

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

Heves konvekció vizsgálata radarmérések és modelleredmények alapján

Szakdolgozat



Készítette:

Hegedüs Adrienn

Földtudományi alapszak,
Meteorológus szakirány

Témavezető:

Seres András Tamás

(Magyar Honvédség Geoinformációs Szolgálat)

Tanszéki konzulens:

dr. Breuer Hajnalka

(ELTE Meteorológiai Tanszék)

Budapest, 2014

TARTALOMJEGYZÉK

1. BEVEZETÉS	4
2. LÉGKÖRI KONVEKCIÓ	6
2.1. Hozzáférhető konvektív potenciális energia – Convective Available Potential Energy (CAPE, MLMUCAPE).....	8
2.2. Kihullható vízmennyiség.....	8
2.3. Konvektív gátlás – Convective Inhibition (CIN, MLMUCIN).....	9
2.4. Különböző magassági szintek közötti vertikális szélnyírások	9
2.5. Különböző nyomási szintek közötti vertikális hőmérsékleti gradiens – Temperature Lapse Rate (TLR).....	9
2.6. Nedvességi Index – Humidity Index (NI)	10
2.7. Specifikus nedvesség.....	10
2.8. Thompson Index (TI)	10
2.9. Total Totals Index (TTI)	11
3. A ZIVATAROK TÍPUSAI	12
3.1. Egycellás zivatarok	12
3.2. Multicellás zivatarok	13
3.3. Szupercellás zivatarok.....	14
3.4. Zivatarrendszerek.....	16
4. METEOROLÓGIAI RADAROK	17
5. A KUTATÁS SORÁN ALKALMAZOTT MÓDSZERTAN	20
5.1. Zivatarellipszisek előállítása	20
5.2. A zivatarellipszisek számának és a GFS modell eredményeinek összevetése	21
6. LABILITÁSI INDEXEK ÉS VÁLTOZÓK VIZSGÁLATA.....	25
6.1. Thompson Index.....	25
6.2. Hozzáférhető konvektív potenciális energia	26

6.3. Konvektív gátlás.....	27
6.4. Total Totals Index	28
6.5. Különböző nyomási szintek közötti vertikális hőmérsékleti gradiens	29
6.7. Specifikus nedvesség.....	31
6.8. Nedvességi Index	32
6.9. Különböző magassági szintek közötti vertikális szélnyírások	33
6.10. A vizsgált változók összegzése	35
7. ÖSSZEFOGLALÁS.....	37
Köszönetnyilvánítás	39
8. IRODALOMJEGYZÉK.....	40

1. BEVEZETÉS

A távérzékelési eszközök fejlődésével hazai és nemzetközi viszonylatban is egyre jelentősebbé válik a heves konvektív időjárási jelenségek kialakulási feltételeinek és körülményeinek vizsgálata. Különösképp a veszélyjelzésben jelent nagy segítséget a meteorológusok számára, hiszen a személyi- és vagyónbiztonság érdekében, illetve a repülésmeteorológia területén elengedhetetlen e légköri események minél pontosabb ismerete, ugyanis gyakran járnak együtt erőteljes szélviharokkal, tornádókkal, nagy mennyiségű csapadékkal, esetenként jégesővel. Emiatt zivataros helyzetben az előrejelző egyik – ha nem a legfontosabb – feladata meghatározni, hogy a vizsgált területen megjelenhet-e bármilyen veszélyes jelenséggel fellépő konvektív esemény (akár helyben kialakult vagy odaérkező), és ha igen, milyen típusú és intenzitású.

A gyakorlatban a légköri konvekció intenzitásának meghatározására *az ún. instabilitási vagy labilitási indexeket* használják. Ezek legfőbb előnye, hogy rádiószondás felszállások segítségével végzett magaslégköri mérések eredményeiből származtatva könnyedén kiszámolhatóak, így alkalmazásukkal egyetlen értékkel jellemezhető a konvektív környezet. Különböző indexekhez különböző küszöbértékek tartoznak, amelynek elérése biztosítja a meteorológust arról, kell-e számítani heves zivatarra, vagy sem.

A szakdolgozat alapvető célja, hogy kiderítsük, a gyakorlatban mely labilitási indexek segíthetik a zivatarvékenységgel járó jelenségek lehető legpontosabb előrejelzéseit. Ezt radarmérések és modelleredmények segítségével úgy hajtjuk végre, hogy a TITAN-módszer felhasználásával Magyarország területére, a 2011–2013 közti időszak zivataros féléveire (április–szeptember) megvizsgáljuk a heves zivatarokat modellező ellipszisek, *ún. zivatarellipszisek* számát és erősségét, majd ezeket összevetjük a GFS időjárás-előrejelző modell eredményeivel.

A második fejezetben szeretnénk pontosabb képet nyújtani a légköri konvekcióról, amelynek ismerete szükséges a különböző mértékű heves konvektív jelenségek megértéséhez, melyeket a harmadik fejezet foglalja össze. Ezt követően az időjárási radarokról gyűjtöttük össze a legalapvetőbb ismereteket. E három fejezet alkotja a tanulmány leíró, elméleti háttérét. Az ötödik fejezet az előző bekezdésben említett, a

vizsgálat során alkalmazott módszertant mutatja be, majd a hatodik fejezetben következnek az egyes labilitási indexekre végzett vizsgálatok eredményei.

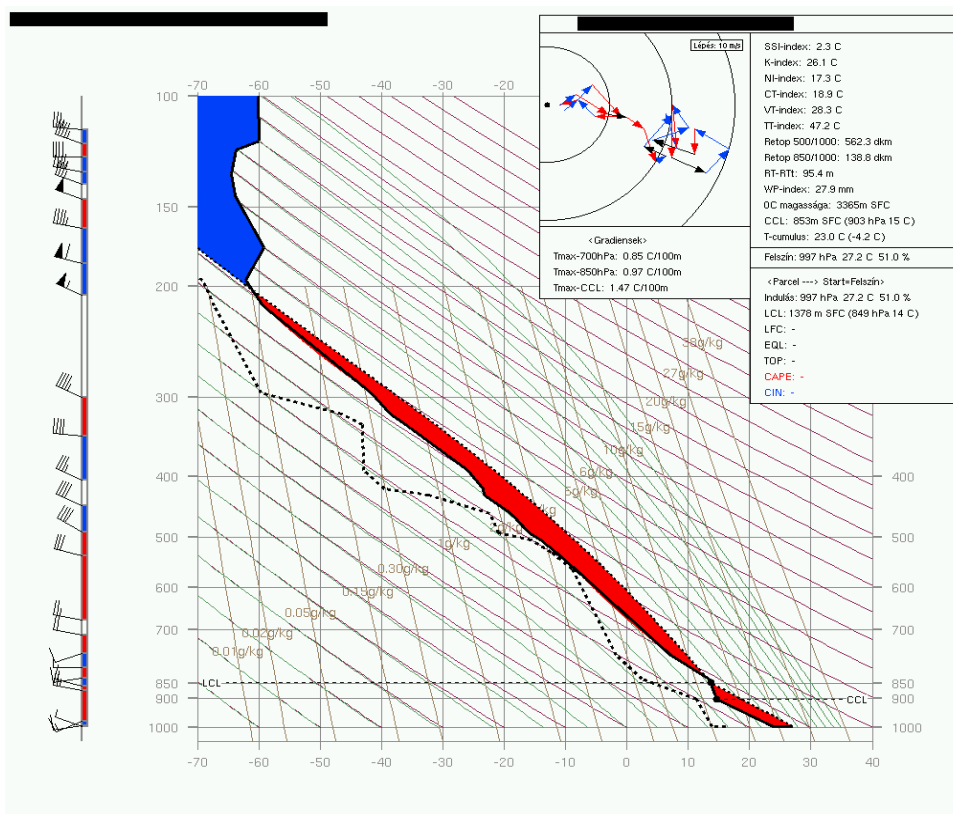
A zivatarok jellemzőivel kapcsolatos hazai tapasztalatokról már az 1900-as évek előtt is jelentek meg különböző feljegyzések. *Váradi* 1898-ban megjelent cikke alapján a zivatarképződés és a napsugárzás beesési szöge kapcsolatba hozható egymással: a földfelszín erőteljesebb felmelegedése esetén (azaz a beesési szög merőlegeshez közeli) intenzívebb zivatartevékenység várható. *Szalay-Ujfalussy* (1917) szerint a zivatarok létrejöttéhez minden esetben ugrásszerű nyomásváltozásra van szükség. A zivatarok kialakulásának dinamikájáról többek között *Aujeszky* (1932), *Dési* (1960) és *Götz* (1965) is végzett kutatásokat.

A heves konvektív jelenségek idő-és térbeli előfordulásáról már számos tanulmány jelent meg. *Riegl* (1902) alapján a májustól októberig tartó időszakot nyári, zivataros félévnek nevezzük. *Hegyfoky* (1912) kutatásai alapján a zivatarok napi megjelenési maximuma körülbelül délután 2–3 óra körülre tehető, területi eloszlásban pedig a tengerpartokat, a hegyvidékeket és a síkvidékeket tekintve a kialakulási maximum folyamatosan későbbre tolódva, délután 1 és 4 óra között változik. *Szudár* 1992-es eredményeiből kiderül, hogy a hazánk területére érkező zivatarok jelentős része Ausztria felől, közülük a prefrontálisak délnyugati, a frontálisak pedig északnyugati irányból érkeznek. *Seres* (2006), illetve *Énekes* (2010) és *Kohlmann* (2013) már radaradatokon alapuló zivatarstatisztikai kutatásokat végzett. *Énekes* munkája kutatásunk közvetlen előzményének tekinthető, amely a 2009-es év megfelelő időszakára vizsgálta meg a Magyarország területén detektálható, minimum 40 dBZ-s reflektivitással rendelkező objektumokat. Jelen dolgozatban a vizsgált időszakon túl a reflektivitás küszöbértékét is megnöveltük. A magasabb küszöbérték segítségével célunk a heves konvektív cellák azonosítása, pontosabb megismerése.

2. LÉGKÖRI KONVEKCIÓ

A fizikai definíció szerint a *konvekció*n a gázok vagy folyadékok hő- és nedvességtranszportját értjük. A meteorológiában ezt a kifejezést olyan kis skálájú légköri rendezett fel-, illetve leáramlásokra használják, melyek valamilyen zavaró hatás, *ún. perturbáció* következtében létrejövő vertikális sűrűségkülönbség miatt alakulnak ki dinamikailag instabil környezetben. A konvektív időjárási jelenségek e mozgások eredményeinek tekinthetők, megjelenési formájuk sokféle lehet, ilyenek például a termikek, a gomolyfelhők vagy éppen a zivatarok. A kicsapódással járó változatokat nedves, a kondenzáció nélkülieket száraz konvekciónak nevezzük (Götz és Rákóczi, 1981).

A konvektív folyamatokat legegyszerűbben a *részecskemódszerrel* szokás jellemezni, szemléltetésükhöz pedig *termodinamikai diagramokat* alkalmaznak.



1. ábra – Termodinamikai diagram a HAWK alkalmazáson megjelenítve.

A légkör vertikális profilját feltáró, ún. rádiószondás mérések eredményeit ezekkel a diagramokkal szemléltetik (1. ábra), vizuális megjelenítésük például az OMSZ *Hungarian Advanced Workstation (HAWK)* alkalmazásával történik (OMSZ, 2013).

A részecskemódszer egy kiválasztott levegőcella függőleges, hőcserementes mozgását írja le hidrosztatikus környezetben. Ez esetben számos további feltételezéssel élünk:

- ✓ használjuk a kvázisztatikus közelítést, azaz a mozgó cella légköri nyomása megegyezik a környezetével,
- ✓ feltételezzük, hogy a környezet levegője nem keveredik a celláéval,
- ✓ továbbá eltekintünk a függőleges mozgások által keltett kompenzációs tömegáramoktól (Götz és Rákóczi, 1981).

A heves konvektív időjárási jelenségek csak bizonyos légköri feltételek megléte mellett alakulhatnak ki, ezeket *konvektív komponenseknek* nevezzük. Az első ilyen feltétel a *labilitás*, ami a részecskére ható pozitív felhajtóerőt és a folyamat kialakulásához szükséges mennyiségű nedvesség jelenlétét adja meg. A pozitív felhajtóerő olyan felfelé ható erő, amely egy légréz és a környező levegő közti sűrűségkülönbség hatására alakul ki. Ennek köszönhetően indul meg a légrézszak vertikális, felfelé irányú áramlása. Az elegendő nedvesség jelenléte pedig a felhőzettel járó jelenség kialakulásához kell. A második komponens a *konvergencia*, amely az összeáramló levegő emelkedési kényszerét határozza meg. A harmadik a *szélnyírás*, amikor a szélvektor irányának/nagyságának térben változnia kell. Zivatarok keletkezéséhez az első komponens jelenléte mindenképp szükséges, de sokszor a másik kettő mellett szükség van egyéb kiváltó hatásokra, ún. *triggerekre* is, mint például az orográfia (Seres, 2006).

A szinoptikus gyakorlatban a légköri konvekció intenzitásának meghatározására az instabilitási vagy labilitási indexeket használják. Ezek a paraméterek a rádiószondás mérések eredményeiből származtathatók, előnyük, hogy értékükkel számszerűen jellemezhető a konvekció lehetősége, illetve erőssége. A kutatásban vizsgált indexek és meteorológiai állapothatározók részletes leírásait a következő alfejezetek foglalják össze.

