú napi menetekhez. A *lapos* formához nedves időjárást, illetve a legritkább formához, a *kétcsúcs*-hoz gyorsan változó, mezoskálájú hatásokat vártunk el. A napi menet formákat Péczely-kódokkal jellemzett makroszinoptikus helyzetekkel vetettük össze. Az eredmények meggyőzően visszaadták a formákhoz meghatározott időjárás szituációkat.

Levonhatjuk a következtetést, hogy a területileg átlagolt planetáris határréteg napi menetek alkalmasak a nyári időjárás szituációk jellemzésére és kategorizálására. A kidolgozott algoritmus a napi meneteket megbízhatóan azonosítja be, de vannak formák melyek között nehezen tesz különbséget. Az eredmények alapján egyértelmű, hogy a Pannon-alföld régió sokkal alkalmasabb a napi menetek elkészítésére, mint a kisebb és a környezeti orográfia hatásának kitett Alpokalja régió.

Az algoritmus működéséhez szükséges WRF modell beállításokat és a területileg átlagolt planetáris határréteg-magasság napi meneteinek alkalmazását az Ács et al. (2014a,b) publikációkban részletesebben jellemeztük. A napi menet formákat a szakmai nagyközönségnek a 2016-os 2nd PannEx Workshop-on előadás (Mona et al., 2016a), illetve a 42. Meteorológiai Tudományos Napokon poszter (Mona et al., 2016b) formájában is bemutattuk.

A fejezetben bemutatott planetáris határréteg magasság napi menet klasszifikációs algoritmust alapvetően a sekély konvekció vizsgálatára hoztuk létre. Viszont láthattuk, hogy olyan forma típusok és olyan időjárási helyzetek is a kutatás tárgyát képezték, amelyeknél a mély konvekció szerepe a domináns. Elvégre mindennapjaink időjárását a sekély és a mély konvekció együttesen határozza meg. A két konvekció típus szoros kapcsolatban áll egymással, hiszen az alacsony szintű nedvesség és a határréteg inhomogenitásának hatására a sekély konvekció mély konvekcióvá fejlődhet (Ács et al., 2015; Zhang & Klein, 2010). Természetesen egyéb – jellemzően nagyskálájú – hatások is eredményezhetik a mély konvekció létrejöttét (Weckwerth & Parsons, 2006; Wilson & Roberts, 2006). És habár életterünkre közvetlen hatással van a sekély konvekció, mégis az élet- és vagyonvédelem szempontjából elsősorban a mély konvekció a meghatározóbb. Ugyanis a veszélyes időjárási helyzetek (pl.: jégeső, szélviharok, villámárvizek) jellemzően a mély konvekcióhoz köthetők. A legextrémebb ilyen folyamat egyértelműen a villámlás és a zivatar tevékenység, amellyel a következő fejezetben foglalkozunk.

## 3. fejezet

# Léggyűjtő elmélet

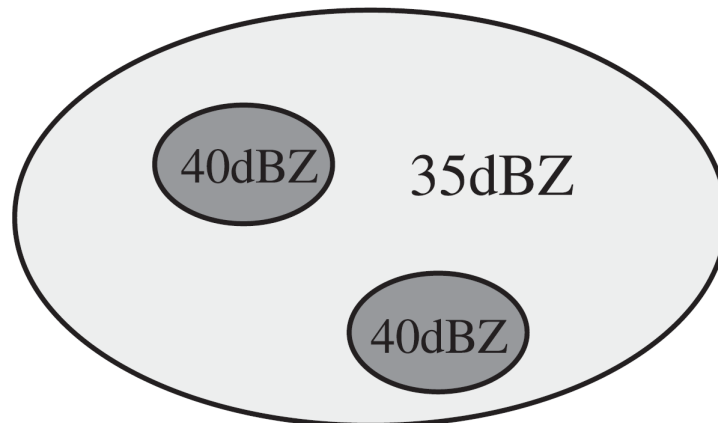
Az előző fejezet végén említettük, hogy a konvekció során tapasztalható legszélsőségesebb folyamat a villámlás, és ezért koncentráltunk a zivatarokra a mély konvekciós kutatásunk során. Célunk az volt, hogy újszerű kapcsolatot találjunk a zivatar nem elektromos karakterisztikái és a villámlások között. Ehhez első lépésben kvantifikálnunk kellett a zivatarokat a rendelkezésünkre álló RADAR mérések és villámlokalizációs adatok alapján. Ezt egy olyan, *radarTrack*-nek elnevezett, TITAN alapú zivatarcella azonosító és követő rendszer kidolgozásával tettük meg, amelyben a cellákhoz a villámokat is hozzárendeltük. Az így kapott komplex zivatarcellákat statisztikai elemzéseknek vetettük alá, hogy képet kapjunk azok tulajdonságairól és a *radarTrack* korlátairól. A számítások alapján úgy döntöttünk, hogy azon cellák között próbálunk összefüggést találni, amelyek adott időpillanatban a legtöbb villámot termelték. A kutatás során megalkottunk egy konceptuális modellt: a léggyűjtő elméletét, amit esettanulmányokon keresztül demonstráltunk. Végezetül az elméletet jó eredménnyel alkalmaztuk a három éves vizsgálati időszak zivataros napjain.

Jelen fejezet gondolatai és eredményei részben már közlésre kerültek Mona (2013) diplomamunkában és Mona et al. (2016c) publikációban, a következőkben ezek kibővítésére és újbóli elemzésére kerül sor.

### 3.1. TITAN

A TITAN egy zivatarcellák meghatározására szolgáló, részben matematikai, részben programozási eljárás (Dixon & Wiener, 1993), amelyet – vagy amelynek változatát – világszerte számos helyen sikerrel alkalmaznak a konvektív cellák leírására és jellemzésére (Han et al., 2009a; Horváth et al., 2008). Az algoritmus segítségével könnyen

elkülöníthetjük a radar-reflektivitási képek zivataros helyeit. Az eljárás két fontos paramétert vizsgál; az egymás mellett lévő pixelek számát, illetve bizonyos beállított küszöbszámnak az elérését. Ha a módszer talál olyan összefüggő tartományokat, amelyekben a radar-reflektivitás eléri vagy átlépi a minimális értéket, és ezek a tartományok megfelelően sok pixelből állnak, akkor egy ellipszist illeszt a tartományra. Bemeneti fájlként a bináris RADAR adatokat használja fel. A TITAN segítségével megadhatók a zivatarcellák középpontjainak koordinátái, az ellipszisek kis és nagy tengelyei, az őket alkotó pixelek darabszámai, illetve sok esetben hasznosnak bizonyult a cellában fellépő legmagasabb radar-echo regisztrálása is. Fontos tisztában lennünk a TITAN érzékenységgel. Rosszul vagy elnagyoltan megadott küszöbértékek megtévesztő cellákat eredményezhetnek. Ha nem választunk kellően magas radar-reflektivitási határértéket, akkor a TITAN könnyen összefűzheti az egymáshoz közeli zivatarcellákat (3.1. ábra). Viszont, ha túl magasra tesszük ezt az értéket, akkor már nagyon kicsik lesznek az ellipszisek, kezelhetetlenné válnak, és ami még nagyobb probléma, ekkor már nem reprezentálják jól a konvektív helyzetet.



**3.1. ábra.** A TITAN érzékenysége a radar-reflektivitási küszöbre (Han et al., 2009a)

A minimális pixel szám meghatározása problémamentesebb feladat. Ez leginkább a RADAR téves beütéseit hivatott kiszűrni, tehát arra szolgál, ne legyenek használhatatlanul kicsi celláink a későbbi vizsgálatok során. Természetesen, ha ezt az értéket túl nagyra állítjuk, akkor elveszíthetünk figyelemre méltó zivatargócokat is. Érdeemes tehát alacsony pixel minimumot és magas radar-echo értékeket választani a TITAN gyakorlati alkalmazásakor. A számítások során 40 vagy 45 dBZ-s küszöbértékeket, és 8-as, illetve 10-es minimális pixel számokat használtunk.



### 3.2. *radarTrack*

A következőkben ismertetjük azt az általános eljárást, amit minden későbbi vizsgálati eredmény készítése során alkalmaztunk. A leírás és a részletes megjegyzések alapján a munkamenet reprodukálható is. Az eljárás célja egy olyan összetett program megírása volt, amellyel bármely összefüggő zivataros időszak elemzése gombnyomásra elkészíthetővé válhat. A munkamenet legfontosabb végeredménye, hogy az eddigi euler-i módszerrel ellentétben, ezek után már lagrange-i szemléletben vizsgálhattuk a cellákat (Dési & Rákóczi, 1970).

Az itt ismertetett munkamenetet nagyrészt egy összetett C program segítségével valósítottuk meg, amelynek a *radarTrack* összefoglaló elnevezést adtuk. A *radarTrack* lényegében egy egyszerűsített változata az Országos Meteorológiai Szolgálatnál operatíván alkalmazott rendszernek (Horváth & Nagy, 2015; Horváth et al., 2015), viszont lényeges különbség, hogy esetünkben nagyobb felbontású RADAR adatokkal dolgoztunk és a cellákhoz villámokat is társítunk. A háromszor olyan finom időlépték miatt jelentősen eltér egymástól a két eljárás (Horváth et al., 2012). A munkamenetet minden vizsgált zivataros nap esetén elvégeztük, ami azt jelentette, hogy minden nap esetén 288 (288·5 perc=1 nap) alkalommal végezte el a *radarTrack* a villámok cellákhoz rendelését (3.2.1. alfejezet). Majd az így kapott cellákat a követő algoritmus segítségével összefűzte (3.2.2. alfejezet).

#### **Futási idő**

A *radarTrack* egy zivataros nap esetén néhány perc alatt lefutott az OMSZ IBM szuperszámítógépén. Természetesen a zivatarosabb napok esetén hosszabbak, míg kevésbé zivataros napok esetén rövidebbek voltak a futtatási idők. Megjegyezzük, hogy a *radarTrack* párhuzamosítása nem történt meg, ezért a program nem használta ki maradéktalanul a szuperszámítógép adta lehetőségeket. Több processzoros futtatásokat, csupán az egyes vizsgálati évek napjainak szimultán elemzése során alkalmaztunk. Egy adott vizsgálati év összes napjára a *radarTrack* átlagosan fél nap alatt futott le, de ekkor a program a nem zivataros napokat is leellenőrizte, ami jelentősen lassította a futási időt. Egy jól átgondolt előzetes elemzést és a programkód informatikai fejlesztését követően az algoritmus alkalmas lehet bármilyen nowcasting rendszerben operatív feladatok elősegítésére.

### 3.2.1. A villámok cellákhoz rendelése

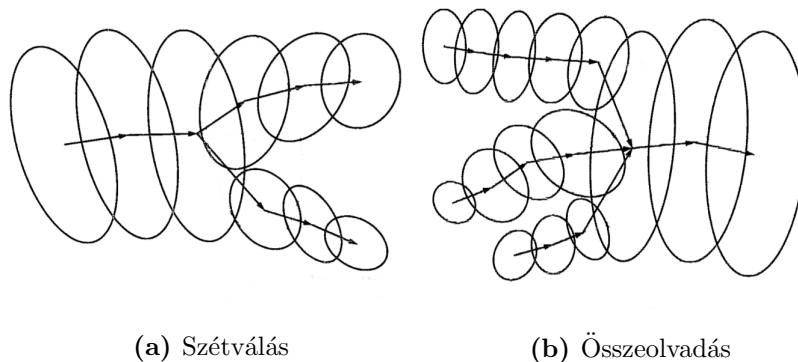
Első lépésként a *radarTrack* a TITAN cella azonosító algoritmus alapján meghatározott cellákhoz hozzárendeli a villám adatokat. A program számára a bemeneti RADAR adatok az 1.4.1. alfejezetben ismertetett 5 perces *RccD* típusú bináris állományok jelentették. A dBZ-és értékre **45** ( $x=150$ , az (1.4) összefüggés alapján), a pixel számra **8** volt a küszöbérték. Az így kapott cellák jól reprezentálják az adott időlépcső zivatarait, mind számban, mind méretben. Ezek után a *radarTrack* hozzárendeli a cellákhoz az 1.4.2. alfejezetben leírt struktúrával rendelkező *alol* ASCII állományokból a villámokat.

A *radarTrack* minden villám esetében először megvizsgálja, hogy időben megfelel-e a kiválasztott radarképből származó cellának. Azokat a villámokat társítja a cellákhoz, amelyek időpontjai a radarkép  $\pm 2,5$  perces környezetébe esik. Ezek után megkeresi az egyes villámokhoz legközelebb található cellát és ahhoz rendeli hozzá. A csatolás során nem csak a villámlás tényét, hanem az adott villám összes tulajdonságát is átadja a cellának. Fontos, hogy nem szükségszerűen rendel minden villámot valamely cellához, ha egy bizonyos távolságnál (jelen esetben 30 pixel) messzebb található a legközelebbi cella, akkor az adott villámot nem rendeli hozzá a program egyik cellához sem. Ezzel némileg kiküszöbölhető, hogy RADAR vagy villám mérési hiba következtében a tartomány másik végéből is cellákhoz rendeljen villámokat az algoritmus. A besorolás hatékonyságának mérésére bevezettük az adott időpillanatban cellához csatolt és az adott időpillanatba beletartozó össz villám arányát, nevezzük ezt *csatolási hatékonyságnak*. A csatolási hatékonyság jónak tekinthető, ha a villámok legalább 80%-át sikerül besorolni valamely cellába. Ha ez az érték ennél kevesebb, akkor a LINET látott ugyan villámokat, de azokat a *radarTrack* nem tudta cellához rendelni. Amiből triviálisan az következik, hogy ott nem volt cella, vagyis a radarkép hibás volt az adott részen. Ezt a RADAR mérés kimaradása, korlátozott látási hatótávolsága, vagy csupán valamely tereptárgy árnyékoló hatása (akár a Föld görbülete) is eredményezheti.

### 3.2.2. Cella követés

A 3.2.1. alfejezetben leírtakat a vizsgált zivataros időszak minden időpontjára alkalmaztuk. Így minden időlépcsőben rendelkezésünkre álltak a cellák információi. A folytatásban a kezdeti időpillanatban meghatározott cellákhoz a *radarTrack* megkeresi a következő időlépcsőbeli megfelelőjüket, létrehozva a cellák időbeli követését.

Az eljárás alapját az képzeli, hogy megvizsgálja az adott időlépcső és a megelőző pillanat celláinak helyét és azok méretét. Ehhez nagy segítséget jelent a cella elmozdulásából számított sebesség vektora is. Ha egy cella szűk környezetében megfigyelhető volt egy hozzá nagyon hasonló mérettartományba tartozó cella a következő időpillanatban, akkor a cellákat összekötötte az algoritmus. A követett cellák azonosítására bevezettük az egyes cellákat megszemélyesítő *cella ID* fogalmát. Az első időlépcsőben a *radarTrack* kioszt minden cellának egy egész számot, ez lesz az egyes cellák ID-ja. Ezek után megnézi, hogy a következő időlépcsőben melyik cella feleltethető meg egy eggyel korábbi cellának. Ha megtalálja a megfelelést, akkor az új cella is megkapta a régi ID-ját. Ha nem talál egyértelműen hozzárendelhetőt, akkor a cella egy eddig még nem használt ID-t kap, és ezzel új cella jelenik meg. Természetesen azt is figyeli, hogy a korábbi cellákhoz hozzáfűződik-e újabb cella. Ha nem, akkor a cellát lezártnak tekinti, és hozzá már nem illeszt további cellákat a későbbiekben sem.



**3.2. ábra.** Cella követés speciális esetei (Dixon & Wiener (1993) alapján) az ellipszisek az azonosított cellákat reprezentálják, a nyilak a cellák áthelyeződését jelölik.

Nagyon fontos volt arra figyelni, hogy egy cellát csak egyetlenegy korábbihoz rendelje hozzá a *radarTrack*. Ebben segítséget jelentett, hogy a hozzáfűzés megkezdése előtt nagyság szerint rendezte a felfűzni kívánt cellákat. Ez azért volt lényeges, mert az azonosítás során egy szétváló cella esetében (3.2. ábra (a) része), mindig a nagyobb cella kapja meg az addigi ID-t, míg a kisebb egy új cellaként jelenik meg, új ID-t kapva. Az algoritmus hasonló elvet alkalmaz az összeolvadó cellák esetében is (3.2. ábra (b) része). Ez esetben a kisebb cellát (vagy cellákat) lezárja, és a nagyobb ID-ját az egyesült cellának adja át.

További kritérium volt, hogy – a villám csatoláshoz hasonlóan – nem engedtünk meg tetszőleges távolságokat a cellák összepárosítása során, csak a 10 km-nél közelebbi cellapárokat kötötte össze a rendszer.

### 3.3. Cella és villám statisztikák

Eljutottunk odáig, hogy a *radarTrack* segítségével már vannak celláink, melyekbe be tudtuk sorolni a villámokat kielégítő pontossággal és ezeket a cellákat időben követni is tudtuk. Ez által minden egyes cellánál meg tudtuk vizsgálni az elektromos tulajdonságok időbeli menetét. A következő lépésben elkészítettük a cellákra és az adott időlépcsőre vonatkozó villám adatok statisztikáit. Ehhez a *radarTrack* két típusú ki-menetét használtuk fel, szűrt és szűretlen cella statisztikákat tartalmazó ASCII állományokat. Megjegyezzük, hogy a *radarTrack* által azonosított 72 394 darab cellának a 46,4%-a nem produkált villámot, mivel ezeket a cellákat nem lehet zivatarnek nevezni, ezért az alábbi statisztikák egyikében sem szerepelnek.

#### Szűrt cellák

A szűrt kimeneti állományok csupán a három időlépcsőnél hosszabb életű cellákat tartalmaznak. Vagyis csak 15 percnél nagyobb élettartammal rendelkező zivatarcellák szerepelnek benne. A rövid életű cellák kiszűrését az indokolta, hogy a RADAR adatok 5 perces lépésköze nem biztosít kellően reprezentatív képet a rövid – 20 percnél rövidebb – cella menetekről.

Az állományban tárolt általános cella jellemzők: a cella ID, az élethossz (5 perces egységben), egy zártságot jelző paraméter, és a pixelben megadott átlagos mérete (1 pixel 1 km<sup>2</sup>-nek felel meg).

A cellához rendelt villámok és azok metaadatai alapján kiszámítottuk az egyes cellákban összesen hány villám volt, ezek mennyi abszolút áramot termeltek és milyen arányban voltak ezek lecsapó villámok:

$$\text{CG arány} = \frac{CG}{CG + CC}, \quad (3.1)$$

ahol  $CG$  a lecsapó,  $CC$  a felhő villámok száma. A CG arány 0,1-es értéke a szakirodalomból jól ismert (1.2.2.2. alfejezet), ezért segítségével hasznos információkat kaphatunk az észlelt villámokra vonatkozóan (ezzel részletesen a 3.3.2.2. alfejezetnél foglalkozunk).

Bevezettük továbbá a cella *fajlagos áramának* fogalmát is, amit úgy kaptunk, hogy a cella össz áramát elosztottuk, az átlagos méretének pixelben és élethosszának 5 perces egységben mért szorzatával:

$$\text{fajlagos áram} = \frac{\sum \text{áram}}{\text{méret} \cdot \text{élethossz}}. \quad (3.2)$$

A (3.2) egyenlet alapján a fajlagos áram mértékegysége esetünkben:  $\frac{kA}{\text{pixel} \cdot 5 \text{perc}}$ , ami a gyakorlatban  $\frac{kA}{\text{km}^2 \cdot s}$  formában is felírható egy 300-zal való osztás után.

### Szüretlen cellák

A szüretlen kimeneti állományokban, az előzőekhez hasonlóan adott zivatarcella teljes életciklusának statisztikái szerepelnek. Ám itt nem kerültek kiszűrésre a rövid életű cellák.

#### 3.3.1. Cella statisztikák

A fent ismertetett állományokra elkészítettük a vizsgálati időszakra a kiértékelést. A 3.1. táblázat a szűrt állományok adatai alapján, a 3.2. táblázat a szüretlen alapján készített statisztikákat foglalja össze.

3.1. táblázat. Szűrt cella statisztikák (2012-2014)

	élet- hossz [5 perc]	átlag méret [pixel]	össz villám [darab]	össz áram [kA]	átlag CG arány $\left[\frac{db}{db}\right]$	átlag sebesség $\left[\frac{m}{s}\right]$	fajlagos áram $\left[\frac{kA}{\text{pixel} \cdot 5 \text{perc}}\right]$
<b>átlag</b>	8,22	38,84	204,81	2039,98	0,22	8,58	7,84
<b>szórás</b>	5,48	42,38	476,04	4477,99	0,18	3,93	13,44
<b>minimum</b>	4	8	1	2	0,00	0,62	0,00
<b>maximum</b>	73	1156	10357	146058	0,94	24,78	716,80

A 3.1. táblázat alapján elmondható, hogy átlagosan 40 perc hosszan élnek a zivatarcellák. A legrövidebb élettartamú cellák 20 percig maradtak fenn, hiszen a szűrés miatt ebben az állományban nem szerepelnek a rövidebb cellák. A leghosszabb életű cella pedig 6 órán keresztül járta hazánk területét.

Az egzaktság érdekében meg kell jegyezni, hogy a cellák élethossza nem feltétlen a tényleges születéstől az elmúlásig tartó időszakot jelenti. Előfordulhat, hogy a *radarTrack* a tartományba belépő cellákat érzékeli új cellának, illetve a tartományból távozókat megszűnő cellának. Ezek kiszűrésére meg kell néznünk, milyen sebességgel érkehetnek be a cellák. A program architektúrájából eredően a lehetséges leggyorsabb cella sebesség  $30 \frac{m}{s}$ . Vagyis még a leggyorsabb cella sem képes 5 perc alatt 9 km-nél

nagyobb távot megtenni. Tehát a tartomány határaitól számított 10 km-es sávban tartózkodó cellák lehetnek potenciálisan olyanok, melyek kívülről származnak, vagy éppen távozni készülnek. Ezen zivatarok csupán az összes cella szám 2,38%-át jelentik. Ezért az *import és export* cellák szűrésétől a számítások során eltekintettünk.

A cella méret statisztikákból láthatjuk, hogyha egy átlagos zivatarcellát nagyjából kör alakúnak feltételezünk, akkor az átmérője 7 km körülnek adódik. A legkisebb cellák a kezdeti feltételek miatt csupán 8 pixelből állnak. A leghatalmasabb cella több, mint 1000 pixelből áll, a tapasztalatok szerint ez nem túl reális. A magyarázat az, hogy az algoritmus több, nagyon közeli cellát egybeolvasztott.

Elektromos termelés szempontjából egy átlagos zivatarcella élete során kb. 200 darab villámmal 2 MegaA áramot generál. A több mint 10000 villámos produktum szintén az előbb említett összeolvadás miatt jelenhetett meg. Ugyanez igaz a majdnem 150 MegaA-es áramra is. A lecsapó villámok arányára kapott 22 %-os eredmény több, mint a meteorológiai szakirodalomból ismert 10%-os érték. Erre a magyarázatot adhat, hogy a LINET az állomások közelében túlbecsli a lecsapó villámok arányát. Ezzel a 3.3.2.2. alfejezetben részletesen foglalkozunk.

A cella sebességek felső extrémumáról már szót ejtettünk, az átlagok tekintetében elmondhatjuk, egy zivatarcella átlagosan  $8,6 \frac{m}{s}$  sebességgel halad,  $4 \frac{m}{s}$ -os szórás mellett. Irány tekintetében a magyarországi klimatikus szélviszonyoktól északiasabban mozognak a cellák. Tehát leginkább az észak-északnyugati szelek által hajtva haladnak, de nem ritka a nyugat-délnyugati, illetve a kelet-északkeleti haladási irány sem.

Végezetül nézzük meg az általunk konstruált fajlagos áram statisztikáját is. A zivatarcellák villámlásának vizsgálata során az első vizsgálati elmélet az volt, hogy egy cella akkor számít elektromosan aktívnek, ha a fajlagos árama jóval magasabb, mint a többi celláé. A fajlagos áram értéke akkor lesz nagy, ha a cella – méretéhez viszonyítva – sok áramot termelt. Az elmélet elvben nagyon jól kellett volna, hogy kiemelje a villámlás szempontjából jelentős cellákat, ugyanis a több villámlással járó nagy méretű cellák, és a kevesebb villámlással járó kisebb cellák a fajlagos áram tekintetében matematikailag hasonlóak. Ez alapján érthető az elvárásunk, hogy a fajlagos áram ne szóródjon nagy mértékben. A feltételezéseinkkel szemben, a statisztikákból kitűnik a fajlagos áram rendkívül nagy szórása, csakúgy, mint a többi elektromos paraméteré. A probléma ott jelenik meg, hogy a maximum érték két nagyságrenddel nagyobb, mint az átlag. Ekkora eltérés nem indokolt. Arra vezethető vissza, hogy a fajlagos áram rendkívül érzékeny a cella méretére, kis cella méretek esetén túlzottan nagy értékek jelenhetnek meg, hiába nem produkálnak sok villámot.

A fentiekben leírt statisztikák reprezentatívnak tekinthetők, mert 13 898 zivatarcella életútjából álltak elő, ezért a kis számú kiugró adat – leszámítva a fajlagos áram extrémumait – nem befolyásolta számottevően az eredményeket.

Az alábbiakban a szűretlen cella állományokból kinyerhető cella statisztikák összefoglaló kiértékelését mutatjuk be (3.2. táblázat). Ez összesen 38 794 zivatarcella statisztikáját jelenti. Mivel ezekben az adatokban szerepelnek a rövid életű cellák is, ezért jelentős különbségek lépnek fel az előzőleg ismertetett hosszabb életű cellák statisztikájával szemben.

