FŐNSZERŰ HATÁSOK DETEKTÁLÁSA A KÁRPÁT-MEDENCÉBEN MODIS MŰHOLDKÉPEK ÉS METEOROLÓGIAI ADATOK ALAPJÁN 2005-2010 TÉLI HÓNAPJAIBAN

EÖTVÖS LORÁND TUDOMÁNYEGYETEM TERMÉSZETTUDOMÁNYI KAR METEOROLÓGIAI TANSZÉK



Készítette:

TÜSKÉS BOGLÁRKA

Témavezetők:

DR. TIMÁR GÁBOR

ELTE TTK Geofizikai és Űrtudományi Tanszék

DR. BARCZA ZOLTÁN

ELTE TTK Meteorológia Tanszék

Budapest, 2010

Tartalomjegyzék

Tartalomjegyzék	2
Bevezetés	4
1. Orografikus jelenségek	6
1.1. Hegy-völgyi cirkuláció	6
1.2. Orografikus felhőzet	7
2. A főn	9
2.1. A főn eredete, kialakulásának alapjai	9
2.2. A főn kialakulásának fizikai háttere	12
2.3. A főn vizsgálatához használt fizikai paraméterek	15
2.3.1. A Scorer-szám	15
2.3.2. A Chen-paraméter	16
2.3.3. A Brunt-Väisälä-frekvencia	16
2.3.4. A Froude-szám	18
2.4. A főn jelenség mellett kialakuló lee-oldali hullámok, felhőzetek	20
2.5. A főn típusai, előfordulási helyei	23
2.6. A főn előrejelzésére történt vizsgálatok	25
2.7. Érdekességek, helyi nevek	27
3. Magyarország szélviszonyai	30
4. Felhasznált adatok	34
4.1. Az ERA adatbázis bemutatása	34
4.2. A GRIB fájlok feldolgozása	36
4.3. Műholdképek vétele az ELTE Környezetfizikai tanszékcsoport műholdvevő állomásán	36
4.3.1. A MODIS szenzor	37
4.3.2. Vétel és feldolgozás	38

4.4. Az Országos Meteorológiai Szolgálat frontanalízis térképei, napi adatai41
4.5. Modellanalízis, fronttérkép archívum41
5. Vizsgálati módszerek
5.1 Eddigi vizsgálatok és kísérletek 42
5.2. Saját vizsgálati módszerek 45
5.3. Műholdképek utólagos feldolgozása47
6. Eredmények
6.1. A vizsgálat során nem kimutatható főnös esetek
6.2. Magyarország hegyvidékein megjelenő, főnre utaló esetek
6.2.1. Az Alpokalja54
6.2.2. A Dunántúli-középhegység62
6.2.3. Az Északi-középhegység70
6.3. A Kárpát-medence környékén kialakuló főnös esetek
6.3.1. Alpok
6.3.2. Északi - Kárpátok 82
6.3.3. Dinári-hegység
7. Konklúzió
8. Összefoglalás
Köszönetnyilvánítás
Függelék

Bevezetés

A világ népei különféle néven azonosítják közösségük szokásait, lakhelyük közelében található földrajzi egységeket. Ugyanez igaz a lokálisan kialakuló meteorológiai jelenségekre is, melyek csak adott körülmények között adott időben, vagy adott helyen jelennek meg. A jelenségek kötődhetnek csapadékhoz, hőmérséklethez, szélhez, vagy ezek kombinációihoz. A diplomamunkám témájául választott főn szél is egy lokálisan megjelenő, hegységekhez köthető jelenség, amelynek megjelenési változatai is sok esetben az adott hegy sajátosságait hordozzák magukon. Térségünkben a főn szó elterjedt kifejezés, azonban erre a hegy lejtőjén fújó bukószélre hegységenként más-más kifejezést használnak (http://zamg.ac.at).

Ezen szeleknek a megfigyelése hosszú múltra tekint vissza. Először Hann figyelt fel erre a meleg szélre 1866-ban (Zängl, 2003). A XX. században és az elmúlt évtizedben számos tanulmány látott napvilágot, amelynek tárgya a főn volt (Bougeault, 2001; Drechsel and Mayr, 2008; Richner, 2006; Zängl, 1999; 2002; 2003). A megfigyelési technikák az évtizedek során gyökeres változásokon mentek keresztül. Az első műhold fellövését követően nemcsak magáról a Földről tudhattunk meg számtalan, addig nem ismert információt, de a meteorológia tudományában is új korszak kezdődött. A mesterséges Holdak segítségével láthatóvá váltak az áramlás útjában fekvő hegységek, melyeket saját éghajlat és szélrendszer jellemez. Ezek az áramlások hozzák létre az orografikus, vagyis a hegységek által kialakult helyi felhőzetet.

A főn szél egy mezoskálájú jelenség, melynek ismerete azért fontos a téli hónapokban, mivel meleg száraz szélként jelenik meg a hegy lejtő felöli oldalán, így az olvadás lavinaveszélyt okozhat a téli szezonban a sí központok környezetében is (Drechsel and Mayr, 2007), valamint műrepülés szempontjából is fontos tudni, hogy hol számíthatnak a *lee-oldal*i hullámok kialakulására (Gyüre, 2003).

A téma kiválasztása után végzett irodalmi kutatás során csekély magyar nyelvű szakirodalom állt rendelkezésünkre, így célunk az volt, hogy egy átfogó ismertetést közöljünk magyar nyelven a főn szélről, valamint finomabb felbontású adatok hiányában durvább, $0.5 \times 0.5^{\circ}$ -os felbontású szél, hőmérséklet, és nedvesség reanalízis

adatokkal a lehetőségekhez mérten detektáljuk hatásait műholdképeken. Ezeken túlmenően az általunk kiválasztott napokon, a MODIS¹szenzor által készített műholdképeken megjelenő főn jelenségek alapján szeretnék segítséget nyújtani a főn további tanulmányozásához, középhegységeinkben megjelenő jellemzőinek kutatásához, illetve lehetséges előrejelzéséhez további tanulmányok értekezések készítéséhez.

Dolgozatom témájának bevezetéseként az 1. fejezetben vázolom a hegyvidékeken, a szél hatására jellemző szélirányokat, illetve kialakuló jelenségeket, majd a 2. fejezetben bővebb betekintést olvashatunk a főn jelenségről. A 3. fejezet során Magyarország szélviszonyait tekintem át a főn lehetséges lokális megjelenésének vizsgálatához. A kutatáshoz felhasznált adatokat a 4. fejezetben ismertetem. Az 5. fejezetben az eddigi tanulmányokról és módszerekről készített áttekintés található, illetve saját vizsgálati módszereim szerepelnek. A 6. fejezetben eredményeimet és a műholdképeket mutatom be esettanulmányokon keresztül.

¹ Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

1. Orografikus jelenségek

A magasságkülönbségeknek köszönhetően mind a hegyet elérő, mind a hegy térségében fújó szelekre, illetve a kialakuló felhőzetre hatással van a topográfia. A kiemelkedő akadály az áramlás útjába állhat, eltérítheti, blokkolhatja az őt elérő szelet, illetve a hőmérsékleti szempontból a hideg és a meleg levegő sűrűségének és eltérő súlyának köszönhetően különböző áramlások indulhatnak be. Ezeket a helyi szeleket 2 csoportra oszthatjuk: *földrajzilag generált*, illetve *módosított szelekre* (Stull, 1988). Az előbbi típusba a *hegy-völgyi szelek*, az utóbbiba a *főn* szél tartozik. Amennyiben elegendő nedvességtartalommal rendelkezik az áramló levegő, a hegység emelő hatása miatt speciális felhőtípus, úgynevezett *orografikus felhőzet* alakul ki.

1.1. Hegy-völgyi cirkuláció

Az *1. ábrán* jól látható a hegy által generált hegy-völgyi szél iránya. Kialakulásának fizikai magyarázata az, hogy a meleg levegő könnyebb és sűrűsége kisebb, mint a nehezebb, hideg levegőé. A Nap eltérő mértékben melegíti fel a hegységek lejtőinek levegőjét, így kialakul egy alapvető hőmérséklet különbség a völgyek és a lejtők, vagy csúcsok között.



1. ábra. A hegy-völgyi cirkuláció sematikus ábrája (Roth, 1998.)

Amint felkel a nap, az alulról folyamatosan melegedő levegő elindul a lejtőkön felfelé, ezáltal létrehozva a talajszint közelében, az inverzió alatt egy vékony, közel adiabatikus rétegződést. Ezt a szelet a szakirodalom *anabatikus szélnek* nevezi. A délután folyamán az inverzió felbomlik, és a potenciális hőmérsékleti görbén

megszűnik a kirúgódás. A hegy oldalán felfelé áramló levegő, amennyiben elég nedvességtartalommal rendelkezik, a hegycsúcs felett úgynevezett anabatikus felhőket hozhat létre (Stull, 1988).

Napnyugta után, amikor megszűnik a besugárzás, a talajról kiindulva a levegő hőmérséklete csökkenésnek indul, mely ez által nehezebb és sűrűbb lesz. A gravitáció hatására elindul a lejtőn lefelé – egyfajta *lejtőszelet* létrehozva – és a völgy aljában összegyűlik. Ezt a szelet a szakirodalom *katabatikus szélnek* nevezi. (Katabatikus szélként osztályozzák az Antarktisz és Grönland felett kialakuló széles, kontinentális gravitációs hullámokat is; Parish, 2003). Az éjszaka folyamán a hidegebb rétegnek a vastagsága fokozatosan növekszik, így a melegebb levegőt a magasabb légrétegekbe szorítja. Ennek a jelenségnek köszönhető, hogy a téli hónapokban a szélvédett völgyekben több fokkal alacsonyabbak lehetnek a minimum hőmérsékletek, mint a hegyvidék más pontjain.

1.2. Orografikus felhőzet

A hegységek által létrehozott felhőzet nemcsak formai, hanem besorolás szempontjából is rendhagyónak mondható. Ezen felhők nem sorolhatóak be a 10 alap felhőcsalád közé; az esetek többségében Altocumulus lenticularis (Ac len), Stratocumulus (Sc), és Cumulus (Cu) formájában jelennek meg. Az így keletkező felhők lassan, vagy egyáltalán nem mozognak, még akkor sem, ha a magasban a szél sebessége erős. Vastagságuk függ a feláramlás sebességétől, azaz a hegy meredekségétől és vastagságuk maximumát a hegy magassága és a levegő nedvességtartalma határozza meg (Crowder, 1995).

A *luv-oldali² felhőzetet* az angol nyelvű szakirodalom "*barrage cloudnak*" - "*gátfelhőnek*" nevezi, mely arra utal, hogy a kialakulásának mechanizmusa a gátaknál felduzzadó vízhez hasonló. Szerkezete lehet gomolyos vagy nagyobb horizontális kiterjedésű, hegyláncnál övszerű. A hegy magasságától függően alacsony illetve magas szinten jelenhet meg. Megjelenése a műholdképen jól nyomon követhető:

² Az áramlás irányától függően, a hegy szél felőli oldala.

 látható tartományban az áramlás irányát figyelembe véve a szél felőli oldalon a hegy csúcsnál élesen látszik a széle,

• infravörös tartományban szürkés színű, magasabb hőmérsékletű felhőtetővel megjelenő felhőzetként jelenik meg.

Kialakulhat önálló képződményként, vagy frontális felhőzethez kapcsolódva. Az Alpokban végzett vizsgálatok során 60 esetben vizsgálták részletesen, 36 esetben fronthoz kapcsolódó felhőzetként (8 esetben melegfronthoz kapcsolódott) és 24 esetben különálló felhőzetet alkotott (13 esetben az Alpoktól északra, 8 esetben az Alpoktól délre, és 4 esetben az Alpoktól nyugatra) (http://zamg.ac.at).



2. ábra. Luv-oldai, bőséges csapadékot okozó felhőzet elhelyezkedése a hegység szél felöli oldalán (http://zamg.ac.at alapján)

A kialakuló felhőzet típustól függően változó mennyiségű és intenzitású csapadékot okoz: frontális felhőzetbe ágyazódva, főként melegfront esetében bőséges csapadékot ad; önálló megjelenésekor kisebb mennyiséget, jellemzően futó zápor formájában (2. ábra).

A *lee-oldali³ felhőzet* alakjában, szerkezetében és kialakulásának folyamatában alapvetően különbözik a *luv-oldali felhőzettől*. A főn kialakulásakor is rendszerint megfigyelhetőek ezek a felhők, így erről bővebben a következő fejezetben lesz szó.

³ Az áramlás irányától függően, a hegy szélárnyékos oldala.

2. A főn

2.1. A főn eredete, kialakulásának alapjai

Általános esetben a főn egy meleg száraz bukószelet jelent a hegy *lee-oldalán* (3. *ábra*). Neve a latin *flavius* szóból ered. Az elnevezés az Alpokból származik.



3. ábra. A főn szél megjelenési helye és vertikális hőmérsékleti profilja

Mivel az áramlás a hegy hatására emelkedni kényszerül, vizsgálnunk kell a légelem átalakulását a magasság függvényében. Amikor a légkörben végbemenő vertikális mozgásokat ábrázolni szeretnénk a hőmérséklet és a légnyomás, vagy a magasság függvényében akkor adiabatákat kapunk. Az adiabatikus légköri folyamat annyit jelent, hogy a folyamat során nem történik hőcsere a folyamatot végző légrész és a környezete között. Mivel orografikus hatás miatt a légrész emelkedésre kényszerül, ezért a jelenség jellemzéséhez elengedhetetlen ezen adiabaták vizsgálata.

• a vízgőzzel telítetlen, vagyis száraz levegőt a száraz adiabata jellemzi. Ha a légrészt a hőmérséklet és a magasságváltozás függvényében ábrázoljuk, a száraz adiabatikus hőmérsékleti gradiens, $\gamma \approx 1^{\circ}C/100m$ adódik. Ebben az esetben az x tengely, és a száraz adiabata által bezárt szög 45°. Egy emelkedő légrész esetében mindaddig száraz adiabatikus hőmérsékleti gradienssel számolhatunk, amíg el nem éri a kondenzációs szintet, ahol a hőmérséklete és a harmatpontja megegyezik, és a benne lévő nedvesség kicsapódik.

• a vízgőzzel telített, vagyis nedves levegőt a nedves adiabata jellemzi. Alacsonyabb magasságokban jelen lévő meleg levegő több nedvességet tud magában tartani, az adiabata alakja emiatt görbült. Az emelkedés során, ha eléri a légrész a kondenzációs szintet és kicsapódik a benne tárolt nedvesség, nedves levegőnek tekinthető, és rá a nedves adiabatikus hőmérsékleti gradiens jellemző. A nedves adiabatikus hőmérsékleti gradiensnek nincsen állandó értéke, ugyanis függ a légrész hőmérsékletétől. Ebből is adódik, hogy a nedves adiabata alakja görbült, de nagyobb magasságokban tart a száraz adiabatához, és a két görbe párhuzamossá válik.