2.1. Hozzáférhető konvektív potenciális energia – Convective Available Potential Energy (CAPE, MLMUCAPE)

A CAPE az az energiamennyiség, ami a felszínről induló légrézben emelkedés közben maximálisan felszabadulhat, azaz a termodinamikai diagramon a pozitív terület nagysága a szabad konvekció szintje és a kiegyenlítési szint között. A szabad konvekció szintje az a magasság, ahol a felfelé mozgó légréz hőmérséklete megegyezik a környezet hőmérsékletével, illetve e felett már melegebb annál, így a további emelkedés biztosított. A kiegyenlítési szint pedig az a szint, ahol a légréz hőmérséklete már megegyezik a környezetével, így a cella már nem kap többletenergiát a további emelkedéshez. A hozzáférhető konvektív potenciális energiát gyakran *SBCAPE*-vel is jelölik, ami az angol „surface based” (talajalapú) kifejezésből ered. Egyéb származtatott változatai még a *MUCAPE* (legnagyobb hozzáférhető potenciális energia) és az *MLCAPE* (kevertrétegű potenciális energia) vagy ezek kombinációja, az *MLMUCAPE* (*Markowski and Richardson, 2010*).

2.2. Kihullható vízmennyiség

A kihullható vízmennyiség egy olyan nedvességi paraméter, amely egy adott légoszlop teljes vízgőztartalmának kihullását adja meg (*Solot, 1939*). A $z_1 > z_0$ magassági szintek közötti rétegben a kihullható víztartalmat az alábbi összefüggés alapján kaphatjuk meg:

$$P = \int_{z_0}^{z_1} (\rho_v + \rho_w + \rho_i) dz, \quad (1)$$

ahol ρ_v , ρ_w és ρ_i az egyes vízfázisokra (v: vízgőz; w: folyékony víz; i: jég) vonatkozó sűrűségi értékek. Ez egy elméleti érték, amely természetesen függ a hőmérséklettől is, hiszen minél melegebb a levegő, annál több vízgőzt képes befogadni, amivel nő a légréteg kihullási potenciálja is. Ha a kihullható vízmennyiség várható értéke meghaladja a 25 mm-t, akkor felhőszakadásra lehet számítani, amely lassan áthelyeződő zivatarok esetében kiemelt jelentőséggel bír, hiszen villámárvizeket okozhat.

2.3. Konvektív gátlás – Convective Inhibition (CIN, MLMUCIN)

Colby (1984) nyomán a konvektív gátlás az az energiamennyiség, amely ahhoz szükséges, hogy egy légréteg felemelkedjen a felszínről a szabad konvekció szintjéig. Erre akkor van szükség, amikor a légrétegszemcsék hidegebb a környezeténél, tehát a környezetnek munkát kell végeznie ahhoz, hogy a cella emelkedhessen, ami külső kényszer hatására jöhet létre. A termodinamikai diagramon ez az ún. *negatív terület* nagyságát jelenti. A CIN értéke annál nagyobb (abszolút értékben), minél nagyobb a távolság az emelési kondenzációs szint és a szabad konvekció szintje között. Az emelési kondenzációs szint az a magasság, ahol a felszínről indított légréteg száraz adiabatikus emelkedési görbéje metszi a talajszintű harmatponthoz tartozó azonos keverési arányt megjelenítő görbét, vagy másnéven *izogramot* (Markowski and Richardson, 2010). Kiszámítása tehát gyakorlatilag ugyanaz, mint a CAPE-é, ezért a talajalapú konvektív gátlást – a hozzáférhető konvektív potenciális energiához hasonlóan – szokás *SBCIN*-nel jelölni. Ahogyan a CAPE-nak, úgy a CIN-nek is vannak egyéb, a gyakorlatban alkalmazott változatai, mint például az MUCIN (legkisebb konvektív gátlás) és az MLCIN (kevertrétegű konvektív gátlás) vagy ezek kombinációja, az MLMUCIN (Craven and Brooks, 2004).

2.4. Különböző magassági szintek közötti vertikális szélnyírások

A szélnyírások a szélvektorok térbeli változásait szemléltetik. Az előrejelzési gyakorlatban általában két szintet hasonlítanak össze, leggyakrabban a 0–1 km (körülbelül 1000 és 900 hPa), a 0–2,5 km (körülbelül 1000 és 750 hPa), a 0–6 km (1000 és 450 hPa), illetve a 0–8 km (1000 és 350 hPa) szintek közötti szélnyírás kap figyelmet. Vizsgálatunkban a sebesség szerinti különbségeket elemezzük, de az előrejelzési térképeken szokás a szélnyírás vektorának irányát is megjeleníteni.

2.5. Különböző nyomási szintek közötti vertikális hőmérsékleti gradiens – Temperature Lapse Rate (TLR)

A TLR a környezet hőmérsékletének magassággal történő változását mutatja meg. Ha a TLR értéke körülbelül 1°C -ot változik 100 méterenként, akkor *száraz adiabatikus* rétegződésről beszélünk. Amennyiben a TLR körülbelül $6,5^{\circ}\text{C}/1\text{ km}$ vagy annál kevesebb, *nedves adiabatikusnak* tekintjük a légrétegződést. Ha a környezet hőmérsékleti gradiense nagyobb, mint az emelkedő légrétegszemcséké, akkor a rétegződés instabil, ugyanis ekkor a

cella kevésbé hűl, így melegebb marad, mint a környezete, ez pedig az emelkedés feltétele. Fordított esetben, azaz ha a környezet hőmérsékleti gradiense az alacsonyabb, a légkör stabilan rétegzettnek tekintjük. A hőmérsékleti gradiens különböző nyomási szintek között is vizsgálható, pontosabb képet kapva ezzel a troposzféra egyes részeiről.

2.6. Nedvességi Index – Humidity Index (NI)

A Nedvességi Index a 850 hPa-os, a 700 hPa-os és az 500 hPa-os magassági szintek hőmérsékleti és harmatponti adataiból számolt harmatpont-depressziót veszi figyelembe (*Litynska et al.*, 1976):

$$NI = (T - T_d)_{850} + (T - T_d)_{700} + (T - T_d)_{500}, \quad (2)$$

ahol $(T - T_d)_{850}$ a 850 hPa-os szinthez tartozó, $(T - T_d)_{700}$ a 700 hPa-os szinten számolt, a $(T - T_d)_{500}$ az 500 hPa-os szinti hőmérséklet és harmatpont különbségek.

2.7. Specifikus nedvesség

A specifikus nedvesség a nedves levegőben lévő vízgőz és a nedves levegő tömegarányát adja meg (*Götz és Rákóczi*, 1981).

2.8. Thompson Index (TI)

A Thompson Index (*Haklander and Van Delden*, 2003) a K-index és a Best Lifted Index különbségeként áll elő:

$$TI = KI - BLI, \quad (3)$$

ahol

$$LI = T_{\text{körny}500} - T_{\text{légrész}500} \quad (4)$$

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + T_{D850} - (T_{700} - T_{D700}) \quad (5)$$

Az *LI* meghatározása általában a *termodinamikai diagramok* segítségével történik. A talajról indított légrész előbb a száraz adiabata mentén emelkedik, majd a kondenzációs szintet elérve a nedves adiabatán halad tovább egészen az 500 hPa-os nyomási szintig, ahol meghatározzuk a légrész hőmérsékleti értékét ($T_{\text{légrész}500}$). Ezt az értéket kivonjuk a

rádiószondás felszállásból ténylegesen mért 500 hPa-os nyomási szintre vonatkozó értékből ($T_{körny500}$). Az egyenletekben T_{850} a 850 hPa-os, T_{700} a 700 hPa-os és T_{500} az 500 hPa-os nyomási szinteken mért léghőmérsékleti értékek, míg T_{D850} a 850 hPa-os és T_{D700} a 700 hPa-os nyomási szint harmatpontja a felszállás alapján.

2.9. Total Totals Index (TTI)

A Total Totals Index számításánál a 850 hPa-os és az 500 hPa-os magassági szintek hőmérséklet és harmatpont adatait használják fel (*Miller, 1967*). Kiszámítása az alábbi módon történik:

$$TTI=(T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{500}), \quad (6)$$

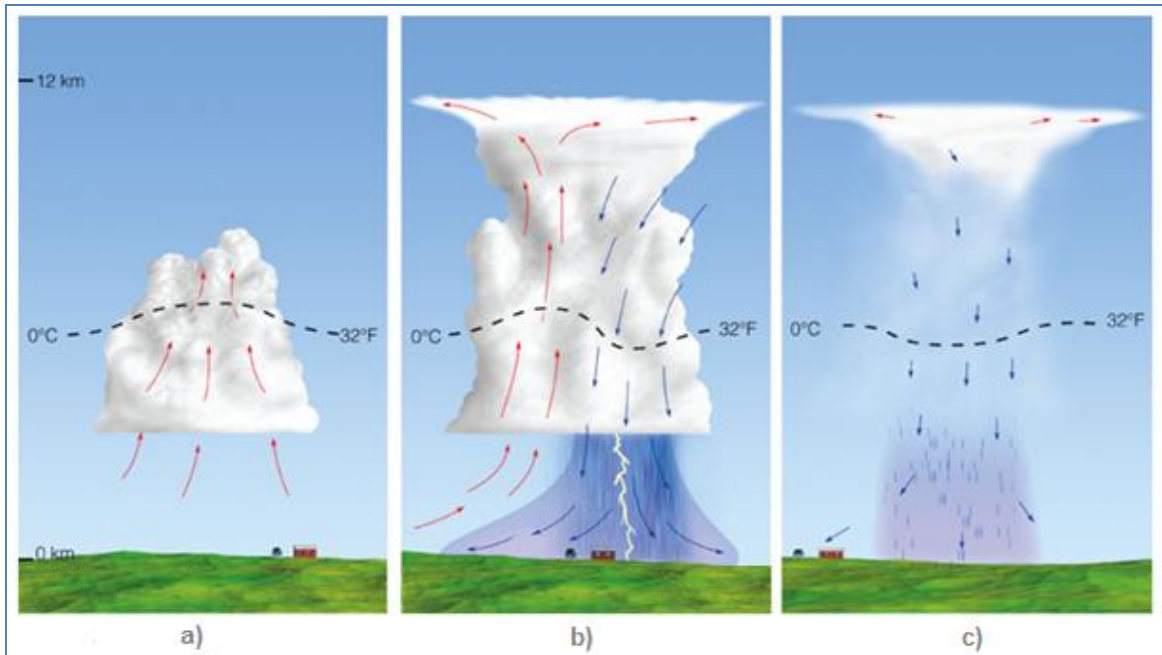
ahol T_{850} és T_{d850} a 850 hPa-os szinten mért hőmérséklet és harmatpont értéke, T_{500} pedig az 500 hPa-os nyomási szinten mért hőmérséklet.

3. A ZIVATAROK TÍPUSAI

A zivatarokat szerkezetük, karakterisztikus méreteik alapján három alapvető csoportba sorolhatjuk: az *egycellás*, a *multicellás*, illetve a *szupercellás zivatarok*. Ezek a képződmények akár zivatarok együttesévé, azaz konvektív rendszerekké is összeállhatnak. Az egyes típusok kialakulása jelentős mértékben függ a korábban felsorolt konvektív komponensektől, leginkább a labilitás és a szélnyírás viszonya határozza meg (Horváth, 2007). A továbbiakban az egyes csoportok jellemzését szeretném röviden áttekinteni.

3.1. Egycellás zivatarok

Az egycellás zivatarok légtömegben belül, leginkább nyáron, gyenge áramlású és szélnyírású környezetben keletkezhetnek. Az egycellás zivatarok három életfázissal rendelkeznek: az első a kialakulás, amikor megkezdődik a gomolyfelhő-képződés, de csapadék- és villámtevékenység még nem jelenik meg. Ebben az esetben a feláramlás mértéke gyenge, ilyenkor keletkeznek az úgynevezett szépidő-gomolyfelhők. Erőteljesebb feláramlás esetén keletkező tornyos vagy közepesen fejlett gomolyfelhőkben (2a. ábra) a felhőelemek már olyan nagyságúra híznak, hogy záporos csapadékhullást érzékelhetünk. Még dinamikusabb feláramlási rendszer kialakulása esetén a felhő már elektromosan aktívvá válik, hevesebb lesz a csapadékhullás és kialakul a *zivatarcella*, amelynek látható jelei a zivatarfelhők. Ezt nevezzük az egycellás zivatarok érett fázisának (2b. ábra). A keletkező egyetlen cella magában foglalja a csapadékos (leáramlási) és a csapadékmentes (feláramlási) területet is, kialakulási helyét a domborzat és a helyi konvergencia is befolyásolhatja. A lehulló csapadék területe – elsősorban a párolgás miatt – a környezeténél alacsonyabb hőmérséklettel rendelkezik, így hűtő hatásának köszönhetően megindul a leáramlás, ami a felszínen szétterülve megakadályozza a további meleg levegő beáramlását a cellába. Ezzel létrejön az utolsó (ún. disszipációs) fázis (2c. ábra), amikor gyengül a csapadék- és a zivartartevékenység, majd a tartós leáramlásnak köszönhetően a felhőzet feloszlik.