**3.2. táblázat.** Szűretlen cella statisztikák (2012-2014)

	élet- hossz [5 perc]	átlag méret [pixel]	össz villám [darab]	össz áram [kA]	átlag CG arány $\left[\frac{db}{db}\right]$	átlag sebesség $\left[\frac{m}{s}\right]$	fajlagos áram $\left[\frac{kA}{pixel \cdot 5\text{perc}}\right]$
<b>átlag</b>	4,02	25,83	91,75	920,13	0,22	7,21	10,93
<b>szórás</b>	4,59	36,42	304,73	2871,98	0,22	4,04	26,79
<b>minimum</b>	1	8	1	1	0,00	0,10	0,00
<b>maximum</b>	73	1205	10357	146058	1,00	24,78	2788,02

Az első ilyen szembetűnő különbség az, hogy ha megengedjük a rövid életű cellák megjelenését, akkor a cellák átlagos élethossza jelentősen megrövidül. Kicsivel több, mint a felére csökken, így a cellák átlagos élettartama 20 perc.

A változtatás az átlagos méretben is érezteti hatását, a cellák átlagos mérete 34%-kal csökkent. Az élettartam és méret csökkenésből következik, hogy a szűréssel sok rövid életű és kis méretű cellát hagytunk ki.

Elektromos szempontból összehasonlítva a két adatsor statisztikáit, láthatjuk, hogy az átlagos össz villám szám és áram több, mint a felére csökkent. Tehát a szűréssel nem a villámos cellákat, hanem pont azokat tudtuk kizárni, amelyek csupán zavarként jelentkeznek az adatsorban és zivataros szempontból irrelevánsak. Ezt megerősíti a fajlagos áram növekedése is.

Az átlagsebesség 16%-kal csökkent. Tehát a rövid életű cellák egyben lassabban mozgó is, mindamelllett, hogy kis méretűek és nem járulnak hozzá számottevően az elektromos jelleg kialakításához.

### 3.3.1.1. Évenkénti cella statisztikák

A cellák éves statisztikái is alátámasztják a szűrés hasznosságát, de emellett érdemes röviden az egyes évek cella statisztikáit a három éves átlaghoz viszonyítva is megvizsgálni. A 2012-es év zivatarai nagyobbak voltak, mint az átlag, de kevesebb villámot generáltak, így az átlagos fajlagos áramuk is kevesebb volt (A.3. és A.4. táblázat). A 2013-as éves statisztikák szinte teljesen megegyeznek az átlaggal, mind élet hossz, méret, és villámlás tekintetében, ezért a fajlagos áramuk is közel áll az átlaghoz (A.5. és A.6. táblázat). Érdekesebb viszont a 2014-es év, ahol a cellák élethossza és mérete is kisebb volt mint az átlag, de valamivel több villámot termeltek (A.7. és A.8. táblázat). Ez a látványos aktivitás az évi átlagos fajlagos áramban is nagyon szépen megmutatik. Ráadásul ennél az évnél tapasztalható a legreálisabb CG arány (0,16 a szűrt és 0,15 a szűretlen esetben).

### 3.3.1.2. Zivatarcellák kapcsolata a makro-szinoptikus helyzettel

Külön vizsgálat tárgyát képezte, vajon van-e észrevehető kapcsolat a zivatarkarakterisztikák és a makro-szinoptikus osztályok között napi skálán (Hess & Brezowsky, 1969; Péczely, 1983). Az OMSZ-tól kapott adatok alapján az eredmények kaotikusnak mondhatók, így az erősen mezoskálájú objektumokból készített statisztikákra eleve reménytelen ráhúzni a nagy-skála osztályainak gyökeres hatását. Az általános trivialisokon kívül ez a vizsgálat nem hozott értékelhető eredményeket.

### 3.3.1.3. Cella statisztikákból levont következtetések

A szűrést eredendően a fajlagos áram szórásának mérséklésére vezettük be, ami részben sikeresnek is mondható, hiszen a rövid életű cellák megjelenése hatalmas szórást eredményez (közel duplájára emeli), ráadásul a maximum érték is jelentősen megnő.

Elmondható, hogy a kicsi, rövid életű, és kevésbé villámos cellák növelik a fajlagos áramot és súlyosan befolyásolják annak felső extrémumait. Vagyis olyan cellák jelennek meg, amelyek hamisan sejtetik, hogy jelentős elektromos aktivitással bírnak.

Mindazonáltal a fajlagos áram nem bizonyult kellően megbízható paraméternek a zivataros eseményekben a legfontosabb cellák kiválogatására. Későbbi kutatások alapját képezheti a paraméter megfelelő kalibrációja. Elméleti szempontból helytálló, hogy a fajlagos áram segítségével könnyen és gyorsan határozzuk meg az elektromos szempontból aktív cellákat, de jelen állapotában szórása miatt alkalmatlan a szükséges feladat ellátására.



### 3.3.2. Villám statisztikák

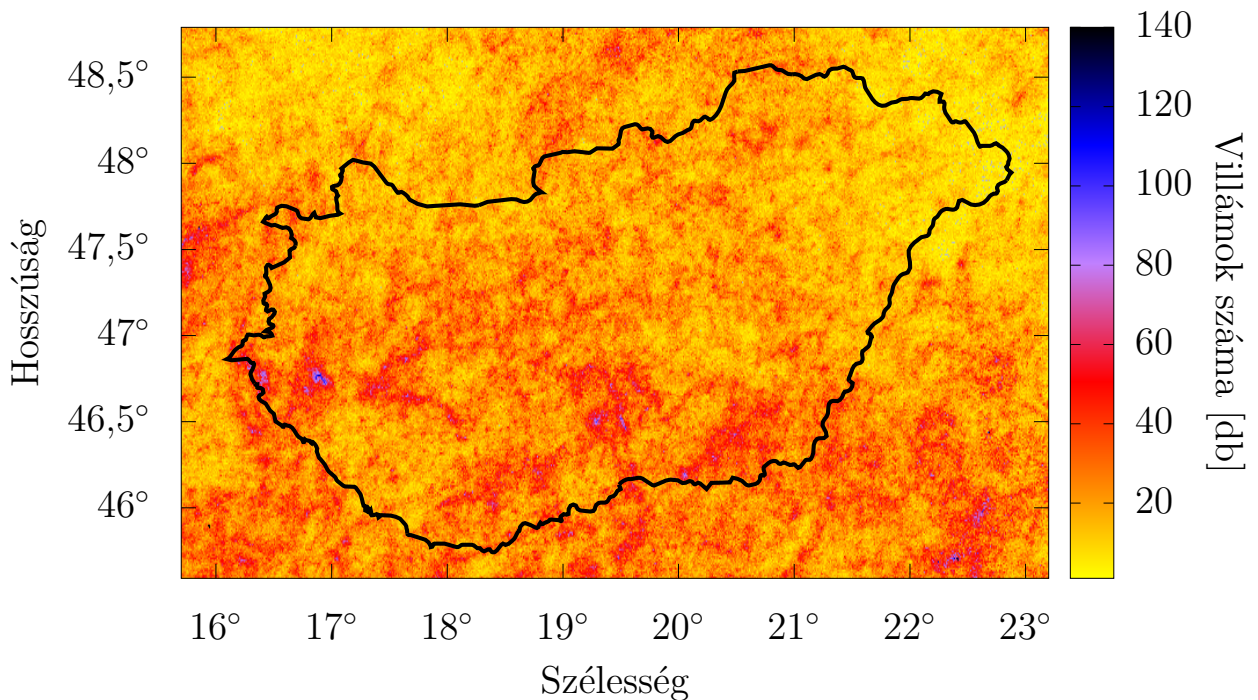
Az előző részekben bemutattuk, hogy a zivatarcellák milyen elektromos statisztikákkal rendelkeztek három év konvektív időszakában. Ezek után térjünk rá a teljes 2012-es, 2013-as és 2014-es év villám adatainak elemzésére. Az adatok az 1.4.2. alfejezetben ismertetett *alol* állományokból származtak. A villám statisztikákat a teljes időszakra, valamint éves és havi bontásban készítettük el, illetve térképes formában 0,01 x 0,01 fokok felbontás mellett. A statisztikák mintavételi tartománya, illetve a térképek kivágata megegyezik az 1.4.2. alfejezetben leírt északi hosszúság  $45,6^\circ - 48,8^\circ$  és keleti szélesség  $15,7^\circ - 23,2^\circ$  közötti LINET tartománnyal. Az egyes évek és a teljes időszak statisztikáit a 3.3. táblázat foglalja össze.

**3.3. táblázat.** A 2012-2014 időszak éves és teljes villám statisztikái

	Villám [darab]	CG arány	Pozitív arány	Előjeles áram [ $\frac{kA}{villám}$ ]	Abszolút áram [ $\frac{kA}{villám}$ ]
2012	1 466 473	0,268	0,346	-5,144±14,97	11,76±22,70
2013	1 429 544	0,297	0,351	-4,819±15,10	11,47±22,42
2014	2 211 623	0,212	0,419	-3,225±13,39	9,71±18,66
Teljes	5 107 640	0,252	0,379	-4,222±14,37	10,79±21,33

Látható, hogy a 2012-es és 2013-as év nagyon hasonló villám produktivitással rendelkezett (1,4 millió villám/év), viszont a 2014-es év több mint másfélszer annyi villámot termelt (2,2 millió villám), mint az előző két évben. A három év alatt összesen 5 107 640 villámot regisztrált a LINET a vizsgálati területen, ez átlagosan 1,7 millió villámot jelent évente. A lecsapó villámok arányával később még foglalkozunk (3.3.2. alfejezet), de elmondható, hogy a LINET nagy átlagban a villámok negyedét érzékeli lecsapónak. Konzisztensnek mondható a pozitív villámok aránya a teljes villámláshoz viszonyítva, így elmondható, hogy a villámok 38%-a pozitív. A 3.3. táblázatban ugyan nincs feltüntetve, de megállapítottuk, hogy a pozitív villámok kb. 36%-a lecsapó. Egy villám átlagos előjeles áramáról nem állapíthatunk meg semmit határozottan, mert a paraméter szórása igen jelentős. Ugyan ez igaz az abszolút áramra is, habár ez esetben annyit azért elmondhatunk, hogy egy villám átlagosan 11 kA áramot jelent, ami megegyezik a szakirodalomban szereplő értékkel (Geresdi, 2004).

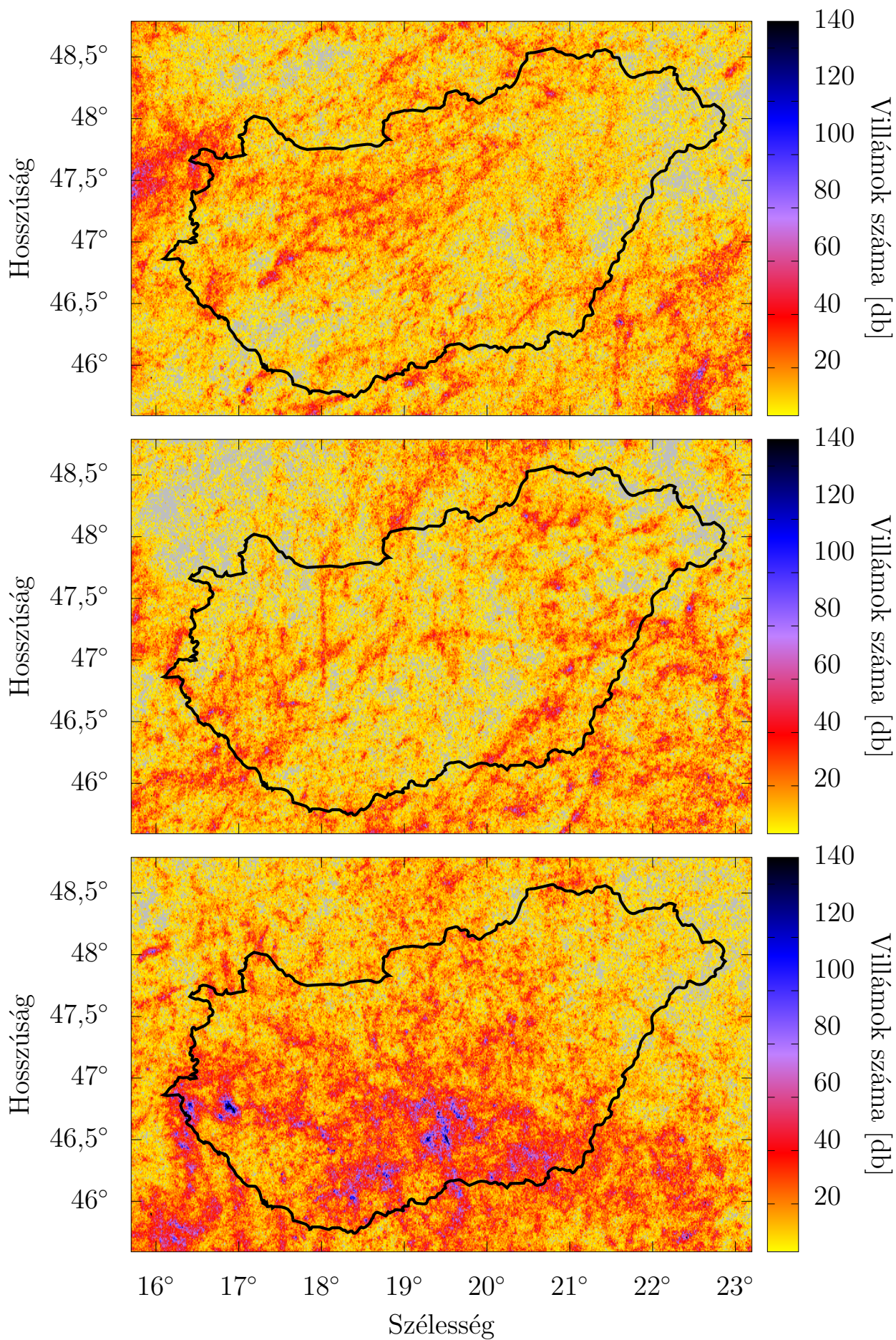
A villámok területi eloszlását a 3.3. ábrán láthatjuk a három éves időszak során. Az első, ami szembetűnik, hogy az Alföld területén nagyobb a villámok száma, mint Magyarország északi, főként az északkeleti részen. Jelentős villámlási többlettel rendelkező tájegységről nem beszélhetünk, viszont annyit biztosan állíthatunk, hogy a Nyírségben határozottan kevesebb villámcsapás történik, mint az ország más területein.



**3.3. ábra.** A villámok száma a 2012-2014 időszakban

A hazai domborzat villámlásra gyakorolt hatása nem figyelhető meg egyértelműen, viszont az országhatáron kívüli, magasabb hegyeknél megfigyelhető a villámszám többlet. Igaz ez az Alpok keleti részére, valamint Erdély, illetve leginkább az Északnyugati- és Déli-Kárpátok magaslataira.

A 3.3. ábrán lilás, kékes színnel jelzett kistérségű villámlási gócok eloszlásában megfigyelhető egyfajta vonalas struktúra is, aminek értelmezéséhez érdemes az egyes éveket külön is megnézni. A 3.4. ábrásorozaton rendre a 2012-es, 2013-as és 2014-es év villámjainak területi eloszlása látható, ilyen formában a villámlási gócok, illetve a maximumok vonalas szerkezete sokkal szembeötlőbb. Minden egyes ilyen góchoz vagy „vonalhoz” egy-egy intenzív, hosszú életű zivatar – jellemzően egy-egy szupercella – társítható. Mivel ezek mindegyike egyedi, kiugró esemény, így messzemenő következtetéseket nem érdemes ezen villámlási gócok vagy vonalak alapján levonni hazánk villámklimatológiájára vonatkozóan.



3.4. ábra. A villámok száma (2012, 2013, 2014)

### 3.3.2.1. Havi statisztikák

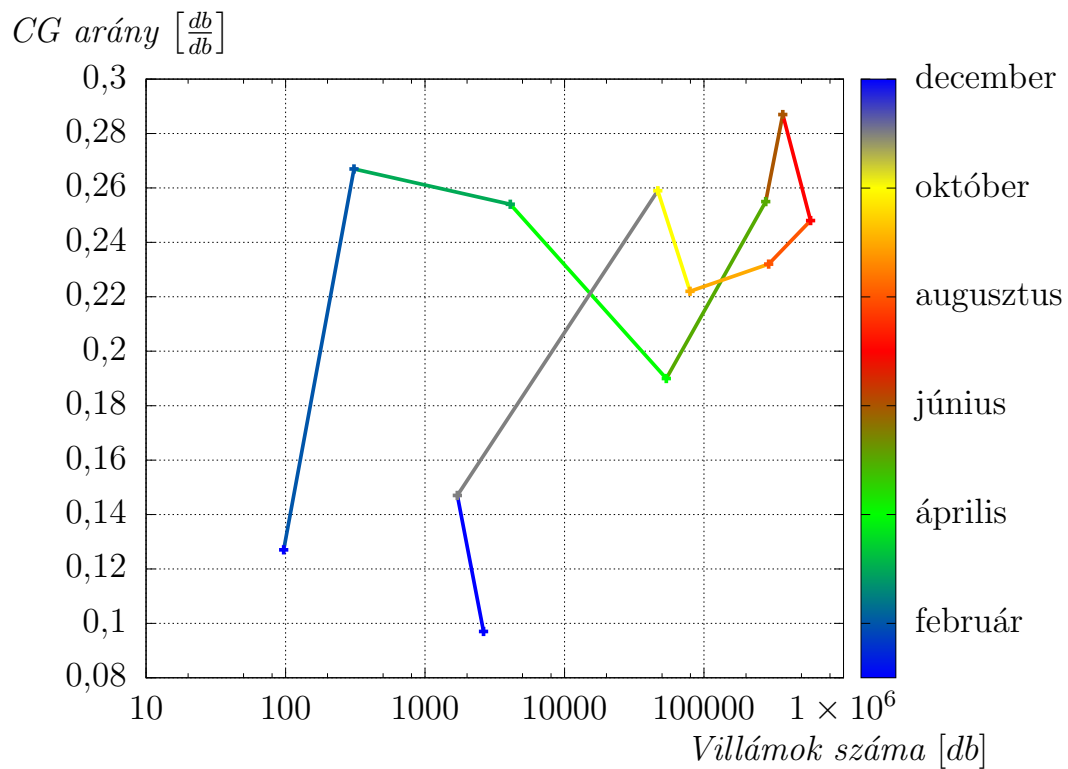
A három vizsgálati év összesített havi villám statisztikáit a 3.4. táblázat foglalja össze. Az olyan alapsmereti dolgok mellett, hogy nyáron van a legtöbb villám és télen a legkevesebb, néhány érdekességet is megállapíthatunk. Ilyen például a december hónap kiugróan magas villám aktivitása, amit valójában egy 2014. december 20-án esti óráiban átvonult intenzív hidegfront torzított el. A front zivatarjai 7 600 villámot produkáltak, tehát a decemberhez egy 130 körüli érték sokkal realisabb lenne.

**3.4. táblázat.** A 2012-2014 időszak havi villám statisztikái

	Villám [darab]	CG arány	Pozitív arány	Előjeles áram [ $\frac{kA}{villám}$ ]	Abszolút áram [ $\frac{kA}{villám}$ ]
január	97	0,127	0,244	-1,786±20,12	13,14±23,21
február	310	0,267	0,347	-2,349±22,53	13,60±27,49
március	4 087	0,254	0,323	-4,625±23,34	14,99±30,62
április	53 714	0,190	0,343	-2,591±16,96	11,13±22,17
május	276 880	0,255	0,324	-3,822±14,82	10,65±21,24
június	366 568	0,287	0,365	-5,004±14,92	11,65±22,82
július	580 112	0,248	0,406	-4,179±13,33	10,36±20,15
augusztus	290 620	0,232	0,404	-4,044±13,76	10,40±20,32
szeptember	79 247	0,222	0,382	-3,725±15,00	10,68±21,53
október	46 585	0,259	0,357	-5,070±16,48	11,82±24,46
november	1 703	0,147	0,439	-1,714±23,87	13,86±28,50
december	2 624	0,097	0,463	-1,138±21,39	13,27±26,30

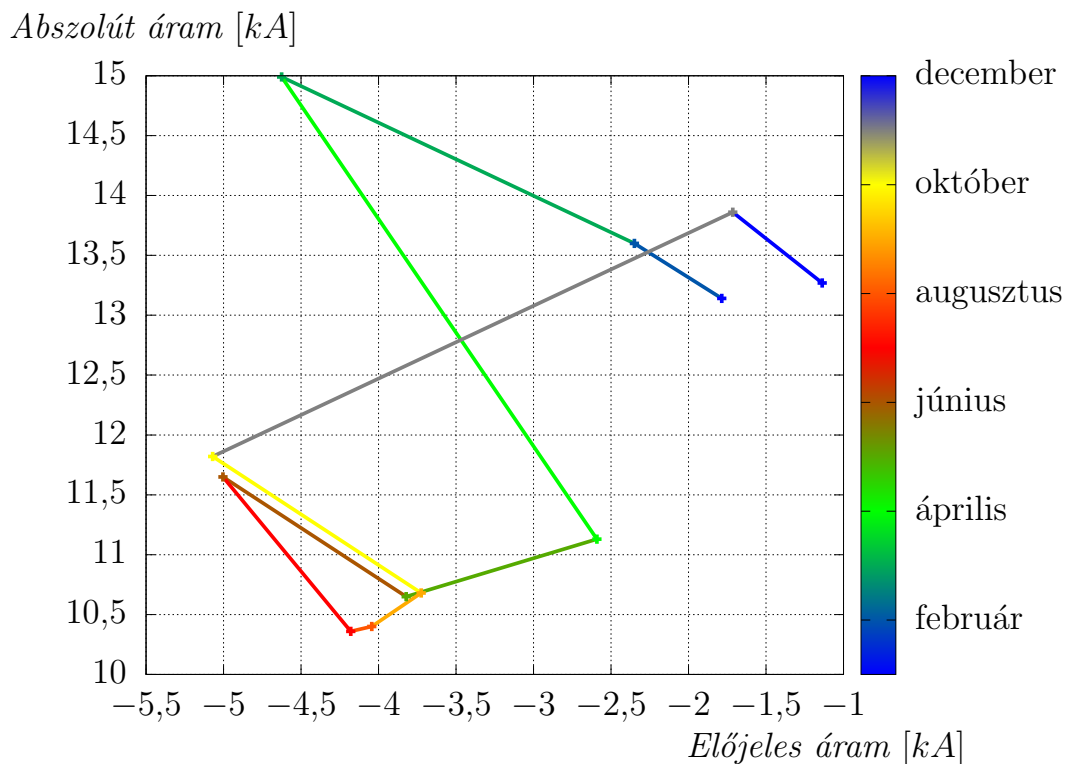
A részletesebb elemzésekhez két speciális diagramot használtunk fel (3.5. és 3.6. ábrák), melyek a megszokott formáktól eltérően három mennyiség kapcsolatát jelenítik meg. Segítségükkel két kiválasztott villám paraméter egyszerre vizsgálható az idő függvényében. Két paraméter szerepel a tengelyeken és az időbeliséget egy színskáláról olvashatjuk le. A színek reprezentálják a hónapokat és a színátmenetek segítségével könnyen követhetővé válik a villám statisztika.

A 3.5. ábrán a villámok számának függvényében a lecsapó villámok arányai szerepelnek. A piros színnel jelzett július során közel 600 000 darab villám volt átlagosan, ebből 24,8% volt lecsapó villám. Az ábrán jól elkülönül, hogy a zivataros periódusban (áprilistól októberig) nagyságrendekkel több villám keletkezett, mint az év másik felében. Szembetűnő, hogy a zivataros időszak lecsapó villámokban gazdagabb volt, mint a téli időszak. A CG arány a nyári időszakban nem mutat jelentős változékonyságot, csupán enyhe csökkenést.



**3.5. ábra.** A CG arány (lecsapó villámok aránya a teljes villámláshoz képest) a villámok számának függvényében havi átlagok esetén (2012-2014)

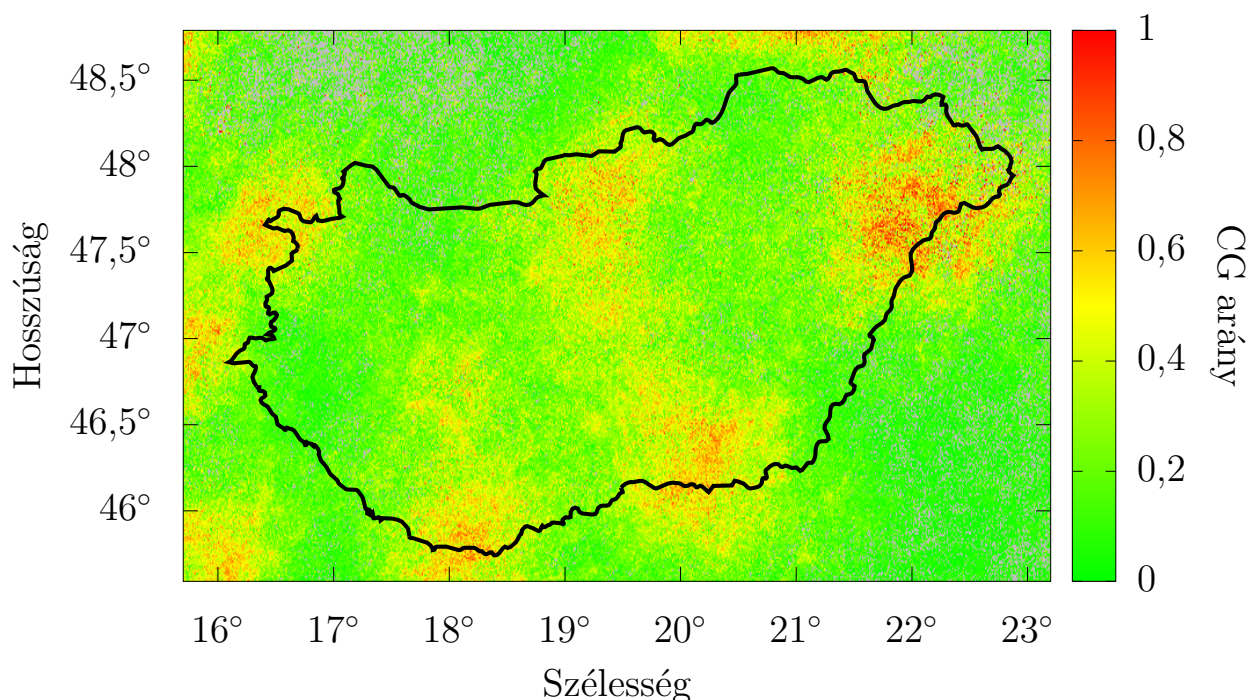
A 3.6. ábrán az előjeles és az abszolút átlagos havi áramok vannak ábrázolva. A görbén hasonlóan egyértelműen elkülöníthető a zivataros időszak. Megfigyelhető, hogy a nyári és őszi időszakban negatívabbak a villámok, míg télen határozottan nagyobb számban vannak a pozitív villámok, de átlagában még így is a negatív töltésűek vannak túlsúlyban. Ezt a 3.4. táblázat pozitív villám arányát megjelenítő oszlopa is alátámasztja (novemberben és decemberben a legmagasabb ez az érték). Habár január esetén nagyon alacsony a pozitív villámok száma, ám alapvetően egy villámlási szempontból nagyon kis elemszámú mintáról beszélhetünk, így ez a szám nem feltétlenül tekinthető reprezentatívnak. Abszolút áramban viszont vitathatatlanul különválnak a zivataros periódus és a téli időszak értékei. Nyáron az éves szinten is tapasztalt 11 kA körüli, míg a hidegebb hónapokban 13 kA-ert meghaladó értékek láthatók. Ki kell viszont hangsúlyozni, hogy mind az előjeles, mind az abszolút áram esetében a szórás még az éves átlagoknál tapasztalható képest is nagyon magas.