4. ábra. A főn szél megjelenése az száraz illetve nedves adiabatán. Ahogy emelkedik a levegő, a kondenzációs szintig az "Sz" betűvel jelzett száraz adiabatán emelkedik, majd a kondenzációs szint elérése után az "N"-nel jelölt nedves adiabatán halad, miközben kiszárad, s a lefelé mutató nyilak irányában újból az "Sz"-szel jelölt száraz adaiabatán siklik lefelé a talajszint felé (Péczely, 1979.)

A főn szél megjelenésének alapvető feltétele a hegyláncra merőleges áramlás. Ahogy az áramlás akadályba ütközik, a hegy *luv-oldala* mentén (*3. ábra*) a légrész felemelkedik, és száraz adiabatikusan hűlni kezd a fent leírt módon. Amikor eléri a kondenzációs szintet, elkezdődik a csapadéktevékenység, és innentől a nedves adiabatikusan hűl tovább (nedves adiabatán folytatja az útját), s így a légtömegben tárolt vízmennyiség csapadék formájában távozik a keletkezett felhőzetből. A hegy tetejére érkező légtömeg jelentősen veszít a nedvességtartalmából, és a hegyen átbukva már száraz adiabatikusan melegszik, indul el a völgy felé. Miközben süllyed, nyomása növekszik, így a száraz adiabatán melegedni fog, méghozzá nagyobb mértékben, mint amennyire csökkenést tapasztaltunk a *luv*-oldalon (*4. ábra*).

A főn szél átlagsebességét, illetve széllökéseinek erősségét nagyban befolyásolja az azt kiváltó topográfia, a hegy meredeksége, a völgy nyitottsága és a levegő nedvességtartalma. Ezektől függően igen nagy változásokat tud okozni igen kis távolságokban (Brinkmann, 1971).

Azt, hogy a főn milyen távolságban, illetve milyen magasságban fejti ki hatását, nagyban függ a planetáris határréteg tulajdonságaitól. A meleg szél például egyes esetekben nem ér le a talajszintig, ott hatása nem érezhető, és ez okozza, hogy alacsonyabb magasságokban kevesebb főnös esettel találkozunk. Amennyiben egy kevert határréteg található a völgyben, a főn alacsonyabb magassági szinteken is érzékelhető, azonban ha erős inverzió van a talaj közelében, a főn nem képes áttörni ezt a réteget (Brinkmann, 1971).

Ennek a fajta bukószélnek egy másik változata orografikus hatásoktól függetlenül a szabad légkörben is előfordulhat olyan esetekben, amikor levegő lesiklása egy hideg légtömeg lejtős határfelületén történik meg. Ezt nevezi a szakirodalom *szabad főn*nek (Péczely, 1979). Műholdképeken egy fekete folt (felhőmentes terület) jelzi a főn szél jelentétét, egyes esetekben jellegzetes, a főn-áramlásra utaló speciális felhőformákkal.

Összefoglalva, a leginkább jellemző légköri paraméterek, melyek egy főn szélre utalnak: a hőmérséklet emelkedése, a nedvesség csökkenése, a harmatpont csökkenése, a hegyre merőleges szélirány és erősödő szélsebesség.

2.2. A főn kialakulásának fizikai háttere

A főn kialakulásának alapvető feltétele az áramlás útjában fekvő hegylánc, ám ezen kívül más feltételeknek is teljesülnie kell. A levegőnek elég nedvességgel kell rendelkeznie, illetve a hegynek olyan magasnak kell lennie, hogy a *luv*-oldalon felsikló levegő a csúcsot elérve kiszáradhasson (*5. ábra*).



5. ábra. A hegy szél felöli, illetve szélárnyékos oldalán megjelenő nedvességprofil (http://zamg.ac.at alapján)

A tipikus vertikális rétegzettséget sajnos sem a rádiószondás felszállások, sem a numerikus modellek nem tudják hiba nélkül reprezentálni, ugyanis mindkét módszer felbontása túl durva ahhoz, hogy a főn szél finomszerkezete megjelenjen, illetve a jelenséget teljes vertikális magasságban vissza tudja adni. Néhány megközelítés ennek ellenére levezethető:



6. ábra. Hegység körüli izentróp, vagyis azonos potenciális hőmérsékletű vonalak elhelyezkedése (http://zamg.ac.at alapján)

Ekvivalens potenciális hőmérséklet: különböző nedvességtartalmú levegő hőmérsékletéről ad tájékoztatást úgy, hogy a légrész hőmérsékletéhez hozzáadja azt a hőmérsékleti többletet, melyet a kondenzálódáskor felszabadult látens hő okoz. Ezáltal kapunk egy bizonyos számértéket, mely egy 0%-os vízgőztartalommal rendelkező légrészre vonatkozik. Egy ekvivalens hőmérsékletű levegőt száraz adiabatán 1000 hPa-ra hozva, megkapjuk az ekvivalens potenciális hőmérsékletet. A nedves adiabatikus izentróp felületek megmutatják azt a nagy gradiensű zónát ahol a szél felőli, oldalról átlép az áramlás a hegy csúcsán, és egy más légrétegzettségű, szárazabb zónába kerül (*6. ábra*). A *lee-oldal*i vertikális szerkezetet a rádiószondás felszállások jobban visszaadják, amennyiben a *lee-oldal* közelében történik a mintavételezés.



7. ábra. A hegy körül található relatív nedvességi értékek (http://zamg.ac.at alapján)

Relatív nedvesség értéke: visszaadja a felhőviszonyokat a hegy két oldalán (7. *ábra*). A szél felőli oldalán található az egyik maximum a felszíntől a hegy csúcsáig, a második maximum a *lee-oldal*on, nagyobb tengerszintfeletti magasságon található, melyből a *lee-oldal*i felhőzet keletkezik. A zóna alatt jóval szárazabb vagy teljesen száraz levegővel találkozhatunk, így a relatív nedvesség százalékos értéke a nullához tart, valamint a harmatpont hirtelen csökkenése figyelhető meg.



8. ábra. A hegy körüli összeáramlást és szétáramlást jelző területek (http://zamg.ac.at alapján)

Konvergencia-divergencia: konvergencia figyelhető meg a szél felöli oldalon a felszíntől közepes magasságokig, a *lee-oldal*on közepestől a magasabb szintekig (8. *ábra*). Divergenciát tapasztalhatunk a hegy csúcsánál, illetve a *lee-oldal* alacsonyabb magasságaiban. Ez a jelenség a felhőzet eltűnésében játszik szerepet.



9. ábra. A hegy körül megjelenő függőleges fel-, és leáramlást jelző területek (http://zamg.ac.at)

Vertikális mozgások: a feláramlás egyezést mutat a konvergencia területeivel, ezért egy erős vertikális mozgás figyelhető meg mind a szél felöli, mind a *leeoldal*on, ám az utóbbinál már csak a közepes és magasabb tengerszint feletti magasságokban, ahol a felhőképződés is jellemző. A *lee-oldal* alacsonyabb magasságaiban leáramlás jellemző (*9. ábra*).

2.3. A főn vizsgálatához használt fizikai paraméterek

Az áramlás tulajdonságait, illetve a közeget, melyben az áramlás végbemegy, sokféle paraméterrel, jelzőszámmal, indexszel lehet jellemezni. A főn vizsgálata is áramló közeghez köthető, így kutatása során fizikai jellemszámokat vezettek be, illetve alkalmaztak.

2.3.1. A Scorer-szám

Scorer megmutatta, hogy egy súrlódásmentes, stabilis, lamináris (réteges) és izentróp áramlásban a szélnyírás és a függőleges hőmérsékleti gradiens változásának figyelembe vételével létrehozható egy olyan paraméter, mely alapján becsülhető az áramlásban fellépő zavarok nagysága. Feltételei szerint az (1) egyenletben szereplő paraméter magassággal való csökkenése már hullámok kialakulására utal (Brinkmann,1971):

$$l^{2} = \frac{g\beta}{v^{2}} - \frac{I}{v} \frac{\partial^{2} v}{\partial^{2} z} = \frac{g}{T} \frac{\gamma_{SZ} - \gamma}{u^{2}}$$
(1)

ahol g a gravitációs gyorsulás, β a statikai stabilitás, u a hegyi átlagszél, h a magasság, Θ a potenciális hőmérséklet, γ_{sz} a száraz adiabatikus hőmérsékleti gradiens (~1°C/100m), γ a tényleges hőmérsékleti gradiens.

Később kiderült, hogy az elmélet a gyakorlatban kevésbé alkalmazható, ugyanis az egyenlethez szükséges magas légköri adatokból kevés áll rendelkezésre, illetve arról, hogy a hegy által generált hullám milyen hatással van a légáramlásra. Repüléskor kedvező hullámfeltételek mellett 1000-2000 m között 1 és 2 körül, e fölött pedig 0,6 és 0 között van a Scorer-szám értéke (Sándor és Wantuch, 2005).

2.3.2. A Chen-paraméter



10. ábra. A Chen-paraméter által meghatározott áramlási formák (http://zamg.ac.at alapján)

A Chen-paraméter az áramlás tulajdonságaira mutat rá, mégpedig úgy, hogy a szél felőli oldalra érkező áramlás deformálódik-e, vagy az akadály (hegy) mentén felemelkedik (*10.ábra*).

$$\frac{N \cdot h}{U} \le 1 \tag{2}$$

ahol N a stabilitás, h a tengerszint feletti magasság, és U az áramlás sebessége.

A Chen-paraméter értékei 1 körül mozognak. Amikor a hegység felett teljes mértékben stabil a rétegződés, a szél geosztrófikus, és az áramlás deformáció nélkül, szinte felsiklik a szél felőli oldalon. Amikor értéke nagyobb, mint 1, akkor a hegy lábához érkező áramlás kettéválik, így az egyik ága a hegyen felsiklik, a másik pedig a hegy körül, szinte körülfolyja az akadályt képező hegyláncot (*10. ábra*). Mindkét esetben azt tapasztalták, hogy alacsony szinten legyengült az áramlás (blokkolódott), középszinten pedig megerősödött.

2.3.3. A Brunt-Väisälä-frekvencia

Ahhoz, hogy vizsgálni lehessen, hogy a hegyre feláramló levegő a *lee-oldal*on milyen változásokat hoz létre, mindenképpen ismerni kell a hegy tetején és a *lee-oldal*on a légkör stabilitásának mértékét. A kialakuló hullámok - és kellő mennyiségű nedvesség függvényében kialakuló hullámfelhők -, csak olyan közegben jönnek létre, melyben ha kimozdítunk egy légrészt az eredeti helyéről, akkor egy visszaállító erő

hat rá (kisebb sűrűségű közegbe kerül), s ennek köszönhetően létrejön az oszcillálós mozgás. Ha a rétegzettség olyan, hogy a sűrűség felfelé csökken, akkor bármilyen nagyságú a kitérés, mindig vele ellentétes irányú gyorsulás fog rá hatni, és elegendően kismértékű kitérésekre egy harmonikus rezgés alakul ki. A lefelé irányuló mozgás a felhő párolgását okozza, így alakul ki ezeknek a felhőknek a hullámszerű alakja egymással párhuzamosan, a hegyre merőlegesen. A (3) egyenletben vázolt Brunt-Väisälä frekvencia segítségével következtetni lehet a közeg stabilitására. Az egyenlet az alábbiak szerint definiálható:

$$N^{2} = \frac{g}{\rho(z)} \left(\frac{d\rho(z)}{dz} \right) = \frac{g}{T} \left(\frac{dT}{dz} + \frac{g}{c_{p}} \right)$$
(3)

ahol g a gravitációs gyorsulás, $\rho(z)$ a légkör átlagsűrűsége a magasság függvényében, z a magasság, T a hőmérséklet és c_p az állandó nyomáson vett fajhő.

Abban az esetben, ha

- N² > 0 → a rétegzettség stabil, a sűrűség felfelé haladva csökken,
 N² = 0,02-0,03 → inverzió található a légrészben, a sűrűség felfelé haladva nő, majd csökkenni kezd,
- N² = 0 → a rétegzettség neutrális, vagyis nem változik a sűrűség a közegben, így az oszcilláló mozgás sem jöhet létre.

A Brunt-Väisäla frekvencia tipikus értéke a légkörben $N = 10^{-2}$ 1/s nagyságrendű, ami a troposzférában $N = 1,4 \cdot 10^{-2}$ 1/s-mal becsülhető meg. Az erősebben rétegzett sztratoszférában ennél két-háromszor nagyobb, laboratóriumban pedig megközelíti az 1 s⁻¹-t (Gyüre, 2003).

2.3.4. A Froude-szám

A Froude-szám egy dimenziótlan mennyiség, mely különböző áramlások összehasonlítására szolgál. Amennyiben két áramlás hasonló, abban az esetben a Froude-számuk azonos. A Froude-szám különböző értékeket vesz fel attól függően, hogy a légrétegezettség stabilis, neutrális, vagy kevert (*11. ábra*).



11. ábra. A Froude-szám értékétől függően létrejövő hullámmozgások orografikus akadály hatására (Stull, 1988)

Fr=0,1

Az eset akkor állhat fenn, ha az áramlás sebessége kicsi (v \leq 5 m/s) illetve erős, stabil rétegződés jellemző a hegyen. Az áramlást ilyenkor *szubkritikusnak* nevezzük. Jellemzője, hogy az akadályt elérő áramlás nagy eséllyel a hegy körül áramlik tovább, illetve az áramlás azon része, mely merőlegesen éri a hegyet, blokkolódik, és szinte meg is szűnik.

Fr=0,4

Valamivel gyorsabb az áramlás (v=5-7 m/s), ám gyenge stabilitás esetén az áramlás két részre szakad. Az egyik ága a hegy körül mozog, a másik átkel a hegyen. Az átkelő áramlás a hegy magasságánál kisebb amplitúdójú, a hegy által keltett perturbáció hatására kialakuló sekély *lee-oldal*i hullámokat hoz létre, vertikális elhelyezkedés szerint a másik, hegy körüli áramlás felett. Ekkortól a Froude-szám a *lee-hullámok* amplitúdójának és a hegy magasságának hányadosával is kifejezhető.

Fr=1

Ebben az esetben a létrejövő hullám amplitúdója összemérhető a hegy magasságával, illetve a *lee-hullám* mellett a felszín közelében egy ellentétes irányú, vízszintes tengelyű rotor cirkuláció jön létre. Amennyiben elég nedvességgel rendelkezik, a *lee-hullámokból lee-oldal*i, úgynevezett hullámfelhők, Altocumulus lenticularisok (Ac len) jönnek létre, illetve a rotor cirkuláció feláramló oldalán, rotor felhők jöhetnek létre.

Fr=1,7

Abban az esetben, amikor Fr > 1, az áramlást *szuperkritikus*nak nevezzük. Ez akkor lehetséges, ha nagy sebességű áramlás gyengébb stabilitással párosul. Az áramlás elválik a planetáris határrétegtől, amikor is a határréteg alatt egy üreg jelenik meg, melyben a hegyről lefelé áramló széllel ellentétes áramlás indul meg. A zavar magasabb szinteken már nem kimutatható, illetve alsóbb szinteken a zavart áramlás kiterjedése mind függőleges, mind vízszintes szinten kisebb, mint az előző esetekben, amikor a Froude-szám kisebb volt.