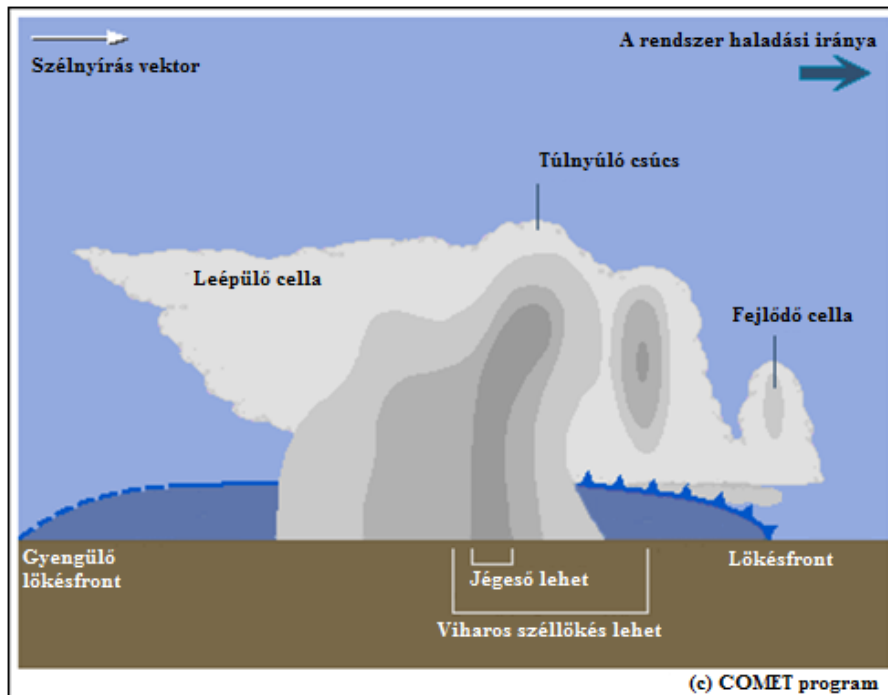
2. ábra – Az egycellás zivatar három életfázisa. (Forrás: Thompson Higher Education)
a) fejlődő tornyos gomoly fázis; b) érett (zivataros) fázis; c) disszipációs (leépülési) fázis.

Az egycellás zivatarok élettartama rövid, nagyjából 30–60 perc, valamint karakterisztikus horizontális méretük 7–16 km között változik (Bluestein, 1993). Mozgásukat főként a magassági szélviszonyok határozzák meg. Leggyakrabban a meleg, délutáni órákban keletkeznek, emiatt *hőzivataroknak* is nevezik őket. Feloszlásuk után, ha az még az esti órák előtt megtörténik, a napsütés és az elegendő nedvességtartalommal rendelkező léggör hatására újabb cellák alakulhatnak ki. Fontos megemlíteni, hogy az igazán egycellás zivatarok nem túl gyakori képződmények, a cellák általában csoportosulva jelennek meg (Horváth, 2007).

3.2. Multicellás zivatarok

Többscellás zivatarok esetén a zivatarfelhő több, fejlődő, érett és leépülő stádiumban levő cellából áll. Egy zivartömböt általában 3–4 különálló cellára lehet felbontani, amelyben áramlási irányt tekintve hátul található a leépülő fázisban levő cellák, középen az érett, a rendszer „elején” pedig a fejlődő állapotúak (Houze, 1993) (3. ábra). Az egymás mellett található cellák gerjesztik egymást, ugyanis a régi cella gyengül a leáramlás következtében kialakuló *lökésfront* (*gust front*) miatt, de ez emelkedésre kényszeríti az előtte tartózkodó levegőt, ezzel újabb cellákat generál (Yuh-Lang Lin, 2007). A többscellás zivatarok – az egycellás zivatarokkal ellentétben – már nem csak légtömegben belül, hanem

légtömegek között is kialakulhatnak, így gyakran kapcsolódnak frontokhoz. Az egyes cellák fennállási ideje körülbelül megegyezik az egycellás zivataroknál említett időtartammal, ellenben a kialakult képződmény akár több órán keresztül is fennmaradhat, nagy jégesőket, pusztító szeleket, villámárvizeket, vagy akár tornádókat okozva. E típus kialakulásánál már fontosabb szerepet tölt be a harmadik konvektív komponens is, a szélnyírás (Horváth, 2007).



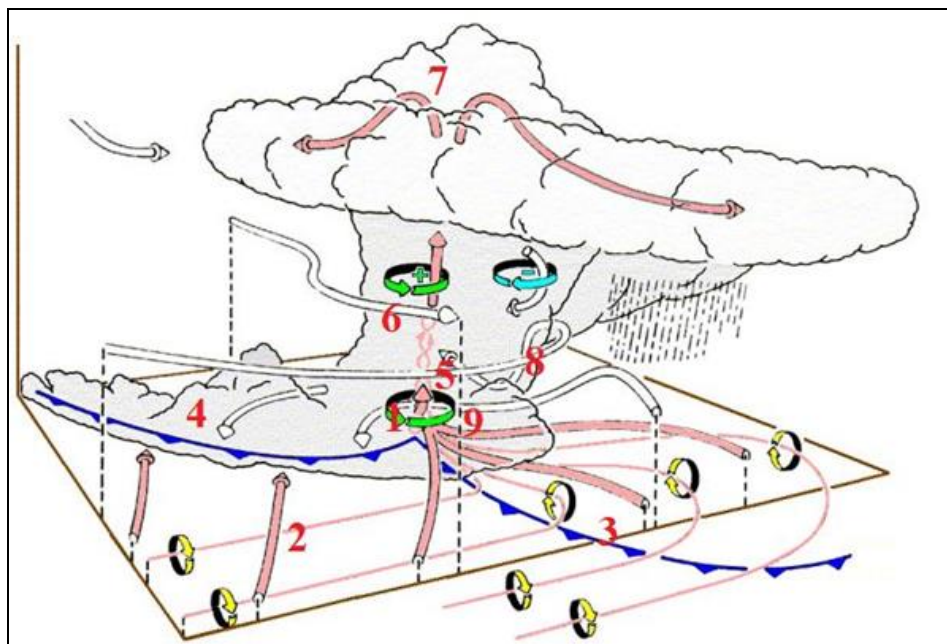
3. ábra – A multicellás zivatar életfázisai.
(Forrás: meted.ucar.edu)

3.3. Szupercellás zivatarok

Megfelelően nagy labilitás és szélnyírás esetén jönnek létre a legerősebb zivatarok, az úgynevezett szupercellák. Szupercellás zivartevékenység esetében egy vertikális tengelyű forgómozgás figyelhető meg, amely egy mély és tartós *mezociklonhoz* köthető. Attól függően, hogy a vertikális szélnyírás melyik irányba téríti el jobban az áramlást, kialakulhatnak ciklonális és anticiklonális szupercellák is. Ezek általában egy ikercella részeként jelennek meg, de egyszerre csak az egyik cella tud továbbfejlődni, a másik leépül. A leépülés a vertikális szélnyírás hatására létrejött belső nyomáseloszlásra vezethető vissza, az ún. *nem hidrosztatikus nyomásperturbáció* az ikercella egyik tagját erősíti, míg a másikat gyengíti (Doswell, 1993).

A 4. ábrán bemutatott mezociklon közepében – ahol a legintenzívebb a cirkuláció – található az „okklúziós pont” (1), ahol a nedves levegő beáramlása (2) az elő- (3) és hátoldali (4) leáramlásokból kialakuló lökésfrontok közötti, kis területre összpontosul. A mezociklon felett található a csapadékmentes beáramlási terület (5), amihez hozzátartozik a felette elhelyezkedő, örvénylő mozgást végző feláramlási oszlop (6). Ebben a toronyban olyan intenzív feláramlások alakulhatnak ki, amelyek képesek felülemelkedni a zivatarfelhő üllőjén, tehát így jön létre a szupercella egyik legfontosabb ismertetőjele, a *túlnyúló csúcs* (7). Szintén a fő felhőtoronyhoz kapcsolódóan megfigyelhető egy jól elnyúló felhősáv, úgynevezett beáramlási sáv (8), amely biztosítani tudja a rendszer nedvesség-utánpótlását. A csapadékos területekről a központ irányába történő nedves levegő áramlása a mezociklon középpontjában létrehozza a *falfelhőt* (9). Kellően erős örvénylés esetében ennek a falfelhőnek a közelében, gyakorlatilag az okklúziós pontban alakulhatnak ki a szupercellák legveszélyesebb képződményei, a *tornádók* (Horváth, 2007).

A szupercellák kialakulásához együttesen mindhárom konvektív komponensnek fenn kell állnia, ami gyakran olyan lassan mozgó, frontrendszerek előtti meleg területeken lehetséges, amelyek felett erős futóáramlás alakul ki. A kialakult képződmények akár több órán keresztül is életben maradhatnak, tehát jelentős távolság megtételére képesek. Ha azonban túlzott mértékben csökken a nedvesség-utánpótlás vagy a labilitás, akkor elveszítik elektromos- és csapadékaktivitásukat, majd felbomlanak (Horváth, 2007).

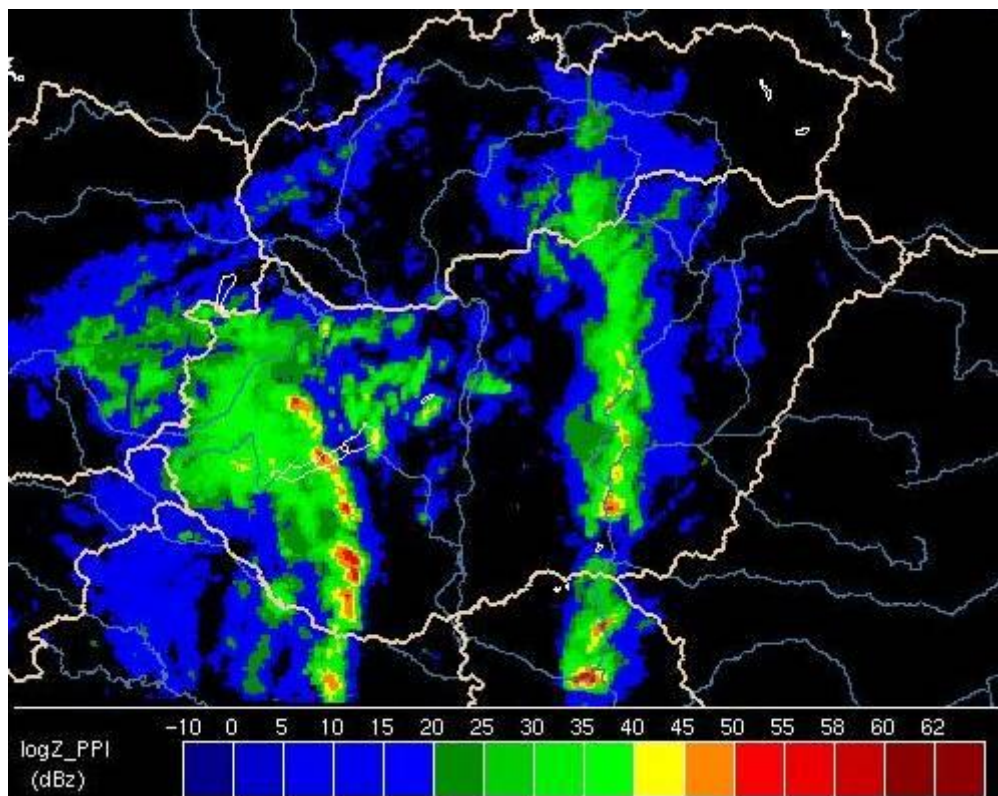


4. ábra – A szupercella térbeli modellje Klemp (1987) nyomán.
Magyarázat a szövegben.

3.4. Zivatarrendszerek

Kedvező időjárási feltételek esetén a zivatarok – többnyire a multicellás és a szupercellás zivatarok – leggyakrabban csoportba rendeződve lépnek fel.

Az így kialakult *zivatarrendszereknek* jellemzően két fajtája ismert: *a lineáris és a nem lineáris mezoléptékű konvektív rendszerek*. Az előbbi típusoknál a leghevesebb zivatarok egy vonal (az ún. összeáramlási vagy konvergencia vonal) mentén helyezkednek el, míg az utóbbiaknál körkörös vagy szabálytalan elrendeződés a jellemző. A lineáris rendszerek tovább kategorizálhatók *konvektív láncokra* és *vonalakra*. A láncoknál a csoportba szerveződött, aktív zivatargócok a konvergencia vonalra közel merőlegesen mozognak, ilyenek például a hazánkba délnyugat felől érkező, szlovén squall line-ok (5. ábra). A konvektív vonalak esetében a legaktívabb cellák az összeáramlási vonallal közel párhuzamosan haladnak. (Horváth et al., 2012).



5. ábra – Zivatarláncok az OMSZ 2005. május 18-án 14:45 UTC-kor készült kompozit radarképén a HAWK alkalmazással megjelenítve.