**3.6. ábra.** Az előjeles és az abszolút áramok havi átlagok esetén (2012-2014)

### 3.3.2.2. Megbízhatóság

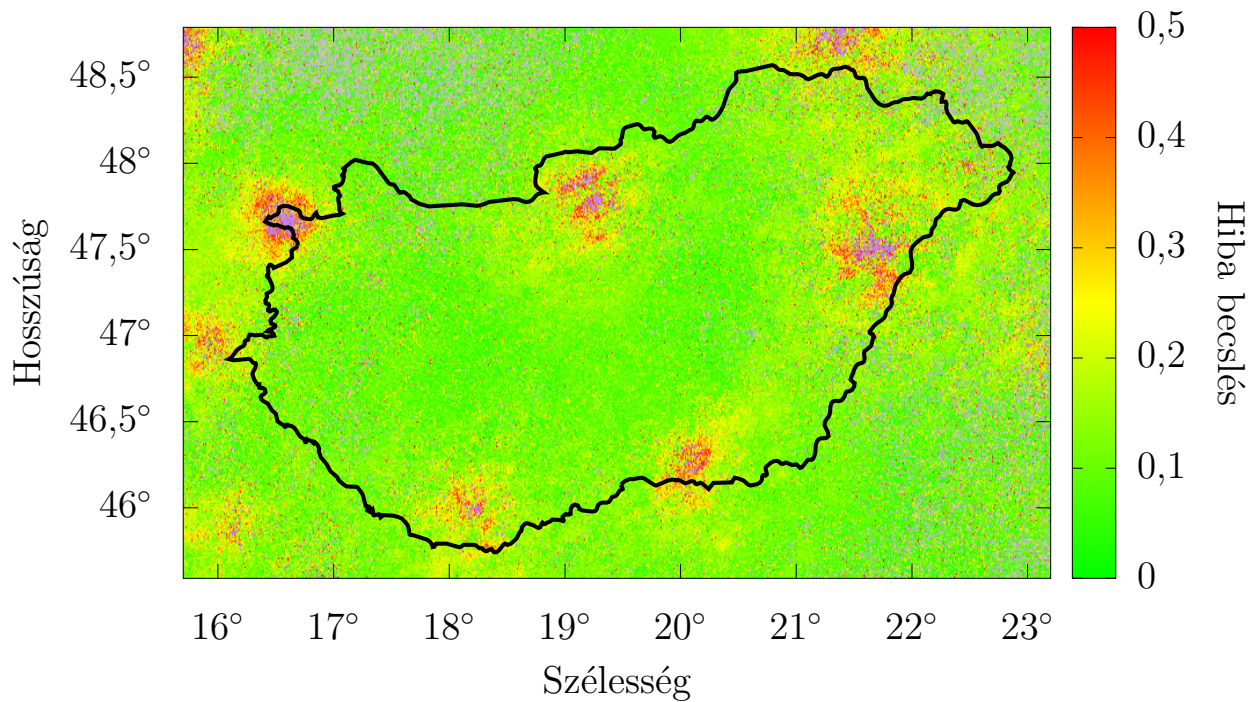
A 3.3.1. alfejezetben érintőlegesen már említést tettünk a villám adatok megbízhatóságáról. A három vizsgálati év adatai alapján elmondhatjuk, a LINET az állomások közelében a lecsapó villámok arányát jelentősen felülbecsüli (3.7. ábra).



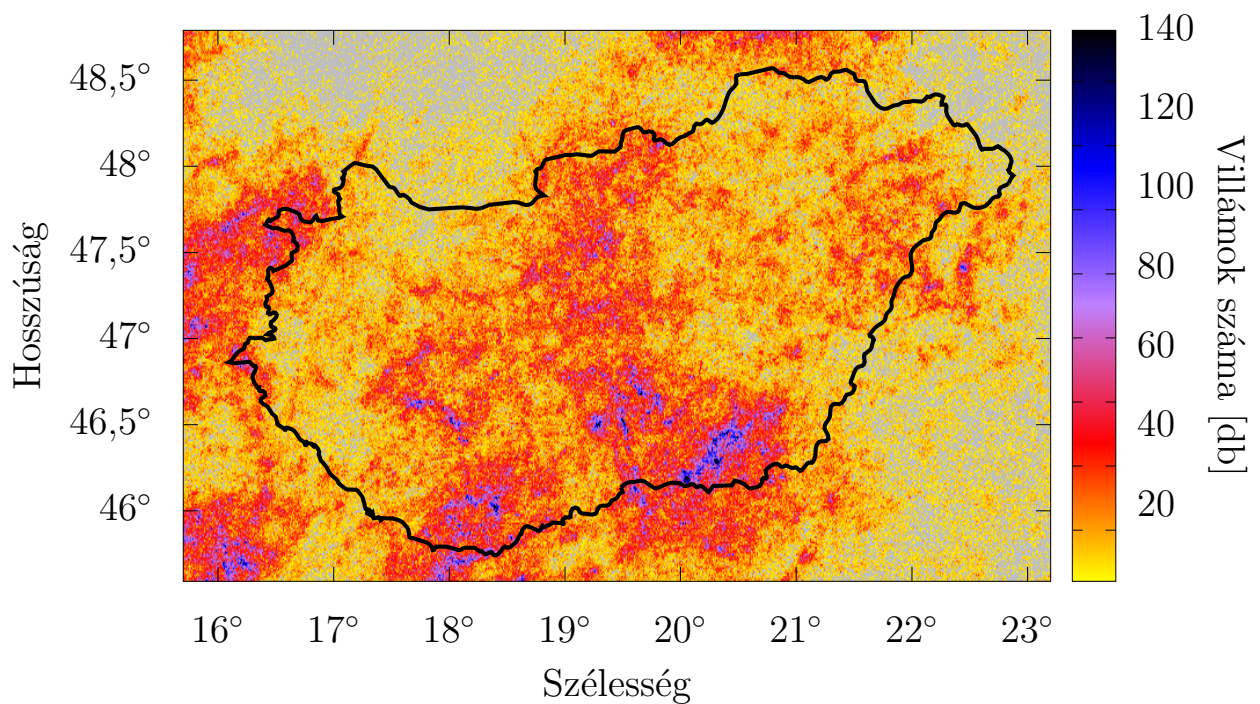
**3.7. ábra.** A lecsapó villámok aránya a 2012-2014 időszakban (a szürke pixelek esetében nem történt villámlás)

A 3.7. ábrán szemmel láthatóan kirajzolódnak a LINET állomások helyei. Az állomásoktól távol a CG arány az elvárt 0,1-es érték körül található, de ahogy közeledünk egy állomáshoz egyre jelentősebb felülbecslés tapasztalható. Ezt a tényt maga a LINET sem rejti véka alá, hiszen ahogy az látható a 3.8. ábrán, a lecsapó villámok lokalizációjának pontosságához tartozó becslési paraméter az állomásokhoz közeledve fokozatosan nő, vagyis csökkent a pontosság.

Felmerülhet a kérdés, hogy ez a hiba a villámok mennyiségében is érezteti hatását? A választ a 3.9. ábra adja meg, amin kevésbé ugyan, de szintén megfigyelhető a lecsapó villámok számának sűrűsödése az állomások környezetében, viszont az össz villámlásban ezt nem tapasztaltuk (3.4. ábrák). Így a fentiek alapján elmondható, hogy a LINET a villámlás tényét nem, de annak típusát számottevően félrebecsüli és így nagyobb arányban tekinti lecsapónak a villámokat az állomásokhoz közel.



**3.8. ábra.** A lecsapó villámok lokalizációjának rendszer által becsült hibája a 2012-2014 időszakban (a szürke pixelek esetében nem történt villámlás, a lila szín a 0,5-ös hibát meghaladó értékeket jelenti)



**3.9. ábra.** A lecsapó villámok száma a 2012-2014 időszakban (a szürke pixelek esetében nem történt villámlás)



### 3.3.3. Statisztikákból levont következtetések

- Eredményeinkkel bebizonyítottunk sok – a meteorológiai gyakorlatban már ismert – általánosságot a cellák fizikai tulajdonságaira (élettartam, méret, mozgási sebesség, irány), illetve villámlásuk mértékére vonatkozóan.
- Jelentős eredménynek könyvelhető el az a következtetés, hogy a 20 percnél rövidebb életű cellák zajként jelentkeznek az adatsorban. Célszerű tehát adatbázisunkban ezen cellák szűrését elvégezni, hiszen nagyon kis eséllyel jöhetnek csak szóba a kutatásaink során.
- Bevezettünk számos cella paramétert, köztük az ígéretes fajlagos áramot. Viszont a karakterisztikák vizsgálata alapján megállapítható, hogy a nem elektromos és a villám paraméterek kombinálása nem célravezető.
- A LINET pontatlanságaiból eredően nem támaszkodhatunk sem az áramerősségekre, sem a lecsapó villámok arányára. Az összesített villámmennyiséget viszont biztató pontossággal adja meg a lokalizációs rendszer.
- Ezért a továbbiakban azokra a zivatarokra fogunk koncentrálni, amelyek adott nap folyamán villámlási maximumokat produkáltak (pontos értelmezéshez lásd 3.5.1. alfejezet).

A fenti megállapítások alapján létrehoztunk egy módszert, amellyel a villámlás szempontjából legjelentősebb cellákat objektív módon jellemezhetjük.

### 3.4. Léggűjtő

A zivatar egy komplex, rendkívül nem-lineáris rendszer, amely a termodinamikai energiát elektromos aktivitássá alakítja át. Működése egy porszívóhoz hasonlítható, ám itt egy mechanikai rendszer helyett, a szívóhatást a zivatarcellában lezajló intenzív feláramlás következtében kialakuló alacsony szintű konvergencia biztosítja. Mivel a zivatar elektromos aktivitása arányos az általa használt légtömeg hőmennyiségével és nedvességével (Deierling & Petersen, 2008), ezért arra kell keresnünk a választ, hogy honnan és milyen légtömegeket gyűjt magába a rendszer. Ezért a vízgyűjtő analógiájára bevezetjük a *léggűjtő* (**Air Mass Catchment**) fogalmát (Mona, 2013; Mona et al., 2016c).

A léggűjtő az a levegő tartomány, ahonnan a zivatarcella az élete során magába szívhatja a légtömegeket a környezetéből. Azok lesznek az erőteljes anyagárammal és így elektromos aktivitással rendelkező zivatarok, amelyek nagy és jó léggűjtővel rendelkeznek. Az előbbit, tehát a léggűjtő méretének fontosságát nem kell hangsúlyozottan magyaráznunk. Röviden, minél nagyobb egy zivatar, vagy minél hosszabb ideig él, annál nagyobb az a terület, ahonnan magába képes szívni a levegőt. Ezért nagy anyagáramlás zajlik le benne és így nagy lesz az elektromos aktivitása is. Ez ahhoz a triviálitáshoz vezet, hogy a nagy és/vagy hosszú életű zivatarok, nagy léggűjtővel rendelkeznek és villám-produktivitásuk átlagon felüli.

A léggűjtő jóságát, vagyis minőségét illetően, már nem ilyen egyértelmű a helyzet. Ehhez tisztáznunk kell, hogy konvektív szempontból „jó minőségű” levegőnek nevezzük az olyan légtömegeket, amelyek segítik a konvekciót, tehát környezetükhöz képest instabilisak. Hiszen, amennyiben az alsó szinteken beáramló levegő jelentős felhajtóerőt képes kiváltani a zivatarfelhő környezetéhez képest, akkor a felhőn belül erősebb feláramlás is indul meg. Ilyen tulajdonságú légtömegeknek, megfelelően magas hőmérséklettel és kellő nedvességgel kell rendelkezni. A meteorológiában az ekvivalens potenciális hőmérséklet (EPT) a legalkalmasabb a légtömegek hőmérsékletének és nedvességtartalmának együttes összehasonlítására és elemzésére. Az EPT az a hőmérséklet amit a telítetlen nedves légréteg felvenne, ha száraz adiabatikusan 1000 hPa-os szintre vinnénk, majd ott kikondenzálnánk a levegő vízgőz tartalmát (Weidinger & Tasnádi, 2013). A  $\Theta_e$  ekvivalens potenciális hőmérséklet kiszámítási képlete a következő (Markowski & Richardson, 2010):

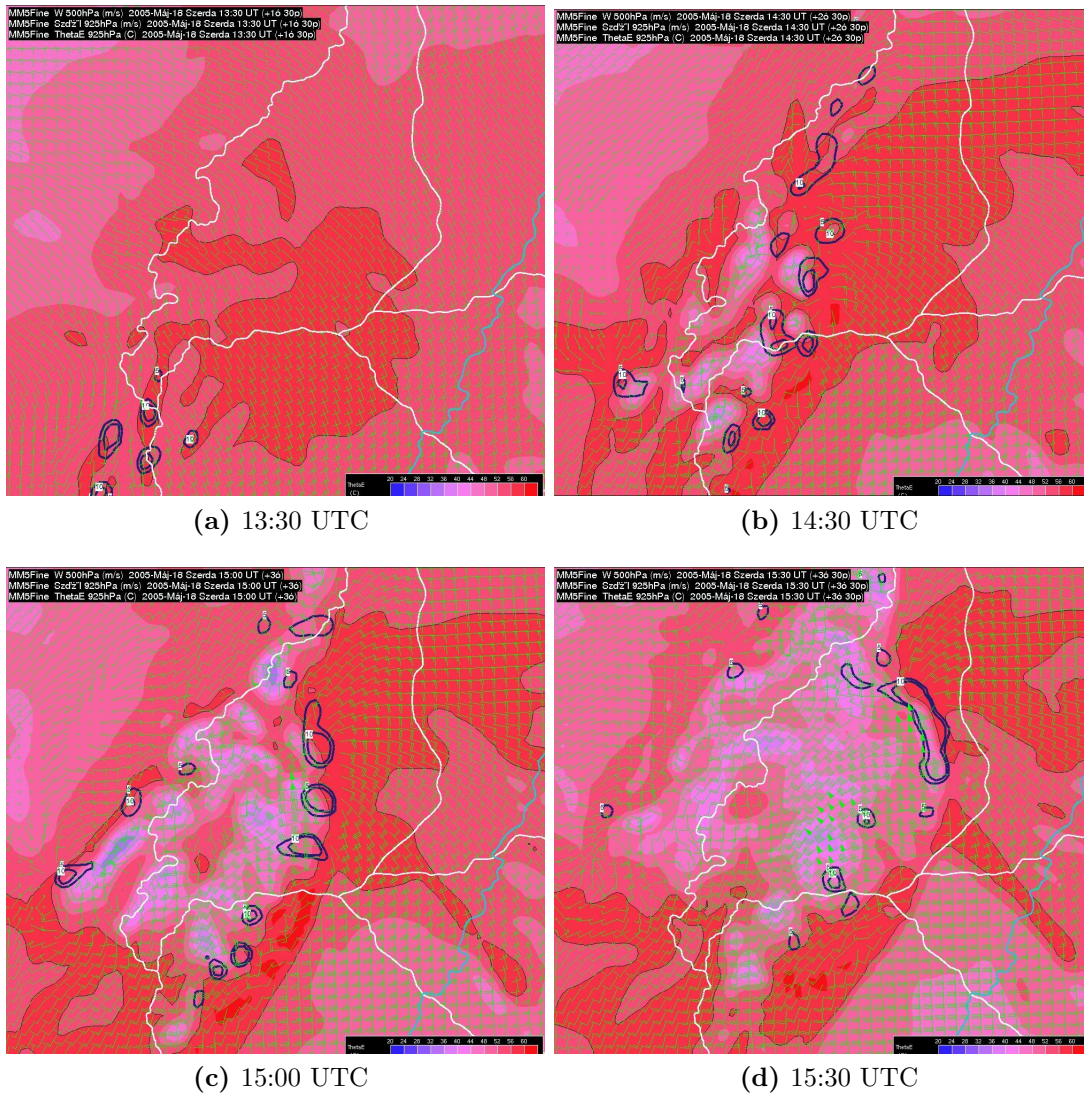
$$\Theta_e = T \cdot \left( \frac{p_0}{p_d} \right)^{R_d/(c_{pd}+r_t c_l)} \times \exp \left[ \frac{l_v r_v}{(c_{pd} + r_t c_l) \cdot T} \right] \quad (3.3)$$

ahol  $T$  a hőmérséklet,  $p_0 = 1000 \text{ hPa}$ ,  $p_d$  a száraz levegő nyomása,  $R_d$  a száraz levegőre vonatkozó gázállandó,  $c_{pd}$  az állandó nyomású száraz levegőre vett fajhő,  $c_l$  a folyékony víz fajhője izobárikus folyamat esetén,  $r_t$  a teljes víz keverési arány,  $r_v$  a vízgőz keverési arány,  $l_v$  a fajlagos látens párolgási hő. Ha az EPT értéke kicsi, hideg és száraz, ha magas, meleg és nedves légtömeget reprezentál. Tehát esetünkben, akkor nevezzük a léggűjtőt jó minőségűnek, ha magas EPT értékű légtömegeket tartalmaz.

Nézzünk erre egy gyakorlati példát. Az MM5 segítségével végzett korábbi vizsgálatok (Horváth et al., 2006) alapján a 3.10. ábrán jól kivehető, hogy a zivatarok magukba szívják a magas EPT értékű légtömegeket a 925 hPa-os szinten, miközben alacsonyabb EPT tartományt hagynak maguk után (Csirmaz et al., 2013; Horváth et al., 2006). Az ábrákon megfigyelhető az alacsony szintű (925 hPa) szélmező konvergenciája, ami a cellákban lezajló markáns feláramlása következtében fellépő szívóhatás következménye.

Az is látható, hogy a kezdetben északra haladó cellák (3.10. ábra (a) rész) miként alakítanak ki észak-déli kiterjedésű zivatar vonalat (3.10. ábra (b) rész), ami feltűnően keleties irányba mozdul (3.10. ábra (c) rész). Pontosan úgy, mint ha a cellák tudatosan keresnék a magas EPT értékű területeket. Továbbá az is szembetűnő, hogy végül az a cella erősödik meg jelentősen, amelyiknek a legtöbb magas EPT értékű légtömeget sikerült magába szívni (3.10. ábra (d) rész északi cellája). A példából az is kitűnik, hogy a délebbre lemaradó cellák fokozatosan gyengülnek, majd teljesen elhalnak, ahogy a hátramaradó rosszabb (alacsonyabb EPT-jű) léggűjtőből képesek csak magukba szívni a légtömegeket. Figyelemre méltó, hogy néhány cella nyugati irányba indul el (3.10. ábra (c) rész), amerre szabadon begyűjthető EPT mező áll rendelkezésre. Ám ez csupán egy keskeny sávban biztosítja a továbbélést ezen zivatarok számára, így végül elenyésznek.

A fentiek alapján azt várjuk, hogy azok a zivatarcellák lesznek elektromosan a legaktívabbak, amelyek nagy és jó léggűjtővel rendelkeznek. Azok lesznek a nagy és jó léggűjtővel rendelkező cellák, amelyek a legnagyobb olyan tartományról képesek összeszívni a környező légtömeget, amit más cellák még nem használtak fel a közel-múltban.



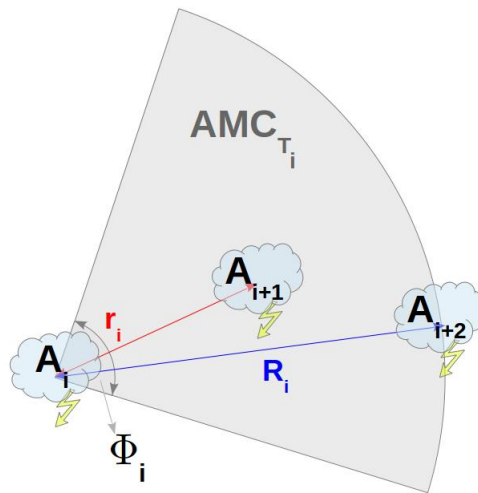
**3.10. ábra.** A zivatarok felemésztk az alacsony szintű EPT mezőt. MM5 modell szimuláció 2005. május 18-ára Szolnok környékén (Horváth et al., 2006). A színskála 20°C-tól (kék) 84°C-ig (piros) terjedően szemlélteti a 925 hPa-os ThetaE mezőt. A sötétkék színű izovonalak a különböző intenzitású feláramlási területeket az 500 hPa-os szinten, a zöld szélzászlók a 925 hPa-os szélmezőt jelölik.

Összefoglalva, egy cella adott életpillanatában akkor rendelkezhet nagy és jó léggűjtővel, ha annak *előterében* nem helyezkedtek el cellák a *közelmúltban*. Ez más szavakkal azt jelenti, hogy a cellának *élen haladónak*, vezetőcellának kell lennie a cellák áramlási rendszerében.

### 3.4.1. Élen haladó cellák

Az előző rész záró gondolata alapján, célunk, hogy a rendelkezésünkre álló zivatarcellák közül kiválogassuk azokat, amelyeket élen haladóknak nevezünk majd el. Ehhez meg kell határoznunk, hogy mit tekintünk *előtérnek* és mit nevezünk *közelműltnak*.

Egy zivatar *előtere* megegyezik a rendelkezésére álló léggűjtővel. Elméleti szempontból a léggűjtő az a tartomány-együttes, ami felett a zivatarcella élete során elhalad, és ahonnan ez idő alatt a levegőt beszívja. Az előbbi a cella mozgása alapján egyértelműen adódik. Az utóbbi meghatározásához, viszont feltételeznünk kell, hogy a zivatar alapvetően a haladási iránya felől szívja be a légtömegeket. Ezért egy adott  $A_i$  zivatarcella  $i$  időpillanatbeli léggűjtőjét legegyszerűbben a zivatarcella  $r_i$  haladási iránya felé nyíló körccikkkel közelíthetjük (3.11. ábra). A léggűjtő  $AMC_{T_i}$  területét egy adott  $i$  időpillanatban a körccikk  $R_i$  sugarával és  $\Phi_i$  nyílásszögével határolhatjuk be.



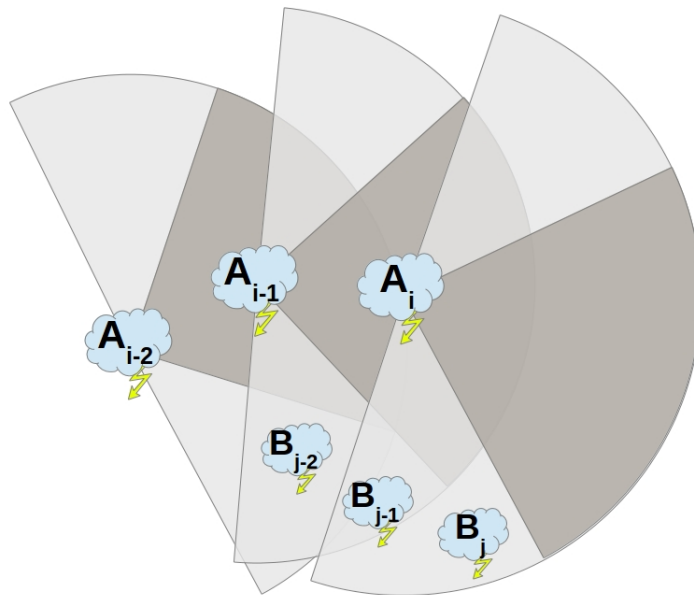
**3.11. ábra.** Egy zivatarcella léggűjtőjének meghatározása adott  $i$  időpillanatban.  $A_i$ ,  $A_{i+1}$ , és  $A_{i+2}$  rendre az A cella  $i$ -edik,  $i+1$ -edik, és  $i+2$ -edik időpillanatban felvett helyzetét jelöli.  $AMC_{T_i}$  a léggűjtőt reprezentáló körccikk területe. A körccikk sugara  $R_i$  és  $r_i$  irányba nyílik  $\Phi_i$  nyílásszög mellett.

A sugár valójában az a maximális távolság, ahonnan a cella adott  $i$  időpillanatban még beszívhatja a levegőt. Ideális esetben ehhez ismernünk kellene a zivatar beszívási sebességét az adott időpillanatban. Mivel a tisztán mérési alapon működő eljárásunk ennek meghatározását nem tette lehetővé, ezért feltételeztük, hogy egy zivatar adott időpillanatban nem képes a feláramlási sebességénél nagyobb sebességgel beszívni a levegőt. S mivel egy zivatar esetében az átlagos feláramlási sebesség összemérhető a rendszer haladási sebességével (Geresdi, 2004; Markowski & Richardson, 2010), ezért

a következő becslést alkalmaztuk: vettük a cella három egymást követő 5 perces időpillanatbeli helyét és ezeket  $i$ ,  $i + 1$ , és  $i + 2$  indexekkel jelöltük (3.11. ábra); a cella léggűjtőjének sugaraként, az  $i$ -edik és az  $i + 2$ -edik cellahelyzetek közötti  $R_i$  távolságot határoztuk meg az  $i$  időpillanatban (a 3.11. ábrán a kék nyíl). Így esetünkben ez az a maximális becsült távolság, ahonnan a cella az  $i$  időpillanatban még be tud szívni légtömegeket. Emellett a számítások során érzékenységi vizsgálatok gyanánt nagyobb távolságokat is megvizsgáltunk. A léggűjtő  $\Phi_i$  nyílásszögére első közelítésben egy  $90^\circ$ -os szöget választottunk, ami mellett a későbbi számítások során – szintén érzékenységi vizsgálat miatt – más szöveget is alkalmaztunk (3.7.4. alfejezet).