Fr=∞

Ez az eset neutrális rétegződés és erős szél esetén alakul ki. A hegycsúcs közelében az áramvonalak összesűrűsödnek, ezáltal megnő az áramlás sebessége. A *lee-oldal*on a hegytől távolabb turbulens örvények jönnek létre.

2.4. A főn jelenség mellett kialakuló *lee-oldal*i hullámok, felhőzetek

Ahogy a szél átbukik a szélvédett oldalra, és a hegy ezen oldalán stabil rétegzettségű levegő helyezkedik el, az áramlásban alacsony illetve magas szinten is megjelenik egy hullámmozgás, melyet légköri állóhullámoknak nevezünk (*12. ábra*). Ez a hullámmozgás nem csak az adott magasságban elhelyezkedő légrétegben, hanem vertikálisan magasabb szinteken is hullámmozgást indukál, mely nagyobb magasságú hegységeknél felérhet a troposzféra tetejéig, de alacsonyabb középhegységek esetében - például a Mátrában - ugyancsak elérheti akár az 5-6 km-es magasságot. Karakterisztikáját tekintve hullámhossza a legtöbb esetben 5-20 km közé esik, ezen érték a magassággal, illetve az akadálytól való távolsággal csökken. Amplitúdója akár lehet 2 méter is, de leggyakrabban 300-500 m között van (http://www.met.hu/pages/lee_felhok.php).



12. ábra. A lee-oldali hullámok elhelyezkedése

A függőlegesen felfelé és lefelé mutató nyilak a hullám feláramló és leáramló részét jelölik, melynek köszönhetően kialakul az oszcilláló mozgás. (http://zamg.ac.at alapján)

Az imént említett stabil légrétegezettség a kialakuló hullámmozgás miatt fontos. Stabil rétegzettségnek nevezzük a légkör azon állapotát, amikor a környezet hőmérséklete nagyobb, mint az emelkedő légrész hőmérséklete. Ez azt eredményezi, hogy a kiindulási helyéből függőlegesen kimozdított légrész alacsonyabb hőmérséklete és nagyobb sűrűsége miatt visszasüllyed a kiindulási szintjére. Mivel a horizontális szél az adott légrészt továbbsodorja, így kialakul egy oszcilláló mozgás, melyek *lee-oldali hullámok* képében jelennek meg. Függőleges sebességük legtöbbször 2-6 m/s, de közepes magasságú hegyek felett 10 m/s körül alakulnak.



13. ábra. A magas és az alacsonyabb rétegekben fellépő hullámhossz nagyság különbsége, és a két szintet elválasztó hőmérsékleti inverziós réteg, mely zárórétegként viselkedik (http://www.met.hu)

Ilyen *lee-oldali hullám* a légkörben alacsonyabb szinten, hőmérsékleti inverziós réteg jelenlétekor is kialakulhat, illetve a magas légkörben, a tropopauza közelében, ahol a rétegzettség mindig stabil. Ennek köszönhetően, amennyiben elegendő nedvesség található a légrészben ahhoz, hogy a hullámmozgás következtében fellépő vertikális mozgás hatására elérje a kondenzációs szintjét, úgynevezett *lee-oldali hullámfelhőket* hozhat létre (*13. ábra, 14. ábra*).



14. ábra. A magaszintű lee-felhőzet elhelyezkedése keresztmetszetben, illetve felülnézetből (http://www.met.hu,http://zamg.ac.at)

Hullámhosszukat tekintve a magas légkörben nagyobb hullámhosszak jelennek meg, így az adott esetben létrejövő felhősávok Cirrus (Ci) felhőzet alakjában hosszan, illetve ha a magassági szél erős, akkor elnyúlt alakban jelennek meg (*14.ábra*). Alacsonyabb szinteken kisebb hullámhossz jellemző - többek közt a felszín egyenetlensége és a nagyobb sűrűségváltozások miatt -, ezért a kialakuló lencsefelhők (Ac len) vékonyak, és egymáshoz közelebb helyezkednek el (*13. ábra*).

A kialakuló felhőzet formái műholdképeken sávos szerkezetet mutatnak, színeik a látható tartományban készült képeken fehér. Alakjuk az esetek többségében a hegyláncra merőleges, ám előfordulhat, hogy párhuzamos sávok képében találkozunk velük (*15. ábra*). Ennek az lehet az oka, hogy a hegylánc kiemelkedő csúcsokkal rendelkezik, így az áramlás a csúcsok között halad el, és a benne lévő nedvesség így kondenzálódik ki. A hegység nem hoz létre szabályos hullámmozgást a légkörben, vagyis a kialakult felhőzet *felhő-utakat* alkot, ami nem köthető közvetlenül főn jelenséghez. Amennyiben az adott hely - ahol kialakul a hullámfelhőzet – már felhővel borított, műholdképeken ugyanúgy megfigyelhető a hullámszerű "kitüremkedés".



15. ábra. Lee-oldali felhőzet hegyre merőleges és heggyel párhuzamos mintázata, klasszikus hullámfelhőzet (balra) és több kiemelkedő csúcs által keltett felhőutak (jobbra) esetén (http://zamg.ac.at alapján)

2.5. A főn típusai, előfordulási helyei

Alapvetően ez a jelenség a Föld bármely hegyvidékén kialakulhat, ha az áramlás iránya és erőssége ezt lehetővé teszi. A főn kialakulásához Európában az Alpok térsége éppen ideális: ha egy délies irányú légáramlás eléri az Alpok lejtőit, akkor a nedvességtartalma nagy valószínűséggel magas lesz, mivel a mediterrán régióból származik. Ennek köszönhetően az Alpok déli oldalán csapadékos az időjárás, az északi oldalon pedig meleg, száraz főn szél fúj, ugyanis a magasságot tekintve a 3500-4000 m már elég ahhoz, hogy a nedvesség kondenzálódjon. Ez az úgynevezett *déli főn*, melynek erőssége akár a 100 km/h sebességet is elérheti (*16. ábra*)



16. ábra. Az Alpokban megjelenő déli főn

Létezik a *déli főn* teljes ellentéte, az *északi főn*, amikor a légáramlás az Alpokat északról dél felé lépi át, mint pl. 2009. február 17-én (**6.3.1**. *a*). Ez a szél rendszerint hidegebb, mivel északról áramlik, illetve nagy távolságot tesz meg a kontinens felett, tehát nem rendelkezik annyi nedvességgel, mint a déli főn esetén a mediterrán térség felől érkező levegő. Összességében elmondható, hogy az *északi főn* közel sem olyan erős, mint a *déli*.

Európában nemcsak az Alpokban, hanem a Skandináv-hegységben is, az ott uralkodó nyugati szelek rendszeresen okoznak főn jelenséget, ami a téli hónapokban a meleg szél felhőoszlató és olvasztó hatása miatt hóolvadás kíséretében, és *leeoldali felhőzet* képében jelenik meg. Emellett a Pireneusokban, a Kárpátokban, és ahogy azt dolgozatom keretén belül bemutatjuk, a magyarországi középhegységekben is jelen van e mechanizmus.

Az észak-amerikai *chinook* esetében a Csendes óceán felől érkező hűvös, nedves levegőből a Sziklás-hegység *luv-oldalán* kihullik a csapadék, és a *lee-oldalon* akár 25,5°C-os hőmérsékletváltozást is előidézhet (Turner, 1966). A hőmérséklet és a nedvességtartalom nem tekinthető abszolút kritériumnak, ugyanis ez alapján a nyári félévben, vagy alacsonyabb szélességeken nehezebb detektálni, mivel a meleg szél, egy meleg közegbe érkezik, így a hőmérséklet ugrásszerű változása nem jelentkezik.

A legtöbb főn típusú szelet Boulderben, Colorado államban figyelték meg, ahol a maximális szélsebesség 56 m/s volt, és ahol a szélsebesség 5-45 m/s-t is változott akár másodpercek alatt. Az ilyen erős szelekkel párosult turbulenciákat a *lee–oldali* ciklogenezis szempontjából - a nyomásváltozás alapján - vizsgálták, ugyanis a hegység magassága és ideális kitettsége kedvez ezeknek a folyamatoknak (Schultz and Dowell, 1999). Habár azokat is *chinook*nak nevezték Boulderben, előfordultak olyan szelek is, melyek hőmérsékletesést mutattak, mely azonban már egy másik termodinamikai tulajdonságokkal rendelkező szélre jellemző (pl.: bóra, misztrál, nemere).

Születtek vizsgálatok az új-zélandi Északi-Alpokból, ahol a főn mechanizmusát a hegytől 40 km-re lévő Tekapo-tó tavi cirkulációval egyeztették, és elsősorban turisztikai, szőlőművelési és erdészeti hatásai miatt vizsgálták. Méréseiket az 1999-es ausztrál nyáron, februárban készítették (McGowan, 1999)

Dél-Amerikában, az Andokban fellépő jelenség vizsgálata is hosszú múltra tekint vissza. A szél helyi neve *zonda*, melynél a bemutatott magashegységekhez hasonlóan a hőmérséklet akár 10-15°C-ot emelkedhet, a harmatpont pedig közel ennyit süllyedhet a jelenség alatt. A kialakult szelet általában a délutáni órákban, legfeljebb este 10 óráig lehet megfigyelni (Seluchi et al, 2003).

Földünk legdélebbre fekvő kontinensén is jelen van a főn. Steinhoff et al. (2007), a Mcmurdo száraz völgyben (Antarktisz) végzett vizsgálata alapján ugyancsak megállapította, hogy 5 m/s-nál nagyobb, délnyugati irányú szél esetén a hőmérséklet óránként 1°C-ot nőtt, míg a relatív nedvesség 5%-ot csökkent. A névben szereplő száraz jelző ez esetben arra utal, hogy a völgy teljes egészében jégmentes, illetve hogy a térség évi csapadékösszege kisebb, mint 50 mm, így csapadék szempontjából ez sivatagi éghajlatnak mondható. A tanulmány során kimutatható, hogy a létrejövő bukószél a téli hónapokban a legerősebb, mivel nyáron, a termális okok miatt létrejövő keleties szél dominál.

2.6. A főn előrejelzésére történt vizsgálatok

A főn szél előrejelzése alapvetően azért igen nehéz, mert egy mezo- γ skálájú folyamat, s kialakulása függ az azt kiváltó topográfiától. E topográfia beépítése a numerikus modellekbe - azok durvább felbontása miatt - nem lehetséges, vagyis amikor az ilyen kis-skálájú jelenségnél a domborzat sem pontosan meghatározott, akkor direkt objektív előrejelzés szinte lehetetlen. A másik igen nagy akadálya, hogy sok, pontos adatra lenne szükség mind horizontálisan, mind vertikálisan az adott földrajzi helyről, s ennek megvalósítása idő és költségigényes.

Az előrejelzés nehézsége ellenére szimulációk és statisztikai módszerek is születtek a minél pontosabb leírás érdekében. A Wipp-völgyére készített sikeres szimulációt 1 km-es, illetve ez alatti rácsfelbontás felhasználásával is modellezték (Zängl and Mayr, 2004). A főn objektív előrejelzésének általános megközelítésére a modell outputok statisztikai vizsgálatát végezték el. Több száz előrejelző vizsgálta a különböző változatokat, többek közt egy olyan tekintetben, hogy a főn tipikus jellemzőit melyik modell adja vissza a legmegfelelőbben.

Widmer 1966-ben kifejlesztett egy sémát a főn előrejelzésére Aldorfra, a Rajna völgyére (Svájc). A kifejlesztett sémát Courvoisier és Gutermann 1971-ben egyszerűsítette le olyanra, hogy operatív előrejelzésre használni tudják a Svájci Meteorológiai Szolgálatnál (Swiss Met. Office). Az előrejelzés elsősorban megfigyelési adatokon alapult, valamint ettől fogva, 1971-től az 500hPa és a 850hPa-os geopotenciális magassági szintjének gradiensét is vizsgálták (Drechsel and Mayr, 2007).

Észak-Amerikában a Sziklás- és az Appalache-hegységben - azok magas tengerszint feletti magassága miatt - létrejövő erős szél miatt volt fontos, hogy a főn mellett a lejtőviharok előrejelzését is kifejlesszék. Nance és Colman, 2000-ben egy kétdimenziós, nem-lineáris modellt teszteltek az USA 7 államában, mely ígéretes eredményeket hozott, igaz a hibás jelzések száma nagy volt, ám a hegycsúcsokon mért széllökést jól reprezentálta a modell (Drechsel and Mayr, 2007).

A napjainkban, a növekvő számú numerikus modell tanulmányoknak köszönhetően, a főn vizsgálatában is fejlődés tapasztalható, ugyanis az olyan kisskálájú folyamatok, mint a nyomás- vagy a szélváltozás, a gravitációs hullámok, vagy a bekövetkező hidraulikus ugrás, már sikeresen szimulálhatók. Zängl először 1999-ben egy idealizált, átlós- és hosszanti irányú völgyeket tartalmazó Alpesi domborzati maszk alapján reprezentálta a Wipp-völgy és az Inn-völgy főnös szituációit (Zängl, 2003).

Habár a főn kis-skálájú folyamat, megfelelő paraméterek vizsgálatával nagyobb skálán is vizsgálható, de csak olyan földrajzi helyeken, melyek tájolása lehetővé teszi a minél több eset detektálását, és melyek szerkezete megfelelően modellezhető. Általában a fizikai magyarázat alapján egyértelműen eldönthető egy esetről, hogy főn, vagy nem főn, azonban a jelenség kezdetekor, és a végén nagyon nehezen, vagy egyáltalán nem detektálható a jelenség, mivel ekkor még egyéb szelekkel is összekeverhető, de valószínűségi előrejelzés készíthető a megjelenés időpontjáról.

Az Alpok mellett Argentínában, az Andokra is vizsgálták a modellek érzékenységét a főn kimutatására. Az ott kialakuló helyi szél neve *zonda*. Az ETA-CPTEC⁴ modell érzékenységét vizsgálták három tipikus előfordulási esetre. Azt találták, hogy ez a modell - az előzőekben ismertetett okokkal ellentétben - sikeresen jelezte előre a szél erősségét, a hőmérsékletet, a páratartalmat, valamint a jelenség kezdetét és végét (Seluchi et al., 2003).

⁴ Centro de Previsao de tempo e Estudos Climaticos

2.7. Érdekességek, helyi nevek

Mivel a jelenség világszerte megfigyelhető, a Föld különböző részein, különböző neveken azonosítják ezt a lokálisan kialakuló szelet (*1. táblázat*).