4. METEOROLÓGIAI RADAROK

A konvektív légköri folyamatok megismeréséhez a földfelszíni mérések mellett elengedhetetlen *az időjárási radarok* alkalmazása, melyek a meteorológia számos területének szolgálnak hasznos információkat. Segítségükkel nyomon követhetők a felhőkben lejátszódó folyamatok, amelyek azok fejlődését, mozgását és a bennük található részecskék, *ún. hidrometeorok* alakját, halmazállapotát befolyásolják. Zivataros helyzetben gyakran előfordul, hogy míg egy kisebb térségben rendkívül intenzív csapadékhullás figyelhető meg, addig a terület „közvetlen környezete” csapadékmentes marad, ezért veszélyes időjárási helyzetben is rendkívül nagy segítséget nyújt a meteorológusok számára a radar használata. A meteorológiai radarok az aktív távérzékelési eszközök közé tartoznak. Ez azt jelenti, hogy a radarberendezés antennája elektromágneses hullámokat bocsát ki meghatározott frekvenciával az alsóbb légrétegek csapadékanak mérésére, majd ezeket a hullámokat a felhőben levő felhő- és csapadékelemek reflektálják, így a radar a két impulzus-kibocsátás közti időben vevőként funkcionál. Ekkor a kibocsátás és a visszaverődés között eltelt idő alapján kiszámítható a visszaverő objektum távolsága. A másik fontos mérhető paraméter a visszavert jel erőssége, aminek segítségével a csapadékinzintitásról, illetve a csapadékmennyiségről kaphatunk információt. A visszavert jel erősségére vonatkozó, a radarmérésből levezetett paramétert *radarreflektivitásnak* nevezzük, amit a radaregyenlet megoldásával kaphatunk meg (Geresdi, 2004).

A visszavert jel erőssége függ a radart jellemző paraméterektől és a felhőelemek fizikai és geometriai tulajdonságaitól. A visszaverődés térfogatról történik. A radarhoz visszaérkező sugárzás teljesítményének

$$P_r = \frac{Z}{r^2} C \quad (7)$$

kiszámításával és felhasználásával juthatunk a radaregyenlethez, amely a következőképpen írható fel:

$$10\log P_r = 10\log Z - 20\log r + 10\log C, \quad (8)$$

ahol P_r a felhőelemek által reflektált sugárzás teljesítménye, Z a csapadékelemek reflektivitása, r a visszaverő objektumok radartól mért távolsága, C pedig a

radarberendezés műszaki tulajdonságait jellemző ún. *karakterisztika*. Mivel a visszavert jel teljesítménye és a reflektivitás körülbelül 10 nagyságrendnyi tartományban változik, ezért célszerű a 10-es alapú logaritmus használata. A radaregyenletben szereplő $10\log Z$ mennyiség a *reflektivitás*, mértékegysége a dBZ (decibel Z). Ha egymástól különböző paraméterű radarok mérési eredményeit szeretnénk összehasonlítani (1. táblázat), akkor azt csak az egyenlet átrendezése után kiszámított $10\log Z$ mennyiség segítségével tehetjük meg (Geresdi, 2004).

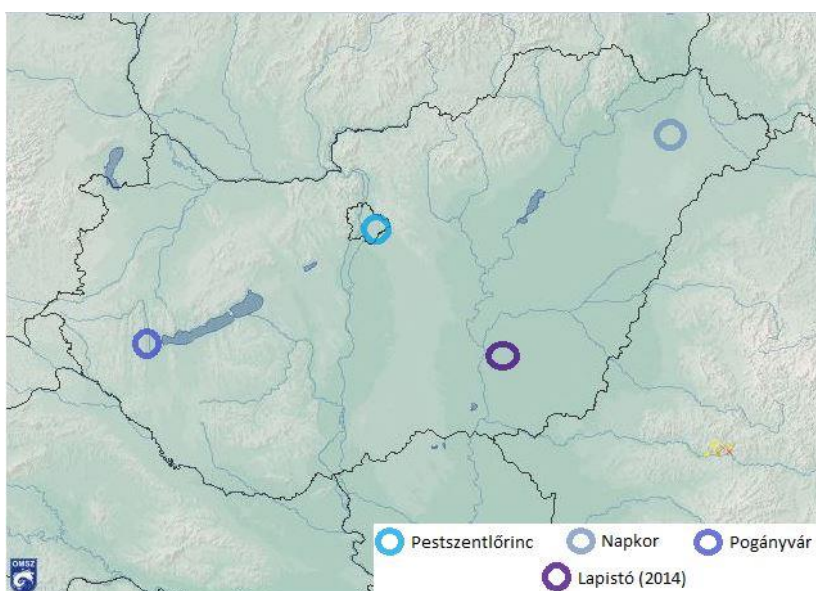
10*log Z [dBZ]	< 0	0–10	10–30	30–55	>55
Jellemző felhőelem, felhőzet	réteges vagy gomolyos felhőzet	maximum 50µm átmérőjű vízcseppek; gyenge eső vagy hó	közepes intenzitású eső vagy erős havazás	közepes vagy erős intenzitású eső	jégszemek találhatók a felhőben; zivatartevékenység

1. táblázat – A radar által mért reflektivitás, illetve a felhőzet és a csapadék kapcsolata.

Az elmúlt évtizedekben Magyarországon is egyre nagyobb szerepet töltenek be a meteorológiai radarok, hiszen a gyakori jégesők, felhőszakadások és egyéb veszélyes időjárási jelenségek előrejelzésében alkalmazásuk elengedhetetlen. Országunkban jelenleg három helyen található az Országos Meteorológiai Szolgálat által üzemeltetett radarberendezés, melyeket a 6. ábra szemléltet: a Pogányvárra telepített műszer segítségével az ország nyugati részéről kaphatunk információt, a Budapesten (Pestszentlőrincen) található eszköz a középső területek feltérképezését segíti, míg a Napkoron levő harmadik eszközzel az ország északkeleti része fedhető le. Hazánk délkeleti részei az egyes berendezések hatótávolságainak szélein találhatóak, így az Országos Meteorológiai Szolgálat várhatóan 2014-ben operatív üzembe állítja a hálózat negyedik tagját a dél-alföldi Lapistó mellett (OMSZ, 2013).

A radarmérések segítségével több, egymástól különböző módon is kaphatunk információt a légkör elemeiről. Az általános mérési módok közül a *PPI (Plan Position Indicator – Helyzetet jelző mérés)* a legelterjedtebb. PPI-mérés esetén a radar rögzített

kibocsátási szög mellett folyamatosan körbefordul, majd ezt az impulzus-kibocsátási szög növelése után ismételtelen elvégzi, így a légköri elemek elhelyezkedéséről, méretéről és alakjáról összetettebb képet kaphatunk. A különböző mérések eredményeiből több adatmező is származtatható, ilyen például a felhőtető mező vagy az adott oszlopban a maximális intenzitásértéket tartalmazó mező (Dombai, 2009).



6. ábra – Az OMSZ radarhálózata 2013-ban, illetve a tervezett, negyedik állomás.

Ez utóbbi segítségével mindhárom hazai radarral szerzett információk alapján, az egyes berendezések által előállított PPI-mérésekből létrehozhatók az országos kompozit képek, melyeknek a vizsgálatunkban alkalmazott felbontása időben 15 perc, térben 4 km². Kísérleti stádiumban már léteznek a finomabb, 5 perces, illetve az 1 km x 1 km-es mérések is. Kutatásunk során tehát a PPI-mérések eredményeit használjuk fel, de természetesen léteznek egyéb eljárások is, például az *RHI* (*Range Height Indicator – magasságot jelző mérés*), melynek segítségével a légköri objektum vertikális szerkezetéről kaphatunk pontosabb képet, de szűkebb tartományban. Továbbá használatos a *VAD* (*Velocity Azimuth Display – szélsébség vertikális profil*) is, amely a radar felett kialakuló szélprofilról ad információt (Mészáros, 2013).

5. A KUTATÁS SORÁN ALKALMAZOTT MÓDSZERTAN

Ebben a fejezetben a vizsgálat során alkalmazott módszertant mutatjuk be. Amint már említettük, kutatásunk alapvetően a meteorológiai radarméréseken, illetve a GFS numerikus modell eredményeinek összevetésén alapul és a 2011–2013-as évek áprilistól szeptemberig terjedő időszakára vonatkozik.

5.1. Zivatarellipszisek előállítása

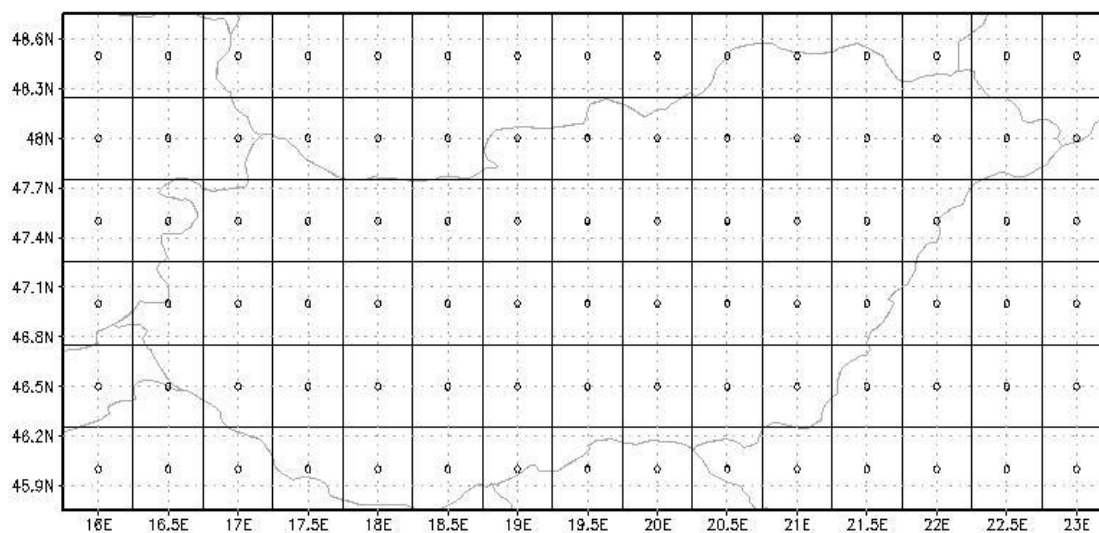
Elemzésünket egy ismert, radarméréseken alapuló, detektáló- és követő módszer felhasználásával végezzük, amely egy matematikai-programozási eljárás: a *TITAN* (*Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting*) (Dixon and Wiener, 1993). Lényege, hogy a radarképeken detektált, magas reflektivitású góccokat ismert tulajdonságú, ugyanakkora területű ellipszisekkel modellezzük. Az eljárás az egymás mellett elhelyezkedő pixelek számát és az általunk előre meghatározott radarjel-erősségi minimumérték meghaladását követi, ezeket *területi* (T_{limit}), *illetve reflektivitási küszöbértékeként* (R_{limit}) definiáltuk. Amennyiben a program az adott radarreflektivitási küszöbértéket meghaladó, elegendő pixelből álló területet talál, akkor ellipszist illeszt a tartományra, ezeket *zivatarellipsziseknek* nevezzük. A módszer segítségével megadhatók a zivatarellipszis derékszögű-koordinátarendszerben kifejezett középponti koordinátái, kis- és nagytengelyei, illetve az alkotó képpontok darabszáma is. Emellett egy adott rácshálózaton a centrumok területi eloszlásai is számíthatóvá válnak (Seres, 2006).

Kutatásunkban a $T_{\text{limit}} = 5$ pixel (20 km^2), míg a $R_{\text{limit}} = 45$ dBZ. Azokat az objektumokat, amelyek eleget tesznek a fenti küszöbértékeknek, heves zivatarellipsziseknek nevezzük.

5.2. A zivatarellipszisek számának és a GFS modell eredményeinek összevetése

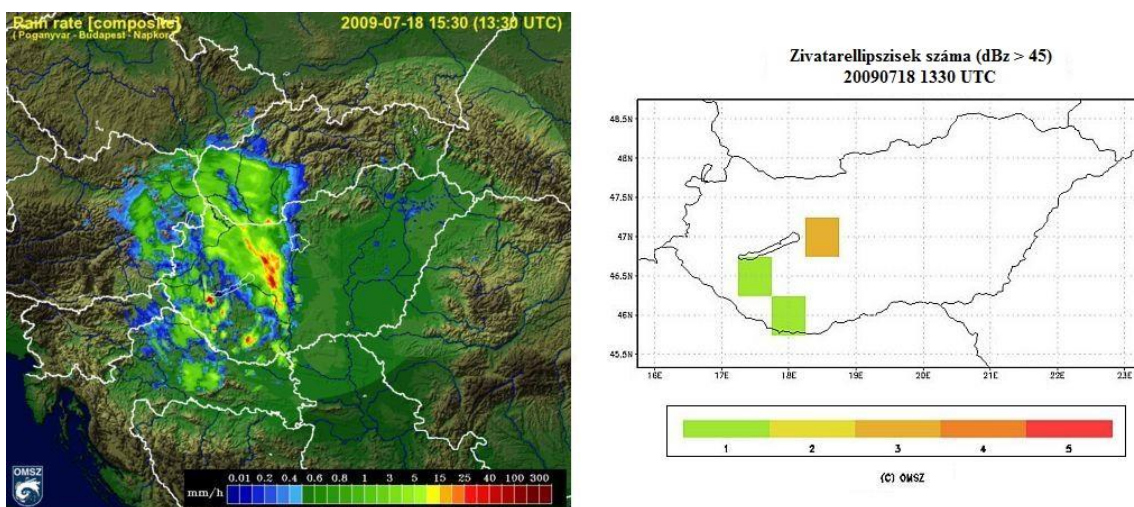
Kutatásunk szerves részét képezik a *GFS (Global Forecast System)* adatai is. A GFS egy globális, hidrosztatikus időjárás-előrejelző modell, mely a *National Centers for Environmental Prediction (NCEP)* fejlesztése alatt áll. A modell kezdeti verzióját, az *MRF-et (Medium Range Forecast)* Sela fejlesztette ki az 1980-as években. Ezt követően számos fejlesztésen ment keresztül, napjainkban a horizontális rácsfelbontás már 0,5 fok x 0,5 fok, amely a mi szélességünkön megközelítőleg 55 km-es rácsávolságot jelent. A vertikális felbontás 64 szintet különböztet meg. Időbeli felbontás alapján két szakasz különíthető el: a hat óránként lefutó modell az első részben (0–180 óra) 3 óránként, a másodikban (180–384 óra) 12 óránként szolgáltat információt a légkör várható állapotáról (NCEP, 2013). További előny, hogy az eredmények szabadon és gyorsan hozzáférhetők. A dolgozatban felhasznált GFS-adatok az amerikai *NOMADS (National Operational Model Archive & Distribution System)* szerveréről származnak (NOMADS, 2013).