Most, hogy már egyértelműsítettük egy zivatar léggűjtőjének méretét, vizsgáljuk meg annak minőségét. Elmondható, hogy a fel nem használt levegő egy cella léggűjtőjében magas EPT értékűnek tekinthető egy zivataros időszak során (Horváth et al., 2006), vagyis alapvetően jó minőségű. Láthattuk, hogy egy cella elvonulását követően a léggűjtő minősége romlik, viszont korábbi kutatások alapján kijelenthető (lásd Horváth et al. (2006) 6. ábrája), hogy nagyjából három óra után az EPT mező helyreáll, a léggűjtő megújul. Nevezzük ezt az időt  $\tau$  megújulási időnek.

A 3.12. ábrán látható, hogy  $A_i$  cella élen haladónak tekinthető, ha a szürke színnel jelzett léggűjtőjében nem tartózkodott egyetlen  $B_j$  cella sem a  $\tau$  megújulási idő alatt. Ehhez minden  $j$  időpillanatában teljesülnie kell a  $j \notin [i - \tau, i]$  feltételnek, ahol  $i$  és  $j$  egymástól független időpillanatok. A 3.12. ábrán megfigyelhető, hogyha  $\Phi_i = 90^\circ$ , akkor  $A_i$  egyértelműen egy élen haladó cella. Míg, ha  $\Phi_i = 180^\circ$  és  $j = i$ , akkor  $A_i$  nem élen haladó, mert korábban a  $B$  cella áthaladt az  $A$  cella világos szürke színnel jelzett léggűjtőjén. Viszont, ha  $j > i$  vagy  $j < i - \tau_i$ , akkor  $A_i$  cella szintén élen haladónak tekinthető.



**3.12. ábra.** Az élen haladó és a nem élen haladó cellák közötti különbségtételt szemléltető szematikus ábra.  $A_{i-2}$ ,  $A_{i-1}$ , és  $A_i$  rendre az A cella  $i - 2$ -edik,  $i - 1$ -edik, és  $i$ -edik, míg  $B_{j-2}$ ,  $B_{j-1}$ , és  $B_j$  rendre a B cella  $j - 2$ -edik,  $j - 1$ -edik, és  $j$ -edik időpillanatban felvett helyzetét jelöli. A sötét szürke körök reprezentálják az A cella léggűjtőjét  $\Phi = 90^\circ$ -os (sötét szürke) és  $\Phi = 180^\circ$ -os (világos szürke) nyílásszögek esetén, adott időpillanatban.

### 3.5. Algoritmus

A fejezetben eddig felvázoltuk a TITAN zivatar cella azonosító és követő algoritmust, ismertettük annak villámlással csatolt általunk alkalmazott változatát a *radarTrack*-et, a vizsgálati időszak cella és villám statisztikáit is bemutattuk, illetve kidolgoztuk a léggűjtő elméletét. Ez utóbbival két új fogalmat vezettünk be: a léggűjtő, és az élen haladó cella fogalmát. A kettő hasonló jelentéssel bír, az élen haladó cellák valójában a nagy és jó léggűjtővel rendelkező cellák gyakorlatban megvalósítható formája. A léggűjtő fogalmát azért vezettük be, hogy kapcsolatot létesítsünk a cella nem elektromos karakterisztikái és villámlása között.

A feltevésünk tehát az, hogy a villámlás tekintetében nagy jelentőséggel bíró cellák nagy és jó léggűjtővel rendelkeznek. Minél több jó minőségű légtömeget képes magába gyűjteni egy cella, elektromos szempontból annál aktívabb lesz. A gyakorlatban ezt a hipotézist úgy tudjuk ellenőrizni, hogy a villámlási maximumot teljesítő cellákról eldöntjük, élen haladók-e? Ha azt kapjuk, hogy a nagy villámlással rendelkező cellák nagy többsége élen haladó, akkor a feltevésünk helytállónak tekinthető.

### 3.5.1. Élen haladó legvillámosabb cellák száma

Azokat a cellákat, amelyekhez egy zivataros nap során legalább egy 5 perces időlépcsőn keresztül a legtöbb villám tartozott, *villámlási maximumot teljesítő* celláknak nevezzük. Gyakran előfordul, hogy egy cella élete során több időlépcsőben is villámlási maximumot produkál, de nem minden alkalommal élen haladó. Ezért minden cellát megsúlyoztunk azzal, hogy milyen arányban volt élen haladó, amikor villámlási maximumot teljesített. Például, ha egy cella öt időlépcső alkalmával volt a legvillámosabb, de ebből csak három esetben volt élen haladó, akkor 0,6-es súllyal szerepel. Ennek köszönhetően kialakulhat például az, hogy egy nap folyamán 27 cella teljesített villámlási maximumot és ebből 22,5 cella volt élen haladó.

### 3.5.2. Az algoritmus lépései

A kidolgozott objektív módszerünk összefoglalva a következő lépésekből áll:

1. A vizsgált zivataros nap lagrange-i celláinak előállítása a *radarTrack* segítségével,
2. 20 percnél rövidebb életű cellák kiszűrése,
3. a nap folyamán minden 5 perces időintervallumra a villámlási maximumot teljesítő cellák kiválogatása,
4. a kiválogatott cellák élenhaladásának vizsgálata és
5. az eredmények kiértékelése.

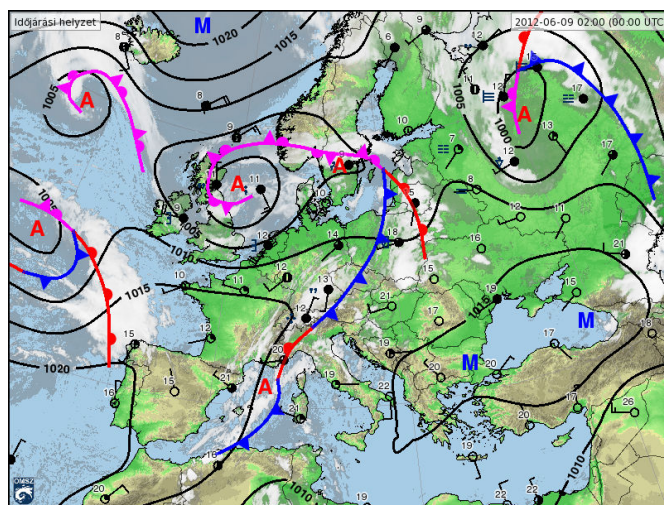


### 3.6. Esettanulmányok

Mona (2013) diplomamunkájához hasonlóan, a 3.5. alfejezetben ismertetett módszer teljes adatsoron való alkalmazása előtt a 2012-es év három, eltérő szinoptikus jellegű zivataros napjának esettanulmányán demonstráljuk az eljárás működését. Az esettanulmányokban az eljárás alkalmazása mellett, áttekintjük néhány különlegesebb zivatarcella viselkedését is. Az esettanulmányok során a léggűjtő három meghatározó paraméterét a 3.4.1. alfejezetben levezetettek szerint választottuk meg. Tehát a léggűjtő sugarára a két időlépcsővel későbbi cellahelyzet által meghatározott  $R$  távolságot, a  $\Phi$  nyílásszögére  $90^\circ$ -ot, a megújulási idejére pedig három órát vettünk.

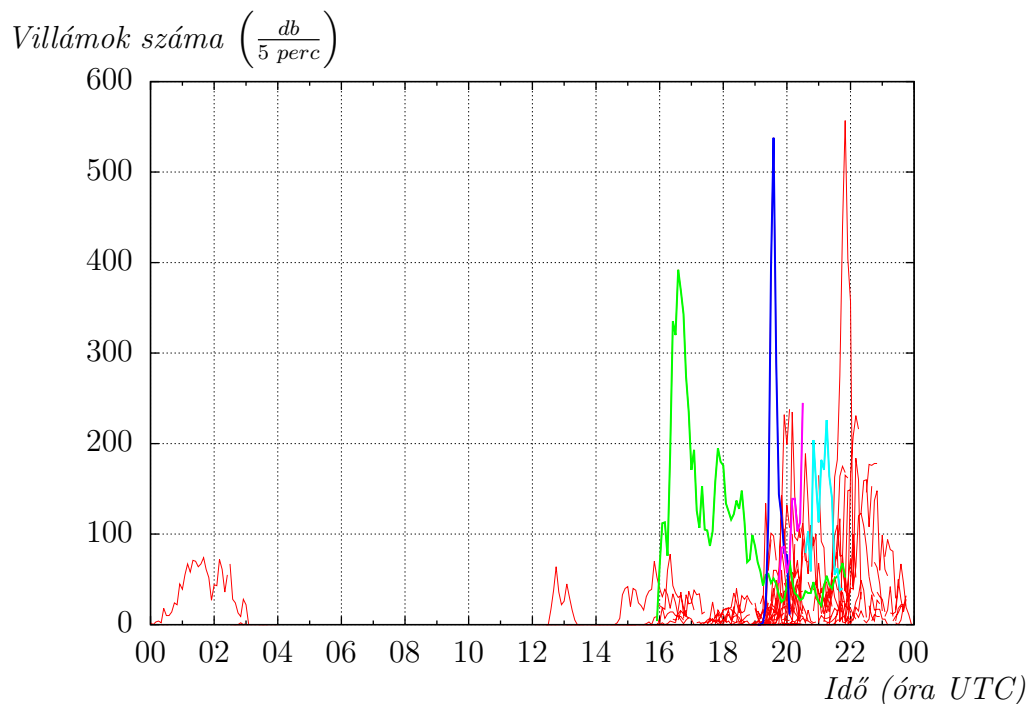
#### 3.6.1. A cellák és villámlásaik 2012. június 9-én

Az OMSZ napi jelentése erre a napra vonatkozóan (<http://www.met.hu/>): *az északi, északnyugati országrészben jobbra erősen felhős vagy borult volt az ég, és több alkalommal fordult elő zápor, néhol zivatar is kialakult. Másutt 9-14 órára kisütött a nap, viszont késő délutántól délnyugat felől egyre több helyen fordultak elő záporok, zivatarok. A hőmérséklet csúcértéke északnyugaton 19, 24, másutt 25 és 33 fok között változott. Éjszaka délnyugatról északkelet felé több hullámban zivatarláncok vonultak végig az országon, a déli megyékben pattantak ki a leghevesebb gócek. Hajnalra 13 és 18 fok közé hűlt le a levegő. A reggelig lehullott csapadék mennyisége többnyire csapadéknyom és 20 mm között alakult, de a Kab-hegyen 30, Orosházán 36 mm esett.*



3.13. ábra. Szinoptikus helyzet (2012. június 9.)

A nagy-skálájú folyamatok tekintetében azt mondhatjuk, hogy egy, az Alpokon átkelve behullámozott frontrendszer közelítette meg hazánkat (3.13. ábra). A nap folyamán nem haladt át teljesen, de hatására labilis, meleg-nedves légtömegek közelítették meg az országot az Adriai-tenger irányából. A konvekciót szinte minden elősegítette; a jelentős magas szintű divergencia, a pozitív örvényességi advekció a közepes szinteken, illetve erőteljes meleg advekció az alacsonyabb szinteken. A labilis helyzet ellenére nem túl sok zivatargóc alakult ki, ám azok, amelyek kialakultak, rendkívül hevesek voltak.

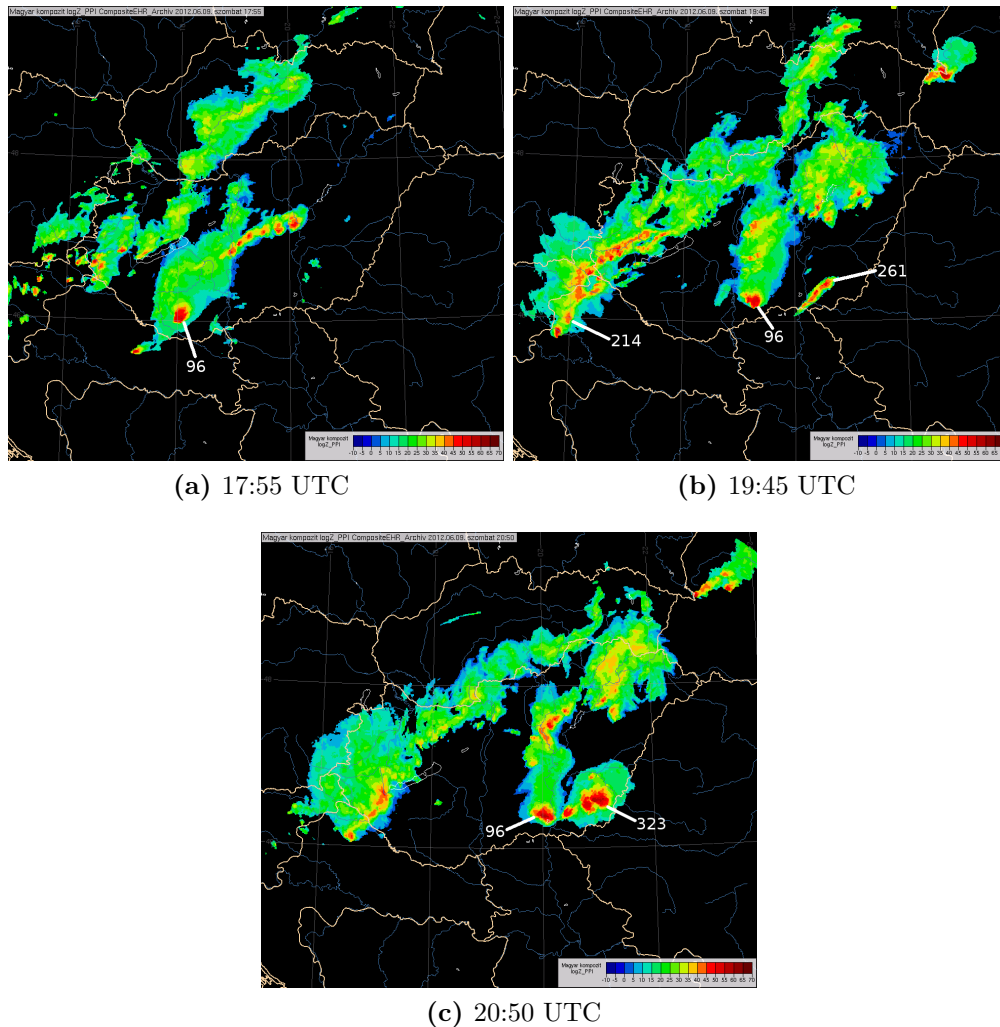


**3.14. ábra.** A görbe sereg és a vizsgált cellák villámlása (2012. június 9.)

A kiemelt cellák ID-ja: zöld 96, kék 214, magenta 261, és cián 323.

Az eljárás első fázisát a *radarTrack* segítségével végeztük el. Miután rendelkezésünkre álltak a lagrange-i cella adatok, elkészítettük a 3.14. ábrán látható görbe sereget. A görbe sereg 157 cellából áll. Ezek közül négy olyat emeltünk ki részletesebb vizsgálat céljából, amelyek tartósan villámlási maximumot produkáltak (3.14. ábra). Az ábrán zöld színnel van jelölve a 96-os azonosítójú cella, késsel a 214-es, magentával a 261-es, és ciánnal a 323-as. A 3.15. ábrán ugyanezen celláknak idő és térbeli elhelyezkedését követhetjük nyomon radarképek segítségével.

Mivel a 96-os cella egy szupercella volt és Szeged felett haladt el egy későbbi életstádiumában, ezért a továbbiakban *szegedi szupercella* néven hivatkozunk rá. A radarképeken látható, hogy sokáig magányosan vonult (3.15. ábra (a) része), amíg a 261-es cella vezetésével ki nem pattant néhány zivatar az útjában. Ezek a cellák nem is



**3.15. ábra.** Radarképek és cella azonosítók (2012. június 9.)

engedték tovább fejlődni a szegedi szupercellát (3.15. ábra (b) és (c) része). A 261-es cella elektromos vezér szerepét később teljesen a 323-as vette át. Valójában ez a két cella egynek tekintendő, csak a *radarTrack* hibája miatt váltak ketté.

A szegedi szupercella villámlási csúcsa a kezdeti életszakaszban figyelhető meg. Bár ebből nem vonhatunk le határozott következtetéseket, ugyanakkor érdekes egybeesés, hogy a későbbiekben bemutatásra kerülő július 29-ei balatoni szupercellának is hasonló villámlási menete volt. A villámlási csúcs után a szegedi szupercella esetében is sokkal kisebb elektromos aktivitás figyelhető meg.

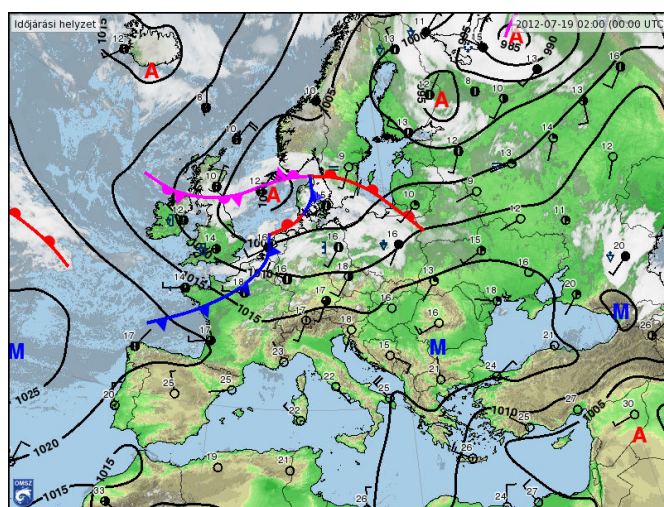
A másik érdekesség a 214-es cella, amely szintén teljesen szabad úton haladhatott élete során, ahogy az a 3.15. ábra (b) részén is látható. De mégsem volt élen haladó, mert túl közel voltak a zivatarrendszer társcellái. A *radarTrack* által hozzárendelt nagy villámlás tükrözi a valóságot. A jó minőségű léggyműjtő hiányát nagy valószínűséggel az

előtte haladó cellák kifutó szele által keltett triggerrel kompenzálta, ezáltal rövid élete során is igen nagy elektromos aktivitást mutatott.

A nap során 570 cellát detektált a *radarTrack*, ebből a rövid életű cellák kiszűrése után 145 maradt, ezekből 23 darab produkált maximális villámlást legalább egy időlépcsőig. Ezek közül csak 9,2 volt élen haladó, tehát a villámlás szempontjából aktív cellák 40%-a rendelkezett nagy és jó léggűjtővel.

### 3.6.2. A cellák és villámlásaik 2012. július 19-én

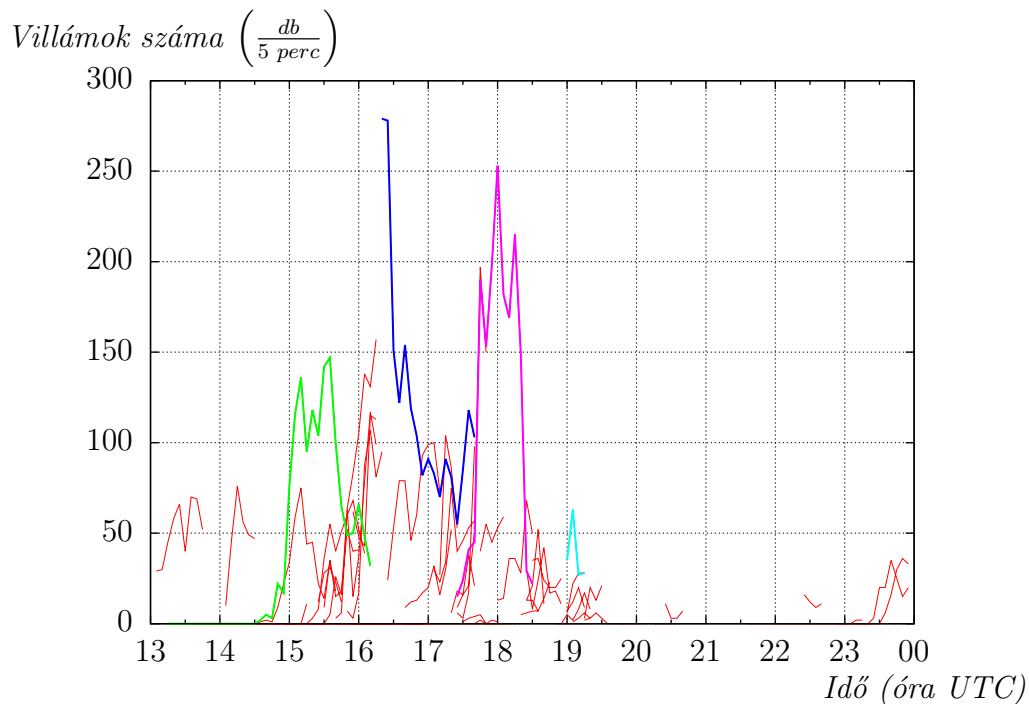
Az OMSZ napi jelentésében a következő szerepelt (<http://www.met.hu/>): *a nap nagy részében derült, napos, száraz idő volt, csak északnyugaton növekedett meg késő délutántól a felhőzet, és ott zápor, zivatar is kialakult. Többfelé megerősödött a délnyugati, déli szél. A hőmérséklet csúcértéke 30 és 36 fok között változott. Éjszaka az ország északi felén többfelé fordultak elő viharos szellőkkel kísért zivatarok. Hajnalra 14 és 20 fok közé hűlt le a levegő.*



**3.16. ábra.** Szinoptikus helyzet (2012. július 19.)

Jelentős nagyskálájú légköri objektum nem tartózkodott a térségben. A trigger hatások (advekción és örvényességi viszonyok) mérsékelték voltak a nap folyamán. Egészen a délutáni órákig nem is alakultak ki zivatarok, mint ahogy az OMSZ napi jelentésében is szerepel. Ezek a zivatarrendszerek a nyugatias alapáramlással sodródó egyszerű konvergencia vonalak lehettek.

Az alapvetően gyengén zivataros helyzetből kiválogattuk a markánsabb villám me-  
nettel rendelkező cellákat. Ezek a zivatarcellák a 3.17. ábrán zölddel kiemelt 2-es,  
a kézzel megjelölt 121-es, a magentával ábrázolt 185-ös, és a ciánra színezett 234-es



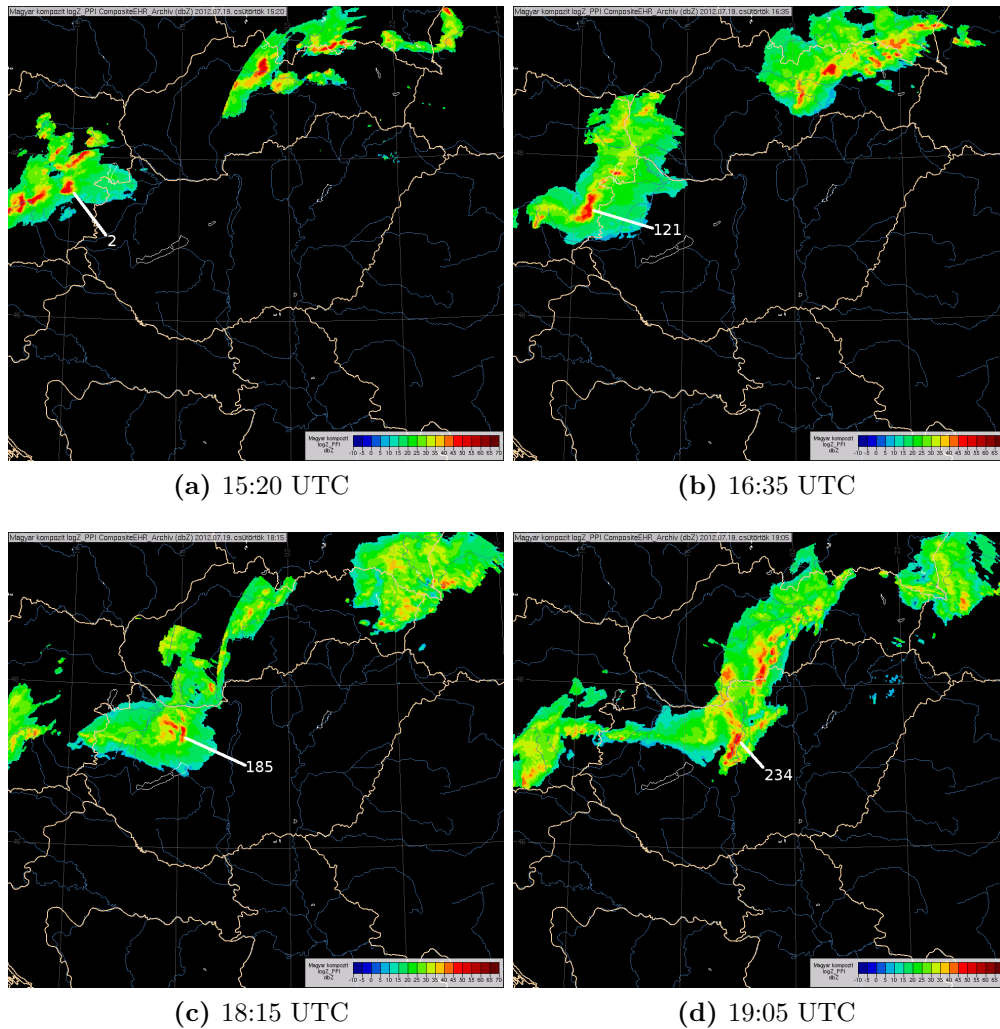
**3.17. ábra.** A görbe sereg és a vizsgált cellák villámlása (2012. július 19.)  
A kiemelt cellák ID-ja: zöld 2, kék 121, magenta 185, és cían 234.

cellák. Habár mindnyájan villámlási maximumot teljesítettek, de a leggyengébb 234-es cella az összesítetten 153 darab villámjával már csak átlagosnak tekinthető.