Helységnév	Főn, vagy főn-szerű szél
	helyi neve
Andok	puelche
Argentína	zonda
Carinthia, Ausztria	jochwind, jauk
Central Massive, Kanári-szigetek	levanto
Mongólia	ebe
Dinári-hegység	livas
Faeroe-szigetek	glaves
Alpok, északi főn, Franciaország	bise (noir ~fekete)
Gulf of Saloniki, Görögország	vardarac
Gulf of Aden	belat
Dél-Himalája, India	bhoot
Celebes, Indonézia	gending
Sziklás-hegység, USA	chinook
Új-Guinea, keleti monszun alatt	wambra
Új-Zéland	northwester
Hajr-hegység, Oman,	muscat
délnyugat-ázsiai monszun alatt	
Tátra főn szele, Lengyelország	halny wiatr
Déli-Kárpátok, Románia	telmesch
Északi-Kárpátok	austru
Szerbia	kossava
Nebrodi-hegység, Szicília	scirocco

Közép-Szierrák, Spanyolország	matacabras
Sri Lanka, délnyugati monszun alatt	kachchan
Sumátra, délnyugati monszun alatt	bohorok
Kalifornia, USA	santa ana

1. táblázat. A főn szél különböző helyi nevei a világ minden tájáról (http://zamg.ac.at)

A főn hatására létrejövő változatos felhőformák is megihlették a térségben élőket (2.táblázat).

Hegységnév	Felhőnév
Cross Fell, Anglia	helm cloud
Matterhorn, Svájc	banner cloud
Riesengebirge, Csehország	moazagotl cloud
Alpok	főn falfelhő
Etna, Olaszország	contessa del vento
Fuji Yama, Japán	turusi
Himalája, Nepál	fish
Table Mountain, Dél-Afrikai	table cloth
Köztársaság	

2. táblázat. A főn szél különböző helyi nevei a világ minden tájáról (http://zamg.ac.at)

Orvosmeteorológiai szempontból a főn a közérzetre is hatással van. Gyakran vádolják azzal, hogy idegessé teszi a gyermekeket, továbbá fejfájást, álmatlanságot okoz a hőmérséklet és a relatív nedvesség változása miatt.

Előfordult, hogy enyhítő körülményként vették figyelembe bűnügyi perekben az ítélet meghozatalakor, amennyiben abból az időpontból, hirtelen felindulásból elkövetett családon belüli erőszak történt. Később ezt azzal is összefüggésbe hozták, hogy a meleg, száraz szél miatt megnőtt a folyadékfogyasztás, mely, ha alkohol formájában történt, erőszakot szült (Burroughs et al., 1996). Arra, hogy milyen drasztikus változásokat okozhat, jól példázza 1982 novembere, mikor igen erős főn szél sújtotta az Alpok térségét, Ausztria, Németország és Svájc területén. A megfigyelt nyomási gradiens az Alpok két oldalán közel 20hPa volt, mely 190 km/h-s szelet okozott a Gottard csúcsnál. Nem csak a szél esetében, hanem a hőmérséklet tekintetében is ugrásszerű változás lépett fel: míg Locarnoban 1°C mellett havaseső esett, addig Zürichben derült ég mellett 25°C-ig emelkedett a hőmérséklet (http://zamg.ac.at).

Az ugrásszerű hőmérsékletváltozás mellett a főn szél hirtelen megnövekvő szélerőssége nagy károkat is képes okozni. Nem egy esetben fákat csavart ki, kéményeket döntött le, illetve cserepeket fújt le a házakról (Richner et al., 2006).

3. Magyarország szélviszonyai

Ahhoz, hogy a főn szél tulajdonságát vizsgálni tudjuk, elengedhetetlen a térség szélviszonyainak, a szélirányok gyakoriságainak, és a szélcsatornák elhelyezkedésének ismerete. A Kárpát-medence és Magyarország szélviszonyait két fontos tényező határozza meg: az általános földi cirkuláció és a medencejelleg, illetve az orográfia által módosított hatás (Bulla és Mendöl, 1999).



17. ábra. Magyarországon jellemző szélirányok (Sándor és Wantuch, 2005)

Ahogy a 17. ábrán is látható, a Kárpátok és az Alpok között fekvő Dévényi-kapu nyit utat az északnyugatról érkező vezető áramlásnak, melynek hatása a Kisalföldön és a Duna-Tisza közén érvényesül a legjobban. Ez az északnyugati szél - az Alpok keleti része és a Bakony nyugati fele között - északi irányúra vált a felszín közelében. Az áramlás iránya és a hegyek által bezárt szög figyelembevételével megállapítható, hogy az Alpok keleti része, illetve a Bakony délnyugat-északkeleti tájolása jó lehetőséget biztosít az azt elérő áramlásnak, hogy a hegyen átbukva folytassa útját, ezzel főn jelenséget okozva a hegy szélárnyékos oldalán. Hasonlóan a Mecsek esetében is sok esetben állhat az áramlás útjába, bár igaz, hogy az ide északról érkező levegő nedvességtartalma ekkorra már csökken. A vezető áramlás irányával ellentétben, az északkeleti országrészben északkeleti szél uralkodik, ugyanis a medence-hatás miatt fizikailag a medencébe befelé fúj a szél, kifelé nem, ami szintén a főn kialakulásának kedvez. Ez összefüggésben áll azzal is, hogy az Északi-Kárpátoknak 1000 m alatt húzódó gerincvonala utat nyit a mérsékelt öv ezen részén uralkodó északnyugati, nyugati áramlásoknak, melyek megkerülik a hegyláncot.

Az Északi-középhegységben a hegyláncok miatt a szél is változatos képet mutat az irányokat illetően. Ez az orográfia változatosságának - beleértve a völgyek különböző tájolását is - köszönhető. Ennek ellenére a Börzsöny térségében nyugati, a Mátra és a Bükk környékén északi, északnyugati szél jellemző, mely közel merőleges áramlási irányt jelent a hegységekre, így esélyt ad arra, hogy főn itt is kialakulhasson.

Az Alföld, illetve a Tiszántúl földrajzilag az Északi-középhegység és az Erdélyiközéphelység közé ékelődve egy hasonló, ám szélesebb szélcsatornát hoz létre, mint a Kisalföld környéke. Szélirányát tekintve ez utóbbi a szélcsatornával ellentétes, északkelet-délnyugat irányítottságú.

Magyarország imént bemutatott uralkodó szélirányainak relatív gyakoriságai közel sem mondhatók olyan állandónak, mint adott esetben a trópusokon jelen lévő passzát szeleké (Péczely, 1979). Többféle makrocirkulációs típust lehet elkülöníteni. A Hess-Brezowsky-féle - egy matematikai alapon nyugvó, 30 típust megkülönböztető - besorolás, mely alapján készülő analógiás előrejelző módszert az Országos Meteorológiai Szolgálat a hosszútávú előrejelzések előállításához használ. Ezen kívül hazánkra Dr. Péczely György alkotott meg egy 13 féle helyzetet megkülönböztető besorolást, mely kifejezetten Magyarországhoz viszonyítva adja meg - szubjektív módon - a ciklonok illetve anticiklonok helyzetét (OMSZ, 2003). Ezektől a makrocirkulációs típusoktól függően a leggyakoribb szélirány relatív gyakorisága általában 15-35% között ingadozik a felszín közelében (Péczely, 1979).

Diplomamunkám keretében a téli hónapokban megjelenő főn vizsgálatát tűztük ki célul, így célszerű megvizsgálni a téli hónapok, ezen belül a januári szélirányok relatív gyakoriságának térképét, összehasonlítva az éves gyakoriság térképével (*18. ábra*).



18. ábra. A felső ábrán az éves szélirány gyakoriságot láthatjuk, az alsón a januári szélirány gyakoriság szerepel (OMSZ)

Látható, hogy mind a korábban bemutatott - uralkodó szélirányokat megjelenítő - térképen (*17. ábra*), mind az itt látható éves gyakoriságot ábrázoló térképen (*18. ábra*), hasonló irányokat találunk a januári szélgyakoriság térképen is. A legjelentősebb eltérés Pécs környékén látható, ahol 10-12%-ra nő az északnyugatidélkeleti irányítottságú szél relatív gyakorisága januárban az éves 8-9%-os szinthez képest. Budapest esetében a keleti szél gyakorisága nő meg a téli hónapokban közel 5%-kal, ugyanis ilyenkor a keleti szél dominál. Az ok oda vezethető vissza, hogy ebben a félévben a legnagyobb a városi hősziget hatása, valamint a hőmérsékleti kontraszt a Duna és a Pesti-síkság között. A Dévényi-kapun átfújó északnyugati szél és a nyugati határszélen jellemző északi szél a téli félévben is jelentős, sőt, a nyugati határszélen az északias szél relatív gyakorisága pár százalékkal még itt is nagyobb.

Szélerősség tekintetében évi átlagként 2-4 m/s-os szélsebesség állapítható meg. 30 éves átlagot tekintve a legszelesebb hónapok a tavasz első felére esnek (Péczely, 1979), ezért tartottam indokoltnak a vizsgálatokba a március hónap bevételét is.



19. ábra. Januári szélsebességek gyakoriságát ábrázoló térkép (OMSZ)

A 19. ábrán látható januári szélsebesség gyakoriságát ábrázoló térképeken a vizsgálat szempontjából az 5 m/s, vagy a feletti értékek figyelembevétele fontos, mivel a főn detektálásának egyik feltétele ez volt. Látható, hogy a legnagyobb százalékban (~13%) a Kékestetőn találkozunk 5-6 m/s szélsebességgel. Pécsett, Szegeden és Debrecenben ez az érték 5% körül van, míg például Szombathelyen illetve Budapesten 3% körül van. Ez az érték a magasabb szélsebességek tekintetében is hasonló képet mutat.

4. Felhasznált adatok

4.1. Az ERA adatbázis bemutatása

A főn vizsgálata során a Terra/Aqua MODIS műholdképek mellett ERA-Interim adatokat is felhasználtuk. Az ERA-Interim adatbázist az ECMWF⁵ (Európai Középtávú Időjárás Előrejelző Központ) ERA-40 adatbázisának továbbfejlesztéséből képezték, de alapvető tulajdonságaik megegyeznek.

Az adatbázis magába foglalja a lehető legtöbb múltbeli, felszíni megfigyelésekből származó mérést, a rádiószondás felszállásokat, a műholdas- és repülőgépes méréseket, illetve a numerikus időjárás előrejelző modellek korábbi időpontból induló, rövidtávú produktumait. A durva horizontális felbontás miatt a mezo-skálájú, lokális- és regionális skálájú folyamatok nem jelennek meg rajta, így csak a nagy skálájú rendszereket írja le. Az internetről bárki számára elérhető az 1,5°-os felbontású adatbázis, ám az ennél kisebb skálájúhoz való hozzáférés már korlátozott.

Az általam használt ERA-Interim bázis adatasszimiláció szempontjából a következőkben tér el, és mondható fejlettebbnek, mint az ERA-40 (https://www.ecmwf.int):

• A kezdeti feltételek az ERA-40 3D variációs adatasszimiláció helyett 4D variációs, 12 órás asszimilációval történik,

• Sűrűbb horizontális felbontás,

• A háttérhibák pontosabb ismerete,

• Új nedvességanalízis,

• Az ERA-40 és a JRA-25 adatbázisok tapasztalataira épülő minőség-ellenőrzés,

• Műholdas sugárzási adatok variációs eltéréseinek korrekciója, illetve egyéb fejlesztések használata a különbségek kezelésében,

• Gyorsabb sugárzás-átviteli modell alkalmazása.

⁵ ECMWF: European Centre for Medium-Range Weather Forecast

Megfigyelések szempontjából is eltér a két adatbázis, pontosabban az ERA-Interim tartalmazza az ERA-40 adatait, melyet kiegészít az ECMWF archívumával.

Néhány fontos kiegészítés:

• Hullámmagasság-mérések

•ESA⁶-tól megszerzett ERS hullámmagasság-mérés adatbázis, mely már több, egységesebb és pontosabb adatokkal rendelkezik, mint az 1991 augusztusa óta, a Fast Delivery Dataset általi ERA-40

• Szelek és felhőmentes sugárzások: az EUMETSAT⁷ által feldolgozott, a Meteosat-2 (1982-1988) műhold általi szél- és felhőmentes égre vonatkozó sugárzási adatok az ERA-40-be már beépült, és eztán a Meteosat adatokkal ez kiegészült az ERA-Interim számára.

Ózon-profilok: a Rutherford Appleton Laboratórium által újra feldolgozott
 GOME⁸ adatok, mely az ózon profilokhoz szükséges információkat 1995-től szolgáltatják.

• Alsó peremfeltételek: 2001-ig az ERA-40 adatbázisából vették, majd az ezt követő években ezeket már az ECMWF szolgáltatja.

Az Országos Meteorológiai Szolgálat segítségével lehetőségem nyílt 2005-2010ig felhasználni az ERA-Interim 0,5°-os horizontális felbontású adatbázisát. Az adatokat GRIB (GRIdded Binary) formátumban bocsátották rendelkezésemre. Ezt a formátumot a WMO⁹ hozta létre 1985-ben, és mára a legelterjedtebb formátummá vált a meteorológiai adatközlésben.

Az említett GRIB fájl hat szekcióból áll, és az adatok mellett rengeteg egyéb információval is szolgál (pl.: dátum, földrajzi koordináták, rácsfelbontás, stb.). Mivel a formátumot a nemzetközi központok általi adatforgalom megkönnyítésére hozták létre, a gyors adatátvitel érdekében a fájlok tömörítve vannak minden esetben, dekódolni kell azokat(http://nimbus.elte.hu/oktatasi_anyagok/gribex/bev.html). A

⁶ ESA: European Space Agency, Európai Űrhivatal

⁷ EUMETSAT: European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satelites, Meteorológiai Műholdak Hasznosításának Európai Szervezete

⁸ GOME: Global Ozone Monitoring Experiment, Globális Ózonmegfigyelő Kísérlet

⁹ WMO: World Meteorological Organisation, Meteorológiai Világszervezet

dekódolásra több lehetőség is van; nekünk a GRADs program által feldolgozható formátum létrehozása volt a célunk.

4.2. A GRIB fájlok feldolgozása

A GRADs szoftvert a NASA¹⁰ AISRP¹¹ keretében, a NOAA¹² valamint az Amerikai Egyesült Államok Nemzeti Tudományos Alapja és több szervezet segítségével fejlesztették ki. Elsősorban oceanográfusok és meteorológusok számára fejlesztették tovább, de más földtudományok kutatói számára is segítséget nyújt. A program előnye, hogy többszintű adatmezők kezelésére is alkalmas, illetve adatsorainak időbeli lejátszása könnyen kezelhető, a mezők által tárolt adatokkal egyszerű műveletek végezhetők, és ezek grafikusan ábrázolhatók

Dolgozatom során a 2 méteren mért hőmérsékleti-, és a 10 méteren mért u, v komponensű széladatokat, a felszíni hótakaró és nyomás-mezőket, valamint a relatív nedvességi és harmatpont-deficit¹³ értékeket ábrázoltam. A rendelkezésemre álló 6 órás időbeli felbontás alapján napi átlagokat képeztem a hóadatokból, a többiből pedig 6 óránként készítettem képet a Kárpát-medence kivágatára.