Vizsgálatunkhoz a numerikus modell 00, 06, 12 és 18 UTC-s analíziseit, illetve első előrejelzési időlépcsőit (analízis + 3 óra: 03, 09, 15 és 21 UTC) használjuk fel, így kellő, 3 órás finomságú adatsort nyerünk.



7. ábra – A kutatás során vizsgált terület, illetve rácshálózat. „0”-val a rácsközpontokat jelöltük meg.

Elsőként az ellipszis-detektáló programrendszer segítségével 15 perces felbontásban előállítjuk a zivatarellipszisek területi eloszlásait a megadott rácshálózatra. Ekkor az adatok *netCDF* (*network Common Data Form*) formátumban jelennek meg, amelyben minden egyes számérték egy-egy, a 7. ábrán megjelenített rácsdobozhoz tartozik, így azonnal megadja, hogy egy adott, 55 km x 55 km-es tartományban (hiszen ekkora egy rácsdoboz mérete) mennyi zivatarellipszis-középpontot találunk a negyedórás időszakokban. Ezeket a *netCDF* formátumú állományokat például a *GrADS* (*Grid Analysis and Display System*, 2010) program segítségével jeleníthetjük meg (8. ábra).



8. ábra – Zivatarellipszisek megjelenítése a HAWK (bal) és a GrADS (jobb) programok segítségével.

A következő fázisban a FORTRAN parancsok sorozatából álló programunk minden 3 órás időszakra (modellanalízis + első előrejelzési lépcsők) végigfut a vizsgált területen. Az alkalmazás minden időlépcsőben, minden rácsdobozból kigyűjti a kívánt modellkimeneteket, illetve a modell adatai alapján számítja az általunk megadott változókat, amelyeket a 2. táblázat szemlélteti. Ezt követően térben és időben összeegyeztetve hozzárendeli a rácsdobozokban detektált ellipszisközéppontok számait tartalmazó fájlokhoz a modellkimeneteket úgy, hogy az adott időpont plusz-mínusz másfél óras időtartamára (ami 12 x 15 perces felbontást jelent) megszámolja, hogy hány darab zivatarellipszis fordult elő az egyes rácsdobozokban. Erre a finomítási időeltolásra azért van szükség, hogy folyamatosan, a modellkimenetekhez illeszkedve láthassuk a detektált zivatarellipszisek keletkeződési, áthelyeződési és leépülési folyamatait.

<i>Paraméter</i>	<i>Származtatott változók</i>
CAPE Index - konvektív hasznosítható potenciális energia	TLR - hőmérsékleti gradiens / több szinten
MLMUCAPE - kevertrétegű potenciális energia	BII - Boyden Instability Index
CIN - konvektív gátlás	TT - Total Totals
MLMUCIN - kevertrétegű konvektív gátlás	KI - K-index
LI - emelési index	TI - Thompson index
BLI - Best Lifted Index	NI - nedvesség index
RH - relatív nedvesség / több szinten	SHR - szélnyírás / több magassági szint között
Kihullható vízmennyiség	BRN - Bulk-Richardson-szám
Specifikus nedvesség 2 m-en	MC - nedvesség konvergencia
	0 °C-os szint magassága
	Divergencia / több szinten

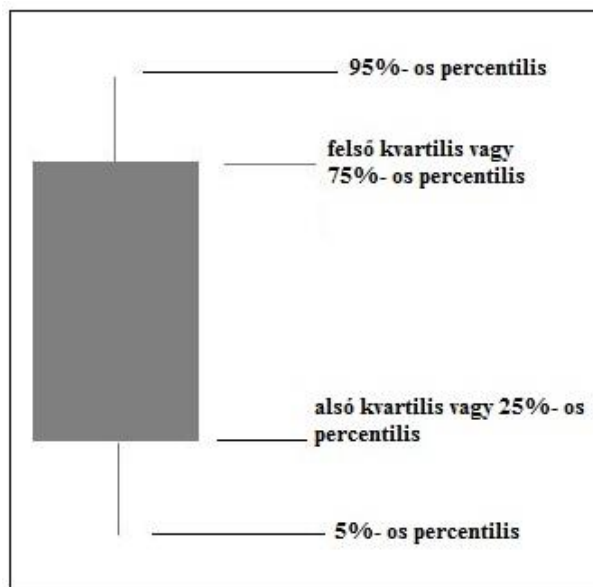
2. táblázat – A kutatás során vizsgált összes változó. A dolgozatban a vastaggal kiemeltre vonatkozó eredményeinket mutatjuk be.

A kigyűjtött adatsortokat a labilitási energia és a konvektív aktivitás, azaz a detektált zivatarellipszisek száma alapján *Énekes* (2006) tipizálását követve különböző kategóriákba soroljuk (3. táblázat).

Kategória neve	Kategória leírása	Esetek száma
0 (stabilis)	Stabilis helyzet (MLMUCAPE = 0 J/kg) és nincs jelen zivatarellipszis	230042
0 (labilis)	Labilis helyzet (MLMUCAPE > 0 J/kg) és nincs jelen zivatarellipszis	265260
1	1 db detektált zivatarellipszis	2846
2-5	A detektált zivatarellipszisek száma 2 és 5 között van	3614
6-10	A detektált zivatarellipszisek száma 6 és 10 között van	934
> 10	A detektált zivatarellipszisek száma több, mint 10	272

3. táblázat – A vizsgálat során alkalmazott kategóriák.

Utolsó lépésben eredményeinket *ún. box-whisker (box plot)* vagy *dobozdiagramok* (*Benjamini*, 1988) segítségével szemléltetjük (9. ábra). A dobozdiagramokon az adatsorok alábbi statisztikai jellemzőit jelenítjük meg: 95%-os, 75%-os, 25%-os és 5%-os percentilisek. Az *n* százalékos *percentilis* érték azt jelenti, hogy az adatok *n* százaléka kisebb, mint a megjelenő érték, azaz ha például a 75%-os percentilis értéke 45, akkor az adatok 75%-a kisebb 45-nél. A 25%-os és a 75%-os percentiliseket *alsó* és *felső kvartiliseknek* is szokták nevezni. Eredményeink megjelenítésének áttekinthetősége érdekében az ábrákon csak a kvartilisek számértékeit tüntetjük fel, a 95%-os és 5%-os percentiliseket a különbségvonalak jelölik.



9. ábra – A dobozdiagram felépítése.

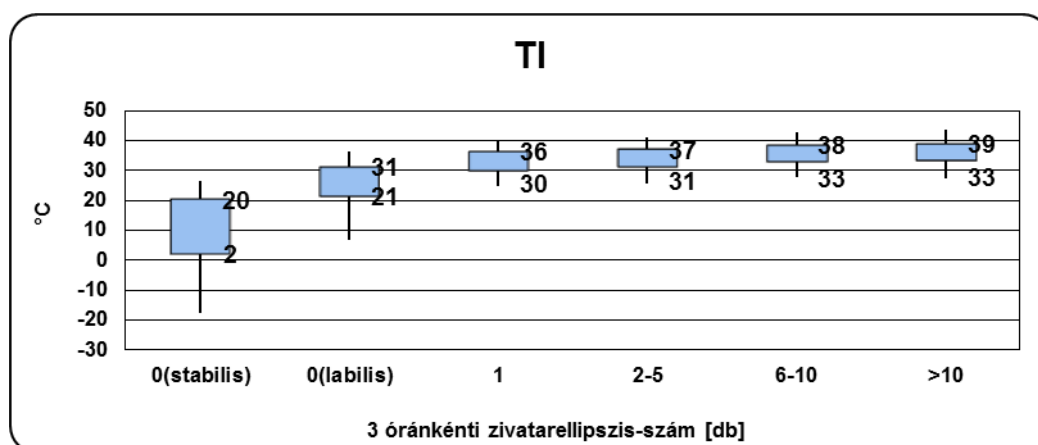
6. LABILITÁSI INDEXEK ÉS VÁLTOZÓK VIZSGÁLATA

Ebben a fejezetben a 3 évre elvégzett vizsgálat során kapott eredményeinket mutatjuk be. Elsőként az instabilitási, ezt követően a nedvességi, végezetül pedig a szélnyírási mennyiségek elemzését végezzük el.

6.1. Thompson Index

A 10. ábrán látható, hogy 30°C-ot meghaladó értékek esetén már gyakran kialakulnak 45 dBZ-t meghaladó zivatarellipszisek, míg a detektálható objektumok nélküli labilitás már 20°C fölötti értékek esetén is jelentkezik. A zivatarellipsziseket tartalmazó kategóriák értékei viszonylag szűk tartományon belül helyezkednek el, a 30°C-os küszöbérték meghaladása már nagy valószínűséggel eredményez több ellipszist. Az index szélsőértékeinek vizsgálata során levonható a következtetés, hogy minél több ellipszis figyelhető meg, annál magasabb, de mindenképpen pozitív minimumértékek fordulnak elő, míg a maximumok elérik a 48–52°C-ot (4. táblázat).

A vizsgálat során kapott eredményeink megfelelő pontossággal egybeesnek az index nemzetközi szakirodalomban meghatározott 28,5°C-os küszöbértékével (Brothers, 2008). Tehát e körüli hőmérsékletkülönbség az emelkedő légréteg, illetve környezete között a megfelelő nyomási szinteken vizsgálva már jó eséllyel eredményez konvektív tevékenységet.



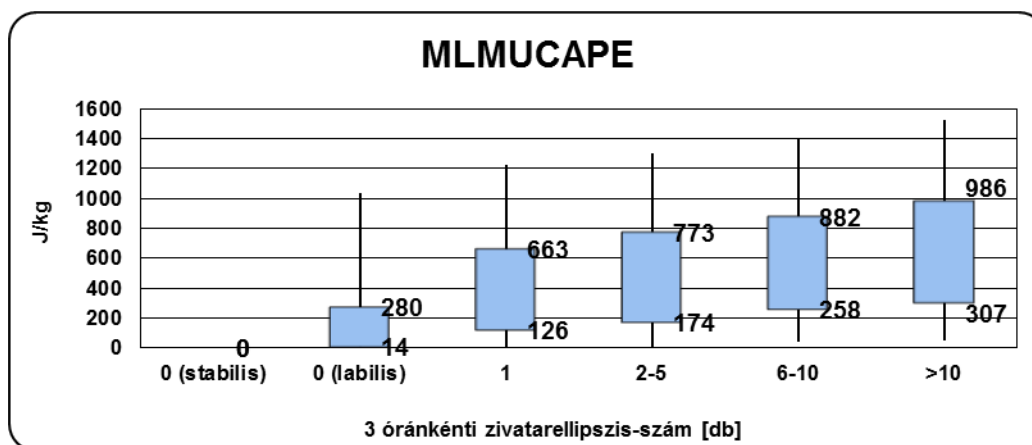
10. ábra – A Thompson Index eloszlási diagramja.

45 dBZ	0(stabilis)	0(labilis)	1	2-5	6-10	>10
Minimum	-72	-52	-26	3	16	17
Maximum	37	52	49	49	51	48

4. táblázat – A Thompson Index előfordult szélsőértékei az egyes kategóriákban.

6.2. Hozzáférhető konvektív potenciális energia

A tapasztalat azt mutatja, hogy célszerűbb a kevert típusú CAPE alkalmazása, hiszen esetében már nem csak a felszíni adatokat vesszük figyelembe, hanem a légréteg 1600–1800 méteres magasságig terjedő hőmérsékleti és nedvességi viszonyait is. Az MLMUCAPE még előnyösebb, mivel ekkor az alsó légrétegek különböző tartományából kevert és indított CAPE értékek közül a leglabilisabbat vesszük. A kevert típusú labilitási energiák, ellentétben a talajalapúval, megjelenítik az emelt (például éjszakai) konvekciót is, emiatt az elkülönítési osztályozásnál (5. táblázat) is az MLMUCAPE-t használjuk.



11. ábra – A kevertrétegű, leglabilisabb CAPE (MLMUCAPE) eloszlási diagramja.