Egyazon nyugatias squall-line-ba tartozik mind a négy cella. Egymást váltva patantak ki a rendszeren belül. Mind a négy zivatar határozottan elől haladó volt. Az első három megállná a helyét az előző esettanulmány zivatarai között is, ám a zivataros szituáció ez esetben lényegesen gyengébb.

A 2-es cella mozgása során nem kényszerült irányváltoztatásra (3.18. ábra (a) része). Ez a cella nyomult leelőre a squall-line haladása során. Tehát jelentős léggűjtővel rendelkezett, ami meg is mutatkozik a villám menetében. A hozzá képest kezdetben sokkal több villámot termelő 121-es zivatar dél-keletebbre alakult ki a rendszerben (3.18. ábra (b) része). Mozgása nem teljesen nyugatias, kitért dél felé. Inkább kelet-délkelet irányba kanyarodott, olyan területek felé, ahol még nem haladt el zivatar, vagyis a jó minőségű léggűjtő irányába.

Számunkra a legkülönlegesebb a 185-ös cella (3.18. ábra (c) része). Méretét tekintve közepes, eleinte inkább kicsi, ellenben az egyenletesen magas villámlás figyelemre méltóvá teszi. 18:40 UTC-kor kialakult a squall-line előtt – talán a zivataros kifutó szélnek köszönhetően – egy rövid életű instabilitási vonal. Ahhoz viszont elég hosszú ideig fenn maradt, hogy a 185-ös zivatar elől *elnyelje a nyersanyagot*, a cella doku-



**3.18. ábra.** Radarképek és cella azonosítók (2012. július 19.)

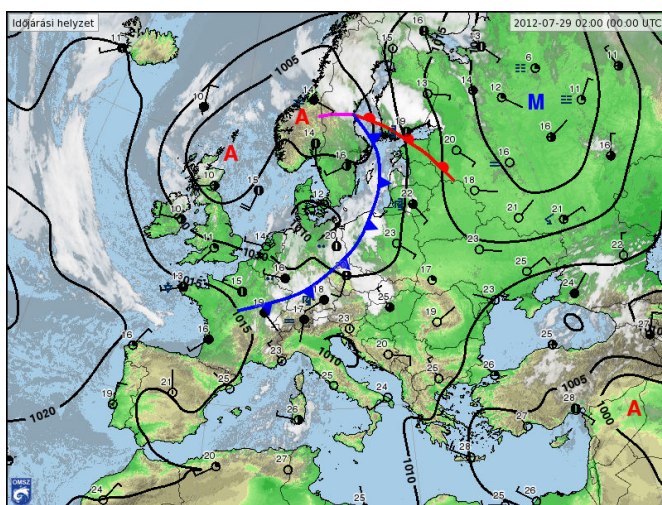
mentáltan le is hanyatlott. Ezt megelőzően élen haladó volt, és nagy légyűjtőjének köszönhetően látványos villámlási menetet rajzolt. Jól megfigyelhető, hogy amint rossz minőségű légyűjtőbe kényszerült, azonnal kikerült a villámlási maximumot teljesítők sorából (3.17. ábra).

A 234-es cella a zivatarrendszer leépülő életszakaszában jelent meg, ezért csak a környezetéhez viszonyítva látszik erősnek. Valójában az általa termelt villámlási csúcscskán elmarad a másik három cella teljesítménye mögött. Kiemelkedése a többi cella közül annak köszönhető, hogy az előbb említett instabilitási vonaltól délebbre jelent meg (3.18. ábra (d) része), az általa bejárt légyűjtőn még nem haladt át másik cella. Maga az alaprendszer időközben legyengült, hiába haladt megfelelő úton a cella, rövid időn belül elhalt.

A nap folyamán összesen 336 zivatarcella volt (szűrés után 79), ezek közül villámlási maximumot 23 darab produkált, 15,14 darab rendelkezett háborítatlan légggyűjtővel. Így a villámlás szempontból legaktívabb cellák 65,8%-át tették ki az élen haladók. A mérsékelt nagy-térségű trigger-hatások miatt, a helyi hatások szerepe egyértelműbb volt és látványosan növelte az arányszámot az előző esettanulmányhoz képest.

### 3.6.3. A cellák és villámlásaik 2012. július 29-én

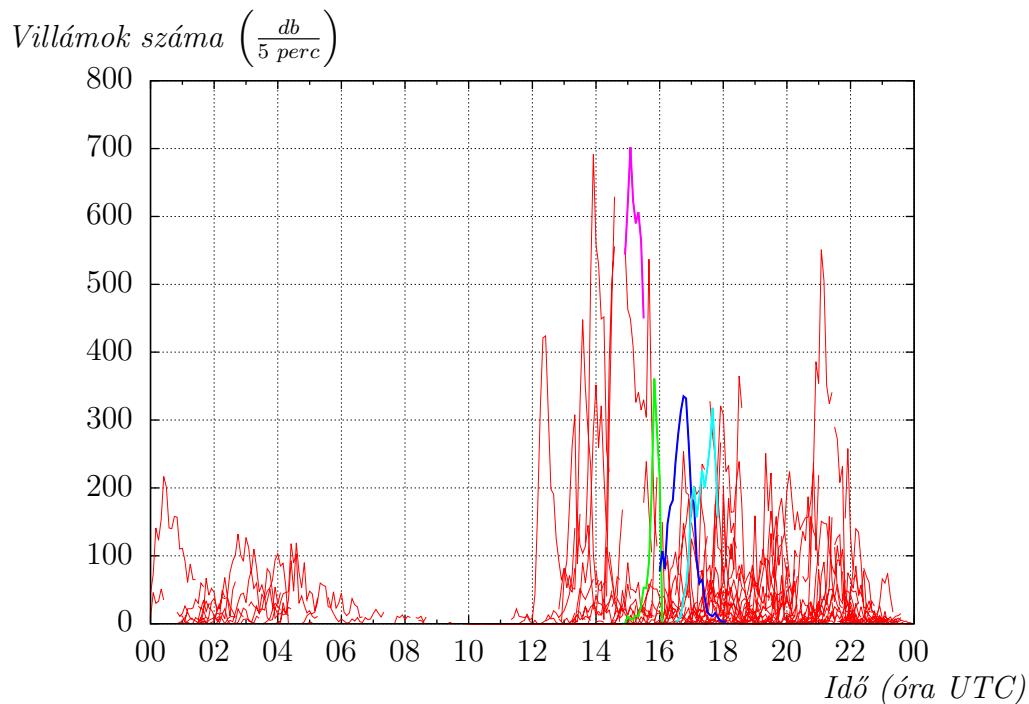
Az OMSZ napi jelentésében erre a napra a következő szerepelt (<http://www.met.hu/>): *a hajnali, reggeli órákban a Dunántúl északi részén, a főváros térségében és attól kissé keletre többfelé alakult ki zápor, zivatar. Ezt követően ott is csökkent a felhőzet, kiderült az ég, 5-12 órára kisütött a nap. Kora délután nyugaton, később másutt is egyre többfelé erős gomolyfelhő-képződés kezdődött, és alakult ki zápor, zivatar. Heves zivatarok is voltak jégesővel, felhőszakadással, szélviharral. A hőmérséklet csúcértéke 27 és 36 fok között változott. Éjszaka is még többfelé fordult elő zápor, zivatar. Hajnalra 14 és 21 fok közé hűlt le a levegő.*



3.19. ábra. Szinoptikus helyzet (2012. július 29.)

Egy gyorsan mozgó hidegfront átvonulása jellemezte nagy-skálán a nap délutáni és esti óráinak időjárását. Kettős rendszer vonult végig az országon. Először egy kisebb szlovén instabilitási vonal tört be az országba dél-nyugat felől a front előoldalán, de nem sokkal utána a front is megérkezett nyugat felől. A hidegfront előtt sorra pattantak ki a zivatargócok és söpörtek végig hazánkon.

Az előző esettanulmánnyal ellentétben a 3.20. ábráról négy, olyan cellát emeltünk ki, amelyek legalább a villámlási maximum teljesítéséig élen haladók voltak. Ezek a



**3.20. ábra.** A görbe sereg és a vizsgált cellák villámlása (2012. július 29.)  
A kiemelt cellák ID-ja: zöld 519, kék 618, magenta 521, és cián 659.

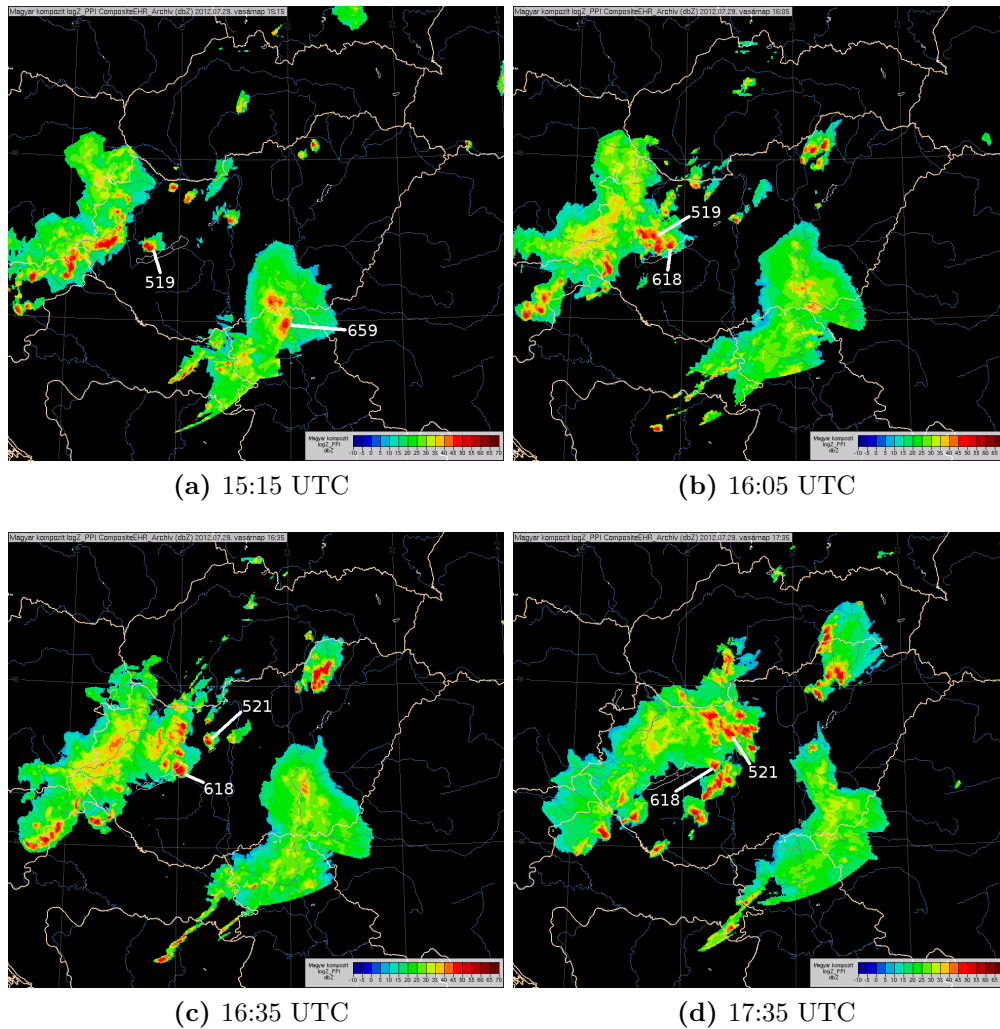
következők: zöld színnel a 519-es, kékkel a 618-as, magentával a 521-es, és ciánnal az 659-es cellák.

Az 519-es cella nem volt szupercella, de közel állt hozzá. Megelőzte az összes környező cellát (3.21. ábra (a) része) és az alapáramlástól kicsit jobbra tért el (délekeleties irányba). Vesztét a mögötte haladó gyorsabban mozgó squall-line okozta. A nagyobb rendszerrel való *ütközést* követően a cella három részre vált szét (3.21. ábra (b) része). A két kiszakadó cella a 618-as és egy lemaradó kisebb – ami elől a 618-as azonnal elszívta a *tüzelőanyagot* (3.21. ábra (c) része). Az *anya cella* háttérbe szorult és teljesen legyengült.

A 618-as cellát *balatoni szupercellának* neveztük el (3.22. ábra). A zivatarcella akadálytalanul vonult egészen addig, míg előtte ki nem alakult egy konvergencia vonal, ami lerombolta az előtte elterülő léggűjtőt. Így minden irányból rossz minőségű levegővel volt körül véve. A cella villámlásának menete nagyon hasonlít a szegedi szupercelláéhoz. A *balatoni szupercellának* azonban az előbb említett okok miatt, nem volt lehetősége hosszan fennmaradni.

Hasonlóan hamar elhalt az 521-es cella. Kezdetben teljesen magányosnak indult, később viszont beragadt a mögötte haladó squall-line és az előtte hirtelen kipattanó cella közé.





**3.21. ábra.** Radarképek és cella azonosítók (2012. július 29.)

A 659-es cella produkálta a nap során a legmagasabb villámlási csúcsot. Ez a zivatar az előzőektől teljes mértékben független rendszer élen haladó cellája volt. Délebben mozgott, mint a többi vizsgált cella. Így nagy és igen jó léggűjtőből tudott akadálytalanul „tüzelőanyagot” szerezni. Még így is csak kicsit több, mint átlagos ideig tudott fennmaradni.

A nap során 1424 zivatarcellát detektálhattunk. Ebből 34 cella produkált villámlási maximumot. Ezek közül 30 darab cella volt élen haladó, vagyis 88%-ban a nagy és jó léggűjtővel rendelkező cellák voltak elektromos szempontból a legjelentősebbek.



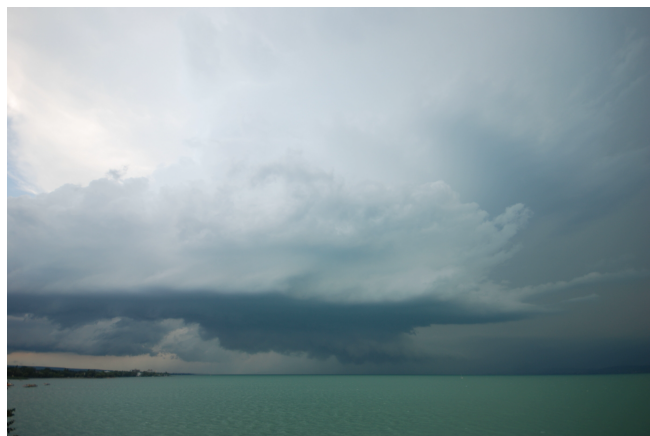
(a) a tornyosuló zivatar



(b) jellegzetes mammatus felhők



(c) kialakul a falfelhő



(d) megerősödik a szupercella



(e) a kifutószél a víz felszínén is megfigyelhető



(f) a szupercella végigsöpör a Balatonon

**3.22. ábra.** A balatoni szupercella

## 3.7. Eredmények

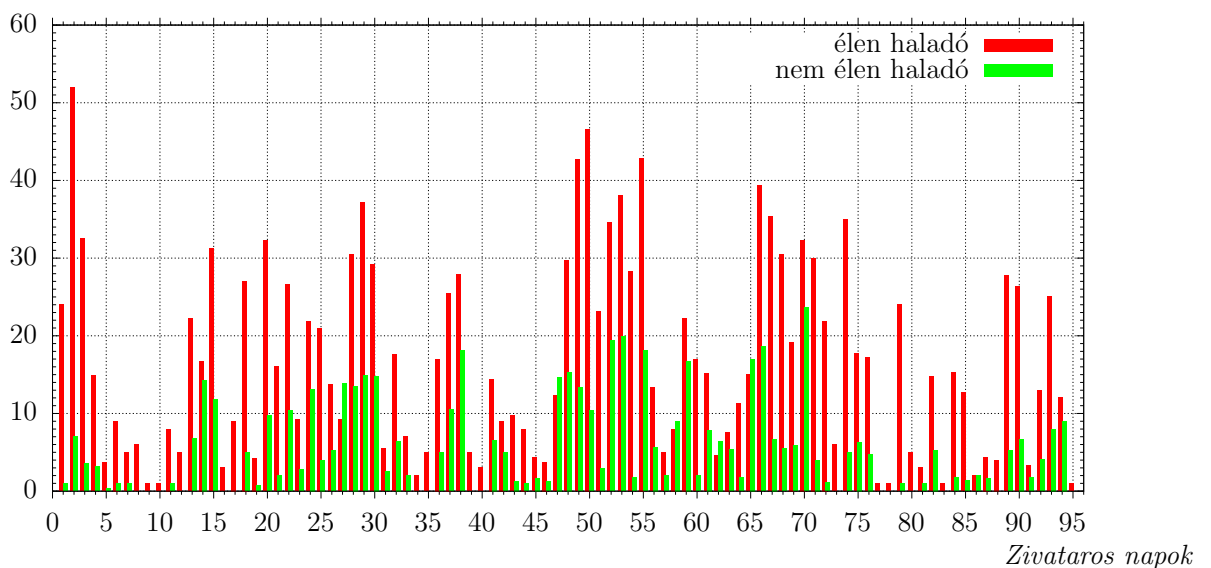
A 3.6. alfejezet esettanulmányai alapján elmondhatjuk, hogy a 3.5. alfejezetben felvázolt algoritmus sikeresnek mondható, de közel sem nevezhetők ezek a részeredmények reprezentatívnak. Ezért a következőkben összesített formában a 2012-es, a 2013-as és a 2014-es év összes zivataros napjaira bemutatjuk, hogy mennyire volt hatékony az elméletünk. A léggűjtő elmélet sikerességét számszerűsíti az a tény, hogy hány százalékban voltak élen haladók a villámlási maximumot teljesítő cellák. Ez az arány a modell bevalásának tekinthető.

A léggűjtőt jellemző paraméterek értékét többféle kombinációra is beállítottuk, ezért érdemes bevezetni a következő rövidítő jelölést:  $R/\Phi/\tau$ . Például 2/90/3, ahol a számjegyek rendre a 2 cellahelyzetnyi  $R$  távolságot, a  $90^\circ$ -os  $\Phi$  nyílásszöveget, és a 3 órás  $\tau$  megújulási időt jelentik. A 2/90/3 tekinthető az alapbeállításnak, hiszen ezt vezettük le a 3.4.1. alfejezetben és ugyan ezt alkalmaztuk az esettanulmányok során.

### 3.7.1. 2012-es év zivataros napjai

A 2012-es év vizsgálati időszaka során 96 zivataros nap volt. A 3.23. ábrán látható, hogy az egyes napokon hány darab olyan cella volt, amelyik a nap során legalább egy 5 perces intervallumban villámlási maximumot teljesített. Az ábrán piros színnel az élen haladó és zöld színnel a nem élen haladó cellák szerepelnek.

*Cella szám*



**3.23. ábra.** A 2012-es év zivataros napjain villámlási maximumot teljesítő élen és nem élen haladó celláinak száma a léggűjtő elmélet 2/90/3 beállításával való alkalmazása esetén

Az élen haladó cellák dominanciája egyértelmű, a közel száz zivataros napból csupán hat alkalommal fordult elő, hogy nem az élen haladó cellák voltak nagyobb arányban. Az elméletünk pont 3.6.1. alfejezetben bemutatott első esettanulmányánál hozta a leggyengébb eredményt.

**3.5. táblázat.** A 2012. év beválási arányai a 2/90/3 beállítású léggűjtő esetén

Élen haladók aránya	Esetek aránya
70% fölött	75%
80% fölött	50%
90% fölött	27%
100%	19%

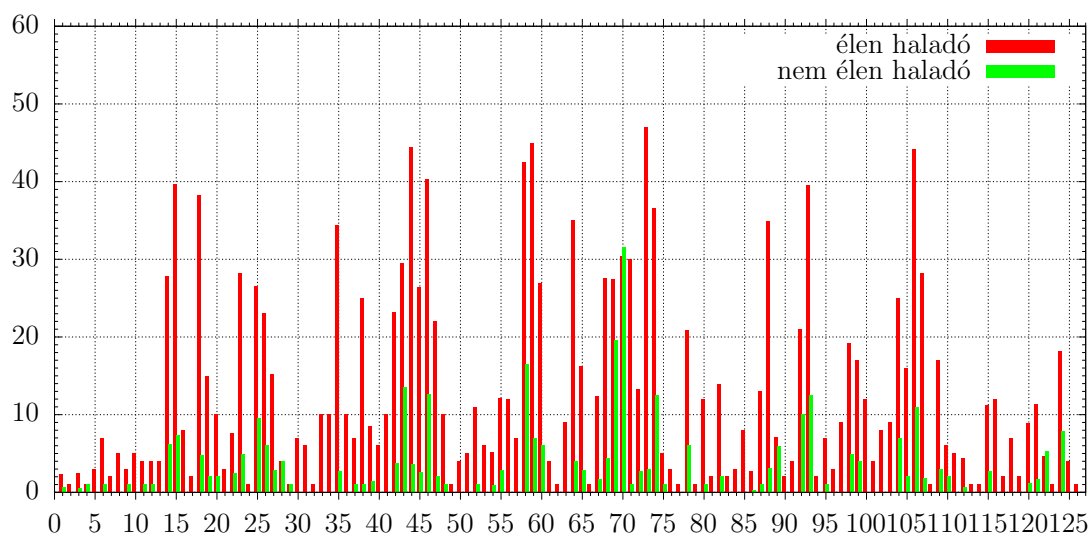
A 3.5. táblázatból láthatjuk, hogy a zivataros napok 75%-a esetén teljesült, hogy az élen haladók aránya 70%-os vagy a fölötti értéket vett fel. A zivataros napok 50%-ra igaz, hogy a nagy és jó léggűjtővel rendelkező cellák a villámlási csúcsot teljesítő cellák legalább 80%-át teszik ki. Az esetek több mint negyedénél az is teljesül, hogy az élen haladó cellák minimum a 90%-át teszik ki a legvillámossabb celláknak. A táblázat utolsó sorából kitűnik, hogy a 96 zivataros nap közül 18 esetén igaz, hogy az adott nap során villámlási maximumot teljesítő zivatarcellák kizárólag élen haladó cellák voltak.

A 2012-es évre vonatkozóan elmondható, hogy a zivataros napokon a legvillámossabb cellák átlagosan 79,3%-a volt élen haladó, 15,5%-os szórás mellett. Tehát a léggűjtő elmélet sikeresen alkalmazható volt a 2012-es év zivataros napjain.

### 3.7.2. 2013-as év zivataros napjai

A 3.24. ábrán a 2013-as év 127 zivataros napjának élen és nem élen haladó legvillámossabb celláinak száma látható. Már ránézésre is sejthető, hogy az elmélet még az előző évhez képest is sikeresebben teljesített. Mindössze három alkalommal fordult elő, hogy nem az élen haladó cellák teljesítettek nagyobb számban villámlási maximumot. Az elméletünknek a leggyengébb, 46,9%-os beválása az év 123. zivataros napján, október 12-én volt. Ezen a napon a zivatarok egy éjszaka átvonuló hidegfrontnak képezték a részét, amiben a cellák egymás követően pattantak ki és a villámlás szempontjából még a legerősebbek sem érték el az átlagosnak nevezhető értékeket.

Cella szám



Zivataros napok

**3.24. ábra.** A 2013-as év zivataros napjain villámlási maximumot teljesítő élen és nem élen haladó celláinak száma a léggűjtő elmélet 2/90/3 beállítással való alkalmazása esetén

Az előző évhez hasonlóan, a 3.6. táblázat alapján a 2013-as évre vonatkozóan is láthatjuk, hogy a léggűjtő elmélet hatékonysága egyértelmű. Az arányokra jelentősen jobb eredményeket kaptunk, így az évre vonatkozó átlag sem meglepő, hogy magasabb lett: 89,3%, aminek szórása 13%.

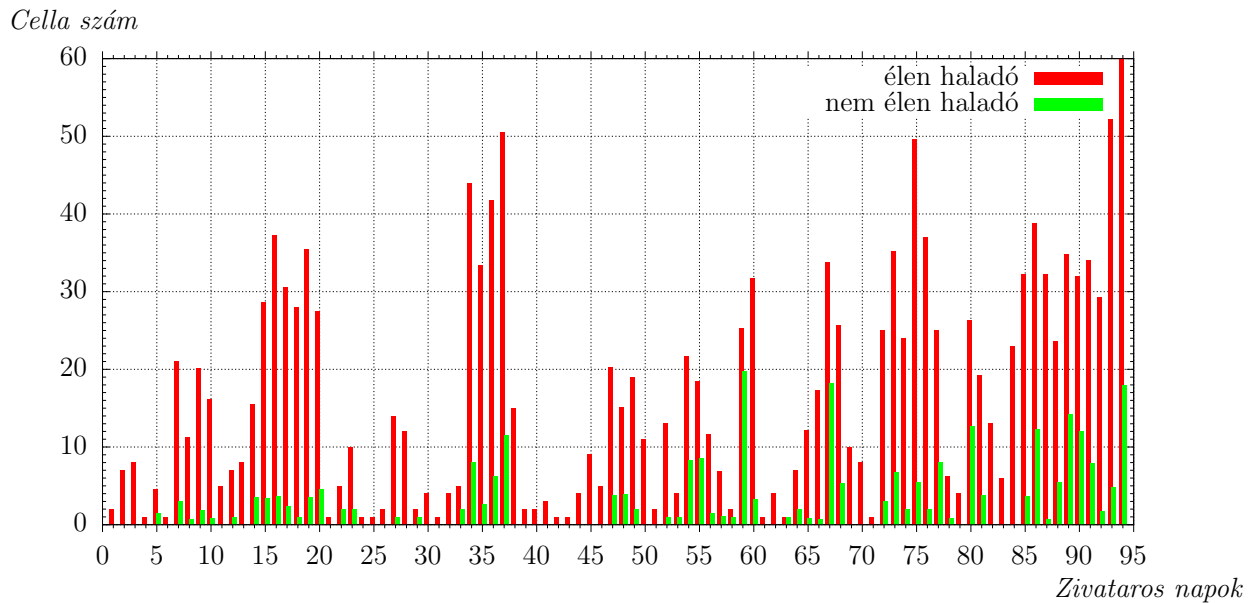
**3.6. táblázat.** A 2013. év beválási arányai a 2/90/3 beállítású léggűjtő esetén

Élen haladók aránya	Esetek aránya
70% fölött	92%
80% fölött	80%
90% fölött	55%
100%	44%

### 3.7.3. 2014-es év zivataros napjai

Első ránézésre érdekesnek tűnhet, hogy a 2014-es évben volt a legkevesebb zivataros nap, összesen 95 darab, pedig 3.3.2. alfejezetben megállapítottuk, hogy ebben az évben volt a legtöbb villámlás a három közül. Ezt a látszólagos ellentmondást a 3.3.1.1. alfejezetben már feloldottunk, hiszen kimutattuk, hogy ebben az évben jelentősen magasabb volt az egyes zivatarcellák villám aktivitása.