4.3. Műholdképek vétele az ELTE Környezetfizikai tanszékcsoport műholdvevő állomásán

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem lágymányosi épületegyütteséhez tartozó Északi-tömbjének tetején, a Napfizikai teraszon (47,475°É, 19,062°K) található a Földrajzi és Földtudományi Intézet Űrkutató Csoportja által telepített műholdvevő állomás, kb. 40 méter magasan. Az állomás beszerzését az Oktatási Minisztérium, üzembe helyezését az IHM és a Magyar Űrkutatási Iroda TP198 sz. témapályázata tette lehetővé. A telepített vevőberendezés Quorum típusú vevőfejjel és

¹⁰ NASA: National Space Agency, Amerikai Egyesült Államok Nemzeti Űrkutatási Ügynöksége
¹¹ Advanced Information System Research Program, Program a Fejlődő Információs Rendszer Kutatásáért

¹² NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration, Amerikai Egyesült Államok Óceáni és Meteorológiai Hivatala

¹³ A hőmérséklet és a harmatpont különbsége, mely megadja, hogy az légrész hány fokon érné el a teljes telítettséget.
mozgatószerkezettel, Datatools Product antennával és Kongsberg Spacetech gyártású adatgyűjtő szoftverrel rendelkezik. Eredetileg 1,5 méteres, később 2,5 méteres, majd 2004 szeptemberétől egy 3,5 méteres vevőantennán történik a jelek vétele (Ferencz et al., 2003; Kern et al., 2005; Timár et al., 2006).

Az állomás telepítésének eredendően két célja volt:

•egyrészt, hogy megoldja az ELTE Űrkutató Csoportjánál és az MTA Geoinformatikai és Űrtudományi Kutatócsoportnál folyó távérzékelési és a SAS2műszert is használó hullámterjedési és alkalmazási kutatások folyamatos műholdas adatellátását (plazmaszféra állapota, űridőjárás, valamint a szeizmológiai és az ELF-VLF jelenségek kapcsolata),

 másrészt, hogy támogassa a magas színvonalú egyetemi oktatást mind a Meteorológiai Tanszék, mind a Geofizikai és Térképtudományi tanszéken.

Az ELTE Meteorológiai Tanszékén végzett kutatások keretében többek közt az urbanizáció, a városi hősziget vizsgálata Magyarország-, illetve Európa nagyvárosaira, valamint a szárazföld felszíni hőmérsékletének becslése is lehetővé vált (Kern et al., 2005).

Ez a vevőberendezés eleinte öt - a NOAA és a NASA 1979-ben indított közös programjának keretében folyamatosan pályára bocsátott kvázipoláris műholdak közül, a NOAA-12, NOAA-14, NOAA-15, NOAA-16, NOAA-17, és a kínai FengYun-1D - adását veszi, illetve elérhetők voltak a kínai Feng Yun – IC műhold adatai is, amíg ezen űreszközt egy kínai űrhadviselési kísérlet során meg nem semmisítették. A 2004 őszén üzembe helyezett 3,5 méteres vevőantennának köszönhetően már a Terra és Aqua műholdak MODIS szenzorának adatai is vehetők.

4.3.1. A MODIS szenzor

Az első szenzort, a ProtoFlight Modellt (PFM), először a Terra műholdon alkalmazták, mely 1999. december 18-án sikeresen megkezdte földkörüli pályáját. A második szenzor - Flight Model 1 (FM1) - az Aqua (EOS PM-1) műholdon kezdte meg működését 2002. május 4-től. A 36 csatornás szenzor - mely 0,405 μm és 14,385 μm között mér - legfinomabb felbontása az 1-2-es látható csatorna esetében 250 méter, a látható és közeli infravörös tartományban 500 méter, a többi csatorna

esetében 1 km. A kétoldali, forgótükrös leképezés során nadírpontjától 55°-os szögben tekint ki mindkét irányba. Egy motor segítségével biztosított, hogy a tervezett 6 éves élettartamot 100%-ban kitöltse. A műszer 4 kalibráló műszert foglal magába: az SD¹⁴-t, a BB¹⁵-t, az SRCA¹⁶-t és a SDSM¹⁷-t.

Elsődleges alkalmazása a következőkre terjed ki:

- a felszín/felhő/aeroszol megfigyelés,
- az óceánok színe, a fito-planktonok és biokémiai vizsgálatok,
- légköri nedvességmérés,
- felhő/felszín hőmérsékletmérés,
- légköri hőmérsékletmérés,
- Cirrus felhők vízmennyiségének meghatározása,
- felhőborítottság,
- ózonmérés,
- felhőtető meghatározás

A MODIS szenzor által folyamatosan biztosított adatok mind a felszín, az óceánok és a légkör állapotáról is lehetőséget adnak tanulmányok készítésére, folyamatok és tendenciák meghatározására globális és regionális szinten, s ezek több forrásból szabadon el is érhetők (http://modis.gsfc.nasa.gov).

4.3.2. Vétel és feldolgozás

A MODIS szenzor a NOAA AVHRR¹⁸ és a Feng Yun VIRR leképező műszeréhez hasonlóan teljes Európát - Izlandtól Afrika északi részéig -, és Ázsia egy részét - az Uráltól az Aral-tóig - fedi le, mely kb. 2300 km-es vételkörzetet jelent. (NOAA és Feng Yun műholdak vételkörzete kb. 200 km-rel szélesebb a magasabb keringési magasság miatt)

¹⁴ SD: Solar Diffuser

¹⁵ BB: v-groove Blackbody

¹⁶ SRCA: Spectroradiometric calibration assembly

¹⁷ SDSM: Solar Diffuser Stability Monitor

¹⁸ NOAA AVHRR: National Oceanic and Atmospheric Administration Advanced High Resolution Radiometer

Ahhoz, hogy az adatok felhasználhatóak legyenek, előfeldolgozásokra van szükség:

- földrajzi azonosítás,
- zajszűrés (nem kívánatos zavaró effektusokat szűrése),
- adatok kalibrálása.

A műholdakról vett képek egyik elterjedt megjelenési formája az RGB színezés. A MODIS képek RGB színezése az ún. "valós színezés", hiszen a vörös (1-es csatorna, 0,62-0,67 μ m), a zöld (4-es csatorna, 0,545-0,565 μ m), és a kék (3-as csatorna, 0,459-0,479 μ m) színek hullámhossza közel megegyezik a színekhez rendelt csatornák hullámhossztartományával.

Azokhoz a napokhoz, melyekhez az ELTE műholdvevő állomása által készített képek közül nem tartozott felvétel. a NASA egyik weboldalának (http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/realtime/?calendar/) archívumából kellett képeket párosítani. A helyzet megnehezítette, hogy ezen az oldalon nem georeferált formában találhatók a képek, ami annyit jelent, hogy ha nem a Kárpát-medence felett haladt el a műhold, hanem adott esetben az Alpok, vagy Románia keleti része felett, a Föld görbülete már látszik, így például a felhőzet helyzete pontatlanabbul határozható meg egy adott földrajzi hely felett, továbbá a domborzati maszk sem illeszthető rá. Mivel kvázipoláris műholdról van szó, nem ugyanakkor halad át naponta a Kárpát-medence felett. Az időbeli változékonyságát az alábbi ábra illusztrálja (20. ábra).



20. ábra. A Terra és Aqua műholdak jellemző áthaladási ideje alatt készült képek az alábbi arányban álltak rendelkezésemre

A rendelkezésemre álló képek (196 db) arányosan az itt látható időpontokban készültek. Világos és sötétkék színnel az Aqua készítési ideje, lila, zöld és piros színnel a Terra műhold képkészítésének ideje látható. Az időpontok ismerete azért volt nagyon fontos, mert a megfelelő széltérkép - melyek 0-6-12-18 UTC¹⁹ felbontásban álltak rendelkezésemre - összepárosításához elengedhetetlen a készítési időpontja. Az *20. ábrán* látható, hogy a vizsgálat során nagyobb arányban dolgoztam Terra/MODIS műholdképekkel (146 db), és kisebb arányban Aqua/MODIS műholdképekkel (50db), vagyis a képek többsége a délelőtti órákat mutatja. A NASA archívumában a megfelelő képet keresve sok segítséget adott az, hogy az ELTE műholdvevő által feldolgozott képek készítésének idejét is figyelembe vettem, így célirányosan tudtam keresni az adott kivágatot az időpontok alapján. Ahhoz, hogy a torzítottság legkevésbé legyen jelen a képeken, a következőkre törekedtünk: a Terra a legjobb képet a 9:30-10:00 UTC-s áthaladásakor, az Aqua a 11:30-12:00 UTC-s áthaladásakor készítette, vagyis a legtöbb képet ezekből az intervallumokból szereztük meg.

¹⁹ Világidő

4.4. Az Országos Meteorológiai Szolgálat frontanalízis térképei, napi adatai

Az Országos Meteorológiai Szolgálat könyvtárában megtalálható napi jelentésekben szereplő adatok közül az esettanulmányokban a következő adatokat használtuk fel:

•2 méteren mért napi maximum hőmérséklet, mely az adott napon 6 UTC és 18 UTC között a legnagyobb értéket jelöli,

- 10 méteren mért maximális széllökés értéke m/s-ban megadva,
- •0 UTC-re vonatkozó frontanalízis térkép.

4.5. Modellanalízis, fronttérkép archívum

Az esettanulmányok szinoptikai háttérének elkészítéséhez nyújtott segítséget a http://wetter3.de, és a http://wetterzentrale.de weboldalakon megtalálható GFS²⁰ modell, és a német GME²¹ modell analízis térképeinek archívuma. Ezek a http://wetterzentrale.de oldalon 0 UTC és 12 UTC, a http://wetter3.de oldalon 0, 6, 12, és 18 UTC időpontokat jelentettek. A modell archívum mellett a http://wetter3.de oldalon megtalálható, a Német Meteorológiai Szolgálat (DWD²²) által készített, 6 órás felbontású frontanalízis térképek is segítették munkánkat.

²⁰ Global Forecast System

²¹ GM- Global Modell, EM-Europe Modell

²² Deutschen Wetterdienst

5. Vizsgálati módszerek

5.1 Eddigi vizsgálatok és kísérletek

A főn meleg és száraz tulajdonságának okai, illetve az, hogy a meleg levegő hogyan foglalja el a hideg levegő helyét a hegy lábánál, és sűrűségében miként változik, már a 19. század második felében is foglalkoztatta a lelkes megfigyelőket. A legkorábban 1866-ban Hann fedezte fel, hogy a leáramló levegő - anélkül, hogy a Szaharából származna - meleg és száraz tulajdonságának az adiabatikus melegedés az oka, illetve, hogy a hőmérséklet különbséghez a szél felőli, illetve a szélárnyékos oldal között hozzájárul az orografikus akadály miatt kialakuló csapadék látens hőjének felszabadulása (Brinkmann, 1971).

A vertikális gravitációs hullámok keletkezésének vizsgálatát (Queney, 1948) megelőzően Wild és Billwiller az 1800-as évek vége felé arra a kérdésre akartak választ kapni, hogy a főn szél hogyan foglalja el a hidegebb, sűrűbb levegő helyét. Wild, a Bernoulli egyenlet alapján - mely szerint a nagy nyomáskülönbség erős szelet okoz -, a nyomáskülönbség hatására bekövetkező erős szelet azonosította főnként, illetve feltevése szerint a főn vákuum-szerűen szívja ki a hidegebb levegőt (Zängl, 2003). Streiff-Backer 1931-ben az északi szél megfigyelésével készített teóriája szerint az adott esetben északi szélnek a déli lejtőn is van egy párja, valamint a hegy csúcsán, a kialakuló főn hatására nyomási minimum lép fel (Zängl, 1999).

A leginkább alkalmazott főn kritériumot Conrad (1936), Osmond (1941) és Obenland (1956) fogalmazta meg: adott időben hirtelen változó hőmérséklet és relatív nedvesség - párosulva a hegy felől fújó széllel - már főnre utalhat. Ez a megközelítés sajnos nem alkalmazható sikeresen a nyári félévben, ugyanis a hőmérséklet a hegy lábánál nagyobb lehet, mint a lejtő aljára leérkező, adiabatikusan felmelegedett szél hőmérséklete (Brinkmann, 1971).

Ives (1950) kétféle meghatározást különített el: a *meteorológiai* és a *köznapi* definíciót. Ha a meteorológiai kritérium szerint akarjuk osztályozni ezeket a lejtőszeleket a Sziklás-hegység térségére, a hegyen átkelő nyugati áramlásra, a szél felőli oldalon hulló csapadékra, és a napi potenciális hőmérséklet *lee-oldali* maximumára van szükség. Ezzel szemben a köznapi definíció szerint a hegy felől fújó meleg szél esetén már ilyen bukószélről beszélhetünk. A két megállapításnak

azért volt jelentősége, mert - habár a vizsgálatok során egy pár alkalommal a meteorológiailag definiált főn esetek nem feleltek meg a köznapi definíciónak - a köznapi definíció szerint megfogott főn jelenségek felét viszont a meteorológiai definíció nem írta le (Brinkmann, 1971).

Frey 1957-ben a definíció általánosításának fontosságát hangsúlyozta (Brinkmann, 1971). Különböző főnös eseteket csoportosított a nyomási gradiens és a hőmérsékleti gradiens változása alapján. Vizsgálatai során éves menetet állapított meg Aldorfra (Svájc), bár megjegyezzük, hogy az általa megfigyelt főn szelek anticiklonális időjárási helyzethez köthetők. Kétféle időszakot azonosított: amikor az adott hegyi állomáson a felhőzet mennyisége 5/10-nél, és a relatív nedvességtartalom 80%-nál kisebb, illetve akkor, amikor a felhőzet mennyisége 6/10 - 8/10 közötti, a relatív nedvesség pedig kisebb mint 60%.

Elméleti modellek megfigyelésekkel bizonyított tanulmányai kimutatták, hogy a főn kialakulásáért általánosságban egy nagy amplitúdójú *lee-hullám* felelős (Scorer and Klieforth, 1959; Beran, 1967).

Európát illetően az Innsbruck környékén kialakuló főn megfigyelése hosszú múltra tekint vissza. 1910 körül Ficker számos ballon felengedésével próbálta követni az áramlás útját a szabad légkörben. Azt találta, hogy az Inn-völgyben a hőmérséklet inhomogén mezőt rajzol ki a főn időszaka alatt, illetve hogy napi menet figyelhető meg benne. Megfigyelte, hogy a kialakuláskor a szél rendszerint nyugatias, vagyis völgy irányú (Zängl, 2003).