45 dBZ	0(stabilis)	0(labilis)	1	2-5	6-10	>10
Minimum	0	1	0	0	61	49
Maximum	0	4738	2868	2710	2611	2401

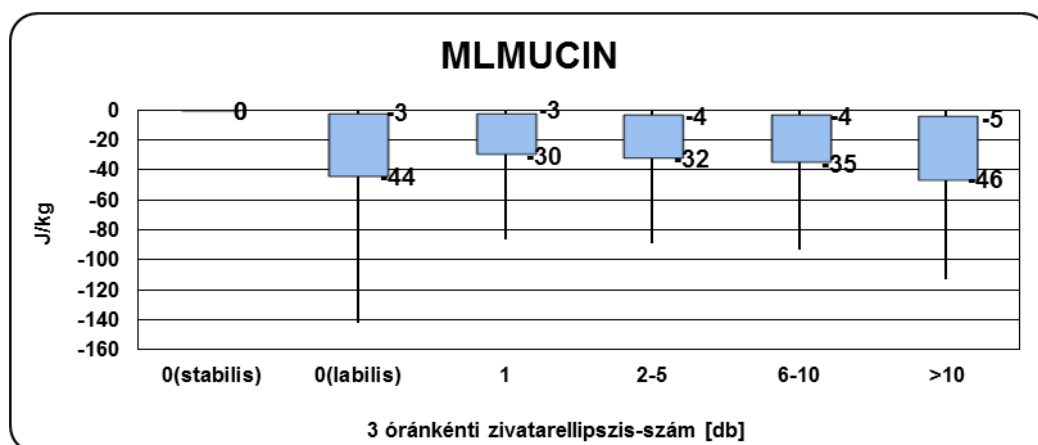
5. táblázat – Az MLMUCAPE előfordult szélsőértékei az egyes kategóriákban.

A 11. ábra alapján elmondható, hogy az MLMUCAPE esetében a „nullás” és „nem nullás” esetek viszonylag jól elkülönülnek. A vizsgált 3 órás időintervallumokban egy ellipszis megjelenéséhez körülbelül 100–200 J/kg fölötti, míg több ellipszis kialakulásához

minimum 200–300 J/kg-nyi energia szükséges. Érdekesség, hogy a legnagyobb érték éppen egy labilis, de zivatarellipszist nem detektáló esetben jelent meg (5. táblázat), a zivatarellipszises helyzetekben jellemzően annál alacsonyabb, 2400–2800 J/kg közötti csúcértékek vannak, amely az ellipszisszám növekedésével csökken. Ennek lehetséges oka, hogy gyengébb labilitás esetén a külső tényezők szerepe erőteljesebben megmutatkozhat, így a légréteg emelését biztosító energiamennyiség származhat a szélnyírás és/vagy orográfia, illetve frontvonal együttes hatásából. A legmagasabb érték megjelenésekor valószínűleg még csak kevésbé heves cellák alakultak ki vagy nem állt rendelkezésre elegendő középszintű nedvesség.

6.3. Konvektív gátlás

Az MLMUCAPE-hoz hasonlóan, az MLMUCIN számításánál is figyelembe vesszük a talajközeli légrétegek hőmérsékleti és nedvességi viszonyait is.



12. ábra – A CIN (MLMUCIN) eloszlási diagramja.

45 dBZ	0(stabilis)	0(labilis)	1	2-5	6-10	>10
Minimum	-463	-709	-433	-326	-328	-247
Maximum	0	0	0	0	0	0

6. táblázat – Az MLMUCIN előfordult szélsőértékei az egyes kategóriákban.

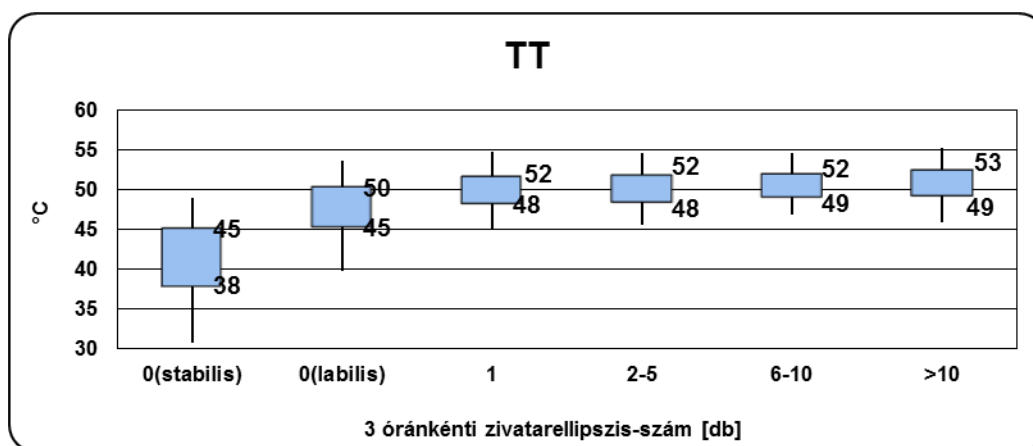
Az MLMUCIN esetében nem figyelhetünk meg éles elhatárolódást a definiált hat kategória között (12. ábra). Az azonban elmondható, hogy a vizsgált intenzív konvekciós esetek 75%-ában az MLMUCIN értéke körülbelül -3 és -45 J/kg között változott, illetve hasonló, de kicsit alacsonyabb értékek jelentkeztek abban az esetben is, amikor a légkör

már labilis volt, de zivatarellipszist még nem detektáltunk. Ez utóbbi kategóriában fordult elő az index abszolút minimum értéke is, hiszen minél nagyobb a konvektív gátlás mértéke (abszolút értékben), annál valószínűtlenebb a heves konvekció kialakulásának lehetősége. A 6. táblázatban látható továbbá még az is, hogy a több ellipszist tartalmazó kategóriák magasabb minimumokkal rendelkeznek, de egyik esetben sem haladják meg a -200 J/kg -os értéket.

6.4. Total Totals Index

A TTI esetében is megfigyelhető az elkülönülés a stabilis és a labilis légköri körülmények között, miközben az ellipsziseket tartalmazó kategóriák 25, illetve 75%-os percentilis értékei hasonló értékeket vesznek fel (13. ábra). Ha a TTI értéke alacsonyabb 45°C -nál, akkor kis eséllyel számíthatunk labilitásra a légkörben. Ennél nagyobb értékeknél azonban jellemzően megjelenik a labilitás, valamint 48°C fölött már viszonylag nagy eséllyel alakulhat ki heves konvekció. A minimumértékek vizsgálati eredménye azt mutatja, hogy az ellipszisszám növekedésével az egyes kategóriákban előforduló legkisebb értékek növekednek, míg a maximumok mindvégig 56 és 62°C között szóródnak (7. táblázat).

A Total Totals Indexre kapott eredményeink helytállónak tekinthetők, ugyanis a labilitási mérőszámra vonatkozó, zivatarok kialakulásához szükséges, nemzetközi szakirodalomban meghatározott érték 50°C (Peppier, 1988).



13. ábra – A TT index eloszlási diagramja.

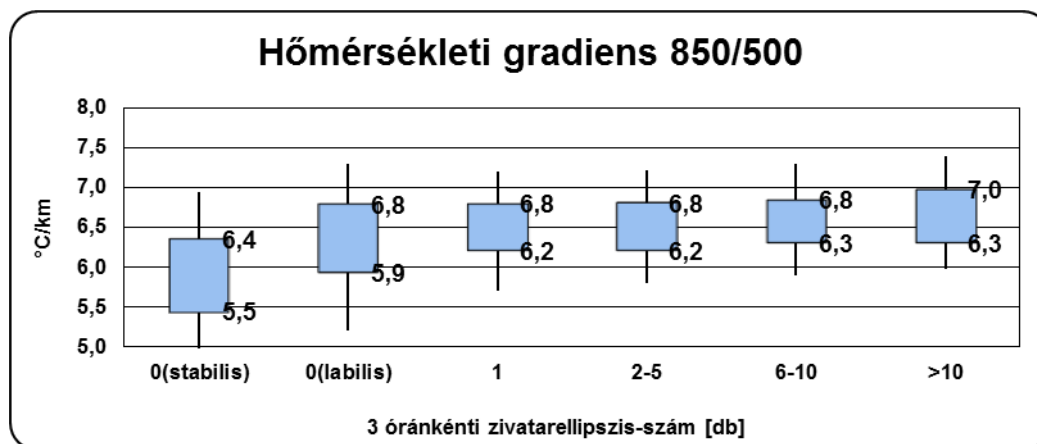
45 dBZ	0(stabilis)	0(labilis)	1	2-5	6-10	>10
Minimum	-4	20	33	34	36	42
Maximum	59	62	60	59	56	56

7.táblázat – A Total Totals Index előfordult szélsőértékei az egyes kategóriákban.

6.5. Különböző nyomási szintek közötti vertikális hőmérsékleti gradiens

A 850 hPa-os és az 500 hPa-os nyomási szintek közötti vertikális hőmérsékleti gradiens eloszlási diagramján csak kismértékű elkülönülés fedezhető fel a vizsgált kategóriák között. A TLR a „nem nullás” esetekben 6–7°C/km körül helyezkedik el, míg a „nullás” típusoknál alacsonyabb értékek is megjelennek (14. ábra). A végzett szélsőérték vizsgálatokból az is kiderül, hogy a minimum-, illetve a maximumértékek együttesen egy szűk tartományban változnak mind a stabilis, mind a labilis esetekben, ezért az index használata során mindenképp figyelembe kell vennünk egyéb labilitási indexek számértékeit is a megfelelő pontosságú előrejelzés elkészítéséhez (8. táblázat).

A kutatás során megvizsgáltuk még az 1000 és 850 hPa-os, a 700 és 500 hPa-os, illetve a 700 és 400 hPa-os nyomási szintekhez tartozó hőmérsékleti gradienseket is, de esetükben még gyengébb szétválaszthatóság jelenik meg a definiált kategóriák között, ezért a dolgozatban csak a fent említett típus eredményeit közöljük.



14. ábra – A 850 és az 500 hPa-os szintek közötti vertikális hőmérsékleti gradiens eloszlási diagramja.

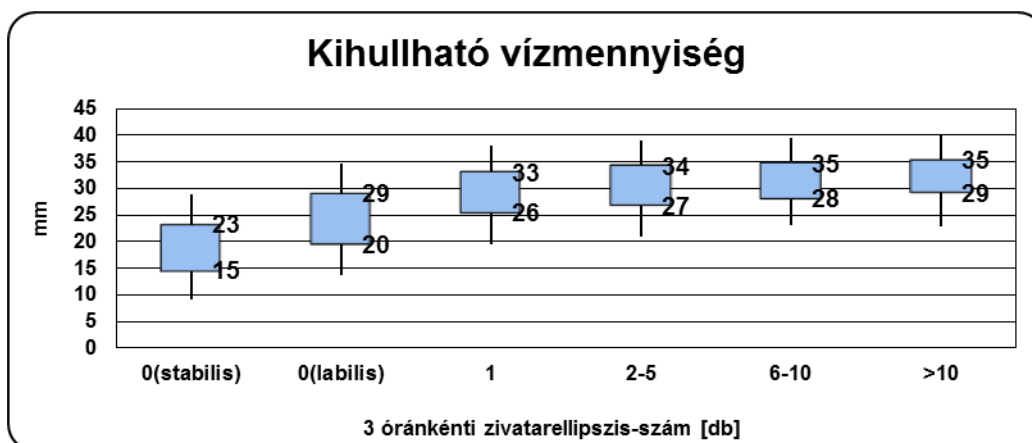
45 dBZ	0(stabilis)	0(labilis)	1	2-5	6-10	>10
Minimum	3,1	2,9	4,7	4,1	4,7	5,2
Maximum	8,4	8,8	8,3	8,1	7,7	8

8. táblázat – A 850 és az 500 hPa-os szintek közötti vertikális hőmérsékleti gradiens előfordult szélsőértékei az egyes kategóriákban.

6.6. Kihullható vízmennyiség

A kihullható vízmennyiség vizsgálata során is viszonylag jól elkülönültek a stabilis és labilis, illetve a „nullás” és a „nem nullás” esetek (15. ábra). Elmondhatjuk, hogy amennyiben a légréteg kihullható vízmennyisége kisebb, mint 20 mm, akkor kis eséllyel kell számítanunk konvektív esemény kialakulására a légkörben. Azonban ha értéke meghaladja a 26 mm-t, akkor nagy valószínűséggel jön létre heves konvekció. Látható még, hogy a kihullható vízmennyiség elméleti értéke az ellipszisszám növekedésével emelkedik, hiszen minél több zivatarellipszis keletkezéséhez adottak a légköri feltételek, annál nagyobb mértékű csapadékhullásra számíthatunk. Az 9. táblázatban megjelenített szélsőértékekből kiderül, hogy már egyetlen detektált zivatarellipszis létrejöttéhez is legalább 8 mm-nyi kihullható vízmennyiség társult (amely a magasabb kategóriák felé haladva méginkább nőtt), míg a maximumok a 46 mm-t is elérték.

Mivel a csapadékeloszlást nagy térbeli változékonyság jellemzi, így a kihullható vízmennyiség meghatározása is inkább regionálisan értelmezhető. Összevetve azonban eredményeinket nemzetközi szakirodalmakkal, például *Duplika and Reuter (2005)* kanadai vizsgálatait alapján is megadható egy 25 mm-es átlagos küszöbérték a konvektív események kialakulásához.