A 3.25. ábrán csak nagyon kis számban láthatunk zöld színnel jelzett oszlopokat, az év során nem volt olyan zivataros nap, hogy rosszul teljesített volna a modellünk. Minden nap az élen haladó cellák voltak nagyobb számban.



**3.25. ábra.** A 2014-es év zivataros napjain villámlási maximumot teljesítő élen és nem élen haladó celláinak száma a léggűjtő elmélet 2/90/3 beállítással való alkalmazása esetén

A 3.7. táblázat alapján figyelemre méltó viszont, hogy szinte minden százalékos arányban felülmúlja ez az év az előző kettőt, de a 100%-os hatékonyságot nem ebben az évben tapasztaljuk a legnagyobb arányban, hanem a 2013-as évnél.

**3.7. táblázat.** A 2014. év bevalási arányai a 2/90/3 beállítású léggűjtő esetén

Élen haladók aránya	Esetek aránya
70% fölött	93%
80% fölött	81%
90% fölött	59%
100%	38%

Elmondhatjuk, hogy 2014 zivataros napjaira  $89,6 \pm 12\%$ -os bevalással működött az elmélet, ami majdnem ugyan akkora arány, mint az előző évben.

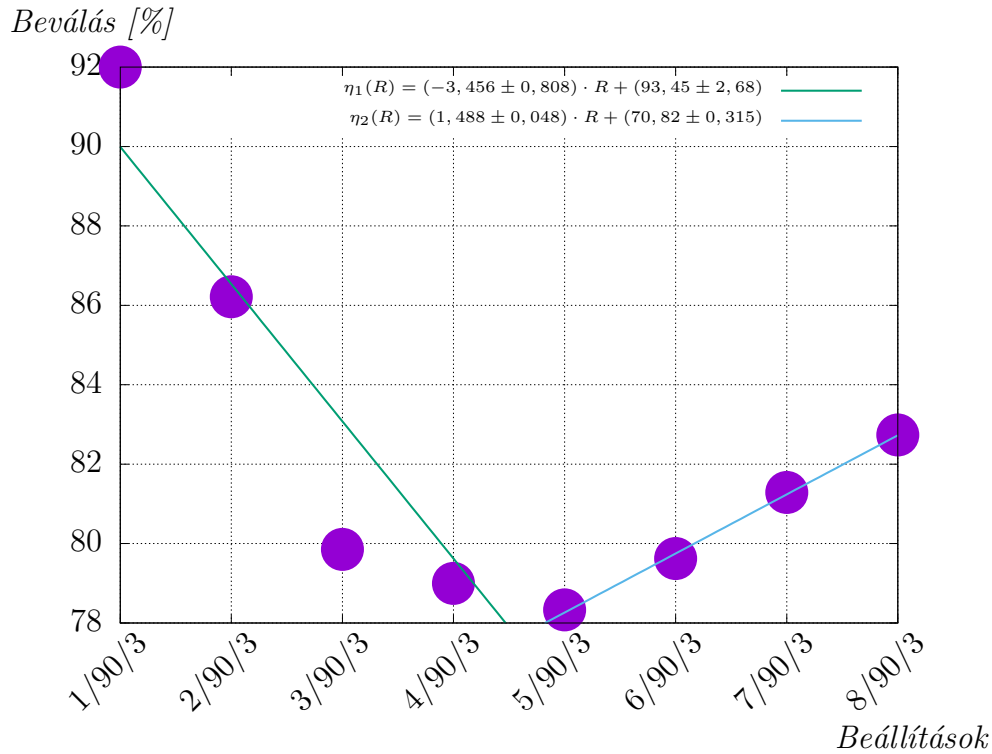
Így a három év eredményeit összesítve elmondhatjuk, hogy a legvillámsoobb zivatarok 86,2%-ban (szórás 14,5%) nagy és jó léggűjtővel rendelkeztek. Itt azonban nem állhatunk meg, mert ezek az eredmények csak egy adott léggűjtő paraméter beállítások esetén igazak. Ahhoz, hogy stabil lábakon álljon az elméletünk, meg kell győződnünk arról, hogy az eredmények érzékenyek-e a kulcsparaméterek változtatására.

### 3.7.4. Érzékenységi vizsgálat

A modellünk változtatható paraméterei az  $R/\Phi/\tau$  számhármás. Ahhoz, hogy meggyőződjünk az eljárás érzékenységéről meg kell vizsgálnunk, hogy a modell hatékonysága milyen viselkedést mutat ezek megváltoztatására. A paraméterek érzékenységét külön-külön vizsgáltuk úgy, hogy közben a másik két paramétert az alapbeállításon tartottuk.

Az első és egyben legnehezebben analizálható paraméter az  $R$  cellahelyzet távolság. Mivel cellahelyzeteket határoz meg, ezért értéke minden esetben egész szám kell legyen. Ráadásul értékét nem vehetjük kisebbnek, mint egy, hiszen akkor a léggűjtő területét nullára csökkentenénk. Ellenben a másik irányba elvileg bármennyig növelhetjük  $R$  értékét. Viszont a 3.1. táblázat alapján tudjuk, hogy egy átlagos cellának összesen nyolc pozíciója lehetséges, vagyis hétnél nagyobb számot nincs értelme alkalmazni, mert különben a módszer nem is fut le nagyon sok cellára. Ezeket figyelembe véve  $R$  csak 1 és 7 közötti értéket vehet fel. A modell átlagos beválása a teljes vizsgálati időszak során az  $R$  változtatásának függvényében a 3.26. ábrán látható. A hatékonyság meredeken csökken egészen öt cellahelyzetes távolságig, viszont onnantól kezdve fokozatos emelkedésbe kezd. Ennek egyértelmű magyarázata, hogy  $R$  értékének növelésével akaratlanul is csökkentjük az adatbázisunk elemszámát. Magas  $R$  érték mellett egyre kevesebb cella rendelkezik elegendő cellahelyzettel ahhoz, hogy az algoritmusunk meghatározza az élenhaladóságot. Azoknak a zivataroknak, amelyek elegendően sokáig élnek, már potenciálisan nagy és jó léggűjtővel kell rendelkezniük, emiatt tapasztaljuk a beválás növekedését. Érdemes emiatt a „töréspont” előtti és azt követő részt külön vizsgálni. A 3.26. ábrán zöld színnel szerepel a pontok első felére és kézzel a második felére illesztett regressziós egyenes. A zöld egyenes esetén az illesztés korrelációja -0,9268, és mind a meredekség, mind a tengelymetszet szórása alacsony, így elmondhatjuk, hogy erős lineáris kapcsolat van az  $R$  érték és az elmélet beválása között. Az egyenes meredeksége alapján azt látjuk, hogy egy cellapozíció változtatására a modellünk hatékonysága 3,456%-kal módosul. A pontok második felére illesztett kék egyenes korrelációja 0,999 és az illesztési paraméterek szórása nagyon alacsony. Ez alapján  $R$  értékének növelésével a modellünknek egyre hatékonyabbá kellene válnia, ami teljesen

értelmetlen. Ezzel megerősítést nyertek a fent leírtak. Egyre csökkenő elemszámmal dolgozik a modell és a megmaradó hosszú életű nagy és jó léggűjtővel rendelkező cellák teljesen eltorzítják az eredményeket. Egyértelművé vált tehát modellünkben  $R$  értékének felső korlátja is, öt cellahelyzetnél nagyobbat nem lehet felvenni.

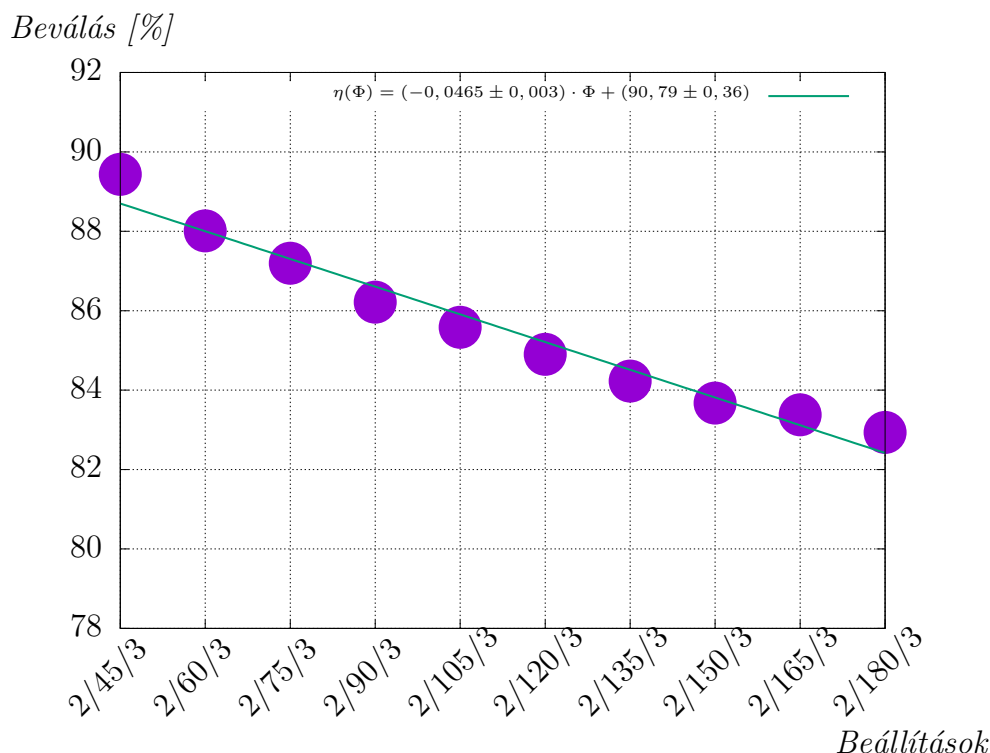


**3.26. ábra.** A léggűjtő modell érzékenysége az  $R$  megválasztására

A léggűjtő területét meghatározó körcikk nyílásszögénél már sokkal egyszerűbb dolgunk van az érzékenységi vizsgálatnál. Elméletünk szempontjából a  $\Phi$  nagysága 0 és 180 fokok között bármi lehet. Természetesen minél kisebb a szög annál jobb eredményeket fog hozni az algoritmus ezért nagyon kis szöget értelmetlen beállítani. A legkisebb szög, ami még fizikai szempontól reális lehet a  $45^\circ$ . A maximális pedig a cella teljes előtere, vagyis  $180^\circ$ . Ezek között akár század fokonként is haladhatnánk, de nem lenne célravezető, ezért  $15^\circ$ -os lépésenként néztük meg, hogy milyen eredményeket ad a modellünk. A 3.27. ábrán láthatjuk, hogy a nyílásszög növelésével szinte teljesen lineárisan csökken a modell beválása.

Az eredményekre illesztett egyenes alapján a korreláció  $-0,9838$ . Az egyenlet illesztési paramétereinek szórása nagyon alacsony, így a lineáris kapcsolat vitathatatlan. Elmondhatjuk tehát, hogy ha 10 fokkal növeljük a nyílásszöget, akkor a modell hatékonysága  $0,465$ -es értékel lesz kisebb, ez nem nevezhető túl nagy különbségnek.



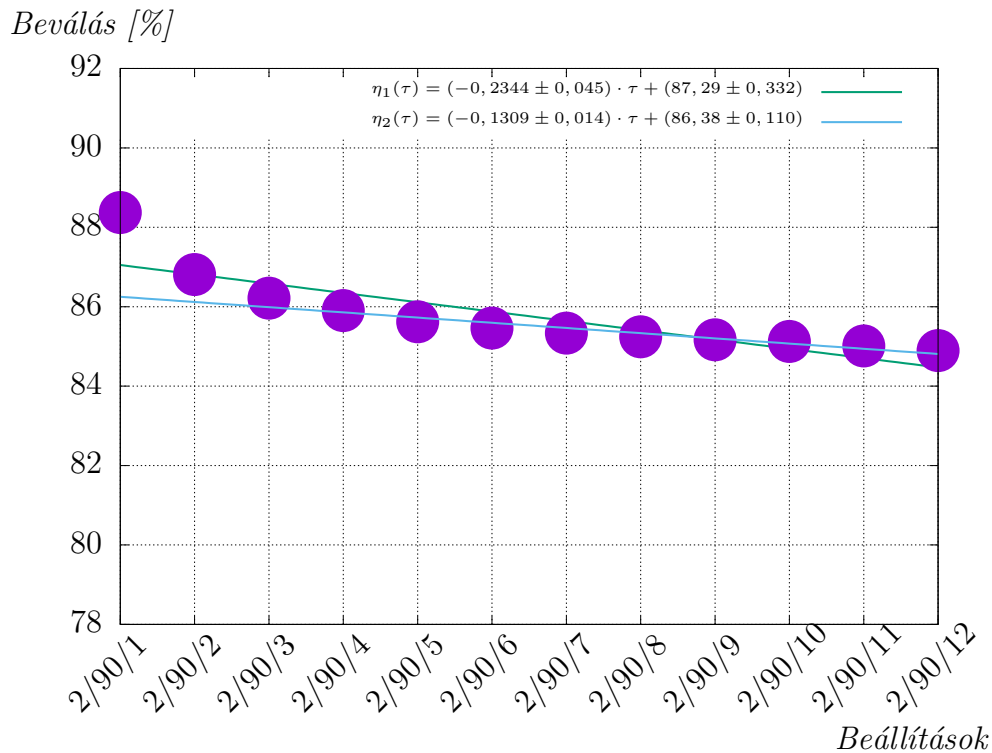


**3.27. ábra.** A léggűjtő modell érzékenysége a  $\Phi$  szög változásaira

Határozottan kijelenthetjük, hogy a modellünk stabilan reagál a  $\Phi$  szög megválasztására.

Az utolsó változtatható paraméter a  $\tau$  megújulási idő. 3.4. alfejezetben levezettük, hogy miért tekintjük a 3 órás megújulási időt az optimális választásnak. Ez egyben a logikus választás az érték minimumára is, de kíváncsiságból egy órás  $\tau$  idővel kezdtük az érzékenységi vizsgálatot. A szöghöz hasonlóan itt is tetszőleges léptéket választhatnánk az érzékenység vizsgálatára, megelégedtünk az egy órás lépésközzel. Maximumnak pedig fél napot, vagyis 12 órát határoztunk meg. A 3.28. ábra igen szemléletesen mutatja, hogy a  $\tau$  értékének változtatására roppant kis mértékben reagál a modell. A legnagyobb változásokat pont az elején tapasztaljuk, amikor 1 és 2 órát állítunk be. Az adatpontokra illesztett egyenest zöld színnel jelöltük. A korreláció  $-0,8539$ , ami az illesztési paraméterek szórását is figyelembe véve, határozott lineáris kapcsolatot mutat.

Az említett első két adatpont látványosan elhúzza az illesztést (főleg az első). Mivel a gyakorlatban ennek a két  $\tau$  időpontoknak nincs realitás alapja, ezért megnéztük, hogy ezek elhagyásával milyen regressziót kapunk. Az így kapott egyenest kék színnel jelöltük a 3.28. ábrán. A korrelációra egy sokkal jobb,  $-0,959$ -es érték jött ki és ráadásul az illesztési paraméterek szórása is csökkent. A  $\tau$  idő és a modell beválása közötti

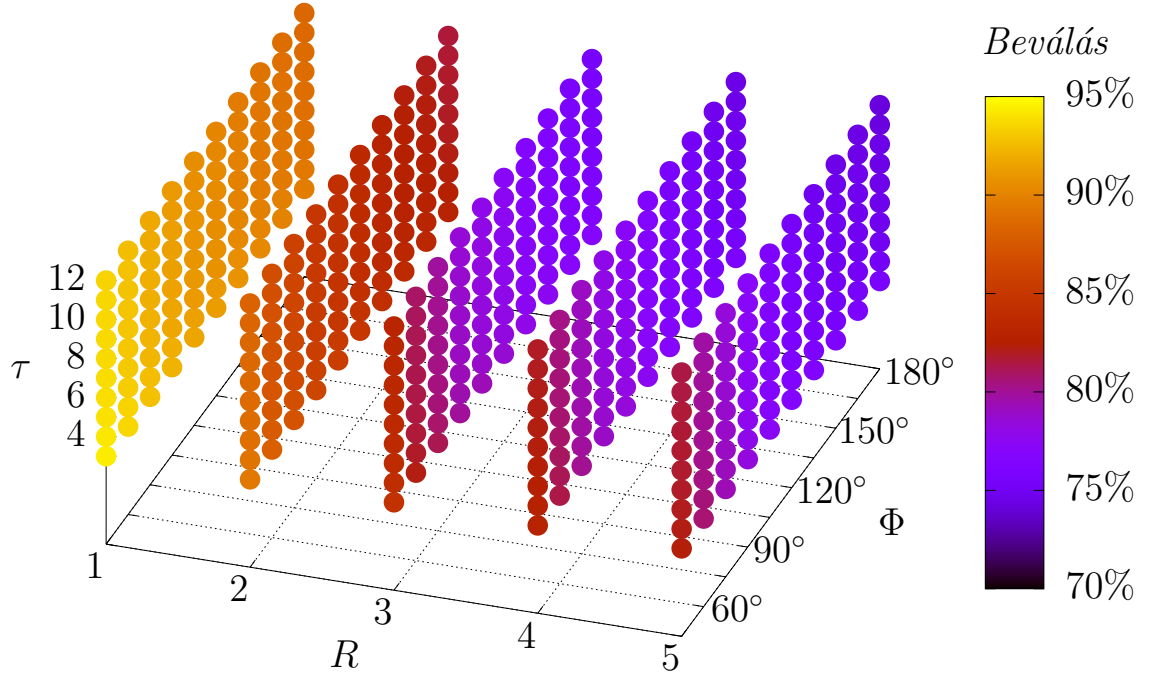


**3.28. ábra.** A léggűjtő modell érzékenysége a  $\tau$  idő megválasztására

linearitás így megkérdőjelezhetetlen. Vagyis az algoritmus stabilan reagál a megújulási idő változtatására, de a hatékonyságra nincs nagy hatással, hogy milyen  $\tau$ -t használunk.

Mindhárom léggűjtőt jellemző paraméterről megállapítottuk, hogy lineáris kapcsolatban áll a modell bevalásával. Az  $R$  távolságnál tapasztaltuk a legnagyobb érzékenységet, de az algoritmus stabil viselkedést mutat, ha az  $R$  értékét egy és öt között tartjuk. A  $\Phi$  szög tetszőlegesen változtatható, stabilitására vonatkozóan nem állapítottunk meg megkötéseket. A  $\tau$  megújulási időnél nagy fokú stabilitást mutattunk ki, viszont megjegyeztük, hogy értékét nem érdemes három óra alá csökkenteni és mivel nem mutatott nagy változékonyságot ezért nem növeltük tizenkét óránál nagyobbra. A fentiek meghatározzák, hogy milyen beállításokat alkalmazhatunk, ha meg akarjuk őrizni a modellünk stabilitását. Ezek alapján elkészítettük a léggűjtő elmélet összes lehetséges beállításával a teljes vizsgálati időszak átlagos bevalásait (3.29. ábra).

A 3.29. ábrán összesen 500 beállítás kombináció szerepel. Nem meglepő módon a modell a minimális és maximális teljesítményt a szélsőséges beállítások esetén produkálja, 5/180/12 beállításnál 74,2% és 1/45/3 paraméter kombinációnál 94,3%. A beállítás-sokaság alapján az átlagos hatékonysága a modellünknek 81,9%, aminek szórása 5,75%.



**3.29. ábra.** A léggűjtő modell beválása minden lehetséges beállítás kombinációjában

Az ábrán – technikai nehézségek miatt – nincs bemutatva, de kiszámítottuk a lineáris regresszióját a beállítás-kombinációknak is. A (3.4) képlet nevezhető a léggűjtő elmélet hatékonysági függvényének.

$$\begin{aligned}
 \eta(R, \Phi, \tau) = & (-3,4822 \pm 0,06744) \cdot R + \\
 & + (-0,0475 \pm 0,00221) \cdot \Phi + \\
 & + (-0,1216 \pm 0,03321) \cdot \tau + \\
 & + (98,57 \pm 0,4172)
 \end{aligned}
 \tag{3.4}$$

Az illesztés alapján a teljes korreláció 0,9287, vagyis a modell a különböző paraméterek kombinációja mellett is határozottan stabil viselkedést mutat.

### 3.8. Összefoglalás

A fejezet lezárásaként elmondhatjuk, hogy RADAR és villám adatokra támaszkodva felállítottunk egy elméletet, ami kapcsolatot teremt a zivatarok nem elektromos karakterisztikái és villámlásai között. A modell határozottan sikeresnek mondható, hiszen a legszigorúbb beállítások mellett is az esetek közel háromnegyedében a várt eredményt hozta. Nagy átlagban pedig 20%-nál kevesebb az olyan villámlási maximumot teljesítő zivatarcella, amelyik nem élen haladó, vagyis nem nagy és jó léggűjtővel rendelkezik, ahol a „jó” a konvekciót elősegítő légtömegekre utal. Ez a hiba az algoritmus uniformitásából ered, hiszen egy cella egyedül a mozgási irányán és az  $R$  cellahelyzeten keresztül hat vissza a saját léggűjtőjére. Egyébként az eljárás a cellák egymáshoz viszonyított pozícióján alapul.

Ezért általános esetben az alapbeállítást javasoljuk a modell használatára, de egyes zivataros szituációk esetében eltérő paraméter kombinációk is vezethetnek jó eredményre. Különösen igaz ez az  $R$  cellahelyzet megválasztására. Például, ha nagy kiterjedésű cellák vagy sok gyorsan mozgó cella jelentkezik egy adott napon, akkor érdemes lehet az  $R$  cellahelyzet értékét megnövelni.  $\Phi$  nyílásszög növelése ajánlatos lehet, ha nagy számú lassan mozgó cellát tapasztalunk, mert ilyenkor a beszívást alulbecsülhetik a kisebb nyílásszögű léggűjtők. A  $\tau$  megújulási időt nem tartjuk fontosnak módosítani, de semmiképpen nem ajánlatos értékét három óra alá csökkenteni.

Az itt levezetett elmélet kapcsán le kell szögeznünk, hogy az elmélet a következőket állítja: a nagy villámlással rendelkező zivatarok nagy és jó léggűjtővel rendelkeznek, ez fordított irányban nem feltétlen igaz. A zivatarok mozgásuk során a nagy és jó léggűjtőjű területek felé haladnak. Tehát egy cella élenhaladósága szükséges feltétele a villámlási maximum teljesítésének, de nem minden nagy és jó léggűjtővel rendelkező zivatar fog villámlási maximumot produkálni.

A léggűjtő elméletének első változatát a XXXI. Országos Tudományos Diákköri Konferencián 2. helyezéssel, majd Mona (2013) diplomamunkát Hille Alfréd Ifjúsági Díjjal jutalmazták. Az elmélet kidolgozottabb változata a szakmai nagyközönség tetszését is kivívta (Mona et al., 2016c). Valamint az Eötvös Loránd Tudomány Egyetem mesterszakos meteorológus képzésében, Mezometeorológia tárgy keretein belül, az oktatott tananyag részét képezi a léggűjtő fogalma.

# Összefoglaló

A munkánk során kitűzött célunk volt, hogy a konvekció egészének megértéséhez hozzájáruljunk azáltal, hogy mind a sekély, mind a mély konvekció egy-egy kiválasztott szegmensére kidolgozzunk egy-egy újszerű és egyedi elméletet. A bevezetőben leírtuk, hogy a konvekció folyamatát több szempontból lehet megközelíteni. Mi is kijelöltük a saját perspektívánkat azáltal, hogy a sekély konvekciót végül a planetáris határréteg-magasság napi menetén és a mély konvekciót a villámlásokon keresztül vizsgáltuk.

## Sekély konvekció

A sekély konvekciós kutatásaink során (Ács et al., 2014a,b, 2015) észrevettük, hogy a területileg átlagolt planetáris határréteg magasságok napi menetei négy jól meghatározható forma típusba sorolhatók. A feltevésünk az volt, hogy a modellezett napi menet formák a makroszinoptikus időjárási folyamatokkal állnak kapcsolatban. A hipotézis bizonyítására a 2012-es, a 2013-as, és a 2014-es évek nyári napjaira WRF-es szimulációkat készítettünk. Így összesen 276 nap időjárását szimuláltuk 5 km-es horizontális felbontással és 44 vertikális szinttel, 15 perces kiíratás mellett. A modell eredményeket két régióra (Alpokalja és Pannon-alföld) bontva vizsgáltuk. A régiók kiválasztása során olyan területeket igyekeztünk kijelölni, ahol a domborzati hatások a legkisebb mértékben torzíthatták a nagyskalájú időjárási folyamatokat. Továbbá célunk volt, hogy egy nyugat magyarországi, illetve egy az Alföldet is magába foglaló régiót jelöljünk ki. A napi menet formák objektív kategorizálására kidolgoztunk egy összetett feltétel-rendszeren alapuló algoritmust, aminek segítségével automatikusan határozhattuk meg az egyes napi menet formák típusát és altípusát. Ennek az algoritmusnak az eredményeiből állapítottuk meg, hogy a négy napi menet formához, milyen makroszinoptikus időjárási helyzet társítható (Mona et al., 2016a,b). Így megállapítottuk, hogy a *trapéz* formához anticikonális, a *háromszög* formához frontátvonalas, a *lapos* formához front mögötti vagy meleg szektor helyzet köthető, illetve a *kétcsúcs* formához speciális szinoptikus helyzet társítható.