Az évek során további ballonok, valamint szondák alkalmazásával kutatták a főn tulajdonságait, illetve a közelmúltban két fontos kísérletet végeztek az Alpokban. Az egyik kísérlet, az ALPEX²³ (1982. március/április) nem volt kifejezetten sikeres, mivel az első, erős, mély főn szél a SOP²⁴ vége után 4 nappal jelentkezett, illetve ezen felül az egyetlen, mérsékelt erősségű főnt (1982. márc. 17) nem tudták előre jelezni, ennél fogva részletes megfigyelési adatok nem maradtak fenn róla. Az elkövetkezendő években a kutatás folytatódott, melynek eredményeiről Seibert és Hoinka német tanulmányaikban számoltak be (Zängl, 2003).

²³ Alpine Experiment

²⁴ Special Observing Period

A másik kutatási program a MAP²⁵ (1999. szeptember-november). A MAP alatt számos *in-situ* mérést végeztek: 50 felszíni állomás, több mint 9 rádiószondás állomással, 2 windprofilerrel, 4 Doppler radarral, 2 légnedvességmérővel, 2 lidarral, illetve különböző repülőgépes mérésekkel mérésekkel végezték a megfigyeléseket. Ennek keretében az Innsbruck környéki megfigyelések mellett a Rajna völgyében, a Bodeni-tóig végeztek megfigyeléseket a SOP alatt. Ez a FORM²⁶ kutatás volt, mely lehetőséget adott arra, hogy különböző szemszögből vizsgálják a főnt a planetáris határréteg, a völgyből kiáramló hideg levegő tulajdonságai, illetve az előrejelzési lehetőségek figyelembe vételével a következő szempontok alapján:

1. Orográfia által kiváltott heves csapadékok, frontális csapadékok által okozott nagy mennyiségű eső.

2. A felszín hatásainak figyelembe vételével a topográfia modellezése.

3. A főn három dimenziós struktúrájának, élettartamának vizsgálata.

4. A létrejövő gravitációs hullámok parametrizációja a numerikus előrejelzésekbe történő beépítéshez.

5. Nagy felbontású numerikus, hidrológiai modellek számára minél több adat szolgáltatása.

Ezek közül a FORM nagy hangsúlyt fektetett a 3. és 4. pontban foglaltakra, illetve célul tűzte ki, hogy tanulmányok keretében részletesen tanulmányozza az átkelés mechanizmusát, az alacsony illetve magas szinten megjelenő főn jelenséget, a planetáris határréteghez való viszonyát. Ezen kívül olyan kérdésekre kereste a választ, mint: "hogyan szorítja ki a főn a hidegebb levegőt a völgy aljáról?", "milyen paraméterek szükségesek a megjelenéséhez?", "milyen erős lehet a szél?" és hogy "milyen szinoptikus esetekhez köthetők?" (Bougeault et al., 2001). A FORM keretében 12 különböző szinoptikus helyzetet figyeltek meg, mely főn kialakulásához vezetett a MAP SOP alatt (Richner et al., 2006).

²⁵ Mesoscale Alpine Programme

²⁶ FOehn in Rhine valley during MAP

5.2. Saját vizsgálati módszerek

A dolgozat elkészítésének kezdetén témavezetőmtől azt a feladatot kaptam, hogy a 2005 és 2010 közötti időszakban próbáljam kigyűjteni azokat a napokat, melyeken főnjelenséget léphetett fel a Kárpát-medencében és Magyarországon, kiváltképpen az Alpokalja, a Bakony, a Mátra területére. Előzetes szakirodalmak tanulmányozása, és a Kárpát-medence hegységeinek irányítottsága alapján a következő feltételrendszert állítottuk fel:

• 5 m/s-nál, vagyis 18 km/h-nál erősebb szél (ECMWF ERA-Interim, 6 órás felbontású széladatok alapján)

• adott hegységre merőleges, vagy közel merőleges áramlás.

Az alábbi szelektáláshoz szükségünk volt a GRIB fájlokból egy saját scripttel generált, a vizsgálatot megkönnyítő, saját színskála elkészítésére, a 6 óránkénti szélerősség szélvektorokkal történő ábrázolására. Az egységes színskála a későbbiekben is fontos, ugyanis összehasonlítást csak úgy lehet végezni, ha a skála minden kép esetén egységes. Ezek elkészítését követően a vizsgált években december-január-február-március hónapokra vizsgáltuk a széladatokat, és amennyiben 5 m/s felett alakult az erőssége, táblázatba foglalva megjelöltük azokat az adott időlépcsőn. Az időlépcső sorszámából ezek után kiszámolható volt az adott nap dátuma.

A kiválasztott dátumok alapján témavezetőm és Kern Anikó segítségével hozzájutottam az ELTE műholdvevő által vételezett és utólag feldolgozott, az úgynevezett Azimuthal Equidistant koordinátarendszerbe helyezett műholdképekhez. Ez a koordináta-rendszer a gömbnek egy kiválasztott pontjából kiinduló irányok mentén hossztorzulásmentes ábrázolást tesz lehetővé, így ideális félgömbök ábrázolására, mivel a maximális hossztorzulás itt a legkisebb. A vetület az ebben a pontban érintett síkra kerül, és e pontból kiindulva magukat az alapfelületi hosszakat tartalmazza. Sajnos - ahogy már korábban említettem - a kiválasztott napok csak egy részéről készült az ELTE-n kép, a többi képet a NASA honlapjáról, a *20. ábrán* szemléltetett időpontok alapján kellett kiválogatni 500 m-es vagy - amennyiben már rendelkezésre állt - 250 m-es nem-georeferált formátumban.

A képek összegyűjtését követően további GRIB fájlok segítségével 2 m-es hőmérsékleti, harmatpont-deficit és nyomási, 925 hPa-ra vonatkozó relatív nedvességi mezőket készítettünk a GRADs segítségével 6 órás felbontásban, illetve napi átlagokat képeztünk a hótakaró adatok alapján. Ahhoz, hogy egymással összehasonlítható képeket kapjunk, mindegyik típusú képre definiáltunk egy további színskálát, és a szerint futtattuk. A főn vizsgálatához ezeket az adatokat használtuk fel. Meg kell jegyezzük, hogy a $0,5^{\circ}\times0,5^{\circ}$ -os felbontás túl kicsi ahhoz, hogy a főn folyamatát egyértelműen kimutassa, ám a végbemenő száradás így is kimutatható. Összegségében a vizsgálathoz több, mint 10.000 db kép elkészítésére és elemzésére volt szükség.

A műholdképek összegyűjtését követően a szélmezők, a műholdképek és az OMSZ napi jelentéseiben található napi maximumok alapján vizsgáltuk a lehetséges "főn jeleket", s így további szűrőkritériumok születtek:

- hóolvadás lokálisan az 5 m/s-ot meghaladó szél területén a hegy lee-oldalán,
- felhőmentes terület a *lee-oldalon*
- lee-oldali hullámfelhőzet megjelenése

Amennyiben ezek közül egyik feltétel sem teljesült, megvizsgálva az akkori szinoptikus helyzetet, és a műholdképen látható, adott esetben felhős, vagy felhőmentes terület okát, a főn kialakulásának lehetőségét kizártuk.

Azok a képek, melyekre legalább egy kritérium még megfelelt, további vizsgálatokon mentek át:

• hegységekre csoportosítva a kiválasztott képeket, a szinoptikus helyzet vizsgálatát tovább folytattuk,

• táblázatba foglaltuk a jellemző szélirányokat és szélsebességeket, a műholdképen megjelenő főnre utaló jellemzőket, illetve a kialakuláshoz vezető szinoptikus helyzetet. Ezzel a módszerrel általános szabály nem mondható ki egy adott hegységre, ám a csoportosítás után már észrevehetők egy adott hegységre jellemző szélsebességek és –irányok (28; 36; 44. ábra),

megvizsgáltuk, hogy az adott napon hogyan változott a relatív nedvesség értéke
925 hPa-on, és a harmatpont-deficit a talajszinten.

46

A szinoptikus helyzet elemzése mellett a főnös napokhoz tartozó műholdképekre a következő fejezetben bemutatott domborzati maszkot és a készítés időpontjához legközelebb álló széltérképet illesztettük, így kiemelve az adott helyen mutatkozó jellemzőket, illetve a szélmező segítségével láthatóvá tettük a mozgás irányát. Az esettanulmányokhoz itt nyújtottak segítséget az Országos Meteorológiai Szolgálat napi jelentései és fronttérképei, a http://wetterzentrale.de és a http:// wetter3.de oldalak archívumában megtalálható, GFS modell által készített analízis térképek és fronttérképek.

5.3. Műholdképek utólagos feldolgozása

Ahhoz, hogy a vizsgálat során megkönnyítsük munkánkat, illetve a detektálás, valamint a későbbi bemutatás szempontjából szemléletessé tegyük a műholdképeket,

egyfajta utófeldolgozást hajtottunk végre rajtuk. Az itt bemutatott domborzati maszk segítségével, és a Photoshop CS2 9.0 nevű programmal kiemeltem a kép azon részeit, melyek nagyobb hangsúlyt kapnak.



21. ábra. A radartopográfiás mérést végző antennák elhelyezkedése

Ezek a domborzati képek a NASA²⁷

SRTM²⁸ radartopográfiai méréseiből készültek egy közös nemzetközi projekt keretében a NASA és az NGA²⁹ vezetésével. A program 2000. február 11-én indult az Endeavour űrrepülőgép fedélzetén elhelyezett 2 radarantenna segítségével, azzal a céllal, hogy a Földön található szárazföldek 80%-ról, vagyis az északi és a déli szélesség 60°-a közötti területről domborzati képet készítsen. A két antennából az egyik az űrsiklóban, a másik egy 60 m-es árbóc végén helyezkedett el (*21. ábra*). A radaros vétel úgy történt, hogy mind a külső (árbóc végén található), mind a belső (űrsikló rakterében lévő) antenna bocsátott ki jeleket, s ezekből 2 kép készült 2 szemszögből. Egy interferometriás technika segítségével a két kép közötti különbséget összevetették, és ebből következtettek a magasságra. Ezt a képet interferogramnak nevezték (*22. ábra*).

²⁷ National Aeronautics and Space Administration

²⁸ Shuttle Radar Topography Mission

²⁹ National Geospatial-Intelligence Agency



22. ábra. A NASA Radartopográfiás méréseiből készült interferogram (http://www2.jpl.nasa.gov/srtm)

Az elkészítés után 2005-ben, utólag kézzel módosítani kellett a vízfelületek képeit, illetve azokat a hegységeket – köztük az Alpokat is -, melyek nagy meredekséggel rendelkeznek. Az elkészült képek horizontálisan 3 ívmásodperc, vagyis kb. 80 m/képpont, vertikálisan 5-10 méteres felbontásúak.

Az így elkészült képek alapján, a 23-26. ábrán bemutatott domborzati maszkokkal dolgoztunk.



23. ábra. A NASA radartopográfiás mérései alapján elkészített árnyékolt domborzati kivágat a Kárpát-medencéről. A fekete-fehér képen a magasság a fehér szín fényességével arányos: minél magasabb a hegycsúcs, a képen annál világosabban jelenik meg (Timár et al., 2003).

A következőkben bemutatott képek már a lejtők szerinti színezést is mutatják. A színezés az adott ponton értelmezett 2 komponensű derivált – a lejtő észak-dél és kelet-nyugati irányú dőlése – alapján áll elő egy önmagába visszatérő körszínspektrum segítségével. A tényleges tengerszint feletti magasság a színek fényességében itt is érvényes. A színek telítettsége a lejtő szögétől függ: a maximális telítettséget (sötétség) 15m/pixelnél éri el.



24. ábra. A NASA radartopográfiás mérései alapján elkészített színezett-szürke domborzati kivágat a Kárpát-medencéről. A hegységek között kirajzolódó szürke terület a kevésbé dőlt, síkvidékeket jelölik, a fekete szín a tavakat és a tengereket mutatja.



25-26. ábra. A NASA Radartopográfiás mérései alapján elkészített szinezett-szürke domborzati kivágat a Kárpát-medencéről. A hegységek között kirajzolódó szürke terület a kevésbé dőlt, síkvidékeket jelölik, a fekete szín a tavakat és a tengereket jelöli.

6. Eredmények

6.1. A vizsgálat során nem kimutatható főnös esetek

A korábban bemutatott kritériumok alapján 93 olyan esetet találtam, mely során nem bizonyítható, hogy az adott földrajzi helyen, a műholdkép készítésekor jelen volt a főn jelenség, annak ellenére, hogy a képek kiválasztásánál meghatározott kritérium szerint a szélsebesség meghaladta az 5 m/s-os sebességet, és irányából adódóan közel merőleges lehetett egy, a Kárpát-medencében - illetve a rendelkezésre álló kivágatban - fekvő hegyláncra. Miután minden kiválasztott napra összesítettem a szélsebességet, a szinoptikus helyzet és a műholdkép kapcsolatát, valamint a lehetséges előfordulási helyeket, a *27. ábrán* látható okok miatt nem kaptam eredményt.



27. ábra. 2005-2010 vizsgált hónapjain a kritériumoknak megfelelő, ám a műholdképen főnre nem utaló esetek napok szerinti összesítése

Mérsékeltövi ciklon frontfelhőzete borítja a térséget

Ebben az esetben a szél már a front jelenlétekor elérte az 5 m/s-nál nagyobb sebességet. Ekkor rendszerint egy tőlünk északra, északkeletre fekvő középpontú ciklon hidegfrontja érintette a Kárpát-medencét, és vastag felhőzete látható csak a műholdképen.

Mediterrán ciklon felhőzete borítja a térséget

A Földközi-tenger medencéjében képződő ciklonok frontjai sok esetben elérik a Kárpát-medencét, ezzel okozva a téli hónapokban kiadós csapadékot, fagypont alatti hőmérséklet esetén havazást. Az ilyen esetekben a készítés időpontjában már megjelent az 5 m/s-ot meghaladó szélsebesség, ám a felhőzet vastagsága miatt nem láthatók a főn keresett jelei a műholdképeken.

Fölénk sodródó mediterrán ciklon

A Földközi-tenger térségében keletkezett ciklon olykor elérheti délről Magyarországot. Ekkor a ciklon forgásirányának, és a ciklon középpontjában megerősödő szélnek köszönhetően a nyugati területeken erős északnyugati, míg a keletebbre fekvő területeken déli, délkeleti szél fúj, a vastag felhőzet miatt a főn által okozott látható jelek nem detektálhatók.

Nincs szignifikáns jelenség

Ezt a kritériumot akkor alkalmaztuk, amikor az adott műholdképen nem volt kimutatható egyértelműen a főn jelenlétére utaló hóolvadás, vagy *lee-oldali* felhőzet. Ilyenkor volt, hogy teljes mértékben hó borította a tájat, vagy egy hidegfront után megjelenő felhőzet nem volt orografikus hatásnak köszönhető, illetve ha a délről jövő meleg, esetenként száraz levegő okozott hóolvadást az ország délnyugati részén.

Nincs felhőzet a képen

Kiépült anticiklon azon tulajdonságából adódóan, hogy középpontja felé közeledve gyengül, pereméhez közeledve erősödik a szél, a peremének áramlási rendszerébe kerülve jelent meg az 5m/s-nál erősebb szél. A kiválasztott esetekben száraz levegő helyezkedett el a térségben, így felhőzet nem jelent meg.