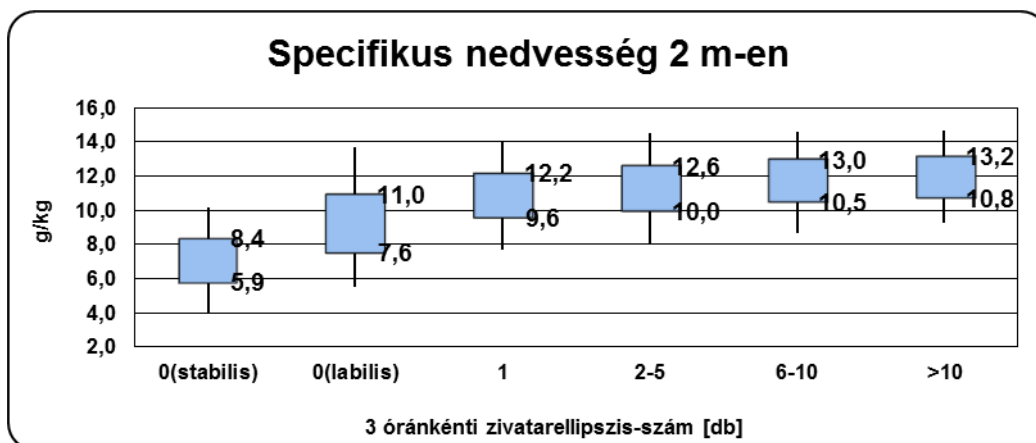
15. ábra – A kihullható vízmennyiség eloszlási diagramja.

45 dBZ	0(stabilis)	0(labilis)	1	2–5	6–10	>10
Minimum	2	4	8	14	16	19
Maximum	43	47	45	46	46	46

9. táblázat – A kihullható vízmennyiség előfordult szélsőértékei az egyes kategóriákban.

6.7. Specifikus nedvesség

A specifikus nedvességre kapott eredményeink alapján elkészített eloszlási diagramon elkülöníthetők egymástól a stabilis, illetve labilis, azon belül is az ellipsziseket tartalmazó, heves konvekcióval járó kategóriák (16. ábra). Jól látszik, hogy 9,6 g/kg-nál kisebb értékek esetén viszonylag kis valószínűséggel fordulnak elő zivatarellipszisek a vizsgált 3 órás időintervallumokban. Ez az érték az ellipszisszám növekedésével együtt haladva folyamatos emelkedést mutat, azaz több zivatarellipszis esetén nagyobb mennyiségű vízgőz található az egységnyi tömegű nedves levegőben, 2 méteres magasságban. A köztük fennálló kapcsolatra lehetséges magyarázat, hogy az emelkedő légréteg hűlése során a kondenzálódó vízgőzből további energia szabadul fel (látens hő), amely a légtömeget melegítésére fordítódik, így az még több nedvességet lesz képes magában tartani. A szélsőértékek is hasonló eredményt tükröznek, sőt a 10. táblázatból az is kiderül, hogy az intenzívebb konvekciót tartalmazó kategóriákban egyre szűkebb tartományra korlátozódnak a minimum-, illetve maximumértékek.



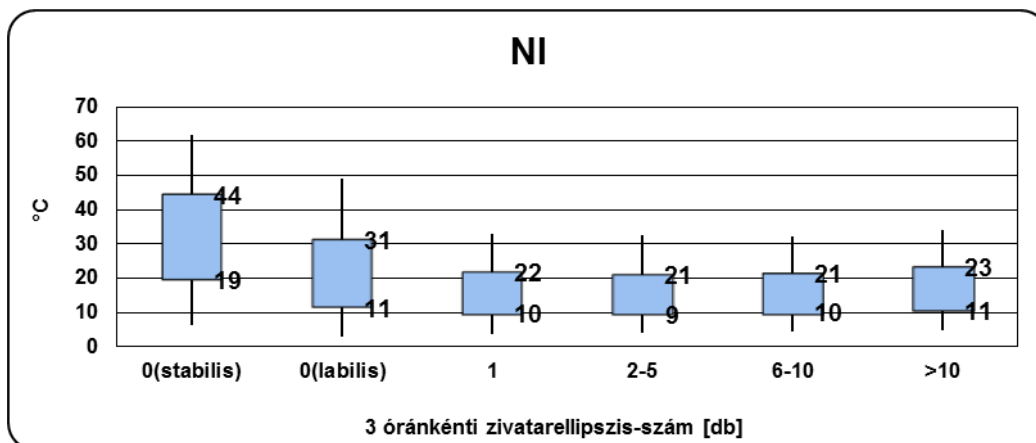
16. ábra – A 2 m-es magasságban számolt specifikus nedvesség eloszlási diagramja.

45 dBZ	0(stabilis)	0(labilis)	1	2–5	6–10	>10
Minimum	1,2	1,8	4	5,5	6	7,4
Maximum	15,2	23,1	18,9	18,2	19,1	18

10. táblázat – A 2 m-es magasságban számolt specifikus nedvesség előfordult szélsőértékei az egyes kategóriákban.

6.8. Nedvességi Index

A NI eloszlási diagramján látható, hogy a vizsgált stabilis és labilis kategóriák nem különülnek el élesen egymástól. Általánosan elmondható, hogy a zivatarellipszis-szám növekedésével az egyes kategóriákhoz tartozó felső kvartilisek értékei csökkennek, de a heves konvektív jelenségeket detektáló esetekben mind az alsó, mind pedig a felső kvartilisek értékei közel együtt mozognak. A 17. ábrán jól látszik, hogy heves konvekció az esetek döntő többségében 22°C-os érték alatt fordult elő, de ez önmagában kevés információ egy intenzív zivatar kialakulási valószínűségének eldöntéséhez, hiszen ilyen értékek a stabilis, illetve labilis, de ellipszist nem tartalmazó esetekben is viszonylag gyakran megjelentek. A 11. táblázat mutatja, hogy a kategóriákhoz tartozó maximumértékek fordított arányosságban állnak az ellipszisszám növekedésével, hiszen minél nedvesebb a vizsgált légréteg, annál alacsonyabbak lesznek a különböző nyomási szintekhez tartozó harmatpont-deficit értékek.



17. ábra – A nedvességi index eloszlási diagramja.

45 dBZ	0(stabilis)	0(labilis)	1	2-5	6-10	>10
Minimum	0	0	0	0	1	0
Maximum	119,6	95,3	57,9	60,8	60,6	48,5

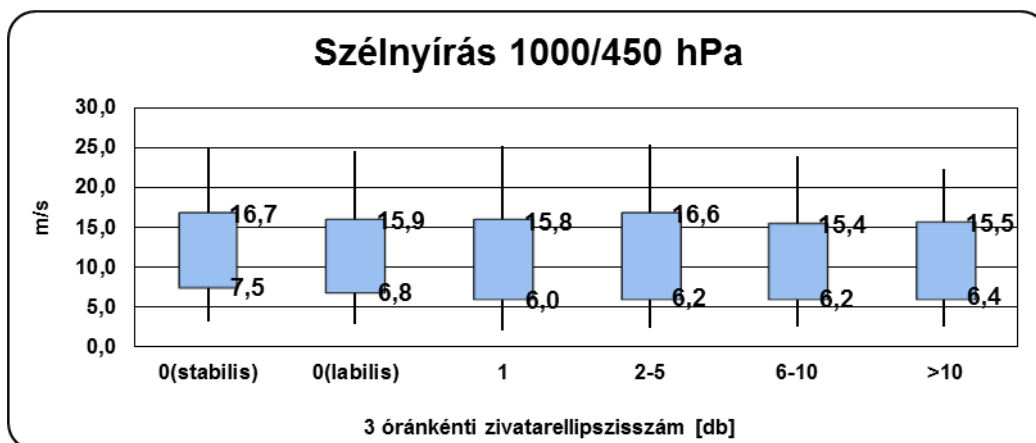
11. táblázat – A nedvességi index előfordult szélsőértékei az egyes kategóriákban.

6.9. Különböző magassági szintek közötti vertikális szélnyírások

A 18. ábrán bemutatott, 0 és 6 km-es magassági szintek közötti szélnyírás eloszlási diagramján gyakorlatilag nincs érzékelhető elhatárolódás a stabilis, illetve a labilis kategóriák között. Elmondható, hogy az értékek széles skálán mozognak, így szűkebb tartományt nem tudunk megadni. Azonban fontos kiemelni, hogy a legnagyobb értékek általában az ellipszis nélküli esetekben fordulnak elő, tehát nagy szélnyírásnál csak ritkán alakul ki heves konvekció (12. táblázat).

Ezt mutatják az 1000 és 900 hPa-os nyomási szintek közötti szélnyírásra kapott eredményeink is. A 19. ábrán látható, hogy a felső kvartilisek értékei minden kategória esetén közel együtt mozognak, kivéve a 10-nél több ellipszist tartalmazó osztályban, amelynél csökkenés figyelhető meg. Ez a csökkenés a szélsőértékek statisztikájában is jelentkezik (13. táblázat).

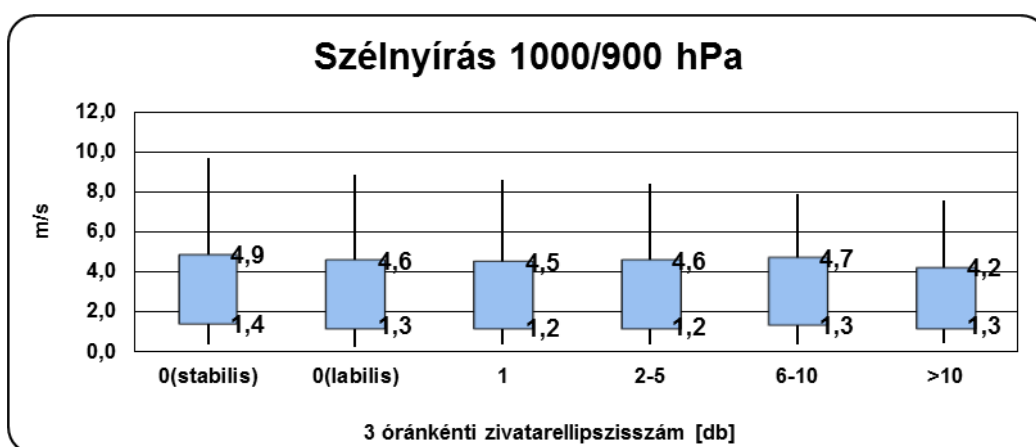
Az eredményeket a tapasztalat is megerősíti, a túl erős szélnyírás többnyire rontja a heves konvekció esélyeit, kivéve, ha az rendkívül erős labilitással párosul, ez pedig Magyarország területén viszonylag ritkán fordul elő.



18. ábra – Az 1000 és 450 hPa (0–6 km-es) szintek közötti szélnyírás eloszlási diagramja.

45 dBZ	0(stabilis)	0(labilis)	1	2–5	6–10	>10
Minimum	0,0	0,0	0,3	0,1	0,3	0,4
Maximum	54,1	52,8	37,6	37,3	37,3	28,4

12. táblázat – Az 1000 és 450 hPa (0–6 km-es) szintek közötti szélnyírás előfordult szélsőértékei az egyes kategóriákban.



19. ábra- Az 1000 és 900 hPa (0–1 km-es) szintek közötti szélnyírás eloszlási diagramja.

45 dBZ	0(stabilis)	0(labilis)	1	2–5	6–10	>10
Minimum	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Maximum	25,7	25,2	23,2	20,8	14,1	10,6

13. táblázat – Az 1000 és 900 hPa (0–1 km-es) szintek közötti szélnyírás előfordult szélsőértékei az egyes kategóriákban.

6.10. A vizsgált változók összegzése

Ahogy a dolgozatban bemutatott labilitási mérőszámok és egyéb mennyiségek dobozdiagramjain is látszik, nem minden vizsgált változóról mondható el, hogy segítségével megfelelő pontossággal jellemezhető a konvektív környezet, hiszen egyes indexeknél még a stabilis és labilis légköri állapotok sem különíthetők el élesen egymástól.

Néhány vizsgált instabilitási, szélnyírási, illetve nedvességi karakterisztikát tekintve azonban megadható olyan küszöbérték, amelynek megjelenése esetén a gyakorlatban kis eséllyel számíthatunk konvekcióra. A 14. táblázatban összefoglalt adatok alapján látszik, ha az előrejelzendő időszakra és területre nézve a BLI értéke meghaladja a 2°C-ot, konvektív esemény csak kis valószínűséggel fordulhat elő. Ugyanez mondható el akkor is, ha a K-Index és/vagy a Thompson Index értéke alacsonyabb 24, illetve 25°C-nál. Ha a modelladatok alapján a kihullható vízmennyiség nem haladja meg a 20 mm-t, valamint a 2 méteres magasságban várható specifikus nedvesség értéke a 8 g/kg-ot, akkor a légköri feltételek szintén nem kedveznek a konvekciónak. A heves időjárási események kialakulásának eldöntésében segítségünkre lehet még a Nedvességi Index és a Total Totals Index, valamint a dolgozatban nem részletezett, de megvizsgált Boyden Instability Index (Boyden, 1963) értékeinek áttekintése is.

Változó	Nem valószínű heves konvekció
LI [°C]	LI > 4
BLI [°C]	BLI > 2
KI [°C]	KI < 24
TI [°C]	TI < 25
Kihullható vízmennyiség [mm]	< 20
Specifikus nedvesség [g/kg]	< 8
BII [°C]	< 95
TT [°C]	< 45
NI [°C]	> 32

14. táblázat – A vizsgált mennyiségekhez tartozó (heves) konvekció- mentes küszöbértékek.

A fenti táblázatban összegyűjtött küszöbértékeket az egyes indexekre vonatkozó 5%-os, vagy 95%-os percentilisek értékeinek vizsgálatával határoztuk meg attól függően, hogy az adott labilitási mérőszám magas vagy alacsony értéke jellemzi a konvektív folyamatokat.