A fentiekben ismertetett sekély konvekciós vizsgálatok során nem volt célunk a planetáris határréteg szimulációk számszerű verifikálása, hiszen a területileg átlagolt napi menetekre már történtek ilyen vizsgálatok (Breuer et al., 2014). Ám arra külön figyelmet fordítottunk, hogy az eredményeinket összevessük a valóságban megfigyelt szinoptikus helyzetekkel, melyeket a Péczely-féle makroszinoptikus kódok (Péczely, 1957) alapján különböztettük meg.

Végeredményként elmondható, hogy az ismertetett algoritmusunk megfelelően kategorizálja a planetáris határréteg magasság napi meneteinek alakját. Csupán a 3b típusú *háromszög* formák azonosítása bizonytalan, de ez a probléma inkább csak az Alpok-alja régiónál jelentkezett, amiről a munka során több alkalommal is megállapítottuk, hogy nem a legideálisabb az ilyen jellegű kutatások végzésére. Pannon-alföld régióra vonatkozóan viszont egyértelműen kitűnt, hogy a planetáris határréteg magasság napi menetek segítségével a nyári makroszinoptikus időjárás jellemezhető és kategorizálható.

## Mély konvekció

A mély konvekció vizsgálata során folytattuk Mona (2013) megkezdett munkáját és kidolgoztuk a léggűjtő elméletét (Mona et al., 2016c). A kutatáshoz 1 km-es felbontású 5 perces RADAR mérési és LINET villámlokalizációs adatokat használtunk ugyanarra a három évre vonatkozóan, mint a sekély konvekció esetén, de ez esetben nem csak a nyári időszakra végeztük el a számításokat. A zivatarokat az Országos Meteorológiai Szolgálatnál alkalmazott cella-azonosító és követő algoritmus egy átdolgozott változatával képeztük le. A módszer lényege, hogy egy bizonyos RADAR reflektivitási értéket (45 dBZ) meghaladó egybefüggő területeket azonosítottunk, majd ezeket a területeket ellipszisekkel közelítettük, és az így kapott cellákhoz villám adatokat rendeltünk. Az eredményekből cella és villám statisztikákat készítettünk, amelyekből levontuk azt a következtetést, hogy a fajlagos áram nem ideális a zivatarok jellemzésére, valamint azt, hogy a rövid életű cellákat érdemes kiszűrni a vizsgálati adatbázisunkból.

Ezt követően a hipotézisünk az volt, hogy azok a zivatarok lesznek légköri elektromos szempontból a legaktívabbak, amelyek életük során magukba szívták a konvekciót elősegítő, meleg és nedves légtömegeket. Az, hogy egy zivatar milyen mennyiségű és minőségű levegőt képes magába szívni, függ a rendelkezésre álló légtömegtől. Ennek jellemzésére bevezettük a léggűjtő fogalmát.

Elméletünk alapján azok a cellák, amelyek léggűjtője meleg és nedves légtömeggel rendelkezik, a legaktívabbak lesznek elektromos szempontból. Az elmélet igazolására kidolgoztunk egy komplex algoritmust, amivel becsülhetjük a zivatarcellák léggűjtőjé-

nek méretét és minőségét (Mona et al., 2016c). A zivatarcellák mozgásuk során az előttük levő területről szívják be a légtömegeket, ezért egy cella léggűjtőjét egy adott időlépcsőben egy körcikkkel közelítettük. Algoritmuskban a cella helyzete határozza meg, hogy mekkora a körcikk sugara, vagyis milyen távolságból képes magába szívni a légtömegeket. A cella léggűjtője konvekciót elősegítő légtömeget tartalmaz, ha abban egy adott időintervallumon belül más cella nem haladt át. Ezek alapján egy cella léggűjtőjét három paraméter segítségével jellemeztük: az  $R$  cellahelyzettel, a  $\Phi$  nyílásszöggel, és a  $\tau$  megújulási idővel. Az algoritmus leírása során ismerettettük az optimális beállítási értékeket, de végeztünk érzékenységi vizsgálatokat is, amelyek rámutattak az eljárás korlátaira. A kidolgozott algoritmus – figyelembe véve a beállítási értékhatárokat – stabilan működik. Az algoritmussal kapott eredményeket eleinte eset-tanulmányokon demonstráltuk. Ezt követően, bemutattuk a teljes vizsgálati időszakra vonatkozó eredményeket is, amelyek meggyőzően igazolták a léggűjtő elméletét.

## Zárszó

Végezetül megállapíthatjuk, hogy a kitűzött célok szempontjából az eredmények több, mint elfogadhatóak. A munka során egy sekély és egy mély konvekcióval kapcsolatos működő elméletet mutattunk be. Azzal, hogy a planetáris határréteg-magasság napi meneteket a makroszinoptikus időjárási helyzetekhez társítottuk, kissé kiléptünk a sekély konvekció keretei közül, de nagyon fontos megjegyezni, hogy ezek az eredmények csupán a nyári időszakra vonatkoztak, amikor az időjárást zömében anticiklonális hatások dominálták, amelyek a sekély konvekciónak kedveztek. A klasszifikációs eljárás általánosítása még további munkát és vizsgálatokat igényel, ám az itt ismertetett eredmények egyértelmű kapcsolatokra utalnak. A planetáris határréteg-magasság napi menet formák segíthetik a modell szimulációs eredmények gyors makroszinoptikus elemzését vagy a határréteg folyamatok megértését. További kutatási irány lehet egy olyan program megalkotása, amely egy előzetes futtatást követően kiemeli az időjárási szituációt az algoritmus segítségével, majd pedig ez alapján az adott helyzethez optimalizálva készít egy pontosabb futtatást. A napi menet szórásának felhasználásával a forma kategóriákat tovább lehetne pontosítani. A klasszifikáció nyártól eltérő évszakokra történő tesztelését követően, a módszer objektív, numerikus alapon működő szinoptikus osztályozási rendszerként is alkalmazható.

A mély konvekció esetén sem végleges a munka, hiszen az erős alapokra helyezett elmélet tökéletesíthető, például a léggűjtő pontosabb meghatározása vagy működési

folyamatainak részletesebb megértése terén. A léggűjtő elmélettel a zivatarok aktivitását és mozgását lehet vizsgálni rövidtávú- vagy nowcasting-rendszerekben, illetve jó kiindulási alapot jelenthet a légköri elektromosság mélyebb megértését célzó kutatások számára. További lehetőséget jelenthet az élenhaladás helyett egy olyan elmélet használata, amikor az egyes zivatarok léggűjtőjének átfedése alapján határozzuk meg a léggűjtő minőségét. Érdekes kérdés a léggűjtő három dimenziós modellezése és a folyamat kapcsolata a zivataros kifutószéllel. Valamint hasznos kutatást jelenthet a szabad és a kényszer konvekció léggűjtőre gyakorolt hatásának vizsgálata is.



# Köszönetnyilvánítás

Furcsa érzés itt a zárószavak után megszólalni egyesszám első személyben... Egy ilyen munka soha nem egy emberen múlik, hiszen annyian és annyiféleképpen járultak hozzá a dolgozat megszületéséhez.

Mindenekelőtt Ács Ferenc és Horváth Ákos, akik nem csupán a témavezetőim, hanem mentoraim is voltak az elmúlt években, akikhez bármikor fordulhattam, ha kérdésem volt.

Hajni, aki megérdemelné, hogy ne csak itt, hanem a témavezetők között a dolgozat címlapján szerepeljen.

Az ELTE Meteorológiai Tanszék segítőkész és barátságos munkatársai, akik megteremtették a megfelelő munkakörnyezetet, illetve a Tanszék hallgatói, akik megerősítettek abban az elhatározásomban, hogy a szakmában akarok maradni. Közülük is külön ki szeretném emelni két diplomamunkázómat, Esztit és Otit.

Az OMSZ Balatoni Viharjelző Observatóriumának dolgozói, akik a számítások erejéig hozzáférhetővé tették a mély konvekciós kutatáshoz elengedhetetlen adatokat és lehetőséget adtak a szükséges infrastruktúra használatára.

Munkatársaim az MTA-CSFK Földtani és Geokémiai Intézetnél, akik biztattak a dolgozat megírására. Elsősorban Kern Zoltán, aki szakmai hozzáállásával nagy hatással volt rám és lehetővé tette, hogy a munka mellett a doktorimra is legyen időm.

Családom és barátaim, akik biztosították a békés háttérrel és motiváltak a munka során. Orsim, aki közvetlenül tapasztalta meg az érzelmi hullámvasutat, amelyen keresztülmentem és töretlenül támogatott bárhogy is döntöttem. S főként Szüleim, akik mindig amikor szükségem volt rá a helyes irányba tereltek, akaraterőt és önbizalmat öntöttek belém. Nem hagyták, hogy feladjam, amit elkezdtem.

Mindannyiuknak nagyon hálás vagyok és nem tudok mást mondani, minthogy: *Köszönöm!*

# A. függelék

## Táblázatok

A.1. táblázat. Péczely kódok esetszáma napi menet forma kódonként, Alpokalja régió

		Péczely-féle makroszinoptikus kód											$\Sigma$
		1	2	4	5	6	8	9	10	11	12	13	
PBLH napi menet forma kód	0L	6	1	1	1	1	3	0	0	1	0	0	14
	0M	0	1	0	1	0	4	0	0	0	1	0	7
	1aM	2	0	1	0	1	0	0	0	0	1	1	6
	1aH	0	1	0	1	0	0	0	5	0	3	0	10
	1aE	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	1	6
	1bM	1	0	0	1	0	0	0	3	0	4	0	9
	1bH	4	6	1	6	1	5	3	18	1	12	0	57
	1bE	0	4	1	0	0	9	0	6	4	8	0	32
	1cM	4	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	7
	1cH	3	7	1	4	0	14	1	2	1	4	1	38
	1cE	1	6	1	0	0	5	0	4	0	2	0	19
	2aH	2	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	4
	2bM	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	3
	2bH	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1
	2cM	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	2
	2cH	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2
	3aL	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	2
	3aM	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	2
	3aH	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1
	3bM	0	0	2	2	0	1	0	0	0	1	0	6
3bH	2	0	1	2	1	8	0	8	1	1	3	27	
3bE	0	1	0	0	0	3	0	1	2	1	1	9	
3cM	1	1	0	1	0	3	0	2	0	0	0	8	
3cH	1	1	0	0	0	1	0	0	0	0	1	4	
$\Sigma$	29	31	12	21	5	59	4	54	11	39	11	276	

A.2. táblázat. Péczeley kódok esetszáma napi menet forma kódonként, Pannon-alföld régió

		Péczeley-féle makroszinoptikus kód											$\Sigma$
		1	2	4	5	6	8	9	10	11	12	13	
PBLH napi menet forma kód	0L	1	1	3	0	2	0	0	1	0	0	0	8
	0M	3	1	0	0	0	1	0	1	0	0	2	8
	1aM	1	0	1	2	0	0	0	1	1	4	0	10
	1aH	0	1	0	4	0	3	0	6	1	3	0	18
	1aE	0	0	0	0	0	3	0	6	2	1	0	12
	1bL	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1
	1bM	0	0	2	0	2	2	0	2	0	1	1	10
	1bH	9	4	3	7	0	16	1	13	0	13	4	70
	1bE	4	12	0	3	0	7	0	14	4	9	0	53
	1cM	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1
	1cH	1	2	3	1	0	10	1	3	2	5	2	30
	1cE	3	3	0	0	0	7	0	2	0	1	0	16
	2cH	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
	3aM	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1
	3aH	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	2
	3bM	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	2
	3bH	5	0	0	0	0	3	0	4	0	1	1	14
3bE	0	6	0	1	0	3	1	0	0	0	0	11	
3cM	1	0	0	2	1	2	0	0	1	0	1	8	
$\Sigma$	29	31	12	21	5	59	4	54	11	39	11	276	

A.3. táblázat. Szűrt cella statisztikák (2012)

	élet- hossz [5 perc]	átlag méret [pixel]	össz villám [darab]	össz áram [kA]	átlag CG arány [ $\frac{db}{db}$ ]	átlag sebesség [ $\frac{m}{s}$ ]	fajlagos áram [ $\frac{kA}{pixel \cdot 5 \text{ perc}}$ ]
átlag	8,55	43,10	170,43	1836,87	0,22	9,67	5,79
szórás	5,93	46,87	402,32	4089,36	0,17	4,29	8,94
minimum	4	8	1	2	0,00	0,62	0,00
maximum	72	770	8243	71886	0,92	24,78	167,05

A.4. táblázat. Szűretlen cella statisztikák (2012)

	élet- hossz [5 perc]	átlag méret [pixel]	össz villám [darab]	össz áram [kA]	átlag CG arány [ $\frac{db}{db}$ ]	átlag sebesség [ $\frac{m}{s}$ ]	fajlagos áram [ $\frac{kA}{pixel \cdot 5 \text{ perc}}$ ]
átlag	4,28	29,85	78,43	856,92	0,24	8,34	8,22
szórás	4,99	41,82	262,85	2693,69	0,23	4,40	17,86
minimum	1	8	1	2	0,00	0,25	0,00
maximum	72	770	8243	71886	1,00	24,78	733,88

A.5. táblázat. Szűrt cella statisztikák (2013)

	élet- hossz [5 perc]	átlag méret [pixel]	össz villám [darab]	össz áram [kA]	átlag CG arány [ $\frac{db}{db}$ ]	átlag sebesség [ $\frac{m}{s}$ ]	fajlagos áram [ $\frac{kA}{pixel \cdot 5 perc}$ ]
<b>átlag</b>	8,63	42,55	216,11	2230,63	0,26	8,37	7,23
<b>szórás</b>	5,86	49,55	496,26	4781,97	0,18	3,53	10,73
<b>minimum</b>	4	8	1	3	0,00	0,80	0,00
<b>maximum</b>	73	1156	7725	86036	0,94	21,42	161,44

A.6. táblázat. Szűretlen cella statisztikák (2013)

	élet- hossz [5 perc]	átlag méret [pixel]	össz villám [darab]	össz áram [kA]	átlag CG arány [ $\frac{db}{db}$ ]	átlag sebesség [ $\frac{m}{s}$ ]	fajlagos áram [ $\frac{kA}{pixel \cdot 5 perc}$ ]
<b>átlag</b>	4,30	28,05	97,62	1017,17	0,27	7,09	10,14
<b>szórás</b>	4,97	43,79	322,27	3131,52	0,23	3,71	20,35
<b>minimum</b>	1	8	1	2	0,00	0,12	0,00
<b>maximum</b>	73	1205	7725	86036	1,00	21,42	473,54

A.7. táblázat. Szűrt cella statisztikák (2014)

	élet- hossz [5 perc]	átlag méret [pixel]	össz villám [darab]	össz áram [kA]	átlag CG arány [ $\frac{db}{db}$ ]	átlag sebesség [ $\frac{m}{s}$ ]	fajlagos áram [ $\frac{kA}{pixel \cdot 5 perc}$ ]
<b>átlag</b>	7,42	29,92	236,12	2102,47	0,16	7,44	11,06
<b>szórás</b>	4,30	22,77	533,35	4612,99	0,16	3,43	19,49
<b>minimum</b>	4	1	1	3	0,00	0,62	0,01
<b>maximum</b>	45	585	10357	146058	0,84	23,02	716,80

A.8. táblázat. Szűretlen cella statisztikák (2014)

	élet- hossz [5 perc]	átlag méret [pixel]	össz villám [darab]	össz áram [kA]	átlag CG arány [ $\frac{db}{db}$ ]	átlag sebesség [ $\frac{m}{s}$ ]	fajlagos áram [ $\frac{kA}{pixel \cdot 5 perc}$ ]
<b>átlag</b>	3,50	19,78	100,85	905,65	0,15	6,09	15,58
<b>szórás</b>	3,68	18,25	328,96	2822,48	0,18	3,56	103,59
<b>minimum</b>	1	1	1	1	0,00	0,10	0,01
<b>maximum</b>	45	585	10357	146058	1,00	23,02	10629,00

# Irodalomjegyzék

- Ács, F., Breuer, H., & Szász, G., 2011: Estimation of actual evapotranspiration and soil water content in the growing season. *1st online edition of Agrochemistry and Soil Science*, **60**, 57–74.
- Ács, F., Gyöngyösi, A. Z., Breuer, H., Horváth, Á., Mona, T., & Rajkai, K., 2014a: Sensitivity of WRF-simulated planetary boundary layer height to land cover and soil changes. *Meteorologische Zeitschrift*, **23**, 279–293, doi:10.1127/0941-2948/2014/0544.
- Ács, F., Gyöngyösi, A. Z., Mona, T., Breuer, H., & Rajkai, K., 2014b: Sensitivity of planetary boundary layer height to crop type and fertilization level in an anticyclonic weather. *13th Alps-Adria Scientific Workshop*, **63.**, 267–270, doi:10.12666/Novenyterm.63.2014.Suppl.
- Ács, F., Rajkai, K., Breuer, H., Mona, T., & Horváth, Á., 2015: Soil-atmosphere relationships: The Hungarian perspective. *Open Geosciences*, **7**, 395–406, doi:10.1515/geo-2015-0036.
- Ács, F., & Szász, G., 2002: Characteristics of microscale evapotranspiration: a comparative analysis. *Theoretical and applied climatology*, **73**, 189–205.
- American Meteorological Society, 2015: Convection. Glossary of Meteorology. Available online at <http://glossary.ametsoc.org/wiki/Convection> in 2018.09.29.
- Balogh, M., 2007: A felszín légkör kölcsönhatások számszerűsítése kombinált talajnedvesség-előrejelző modell segítségével. *Légkör*, **52**, 30–35.
- Balogh, M., & Kristóf, G., 2010: Fine scale simulation of turbulent flows in urban canopy layers. *Quarterly Journal of the Hungarian Meteorological Service*, **114**, 135–148.

- Barthe, C., Deierling, W., & Barth, M. C., 2010: Estimation of total lightning from various storm parameters: A cloud-resolving model study. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **115**, 1–17, doi:10.1029/2010JD014405.
- Beljaars, A. C. M., 1995: The parametrization of surface fluxes in large-scale models under free convection. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **121**, 255–270, doi:10.1002/qj.49712152203.
- Betts, A. K., 1986: A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **112**, 677–691, doi:10.1002/qj.49711247307.
- Betz, H. D., Schmidt, K., Laroche, P., Blanchet, P., Oettinger, W. P., Defer, E., Dziewit, Z., & Konarski, J., 2009: LINET - An international lightning detection network in Europe. *Atmospheric Research*, **91**, 564–573, doi:10.1016/j.atmosres.2008.06.012.
- Bhat, W., 1971: Flight test measurement of exterior turbulent boundary layer pressure fluctuations on Boeing model 737 airplane. *Journal of Sound and Vibration*, **14**, 439–457, doi:10.1016/0022-460X(71)90574-8.
- Blackadar, A. K., 1957: Boundary Layer Wind Maxima and Their Significance for the Growth of Nocturnal Inversions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **38**, 283–290, doi:10.2307/26245463.
- Booth, J. F., Kelly, K. A., Patoux, J., Thompson, L., & Dickinson, S., 2007: Examination of the Influence of the State of the Gulf Stream on Storms in the North Atlantic. *American Geophysical Union*, **12**.
- Breuer, H., Ács, F., Horváth, Á., Németh, P., & Rajkai, K., 2014: Diurnal course analysis of the WRF-simulated and observation-based planetary boundary layer height. *Advances in Science and Research*, **11**, 83–88, doi:10.5194/asr-11-83-2014.
- Breuer, H., Ács, F., Laza, B., Horváth, Á., Matyasovszky, I., & Rajkai, K., 2012: Sensitivity of MM5-simulated planetary boundary layer height to soil dataset: comparison of soil and atmospheric effects. *Theoretical and Applied Climatology*, **109**, 577–590, doi:10.1007/s00704-012-0597-y.
- Breuer, H., & Mona, T., 2014: Amatőr modellezési hibák a WRF használata során. *Egyetemi Meteorológiai Füzetek*, **25**, 45–51.

- Carey, L. D., & Buffalo, K. M., 2007: Environmental Control of Cloud-to-Ground Lightning Polarity in Severe Storms. *Monthly Weather Review*, **135**, 1327–1353, doi:10.1175/MWR3361.1.
- Chronis, T., Carey, L. D., Schultz, C. J., Schultz, E. V., Calhoun, K. M., & Goodman, S. J., 2015: Exploring the Lightning Jump Characteristics. *Weather and Forecasting*, **30**, 23–37, doi:10.1175/WAF-D-14-00064.1.
- Csirmaz, K., Simon, A., Pistotnik, G., Polyánszky, Z., Neštiak, M., Nagykovácsi, Z., & Sokol, A., 2013: A study of rotation in thunderstorms in a weakly- or moderately-sheared environment. *Atmospheric Research*, **123**, 93–116, doi:10.1016/j.atmosres.2012.09.017.
- Dahl, J. M. L., 2010: *The Development of a New Lightning-Frequency Parameterization and its Implementation in a Weather Prediction Model*. Ph.D. thesis, Berlin, 1–149 pp.
- Dash, J. G. B., Mason, B. L., & Wettlaufer, J. S., 2001: Theory of charge and mass transfer in ice-ice collisions. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 20395–20402, doi:10.1029/2001JD900109.
- de Luca, L., Carlomagno, G. M., & Buresti, G., 1990: Boundary layer diagnostics by means of an infrared scanning radiometer. *Experiments in Fluids*, **9**, 121–128, doi:10.1007/BF00187411.
- Deierling, W., & Petersen, W. A., 2008: Total lightning activity as an indicator of updraft characteristics. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **113**, doi:10.1029/2007JD009598.
- Dési, F., & Rákóczi, F., 1970: *A légkör dinamikája*. Tankönyvkiadó, Budapest, 484 pp.
- Dixon, M., & Wiener, G., 1993: TITAN: Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting – A Radar-based Methodology. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **10**, 785–797, doi:10.1175/1520-0426(1993)010<0785:TTITAA>2.0.CO;2.
- Drüszler, Á., 2011: *Meteorological effects of the land cover types changes during the twentieth century in Hungary*. Ph.D. thesis, University of West Hungary, Sopron, 137 pp.

- Dudhia, J., 1989: Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **46**, 3077–3107, doi:10.1175/1520-0469(1989)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2.
- Dyer, A. J., & Hicks, B. B., 1970: Flux-gradient relationships in the constant flux layer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **96**, 715–721, doi:10.1002/qj.49709641012.
- Ecklund, W. L., Carter, D. A., & Balsley, B. B., 1988: A UHF wind profiler for the boundary layer: brief description and initial results. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **5**, 432–441, doi:10.1175/1520-0426(1988)005<0432:AUWPFT>2.0.CO;2.
- Emeis, S., Münkler, C., Vogt, S., Müller, W. J., & Schäfer, K., 2004: Atmospheric boundary-layer structure from simultaneous SODAR, RASS, and ceilometer measurements. *Atmospheric Environment*, **38**, 273–286, doi:10.1016/J.ATMOSENV.2003.09.054.
- Farias, W. R. G., Pinto, O., Pinto, I. R. C. a., & Naccarato, K. P., 2014: The influence of urban effect on lightning activity: Evidence of weekly cycle. *Atmospheric Research*, **135-136**, 370–373, doi:10.1016/j.atmosres.2012.09.007.
- Feudale, L., & Manzato, A., 2014: Cloud-to-Ground Lightning Distribution and Its Relationship with Orography and Anthropogenic Emissions in the Po Valley. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **53**, 2651–2670, doi:10.1175/JAMC-D-14-0037.1.
- Foken, T., 2008: *Micrometeorology*. Springer, Berlin, 362 pp.
- Foken, T., Wichura, B., Klemm, O., Gerchau, J., Winterhalter, M., & Weidinger, T., 2001: Micrometeorological measurements during the total solar eclipse of August 11, 1999. *Meteorologische Zeitschrift*, **10**, 171–178, doi:10.1127/0941-2948/2001/0010-0171.
- Garratt, J. R., 1994: Review: the atmospheric boundary layer. *Earth Science Reviews*, **37**, 89–134, doi:10.1016/0012-8252(94)90026-4.



- Gatlin, P. N., & Goodman, S. J., 2010: A total lightning trending algorithm to identify severe thunderstorms. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **27**, 3–22, doi:10.1175/2009JTECHA1286.1.
- Geresdi, I., 2004: *Felhőfizika*. Dialóg Campus Kiadó, Budapest-Pécs, 272 pp.
- Göndöcs, J., 2015: *A talajnedvesség kapcsolata a konvektív csapadékképződéssel WRF szimulációk alapján*. MSc diplomamunka, Budapest, 59 pp.
- Grell, G. A., Peckham, S. E., Schmitz, R., McKeen, S. A., Frost, G., Skamarock, W. C., & Eder, B., 2005: Fully coupled “online” chemistry within the WRF model. *Atmospheric Environment*, **39**, 6957–6975, doi:10.1016/J.ATMOENV.2005.04.027.
- Han, L., Fu, S., Zhao, L., Zheng, Y., Wang, H., & Lin, Y., 2009a: 3D convective storm identification, tracking, and forecasting - An enhanced TITAN algorithm. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **26**, 719–732, doi:10.1175/2008JTECHA1084.1.
- Han, S., Bian, H., Tie, X., Xie, Y., Sun, M., & Liu, A., 2009b: Impact of nocturnal planetary boundary layer on urban air pollutants: Measurements from a 250-m tower over Tianjin, China. *Journal of Hazardous Materials*, **162**, 264–269, doi:10.1016/J.JHAZMAT.2008.05.056.
- Haszpra, L., Barcza, Z., & Szilágyi, I., 2011: History and Sites of Atmospheric Greenhouse Gas Monitoring in Hungary. *Atmospheric Greenhouse Gases: The Hungarian Perspective*, Springer Netherlands, Dordrecht, 9–27.
- Hess, P., & Brezowsky, H., 1969: *Katalog der grosswetterlagen Europas*. Deutscher Wetterdienst Offenbach am Main, Germany.
- Hong, S.-Y., Noh, Y., Dudhia, J., Hong, S.-Y., Noh, Y., & Dudhia, J., 2006: A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. *Monthly Weather Review*, **134**, 2318–2341, doi:10.1175/MWR3199.1.
- Horváth, Á., Ács, F., & Seres, A. T., 2008: Thunderstorm climatology analyses in Hungary using radar observations. *Időjárás*, **112**, 1–13.
- Horváth, Á., & Geresdi, I., 2000: Severe convective storms and associated phenomena in Hungary. *Atmospheric Research*, **56**, 127–146, doi:10.1016/S0169-8095(00)00094-6.