A kép készítésekor még gyenge a szél

Ahogy a 20. ábrán is bemutattam, a rendelkezésünkre álló műholdképek rendszerint a délelőtti órákban, átlagban 9-12 UTC között készültek. A vizsgálatot 6 óránkénti felbontás alapján végeztem, így előfordult, hogy az 5 m/s-nál erősebb szél a délutáni órákban fordult elő, így a délelőtti műholdképen a hatása nem jelenhetett meg.

Nem megfelelő kivágat

Azokban az esetekben, amikor az ELTE műholdvevője által készített kép nem állt rendelkezésünkre, a NASA honlapjáról jutottunk hozzá a hiányzó képekhez. Mivel ezek a képek nem georeferáltak, így torzulás léphet fel, amennyiben a műhold az Alpok, vagy a Kárpátok felett elhaladva készít felvételt.

6.2. Magyarország hegyvidékein megjelenő, főnre utaló esetek

6.2.1. Az Alpokalja

Az Alpokalja hazánk északnyugati-nyugati határszéléig benyúló, az Alpok keleti nyúlványaként húzódó középhegység³⁰. A név Magyarországon geopolitikai elnevezés, ugyanis a tájegység nagy része Ausztriában fekszik. Több részre bontható:

- Soproni hegység
- Kőszegi-hegység és a Vas-hegy
- Nyugat-magyarországi kavicstakaró
- Vasi-hegyhát
- Kemeneshát
- Őrség
- Hetés és Kerkavidék
- Göcsej

Az Alpokalja legmagasabb pontja a Kőszegi-hegységben található Írottkő, mely 882 méter magasan fekszik. A térség éghajlata nedves szubalpin, mely egyenletes évi csapadék eloszlású, jellemzően 800-1000 mm/év.



28. ábra. Az Alpokalja térségében 2005-2010 között megjelenő főn jelenségre utaló esetek jellemző széliránya és szélsebessége (m/s)

A hegység irányítottsága délnyugat-északkeleti, így ahhoz, hogy a főn kialakulása szempontjából vizsgáljuk, a 28. ábrán látható, északnyugati szelet kell figyelembe

³⁰ Az 500-1500m közötti tengerszint feletti magasságú hegységeket nevezzük középhegységeknek.

venni. Mivel a tájegység az Alpokhoz viszonyítva alacsonyabb tengerszint feletti magasságon fekszik, már egyfajta lejtőként kezelendő, így a *luv-oldal* Magyarországtól távol helyezkedik el.

6.2.1.a) 2006. január 19.

Az ezen a napon készült műholdképen az északnyugati szél hatására nem csak az Alpokalján figyelhetünk meg hóolvadást, illetve főnre utaló felhőzetet, hanem a Bakony térségében is. Ennek a napnak a vizsgálatához nagy segítséget nyújtott a Terra műhold által készített hó - felhő - felszín megkülönböztetésére használt közeli infravörös csatorna képe, ugyanis míg a Duna-Tisza közét nem, a nyugati határszél térségét hó borította (*29. ábra*). Ezen a csatornán kirajzolódott a *lee-oldali* hullámfelhőzet, a Bakony térségében pedig - a szél felöli oldalon - a feltorlódott felhőzet (*30. ábra*). Hóolvadás a Bakony déli lejtőin, illetve a Kisalföldön fordult elő, az Országos Meteorológiai Szolgálat napi adatai szerint az Alpokalján a hótakaró csupán vékonyodott.

19-én északnyugati szél fújt a nyugati országrészben egy tőlünk keletre fekvő középponttal örvénylő ciklon áramlási rendszerének köszönhetően. 6 UTC-kor 9 m/s-os, 12 UTC-kor 10 m/s-os átlagszél volt kiolvasható az ERA-Interim adatbázisából (*Függelék I. a*),*b*); 3. táblázat).

Az északnyugati széllel a 700 hPa-os szinten szárazabb levegő érkezett fölénk, illetve a talaj közelében is száradás kezdődött 6-12 UTC között mind az Alpokalján, mind a Bakony térségében (http://wetterzentrale.de). Ezzel szemben a 925 hPa-os szinten az említett intervallum között a relatív nedvesség emelkedése látható, 60%-ról 90%-ra (*Függelék I. c*), *d*); 3. táblázat), vagyis ennek a nedvességnek köszönhetően kialakulhatott a 29-30. ábrán bemutatott műholdképen látható felhőzet. A nap második felétől 700 hPa-on is nedvesebb levegő érkezett a nyugati országrész fölé.

A talajszinten száradás figyelhető meg, 6 UTC-kor a még 3°C-os harmatpontdeficit 12 UTC-re 6°C-ra nőtt (*Függelék I. e*), *f*); 3. táblázat).

	Relatív	Harmatpont-	Átlag
	nedvesség	deficit	szélsebesség
6 UTC	~60%	3°C	9 m/s
12 UTC	~90%	6°C	12 m/s

3. táblázat. 2006. január 19-én az ERA-Interim adatbázis adatai az Alpokalja térségére

Hőmérsékleti szempontból szembetűnő emelkedés nem vehető ki a maximumokból, ez a 18-án áthaladt, nyugaton hózáporokat okozó hidegfront mögötti, északnyugati széllel beáramló hideg levegőnek köszönhető. Főnszerű jelenségre a hidegfront mögött stabilizálódó levegő, és az erre utaló *lee-oldali* felhőzet, a Kisalföldön megjelenő hóolvadás, valamint a 19-20 m/s-os maximális széllökés utal.



29-30. ábra. 2006. január 19. 12 UTC

A felső, **29. ábrán** a Terra műhold látható tartományban készült műholdképe látható az ERA-Interim adatbázis szélvektoraival kiegészítve, az alsó, **30. ábrán** a hó- felhő-földfelszín megkülönböztetésére szolgáló csatorna képe, a Bakony hegyvonulata mentén feltorlódott felhőzet, és az ettől nyugatra kirajzolódó hullámfelhők mintázatával.

6.2.1.b) 2009. február 18.

Az előző esethez hasonló hullámfelhőzetek kialakulását mutatja a 2009. február 18-án rögzített műholdkép. A látható tartományban készült felvételen nem vehető ki egyértelműen a hó és a felhőzet helyzete (*31. ábra*), azonban szembetűnő, hogy az Alpokalján, illetve a Vas-Soproni-völgység térségében hó és felhőmentes terület található. A közeli infravörös csatornán készült kép (*32. ábra*) vizsgálatával fény derül arra, hogy a Vas-Soproni-völgység – Balaton - Mezőföld vonalban felszakadt a hótakaró, és *lee-oldali hullámfelhőzet* rajzolódik ki a nyugati határszél közelében, továbbá a Balaton térségében jelenlévő felhőzetben is hullámszerű mintázat rajzolódik ki.

A kialakult felhőformák az északnyugati szélnek köszönhetőek, melyek egy dél felé sodródó mérsékletövi ciklon hidegfrontja utáni megélénkülő szél következtében alakultak ki. A szél iránya beérve az Alpokalja és a Bakony között található kisebb szélcsatornába, északiasra fordult (*Függelék II. a*), *b*)). A délelőtt folyamán a 925 hPa-os szint relatív nedvességi értékeiben csökkenés (*Függelék II. c*),*d*); *4. táblázat*), a harmatpont-deficit értékekben emelkedés volt tapasztalható (*Függelék II. e*), *f*)) mely száradásra utal, valamint a szél is erősödött (*4. táblázat*).

	Relatív	Harmatpont-	Átlag
	nedvesség	deficit	szélsebesség
6 UTC	~85%	5°C	9 m/s
12 UTC	~70%	6°C	10 m/s

4. táblázat. 2009. február 18-án az ERA-Interim adatbázis adatai az Alpokalja térségére

Hőmérsékleti szempontból a maximumokban ekkor sem mutatkozott kiugró adat, a legmagasabb értékek 1°C körül alakultak, ám a száraz szél - melynek maximális széllökése 16-18 m/s volt - így is hóolvadást tudott okozni. Az előző napon hózáporokat észleltek az ország ezen térségében, vagyis a hótakaró nagy valószínűséggel e napon szakadhatott fel.



31-32. ábra. 2009. február 18. 12 UTC

A felső, **31. ábrán** az alkalmazott, hó mentes felszínek kiemelését segítő domborzati maszkkal és ERA-Interim adatbázis alapján készült szélvektorokkal kiegészített, látható tartományban készült műholdkép,

az alsó, **32. ábrán** a hó- felhő-felszín megkülönböztetésére szolgáló csatorna képe látható a zölddel megjelenő hó mentes sávval, illetve fehérrel a lee-oldalon kirajzolódó hullámfelhőzettel.

6.2.1. c) 2009. március 25.

Az előző esetekhez, a kialakuló felhőzet szerkezetében hasonló, ám hó mentes felszín felett keletkező *lee-felhőzetről* készült műholdkép látható. A nagyobb kivágaton látszik az áramlás útja a Dunántúl felett a felhők segítségével (*33.ábra*), a kisebben pedig jól kivehető, a Kőszegi-hegység, a Vasi-hegyhát és a Bakony által kialakított hullámfelhőzet (*34. ábra*). A hó- felhő-felszín megkülönböztetésére szolgáló csatorna képén (*35. ábra*), a hó mentes, zöld felszín mellett jól kivehető a hullámszerű struktúra, illetve ahogy a Kőszegi-hegység – Őrség vonalban megszűnik a hótakaró.

Hazánk ebben az időszakban a Brit-szigetektől Európa keleti részéig nyúló teknő középponti részében helyezkedett el. Az Alpokalján kialakult felhőszerkezet egy tőlünk keletre fekvő, több középpontú ciklonrendszer közös áramlási rendszerének köszönhetően megélénkülő északnyugati szélnek tulajdonítható, melynek maximális széllökése a nap folyamán a 18 m/s-ot is elérte. A szél átlagsebessége 8 m/s maradt a kép készítése előtti és utáni időlépcsőben is (*Függelék III. a*), *b*); *5. táblázat*).

A hajnali órákban a 700 hPa-os és 925 hPa-os szinten is nedves levegő helyezkedett el a térségben, majd a reggeli illetve délelőtti órákban száradni kezdett a légkör. Ez mind a relatív nedvesség értékek csökkenésében, 50-ről 45% -ra (*Függelék III. c*), *d*); *5.táblázat*), mind a harmatpont-deficit erőteljes emelkedésében - 7-ről 13°C-ra (*Függelék III. e*), *f*); *5.táblázat*) megmutatkozik.

	Relatív	Harmatpont-	Átlag
	nedvesség	deficit	szélsebesség
6 UTC	~50%	7°C	8 m/s
12 UTC	~45%	13°C	8 m/s

5. táblázat. 2009. március 25-én az ERA-Interim adatbázis adatai az Alpokalja térségére

Hőmérsékleti szempontból ebben az esetben sem találkoztunk kiemelkedő értékekkel, az Alpokalján 9°C volt a maximum, vagyis elsősorban a stabil légrétegzettség utal a hullámfelhőzet kialakulására, viszont a száradás az áramlás vonalában észrevehető, mivel a Balatontól délre már nem találkoztunk felhőzettel (*33-34-35. ábra*).



33-34-35. ábra. 2009. március 25. 10:08 UTC

A felső, **33. ábrán** látható tartományban készült, Közép-Európai kivágatot ábrázoló kép látszik a Kárpát-medencébe beáramló levegő útját mutatva.

A bal alsó, **34. ábrán** ugyancsak látható tartományban kép látható az ERA-Interim adatai alapján készült szélvektorokkal, illetve a jobb alsó, **35. ábrán** a hó-felhő-felszín megkülönböztetésére szolgál csatorna képén a hó mentes, zöld felszín felett látható hullámszerű struktúra látszik.

6.2.2. A Dunántúli-középhegység

A Dunántúl szívében, a Balatontól északra elhelyezkedő, délnyugat-északkeleti irányítottságú tájegység. Legnyugatibb és egyben legnagyobb tagja a Bakony, ettől keletre található a Móri árok, a Vértes, a Vértesalja, a Velencei-hegység és a Dunazug-hegyvidék.

Vizsgálatom szempontjából a Bakonytól a Vértesig vizsgáltam a műholdképeken megjelenő felhőmentes területeket, vagy éppen hullámszerű felhőformákat, az irányítottsága miatt pedig főként az északnyugati szelet vettem figyelembe (*36. ábra*) .A térség amiatt is ideális a vizsgálatra, mivel ez esik bele legjobban a *17. ábrán* is látható északnyugati szélcsatornába, illetve a Bakonyban található a középhegység legmagasabb pontja, a Kőrishegy, 709 méteres magasságával.

Éghajlatát tekintve is jól megjelenik az irányítottságának és a szélcsatorna irányának kapcsolata, ugyanis a legtöbb csapadék a domborzat emelő hatása miatt a hegység északnyugati részén hullik (akár a 800mm-t is meghaladhatja), ezzel szemben, főként a Bakony Balaton felöli oldala, a Veszprémi fennsík, szárazabb évi 600mm alatti éves csapadékösszeggel.



36. ábra. A Bakony térségében 2005-2010 között megjelenő főn jelenségre utaló esetek jellemző széliránya és szélsebessége (m/s)

Az 36. ábrán látható, hogy a jellemző szélirány, amikor a korábban ismertetett kritériumrendszernek megfelelő esetek előfordultak, északi, északnyugati, 8-10m/s átlagsebességű szélhez köthetők. A vizsgálat során számos olyan esettel találkoztam, főképp a szélcsatorna miatt, amikor 5 m/s feletti átlagszél fordult elő, ám ezek nem minden esetben utaltak főn jelenségre, ugyanis az észak, északnyugat felől érkező

hidegfront által megélénkülő szélnél a hidegfront felhőzete még az ország felett volt, tehát a látható tartományban készült műholdképen rendszerint egy vastag fehér sáv jelölte a front területét. Habár nem magashegységről van szó - tehát a főn hatása csak kis mértékben jelentkezhet -, a vizsgálat során mind a hóolvadás, mind a *lee-oldali felhőzet* jelenségével találkoztam, melyekről az alábbi esettanulmányok készültek.

6.2.2. a) 2006. március 7.

A vizsgálat időtartama alatt a legszemléletesebb eset 2006. március 7-én következett be, amikor az észak, északnyugati szél egyszerre, a Dunántúl három táján okozott főn jelenséget: az Alpokalján, a Bakonyban és a Mecsekben (*37-39. ábra*).

Ekkor egy nagy kiterjedésű, a Brit-szigeteket, Skandináviát magába foglaló, és meridionális kiterjedését tekintve Afrika északi részéig lenyúló teknő alakult ki, ahol hazánk e teknő tengelyében helyezkedett el. A Brit-szigetek és Izland térségében egy több középpontú ciklonrendszer helyezkedett el, valamint a Balkán térségében egy mediterrán ciklon örvénylett. Spanyolországtól nyugatra egy anticiklon terült el, mely nyugat-keleti mozgása következtében haladt a Földközi-tenger térségébe; ezzel egyre keletebbre tolva a teknő tengelyét, vele együtt a Balkán térségben található mediterrán ciklon középpontját.