Az említett kilenc változó közül hat esetében megadhatók szűkebb tartományok is a légköri heves konvekció jellemzésére.

Változó	<i>Kialakulhat heves zivatar</i>	<i>Nagyobb számban is kialakulhatnak heves zivatarok</i>
LI [°C]	$LI \leq 0$	$LI \leq -1$
BLI [°C]	$BLI \leq -0,5$	$BLI \leq -1,5$
KI [°C]	$KI \geq 29$	$KI \geq 31$
TI [°C]	$TI \geq 30$	$TI \geq 33$
Kihullható vízmennyiség [mm]	≥ 26	≥ 29
Specifikus nedvesség [g/kg]	≥ 9	≥ 11

15. táblázat – Az egyes indexek esetén a heves konvekció kialakulásának kedvező tartományok.

A 15. táblázatban megjelenített, a különböző változókra vonatkozó intervallumokat a vizsgált, egymástól jól elkülönülő kategóriák 25, illetve 75%-os percentilisek előforduló értékeinek segítségével határoztuk meg. A táblázat második oszlopában azokat az értékeket jelenítettük meg, amelynek elérése esetén nagy valószínűséggel számíthatunk kialakuló heves légköri eseményre. A harmadik oszlop azokat a küszöbértékeket tartalmazza, amely az adott mennyiségre vonatkozóan biztosítja az előrejelzőt arról, hogy várható több, akár nagyobb területet is lefedő heves zivatar. Például a K-Index esetében elmondható, ha értéke meghaladja a 29°C-ot, a légköri feltételek kedvezőek intenzív konvektív jelenség kialakulásához, míg a 31°C-nál magasabb érték nagyobb számú detektálható objektum megjelenését is jelezheti.

A táblázat segítségével összegzett eredmények így már könnyedén és azonnal alkalmazhatók az előrejelzések készítésénél, javítva azok pontosságát.

7. ÖSSZEFOGLALÁS

A heves konvekciót vizsgáló kutatásunk célja, hogy kiderítsük, a gyakorlatban mely instabilitási, szélnyírási, illetve nedvességi meteorológiai állapothatározók alkalmazásával kaphatunk pontosabb információt a konvektív környezet állapotáról. Ezt hazai radarméréseknek, illetve az amerikai GFS modell eredményeinek objektív feldolgozásával és összehasonlításával végeztük. A keletkező zivatarok radarképeken megjelenő, szabálytalan alakú alakzatait számunkra ismert tulajdonságú ellipszisekkel modelleztük. A kutatás során csak azokat az objektumokat vettük figyelembe, amelyek eleget tettek az általunk előre meghatározott területi és radarjel-erősségi küszöbértékeknek, tehát legalább 20 km²-nyi területen minimum 45 dBZ-s reflektivitással rendelkeztek (ezeket heves zivatarellipsziseknek neveztük). A detektált zivatarellipszisek száma, illetve a labilitási energia függvényében hattagú osztályozási rendszert alkalmaztunk, eredményeink megjelenítéséhez pedig dobozdiagramokat használtunk. Megvizsgáltuk emellett a modellben megtalálható, illetve az általunk származtatott változók előforduló szélsőértékeit is a 2011–2013 közti időszakra, Magyarország területére.

A vizsgálat során összesen 52 labilitási indexet és egyéb paramétert elemeztünk, a szakdolgozatban ezek közül tízet mutattunk be. Közülük a Thompson Index, az MLMUCAPE és a kihullható vízmennyiség esetében elmondható, hogy a stabilis és a labilis, illetve azon belül a zivatarellipszist is tartalmazó kategóriák viszonylag jól elkülöníthetőek egymástól, azaz a heves konvekció megjelenése, mértéke relatív szűk tartományokhoz köthető. Továbbá fontos megemlíteni, hogy ebből következően a modellekkel számolt értékek figyelembevételével gyakran segítségünkre lehetnek a kérdés eldöntésében, kell-e számítani egy adott területen kialakuló intenzív konvektív jelenségre. Előfordulnak azonban olyan változók is, amelyeknél nem vagy alig látható elhatárolódás az egyes kategóriák között, a dolgozatban erre példa a szélnyírás, a Nedvességi Index és a különböző magassági szintek közötti vertikális hőmérsékleti gradiensek. Fontos megjegyezni, hogy az ezekhez hasonló eloszlási diagrammal rendelkező változókra kapott eredmények nem azt jelentik, hogy a gyakorlatban kevésbé használhatóak, hiszen gyakran hordozhatnak fontos információkat, illetve a konvekció bizonyos formáinak előrejelzéseihez ismeretük elengedhetetlen. Az egyes mennyiségek alkalmazásánál mindenképp szükséges azonban több paraméter együttes szemlélete, valamint nagy

segítséget jelenthet az is, ha ismerjük, melyek a hozzájuk tartozó előfordult minimum-, illetve maximumértékek ahhoz, hogy a lehető legpontosabb előrejelzést készíthessük.

A későbbiekben szeretnénk elvégezni a kutatást magasabb reflektivitási küszöbértékekre is, átfogóbb képet adva ezzel a légköri heves konvekció folyamatáról. Továbbá lehetséges még eddig nem vizsgált paraméterek elemzése, vagy a vizsgálandó terület kiterjesztése is. Fontosnak tartjuk esettanulmányok készítését, azt vizsgálva segítségükkel, hogy a paraméterek mely kombinációja a legkedvezőbb a heves zivatarok kialakulásához. Ezeken túlmenően érdemes lenne még a felhasznált radarméréseket más előrejelző modellekben található adatokkal is összevetni a megfelelő időszakokra, összehasonlítva ezzel a modellek érzékenységét a konvektív folyamatokra. A dolgozatban bemutatott eredmények azonnal alkalmazhatóak a mindennapi előrejelzések, a veszélyjelzések készítésénél, hasznosak lehetnek a balatoni viharjelzésnél, illetve fontos információkat nyújthatnak a repülésmeteorológia számára is.

Köszönetnyilvánítás

Mindenekelőtt szeretném megköszönni témavezetőmnek, Seres András Tamásnak a dolgozatom elkészítéséhez nyújtott segítségét, szakmai és emberi támogatását, és hogy munkámat mindvégig figyelemmel kísérte.

Kiemelt köszönettel tartozom tanszéki konzulensemnek, dr. Breuer Hajnalkának a programozási feladat elvégzéséhez hozzájárult munkájáért, illetve a sok hasznos észrevételért és tanácsért, amelyekkel ellátott.

Köszönöm továbbá az Országos Meteorológiai Szolgálatnak, különösen Fodor Zoltánnak és dr. Horváth Ákosnak, hogy rendelkezésemre bocsátották a vizsgálathoz szükséges adatokat.

Hálával tartozom Édesanyámnak és Édesapámnak, amiért lehetővé tették számomra a dolgozat elkészítését.

8. IRODALOMJEGYZÉK

- Aujeszky, L., 1932: A feltételes légköri labilitás fogalmáról. *Időjárás* 36, 48–51.
- Benjamini, Y., 1988: Opening the Box of a Boxplot. *The American Statistician* 42, 257–262.
- Bluestein, H. B., 1993: *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes, Volume II, Observations and Theory of Waether System*, Oxford University Press, Oxford, New York, 594 pp.
- Boyden, C. J., 1963: A simple instability index for use as a synoptic parameter. *Meteorol. Mag.* 92, 198–210.
- Brothers, D. A., 2008: Forecasting summertime convection in western North Dakota using RAOB. *24th Conference on Severe Local Storms, 27-31 October, Savannah, GA*, 5 pp.
- Craven, J. P. and Brooks, H. E., 2004: Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep, moist convection. *Nat. Wea. Digest* 28, 13–24.
- Dési, F., 1960: A függélyes légmozgásról. *Időjárás* 64, 348–351.
- Dixon, M. and Wiener, G., 1993: TITAN: Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting- A Radar-based Methodology. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 10, 785–797.
- Dombai, F., 2009: Országos Meteorológiai Szolgálat időjárási radarhálózatának mérései. Világhálón közzétett tanulmány: http://www.met.hu/ismertetok/radar_ismerteto.pdf [olvasva: 2013. szeptember 30-án]
- Doswell, C. A., 1993: *What is a supercell?* Világhálón megjelent írás: http://www.cimms.ou.edu/~doswell/Conference_papers/SELS96/Supercell.html [olvasva: 2013. szeptember 14-én]
- Duplika, M. L., and Reuter, G. W., 2006: Forecasting Tornadic Thunderstorm Potential in Alberta Using Environmental Sounding Data. Part II: Helicity, Precipitable Water, and Storm Convergence. *Wea. Forecasting* 21, 336–346.
- Earth System Research Laboratory: What is netCDF? Világhálón közzétett írás: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/whatsnetCDF.html> [olvasva: 2013. november 7-én]

- Énekes, N. A., 2010: *Intenzív konvektív folyamatok környezetének vizsgálata modell analízisek alapján*. Diplomamunka. ELTE-TTK Meteorológiai Tanszék, Budapest, 57 pp.
- Götz, G., 1965: A zivatarfelhőben végbemenő mozgásfolyamatokról. *Légtér* 10, 2–6.
- Götz, G. és Rákóczi, F., 1981: *A dinamikus meteorológia alapjai*, Tankönyvkiadó, Budapest, pp: 177–199.
- Geresdi, I., 2004: *Felhőfizika*. Dialóg Campus Kiadó, Budapest-Pécs, pp: 153–170.
- Grid Analysis and Display System, 2013: Dokumentáció. Világhálón elérhető leírás: <http://www.iges.org/grads/> [olvasva: 2013. szeptember 30-án]
- Haklander, A. J. and Van Delden, A.; 2003: Thunderstorm predictors and their forecast skill for the Netherlands. *Atmos. Res.* 67–68, 273–299.
- Hegyfoky, K., 1912: A zivatarok napi periódusa Magyarország sík és hegyes vidékén. *Időjárás* 16, 269–272
- Horváth Á., 2007: *A légköri konvekció*, Budapest, OMSZ, 4–17.
- Horváth, Á., Seres, A. T. and Németh, P., 2012: Convective systems and periods with large precipitation in Hungary. *Időjárás* 116, 77–91.
- Houze, R. A., Jr., 1993: *Cloud Dynamics*. Academic Press, 573 pp.
- Klemp, J. B., 1987: Dynamics of tornadic thunderstorms. *Ann. Rev. Fluid Mech.* 19, 369–402.
- Kohlmann, M., 2013: *Konvektív paraméterek vizsgálata modellanalízisek alapján*. Diplomamunka. ELTE-TTK Meteorológiai Tanszék, Budapest, 86 pp.
- Lin, Y. L., 2007: *Mesoscale dynamics*. Cambridge University Press, 630 pp.
- Litynska, Z., Parfiniewicz, J. and Pinkowski, H., 1976: The prediction of air mass thunderstorms and hails. *W. M. O.* 450, 128–130.
- Markowski, P. and Richardson, Y., 2010: *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Wiley-Blackwell, 430 pp.
- Miller, R. C., 1967: Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Military. *Weather Warning Center. Tech. Rep. 200, AWS, U.S. Air Force. 94 pp.* [Headquarters, AWS, Scott AFB, IL 62225].

NCEP, 2013: Az NCEP ismertetői a GFS modellről. Világhálón közzétett írások: <http://www.nomads.ncep.noaa.gov> [olvasva: 2013. október 1-jén]

NOMADS, 2013: Data Access, Hi-Res NCEP Model Datasets, GFS. <http://nomads.ncdc.noaa.gov/data/gfs4/> [elérés: 2013. augusztus 01-15.]

Országos Meteorológiai Szolgálat, 2012: A HAWK-3 meteorológiai munkaállomás. Világhálón megjelent írás. <http://www.met.hu/omsz/tevekenysegek/hawk/> [olvasva: 2013. október 22-én]

Országos Meteorológiai Szolgálat, 2013: Világhálón közzétett ismeretanyag: http://www.met.hu/omsz/OMSZ_hirek/index.php?id=591&hir=Uj_idojarasi_radarral_bovu_l_a_radarhalozat_a_pontosabb_csapadekmeresek_es_elorejelzesek_erdekeben [olvasva: 2013. április 13-án]

Peppier, R. A., 1988: A review of static stability indices and related thermodynamic parameters. *SWS Miscellaneous Publication 104*, 11.

Riegl, S., 1902: A zivatarok évi és napi periódusa Kalocsán 1901-ben, a Schreiber-féle viharjelző nyomán. *Időjárás 6*, 196–201.

Sela, J. G., 1982: The NMC Spectral Model. *NOAA Tech. Rep. NWS-30*, 36 pp.

Sela, J. G., 1988: The new NMC operational spectral model. *Eighth Conference on Numerical Weather Prediction, February 22-26, Baltimore, Maryland*.

Seres, A. T., 2006: *Heves konvektív folyamatok objektív vizsgálata*. Diplomamunka. ELTE-TTK Meteorológiai Tanszék, Budapest, 77 pp.

Solot, S. B., 1939: Computation of Depth of Precipitable Water in a Column of Air. *Monthly Weather Review 67*, 100–103.

Szalay-Ujfalussy, L., 1917: A zivatarok és a légnyomás. *Időjárás 21*, 158–159.

Szudár, B., 1992: A zivatartevékenység és néhány konvektív jelenség klimatológiai-statisztikai vizsgálata. *Légekör 37*, 2–7.

Váradi, A., 1898: A zivatarképződésről. *Időjárás 2*, 182–186.