- Horváth, Á., Geresdi, I., & Csirmaz, K., 2006: Numerical simulation of a tornado producing thunderstorm : A case study. *Időjárás*, **110**, 279–297.
- Horváth, Á., & Nagy, A., 2015: MEANDER: The objective nowcasting system of the Hungarian Meteorological Service. *Időjárás*, **119**, 197–213.
- Horváth, Á., Seres, A. T., & Németh, P., 2012: Convective systems and periods with large precipitation in Hungary. *Időjárás*, **116**, 77–91.
- 2015: Radar-based investigation of long-lived thunderstorms in the Carpathian Basin. *Időjárás*, **119**, 39–51.
- Jayarathne, R., & Kuleshov, E., 2006: The relationship between lightning activity and surface wet bulb temperature and its variation with latitude in Australia. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **91**, 17–24.
- Johnson, J. T., MacKeen, P. L., Witt, A., Mitchell, E. D. W., Stumpf, G. J., Eilts, M. D., & Thomas, K. W., 1998: The Storm Cell Identification and Tracking Algorithm: An Enhanced WSR-88D Algorithm. *Weather and Forecasting*, **13**, 263–276, doi:10.1175/1520-0434(1998)013<0263:TSCIAT>2.0.CO;2.
- Kaimal, J. C., & Finnigan, J. J., 1994: *Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement*. Oxford University Press, Oxford, 289 pp.
- Kain, J. S., 2004: The Kain–Fritsch Convective Parameterization: An Update. *Journal of Applied Meteorology*, **43**, 170–181, doi:10.1175/1520-0450(2004)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2.
- Kaltenboeck, R., & Steinheimer, M., 2015: Radar-based severe storm climatology for Austrian complex orography related to vertical wind shear and atmospheric instability. *Atmospheric Research*, **158-159**, 216–230, doi:10.1016/j.atmosres.2014.08.006.
- Kar, S., & Liou, Y., 2014: Enhancement of cloud-to-ground lightning activity over Taipei, Taiwan in relation to urbanization. *Atmospheric Research*, **147-148**, 111–120, doi:10.1016/j.atmosres.2014.05.017.
- Károssy, C., 2018: A Kárpát-medence Péczy-féle makroszinoptikus időjárási helyzeteinek katalógusa, 1881-2015. *Légekör*, **63.**, 11–40.
- Kernighan, B., & Ritchie, D., 2006: *The C programming language*. Prentice Hall, 238 pp.

- Kuhlman, K. M., Ziegler, C. L., Mansell, E. R., MacGorman, D. R., & Straka, J. M., 2006: Numerically Simulated Electrification and Lightning of the 29 June 2000 STEPS Supercell Storm. *Monthly Weather Review*, **134**, 2734–2757, doi:10.1175/MWR3217.1.
- Latham, J., Petersen, W. A., Deierling, W., & Christian, H. J., 2007: Field identification of a unique globally dominant mechanism of thunderstorm electrification. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **133**, 1453–1457, doi:10.1002/qj.133.
- Leelőssy, Á., Molnár, F., Izsák, F., Havasi, Á., Lagzi, I., & Mészáros, R., 2014: Dispersion modeling of air pollutants in the atmosphere: a review. *Central European Journal of Geosciences*, **6**, 257–278, doi:10.2478/s13533-012-0188-6.
- Leelőssy, Á., Mona, T., Mészáros, R., Lagzi, I., & Havasi, Á., 2016: Eulerian and Lagrangian Approaches for Modelling of Air Quality. *Mathematical Problems in Meteorological Modelling*, Springer, Switzerland, 73–85.
- Lenschow, D. H., 1970: Airplane Measurements of Planetary Boundary Layer Structure. *Journal of Applied Meteorology*, **9**, 874–884, doi:10.1175/1520-0450(1970)009<0874:AMOPBL>2.0.CO;2.
- Lenschow, D. H., & Johnson, W. B., 1968: Concurrent Airplane and Balloon Measurements of Atmospheric Boundary-Layer Structure over a Forest. *Journal of Applied Meteorology*, **7**, 79–89, doi:10.1175/1520-0450(1968)007<0079:CAABMO>2.0.CO;2.
- Li, L., Schmid, W., & Joss, J., 1995: Nowcasting of Motion and Growth of Precipitation with Radar over a Complex Orography. *Journal of Applied Meteorology*, **34**, 1286–1300, doi:10.1175/1520-0450(1995)034<1286:NOMAGO>2.0.CO;2.
- Loboda, M., Betz, H. D., Baranski, P., Wiszniowski, J., & Dziewit, Z., 2009: New Lightning Detection Networks in Poland – LINET and LLDN. *The Open Atmospheric Science Journal*, **3**, 29–38.
- Lock, N. A., & Houston, A. L., 2014: Empirical Examination of the Factors Regulating Thunderstorm Initiation. *Monthly Weather Review*, **142**, 240–258, doi:10.1175/MWR-D-13-00082.1.

- 2015: Spatiotemporal distribution of thunderstorm initiation in the US Great Plains from 2005 to 2007. *International Journal of Climatology*, **35**, 4047–4056, doi:10.1002/joc.4261.
- Mahrt, L., & Vickers, D., 2002: Contrasting vertical structures of nocturnal boundary layers. *Boundary-Layer Meteorology*, **105**, 351–363, doi:10.1023/A:1019964720989.
- Markowski, P., & Richardson, Y., 2010: *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Wiley-Blackwell Publisher, USA, 1–414 pp.
- Menut, L., Flamant, C., Pelon, J., & Flamant, P. H., 1999: Urban boundary-layer height determination from lidar measurements over the Paris area. *Applied Optics*, **38**, 945, doi:10.1364/AO.38.000945.
- Meyer, V. K., Höller, H., & Betz, H. D., 2013: The temporal evolution of three-dimensional lightning parameters and their suitability for thunderstorm tracking and nowcasting. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **13**, 5151–5161, doi:10.5194/acp-13-5151-2013.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., & Clough, S. A., 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **102**, 16663–16682, doi:10.1029/97JD00237.
- Mona, T., 2013: *Zivatar rendszerekben fellépő villámlási anomáliák vizsgálata*. MSc diplomamunka, Budapest, 1–54 pp.
- Mona, T., Ács, F., & Horváth, Á., 2016a: Investigation of weather-PBL height diurnal course relationships in the Pannonian Plain during summer periods. *Abstract Book 2nd PannEx Workshop*, 32. pp, doi:10.21404/PANNEX.2016.
- 2016b: Jellegzetes PHR-magasság napi menetek a Kárpát-medence nyári időszakában. *42. Meteorológiai Tudományos Napok*, 31. pp, doi:10.21404/42.MTN.2016.
- Mona, T., Horváth, Á., & Ács, F., 2016c: A thunderstorm cell-lightning activity analysis: The new concept of air mass catchment. *Atmospheric Research*, **169**, 340–344, doi:10.1016/j.atmosres.2015.10.017.

- Münkel, C., Eresmaa, N., Räsänen, J., & Karppinen, A., 2007: Retrieval of mixing height and dust concentration with lidar ceilometer. *Boundary-Layer Meteorology*, **124**, 117–128, doi:10.1007/s10546-006-9103-3.
- Neff, W., Helmig, D., Grachev, A., & Davis, D., 2008: A study of boundary layer behavior associated with high NO concentrations at the South Pole using a minisodar, tethered balloon, and sonic anemometer. *Atmospheric Environment*, **42**, 2762–2779, doi:10.1016/J.ATMOSENV.2007.01.033.
- Odrobina, K., 2014: *A planetáris határréteg-magasság napi menetének vizsgálata a Kárpát-medencei térség nyári időszakában különböző időjárási helyzetekben*. OTDK dolgozat (Témavezetők: Dr. Ács Ferenc és Mona Tamás), Budapest, 1–22 pp.
- Ogura, Y., & Phillips, N. A., 1962: Scale Analysis of Deep and Shallow Convection in the Atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **19**, 173–179, doi:10.1175/1520-0469(1962)019<0173:SAODAS>2.0.CO;2.
- Oke, T. R., 2002: *Boundary layer climates*. Routledge.
- Oncley, S. P., Foken, T., Vogt, R., Kohsiek, W., DeBruin, H. A. R., Bernhofer, C., Christen, A., van Gorsel, E., Grantz, D., Feigenwinter, C., Lehner, I., Liebethal, C., Liu, H., Mauder, M., Pitacco, A., Ribeiro, L., & Weidinger, T., 2007: The Energy Balance Experiment EBEX-2000. Part I: overview and energy balance. *Boundary-Layer Meteorology*, **123**, 1–28, doi:10.1007/s10546-007-9161-1.
- Paulson, C. A., 1970: The Mathematical Representation of Wind Speed and Temperature Profiles in the Unstable Atmospheric Surface Layer. *Journal of Applied Meteorology*, **9**, 857–861, doi:10.1175/1520-0450(1970)009<0857:TMROWS>2.0.CO;2.
- Péczely, G., 1957: *Grosswetterlagen in Ungarn*. Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest.
- 1983: *Magyarország makroszinoptikus helyzeteinek katalógusa (1881-1983)*. Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest.
- Petersen, W. A., Christian, H. J., & Rutledge, S. A., 2005: TRMM observations of the global relationship between ice water content and lightning. *Geophysical Research Letters*, **32**, 1–4, doi:10.1029/2005GL023236.
- Plant, R. S., & Yano, J.-I., 2015: *Parameterization of Atmospheric Convection*. World Scientific Publishing, Hackensack, 1172 pp., doi:10.1142/p1005.

- Poelman, D. R., 2014: A 10-Year Study on the Characteristics of Thunderstorms in Belgium Based on Cloud-to-Ground Lightning Data. *Monthly Weather Review*, **142**, 4839–4849, doi:10.1175/MWR-D-14-00202.1.
- Price, C., & Rind, D., 1992: A simple lightning parameterization for calculating global lightning distributions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **97**, 9919–9933, doi:10.1029/92JD00719.
- Qie, X., Liu, D., & Sun, Z., 2014: Recent Advances in Research of Lightning Meteorology. *J. Meteorol. Res.*, **28**, 983–1002, doi:10.11676/qxxb2014.048.
- Rivas Soriano, L., & de Pablo, F., 2002: Study of lightning event duration and flash rate in the Iberian Peninsula using cloud-to-ground lightning data. *Atmospheric Research*, **61**, 189–201, doi:10.1016/S0169-8095(01)00138-7.
- Rivas Soriano, L., de Pablo, F., & Díez, E. G., 2001: Cloud-to-ground lightning activity in the Iberian Peninsula: 1992-1994. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **106**, 11891–11901, doi:10.1029/2001JD900055.
- Rogers, R. R., Ecklund, W. L., Carter, D. A., Gage, K. S., & Ethier, S. A., 1993: Research applications of a boundary-layer wind profiler. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **74**, 567–580, doi:10.1175/1520-0477(1993)074<0567:RAOABL>2.0.CO;2.
- Romps, D. M., Seeley, J. T., Vollaro, D., & Molinari, J., 2014: Projected increase in lightning strikes in the United States due to global warming. *Science*, **346**, 851–854, doi:10.1126/science.1259100.
- Saunders, C., 2008: Charge separation mechanisms in clouds. *Planetary Atmospheric Electricity*, **30**, 335–353, doi:10.1007/s11214-008-9345-0.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X. Y., Wang, W., & Powers, J. G., 2008: A description of the advanced research WRF Version 3, NCAR technical note, Mesoscale and Microscale Meteorology Division. *National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA*.
- Smith, S. B., LaDue, J. G., & MacGorman, D. R., 2000: The Relationship between Cloud-to-Ground Lightning Polarity and Surface Equivalent Potential Temperature during Three Tornadoic Outbreaks. *Monthly Weather Review*, **128**, 3320–3328, doi:10.1175/1520-0493(2000)128<3320:TRBCTG>2.0.CO;2.

- Soula, S., & Chauzy, S., 2000: Some aspects of the correlation between lightning and rain activities in thunderstorms. *Atmospheric Research*, **56**, 355–373, doi:10.1016/S0169-8095(00)00086-7.
- Sousa, J. F., Fragoso, M., Mendes, S., Corte-Real, J., & Santos, J. a., 2013: Statistical-dynamical modeling of the cloud-to-ground lightning activity in Portugal. *Atmospheric Research*, **132-133**, 46–64, doi:10.1016/j.atmosres.2013.04.010.
- Strauss, C., Rosa, M. B., & Stephany, S., 2013: Spatio-temporal clustering and density estimation of lightning data for the tracking of convective events. *Atmospheric Research*, **134**, 87–99, doi:10.1016/j.atmosres.2013.07.008.
- Stull, R. B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Springer, Netherlands, 670 pp.
- Szintai, B., & Kaufmann, P., 2008: TKE as a Measure of Turbulence. *COSMO Newsletter*, **8**, 2–10.
- Szintai, B., Kaufmann, P., & Rotach, M. W., 2009: Deriving turbulence characteristics from the COSMO numerical weather prediction model for dispersion applications. *Advances in Science and Research*, **3**, 79–84, doi:10.5194/asr-3-79-2009.
- Talbot, L., Cheng, R. K., Schefer, R. W., & Willis, D. R., 1980: Thermophoresis in a Heated Boundary Layer. *Journal Fluid Mechanics*, **101**, 737–758.
- Tewari, M., Chen, F., Wang, W., Dudhia, J., LeMone, M. A., Mitchell, K., Ek, M., Gayno, G., Wegiel, J., & Cuenca, R. H., 2004: Implementation and verification of the unified NOAH land surface model in the WRF model. *20th conference on weather analysis and forecasting/16th conference on numerical weather prediction*, **1115**, 6.
- Thompson, G., Field, P. R., Rasmussen, R. M., Hall, W. D., Thompson, G., Field, P. R., Rasmussen, R. M., & Hall, W. D., 2008: Explicit Forecasts of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part II: Implementation of a New Snow Parameterization. *Monthly Weather Review*, **136**, 5095–5115, doi:10.1175/2008MWR2387.1.
- Ushio, T., Heckman, S. J., Boccippio, D. J., Christian, H. J., & Kawasaki, Z.-I., 2001: A survey of thunderstorm flash rates compared to cloud top height using TRMM satellite data. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 24089, doi:10.1029/2001JD900233.

- Vaszkó, A., 2015: *A Péczely - féle makroszinoptikus helyzetek objektív osztályozásának alapjai*. BSc szakdolgozat, Budapest, 37 pp.
- Vogelmann, A. M., McFarquhar, G. M., Ogren, J. A., Turner, D. D., Comstock, J. M., Feingold, G., Long, C. N., Jonsson, H. H., Bucholtz, A., Collins, D. R., Diskin, G. S., Gerber, H., Lawson, R. P., Woods, R. K., Andrews, E., Yang, H.-J., Chiu, J. C., Hartsock, D., Hubbe, J. M., Lo, C., Marshak, A., Monroe, J. W., McFarlane, S. A., Schmid, B., Tomlinson, J. M., & Toto, T., 2012: Racoro Extended-Term Aircraft Observations of Boundary Layer Clouds. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **93**, 861–878, doi:10.1175/BAMS-D-11-00189.1.
- Wapler, K., & James, P., 2015: Thunderstorm occurrence and characteristics in Central Europe under different synoptic conditions. *Atmospheric Research*, **158-159**, 231–244, doi:10.1016/j.atmosres.2014.07.011.
- Webb, E. K., 1970: Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **96**, 67–90, doi:10.1002/qj.49709640708.
- Weckwerth, T. M., & Parsons, D. B., 2006: A Review of Convection Initiation and Motivation for IHOP\2002. *Monthly Weather Review*, **134**, 5–22, doi:10.1175/MWR3067.1.
- Weidinger, T., & Tasnádi, P., 2013: *Klasszikus dinamikus meteorológiai feladatgyűjtemény II.* ELTE Eötvös Kiadó, Budapest.
- Westcott, N. E., 1995: Summertime Cloud-to-Ground Lightning Activity around Major Midwestern Urban Areas. *Journal of Applied Meteorology*, **34**, 1633–1642, doi:10.1175/1520-0450-34.7.1633.
- Westwater, E. R., Han, Y., Irisov, V. G., Leuskiy, V., Kadygrov, E. N., & Viazankin, S. A., 1999: Remote sensing of boundary layer temperature profiles by a scanning 5-mm microwave radiometer and RASS: Comparison experiments. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **16**, 805–818, doi:10.1175/1520-0426(1999)016<0805:RSOBLT>2.0.CO;2.
- Wiens, K. C., Rutledge, S. a., & Tessendorf, S. a., 2005: The 29 June 2000 Supercell Observed during STEPS. Part II: Lightning and Charge Structure. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **62**, 4151–4177, doi:10.1175/JAS3615.1.



- Williams, E. R., 1985: Large-scale charge separation in thunderclouds. *Journal of Geophysical Research*, **90**, 6013, doi:10.1029/JD090iD04p06013.
- Williams, E. R., Geotis, S. G., Renno, N., Rutledge, S. A., Rasmussen, E., & Rickenbach, T., 1992: A Radar and Electrical Study of Tropical “Hot Towers”. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **49**, 1386–1395, doi:10.1175/1520-0469(1992)049<1386:ARAESO>2.0.CO;2.
- Williams, E. R., & Sători, G., 2004: Lightning, thermodynamic and hydrological comparison of the two tropical continental chimneys. *Journal of atmospheric and solar-terrestrial physics*, **66**, 1213–1231, doi:10.1016/j.jastp.2004.05.015.
- Williams, E. R., & Stanfill, S., 2002: The Physical Origin of the land-ocean contrast in lightning activity. *C. R. Physique*, **3**, 1277–1292.
- Wilson, J. W., & Roberts, R. D., 2006: Summary of Convective Storm Initiation and Evolution during IHOP: Observational and Modeling Perspective. *Monthly Weather Review*, **134**, 23–47, doi:10.1175/MWR3069.1.
- WMO, 1975: *Manual on the observation of clouds and other meteors*. Secretariat of the World Meteorological Organization, Geneva, 126 pp.
- 2009: *Locating the Sources of Lightning Events*. 4.1 (3), CBS-CIMO Remote Sensing/Doc., 16 pp.
- Wu, Z., 2003: A Shallow CISK, Deep Equilibrium Mechanism for the Interaction between Large-Scale Convection and Large-Scale Circulations in the Tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **60**, 377–392, doi:10.1175/1520-0469(2003).
- Xu, W., Zipser, E. J., Liu, C., & Jiang, H., 2010: On the relationships between lightning frequency and thundercloud parameters of regional precipitation systems. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **115**, 1–10, doi:10.1029/2009JD013385.
- Yoshida, S., Morimoto, T., Ushio, T., & Kawasaki, Z., 2009: A fifth-power relationship for lightning activity from Tropical Rainfall Measuring Mission satellite observations. *Journal of Geophysical Research*, **114**, D09104, doi:10.1029/2008JD010370.
- Zhang, D., & Anthes, R. A., 1982: A High-Resolution Model of the Planetary Boundary Layer—Sensitivity Tests and Comparisons with SESAME-79 Data. *Journal of Applied Meteorology*, **21**, 1594–1609, doi:10.1175/1520-0450(1982).

- Zhang, Y., & Klein, S. A., 2010: Mechanisms Affecting the Transition from Shallow to Deep Convection over Land: Inferences from Observations of the Diurnal Cycle Collected at the ARM Southern Great Plains Site. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **67**, 2943–2959, doi:10.1175/2010JAS3366.1.
- Zhou, Y., Qie, X., & Soula, S., 2002: A study of the relationship between cloud-to-ground lightning and precipitation in the convective weather system in China. *Annales Geophysicae*, **20**, 107–113, doi:10.5194/angeo-20-107-2002.

## Internetes hivatkozások

<http://www.met.hu/>

<https://www.nowcast.de/en.html>

# Sekély és mély konvekciós folyamatok vizsgálata

Mona Tamás

Iskola és program vezető: Dr. Jánosi Imre

Témavezetők: Dr. Ács Ferenc és Dr. Horváth Ákos

A kutatás során két újszerű és egyedi elmélet lett kidolgozva, egy a sekély és egy a mély konvekció vonatkozásában. A sekély konvekciós vizsgálatok eredményeként egy olyan területileg átlagolt planetáris határréteg magasság napi menet forma klasszifikáció került bemutatásra, amely alkalmas nyári makroszinoptikus időjárási helyzetek jellemezésére numerikus és objektív módon. Az osztályozó algoritmus négy forma típust különböztet meg, amelyekhez jól körülhatárolható időjárási helyzetek köthetők: trapézra emlékeztető napi menetnél anticiklonális, háromszögre hasonlító formánál frontátvonulós, és lapos napi menet esetén nedves időjárás a jellemző. A negyedik forma kialakulását mezoskálájú hatások eredményezik, ilyenkor a napi menet két csúcspontot vesz fel. A formák adott időjárási helyzettel való társítása a Péczy-féle makroszinoptikus helyzetekkel lehet ellenőrizve.

A mély konvekciós vizsgálat esetén a léggűjtő elméletnek elnevezett mezoskálájú konceptuális modell lett ismertetve és tesztelve. Az elmélet alapján, a legnagyobb villámlással járó zivatarokról elmondható, hogy életük során nagy mennyiségű olyan légtömeget szívtak magukba, amelyek a konvekciót elősegítették. A kutatómunka során a zivatarok leképezésére egy zivatarcella azonosító és követő rendszer lett megalkotva. Az algoritmus eredményeiből átfogó, hároméves zivatarcella és villámlás statisztikák is készültek.

# Examination of shallow and deep convection processes

**Tamás Mona**

Coordinator of the school and program: Dr. Imre Jánosi

Supervisors: Dr. Ferenc Ács és Dr. Ákos Horváth

During the research, two novel and unique theories were developed, one for shallow and one for deep convection. As a result of shallow convection research, an area-averaged planetary boundary layer height diurnal course form classification was introduced, that is suitable for characterizing summery macrosynoptic weather situations in a numeric and objective manner. The classifying algorithm distinguishes between four different forms, with well-defined weather conditions: trapezoid-like diurnal course with anticyclonal, triangular-shaped with frontal, and flat diurnal course with wet weather can be described. The form of the fourth shape results in mesoscale effects, in which case the diurnal course takes two peaks. The association of forms with a given weather condition can be controlled by Péczy's macrosynoptic situations.

In the deep convection research, a mesoscale conceptual model of the air mass catchment theory was described and tested. According to the theory, the thunderstorms with the largest lightning amount have been considered for in their lifetime they have been absorbing a large amount of air masses which have contributed to convection. During the research work, a thunderstorm identification and tracing system was designed to map the thunderstorms. From the results of the algorithm, comprehensive three-year thunderstorm and lightning statistics were also made.

# ADATLAP

## a doktori értekezés nyilvánosságra hozatalához\*

### I. A doktori értekezés adatai

A szerző neve: Mona Tamás

MTMT-azonosító: 10044855

A doktori értekezés címe és alcíme: Sekély és mély konvekciós folyamatok vizsgálata

DOI-azonosító<sup>46</sup>: 10.15476/ELTE.2018.204

A doktori iskola neve: Környezettudományi Doktori Iskola

A doktori iskolán belüli doktori program neve: Környezetfizikai Program

A témavezető neve és tudományos fokozata: Dr. Ács Ferenc (PhD), Dr. Horváth Ákos (CSc)

A témavezető munkahelye: ELTE-TTK OMSZ-Siófok

### II. Nyilatkozatok

#### 1. A doktori értekezés szerzőjeként

a) hozzájárulok, hogy a doktori fokozat megszerzését követően a doktori értekezésem és a tézisek nyilvánosságra kerüljenek az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban. Felhatalmazom a Természettudományi kar Dékáni Hivatali Doktori, Habilitációs és Nemzetközi Ügyek Csoportjának ügyintézőjét, hogy az értekezést és a téziseket feltöltse az ELTE Digitális Intézményi Tudástárba, és ennek során kitöltse a feltöltéshez szükséges nyilatkozatokat.

b) kérem, hogy a mellékelt kérelemben részletezett szabadalmi, illetőleg oltalmi bejelentés közzétételéig a doktori értekezést ne bocsássák nyilvánosságra az Egyetemi Könyvtárban és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban;

c) kérem, hogy a nemzetbiztonsági okból minősített adatot tartalmazó doktori értekezést a minősítés (*dátum*)-ig tartó időtartama alatt ne bocsássák nyilvánosságra az Egyetemi Könyvtárban és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban;

d) kérem, hogy a mű kiadására vonatkozó mellékelt kiadó szerződésre tekintettel a doktori értekezést a könyv megjelenéséig ne bocsássák nyilvánosságra az Egyetemi Könyvtárban, és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban csak a könyv bibliográfiai adatait tegyék közzé. Ha a könyv a fokozatszerzést követően egy évig nem jelenik meg, hozzájárulok, hogy a doktori értekezésem és a tézisek nyilvánosságra kerüljenek az Egyetemi Könyvtárban és az ELTE Digitális Intézményi Tudástárban.

#### 2. A doktori értekezés szerzőjeként kijelentem, hogy

a) az ELTE Digitális Intézményi Tudástárba feltöltendő doktori értekezés és a tézisek saját eredeti, önálló szellemi munkám és legjobb tudomásom szerint nem sértem vele senki szerzői jogait; b) a doktori értekezés és a tézisek nyomtatott változatai és az elektronikus adathordozón benyújtott tartalmak (szöveg és ábrák) mindenben megegyeznek.

3. A doktori értekezés szerzőjeként hozzájárulok a doktori értekezés és a tézisek szövegének plágiumkereső adatbázisba helyezéséhez és plágiumellenőrző vizsgálatok lefuttatásához.

Kelt: Budapest, 2018. október 9.

.....  
a doktori értekezés szerzőjének aláírása

\*ELTE SZMSZ SZMR 12. sz. melléklet