Hazánkban 0 UTC-kor az egész ország területén jellemzően 3-5 m/s-os északi szél fújt, mely 6 UTC-kor is mérsékelt maradt (*Függelék IV. a*)). A reggeli órákban az Alpokalján Sopronban -2°C, Szentgotthárdon -7°C, a Bakonyban -5°C, a Mecsekben -6°C volt a minimum hőmérséklet.

6 UTC	Alpokalja	Bakony	Mecsek
Szélsebesség	4 m/s	5 m/s	4 m/s
Relatív nedvesség (925 hPa)	90%	80%	60%
Harmatpont-deficit	2°C	3°C	2°C

6. táblázat. 2006. március 7-én az ERA-Interim adatbázis értékei 6 UTC-kor

A reggeli órákban a 925 hPa-ra vonatkozó relatív nedvességi értékek a Dunántúl északi felétől dél felé csökkentek (*Függelék IV. c*),*d*); *6. táblázat*), és a harmatpontdeficit értékei is 2-3°C körül alakultak (*Függelék IV. e*),*f*); *6. táblázat*), vagyis a száradás ekkor még nem indult be.

A délelőtt folyamán erősödni kezdett a szél, 12 UTC-kor a Balaton nyugati részétől a határszélig az átlagos szélsebesség a 8 m/s-ot is elérte, míg a Dunántúl északi részén 7 m/s-os volt az ERA-Interim adatbázisa szerint (7. táblázat). A műholdkép 9:35 UTC-kor készült, vagyis abban az időszakban, amikor a szél már megélénkülhetett. (Függelék IV. b))

12 UTC	Alpokalja	Bakony	Mecsek
Szélsebesség	8 m/s	8 m/s	7 m/s
Relatív nedvesség (925 hPa)	80%	90%	70%
Harmatpont-deficit	8°C	9°C	9°C

7. táblázat. 2006. március 7-én az ERA-Interim adatbázis értékei 12 UTC-kor

A megélénkülő széllel az adatbázis 925 hPa-os szintre vonatkozó relatív nedvességi mezője szerint nedvesebb levegő áramlott a térségbe (*Függelék IV. d*)), 12 UTC-re az Alpokalján és a Mecsekben 80% feletti, a Bakonyban 90% feletti volt relatív nedvesség (*7. táblázat*), tehát a főn kialakulásához megfelelő paraméterekkel rendelkező levegő áramlott a vidék felé. A harmatpont-deficitet ábrázoló térképen is kitűnik (*Függelék IV. f*)), hogy a Dunántúlon, a legnagyobb érték az említett területeken fordult elő (*7. táblázat*), vagyis a talajszinten a 925 hPa-os szinttel ellentétben száradás indult meg.

Az Országos Meteorológiai Szolgálat napi jelentése szerint 6-án országszerte havazott, így Szentgotthárdon 10 cm, a Bakonyban 31 cm, déli lejtőjén 2 cm, a Mecsekben 3-4 cm vastag volt a hótakaró, ezt követően 7-én Szentgotthárdról 5 cm-ről, a Bakony és a Mecsek déli lejtőjéről csak hófoltokról érkezett jelentés. A legmagasabb nappali hőmérséklet aznap Sopronban 4°C, Szentgotthárdon 6°C, a Bakonyban -1°C, míg a déli lejtőjén 2°C, a Mecsekben 1°C, annak déli lejtőjén pedig 4°C volt.

A maximális széllökések ezen a napon Sopronban 16 m/s, Szentgotthárdon 14 m/s, a Bakony térségében 14 m/s, a Mecsekben 14 m/s volt (OMSZ).

A Terra műhold hó- felszín-felhőzet megkülönböztetésére szolgáló csatornáján készült kép vizsgálatával (**39.** *ábra*) megállapítható, hogy a szél a Kőszegi-hegységen átbukva a Vas-Soproni völgységben, a Bakony déli, Balaton felőli oldalán, a Balaton mindkét partján, illetve a Mecsek déli lejtőin okozott hóolvadást. Az említett hegyeken átbukva az áramlásban hullám keletkezett, mely a beáramló nedves levegőnek köszönhetően *lee-oldali* felhőzet formájában jelent meg.



37. ábra. 2006. március 7. 9:35UTC Terra/MODIS látható tartomány





38-39. ábra. 2006. március 7. 9:35 UTC

A felső, **38. ábrán** a NASA Radartopográfiás Méréseiből készült domborzati maszk illesztésével kiemelt műholdkép, az ERA-Interim adatbázis szélzászlóival. Az alsó, **39. ábrán** a Terra műhold hó- felhő-földfelszín megkülönböztetésére szolgáló csatornán készült műholdkép. Látható, hogy a hótakaró a korábban említett völgyekben szakadt csak fel.

6.2.2. b), c) 2005. január 15. és 2007. február 4.

Másik, két különböző évben – 2005. január 15-én, és 2007. február 4-én - hasonló szinoptikus helyzet mellett hasonló, műholdképeken megjelenő hullámfelhőzetet találtunk, melyek azonban kissé mégis eltértek egymástól. Hazánk mindkét esetben egy teknő hátoldali helyzetben volt, a nap folyamán a gerinc előoldala került fölénk, mely északi, északnyugati szelet eredményezett egy magasnyomású képződménynek köszönhetően. Az imént említett anticiklon peremén helyezkedett el a vizsgált terület, az áramlás 2005-ben a Bakony térségében 7 m/s-os erősségű és északnyugati irányú (*Függelék V. a*),*b*); 6.táblázat), 2007-ben pedig északi-északnyugati irányű és 9m/s erősségű volt (*Függelék VI. a*),*b*); 6. táblázat).

Alapvető különbség volt a két esetnél, hogy 2005-ben az Alpok felől érkezett a nedvesebb levegő - ezzel az Alpokalján is hullámfelhőzetet létrehozva (*40-41. ábra*)-, 2007-ben viszont a Dévényi-kapun tört be (*42-43. ábra*). 925 hPa-os szintre vonatkozó relatív nedvesség mindkét esetben nőtt a délelőtt folyamán, ~60-ról 70%ra (*Függelék V-VI. c*),*d*)). 2007. február 4-i relatív nedvességi térképen jól kivehető, hogy pont a Balaton vonalától északra találunk nedvesebb, ettől délre pedig szárazabb területeket (*Függelék VI. c*),*d*)). A talajszinti száradás 2007-ben nagyobb mértékű volt, a harmatpont-deficit értékek 4-ről 10°C-ra emelkedtek (*Függelék VI.* $e)_xf$; 6. táblázat), 2005-ben viszont mindössze 3-ról 7°C-ra (*Függelék V. e*)_xf); 6. táblázat).

		2005. jan. 15.	2007. febr. 4.
6 UTC	Hőmérséklet	-1°C	2°C
	Harmatpont- deficit	5°C	4°C
12 UTC	Hőmérséklet	3°C	6°C
	Harmatpont- deficit	7°C	10°C
	Szélerősség	7m/s	9m/s
	Max. széllökés	13m/s	16m/s

8. táblázat. 2005. január 15. és 2007. február 4-én az ERA-Interim adatbázis értékei a Bakony térségére

A 8. táblázat értékeiből kiolvasható, hogy 2005-ben a felvétel készítésének időpontjában, 9:30 UTC-kor, még több nedvesség volt a légkörben (nagyobb mértékű kiszáradás a délután folyamán indult meg). Ekkor a Bakony gerincén átbukó áramlás szembetűnőbb, vastagabb *lee-oldali felhőzetet* hozott létre (40-41. ábra), mint 2007-ben (41-42. ábra), amikor már 12 UTC-kor 10°C volt a harmatpont-deficit a talajon, és keskenyebb, vékonyabb felhőzet jelent meg.



40-41. ábra. 2005. január 15. 9:30 UTC A fent (40. ábra) a Terra/MODIS látható tartományban készült műholdképe látható, lent (41. ábra), a felhőzet kiemeléséhez használt domborzati maszkkal feldolgozott, szélvektorokkal kiegészített változata.



A fent (42. ábra), a domborzati maszkkal illetve szélvektorokkal kiegészített műholdkép, lent (43. ábra) a Terra műhold hó- felhő-felszín megkülönböztetésére használt csatorna képe.

6.2.3. Az Északi-középhegység

Magyarország északkeleti felén elhelyezkedő, közel 200 km hosszan elnyúló hegysége. Az Alpokaljához hasonlóan nem önálló tájegység, a középhegység az Északi-Kárpátok belső peremének hegyvonulataihoz tartozik, melynek egy része Szlovákia területére esik. Magyarországi tagjai, nyugatról keletre haladva a következők:

- Visegrádi-hegység
- Börzsöny
- Cserhát
- Mátra
- Bükk
- Zempléni-hegység.

Irányítottsága közel nyugat-keleti, tehát a vizsgálat szempontjából az északi, északnyugati és északkeleti szél figyelembevételére volt szükség. Ahogy Magyarország szélviszonyainál is olvashattuk, illetve a *17. ábrán* láthattuk, a völgyek eltérő irányítottsága változatos szélirányokat okoz lokálisan, ám az itt uralkodó északi, északnyugati áramlás lehetőséget ad a főn kialakulására (*44. ábra*).

Tengerszint feletti magasságot tekintve a hegységben található az ország legmagasabb pontja, az 1014 m-es Kékestető, mely ezzel együtt ez az ország legszelesebb pontja is. Átlagmagasságát tekintve a tőle keletre fekvő Bükk előzi meg, ugyanis ott több hegycsúcs is megközelíti az 1000 m-t³¹. A hegylánc többi tagjának magassága a nyugati részen mind meghaladja a 600 m-t, keletebbre azonban csökken a tengerszint feletti magasság.

Éghajlatát tekintve a leghűvösebbnek mondható hazánkban, az Alpokaljához hasonlóan egyenletes évi csapadékeloszlással rendelkezik.

³¹ (Istállóskő 958m, Bálvány 956 m, Tar-kő 949 m, továbbá több, mint 20 bérc emelkedik 900 m fölé (http://fsz.bme.hu).



44. ábra. A Mátra térségében 2005-2010 között megjelenő főn jelenségre utaló esetek jellemző széliránya és szélsebessége (m/s)

A jellemző szélirányokat és szélsebességeket tekintve 7-10 m/s-os erősségű északnyugati-északi-észak-északkeleti szél okozott főnre utaló jelenséget. A szél szárító hatásának, és a fagypont feletti értékeknek köszönhetően, a vizsgálat során a legtöbb esetben az élénk szelet kísérő lokális hóolvadással találkoztam.

6.2.3. a) 2005. február 4.

Többek között, az ezen a napon készült műholdkép adta az ötletet témavezetőmnek, hogy a főn jelenlétét ki lehetne mutatni műholdképek alapján. A felvételeken hóolvadás látható, de csak lokálisan a Mátra és Bükk déli lejtőjén (*45-47. ábra*). Az ország nagy részét ekkor - főként a 3-án átvonuló mediterrán ciklonnak köszönhetően - hó borította, s a ciklon 4-én már hazánktól délkeletre örvénylett a Balkán-félsziget felett. A ciklon elvonultával teknő hátoldali, gerinc előoldali helyzetbe kerültünk. Ez esetünkben annyit jelentett, hogy az Európa északkeleti részén fekvő anticiklon délnyugat felé is elkezdett terjeszkedni, ezzel kelet, délkelet felé szorítva a mediterrán ciklont.

A szélirányt és sebességet illetően 6 UTC-kor észak-északkeleti, 5 m/s-os erősségű szél fújt a térségben (*Függelék. VII. a*)), majd 12UTC-re ez az érték lokálisan az északkeleti országrészben 7 m/s-ra nőtt (*Függelék VII. b*)). A műholdkép 9:06 UTC-kor készült.

	Szélsebesség	RH 925 hPa	Harmatpont-
			deficit
6 UTC	5m/s	~ 50%	3°C
12 UTC	7m/s	~ 70%	8°C
18 UTC	4m/s	~ 70%	5°C

9. táblázat. 2005. február 4-én az ERA-Interim adatbázisának értékei a Mátra környékén

Február 4-én, az anticiklon áramlási rendszerébe kerülve a nap második felétől már igen száraz, hideg levegő áramlott a Kárpát-medencébe 700hPa-on. A 925 hPaos szintre vonatkozó ERA-Interim nedvességi térképen jól látszik (*Függelék.VII.* c),d)), hogy 6 UTC-kor a keleti országrészben - és ezáltal a két vizsgált hegység esetében is - száradás következett be a déli oldalon. A *9. táblázatban* látható, hogy 6 UTC-kor az Északi-középhegység felett 3°C, 12 UTC-kor már 8°C-os volt a harmatpont-deficit (*Függelék.VII.e*), f)), vagyis egyértelmű száradás indult meg. 18 UTC-re ez az érték 5°C-ra csökkent, vagyis a legnagyobb mértékben 12 UTC környékén száradt ki a levegő a talajszint közelében, amikor a legerősebb volt a szél.

Az Országos Meteorológiai Szolgálat napi jelentése alapján ezen a napon a legerősebb széllökés 12m/s volt a Mátra környékén, és a maximum hőmérsékletek a Mátra *luv-oldalán* 2°C, a Kékestetőn, vagyis a hegy gerincén -6°C, a *lee-oldalon* 3°C körül alakultak, vagyis a hóolvadás megindulhatott.



45. ábra. 2005. február 4. 9:06 UTC A Terra műhold látható tartományban készült képe a Mátra déli lejtőjén megjelenő hó mentes területről.


46-47. ábra. 2005. február 4. 9:06 UTC és 9:10 UTC

A **45. ábra** az alkalmazott domborzati maszkkal feldolgozott, az ERA-Interim adatai alapján készült szélzászlókkal kiegészített látható tartományban készült, a **46. ábra** a hó- felhő-felszín megkülönböztetésére alkalmas csatorna képe a Mátra déli lejtőjén megjelenő zöld, vagyis hó mentes felszínnel.

6.2.3. b) 2005. március 7., 2005. március 10.

Az előző esethez hasonló kép tárult elénk 2005. **március 7**-én. Magyarország nagy részét hó borította, a Mátra déli lejtőjén viszont a hótakaró felszakadása látszik (*48-49. ábra*). Egy Magyarországtól északkeletre fekvő ciklon áramlási rendszerének köszönhetően az áramlás északnyugati irányú volt, az aznapi széltérképen jól látszik (*Függelék VIII. a*), *b*)), hogy a Dévényi-kapun erős szél kíséretében áramlott be a levegő.

A relatív nedvesség 925 hPa-on, 6-12 UTC között 80%-ról 50%-ra csökkent (*Függelék VIII. c*), *d*); 10. táblázat), a harmatpont-deficit pedig – lokálisan az Északiközéphegység környékén - 3°C-ról 8°C-ra nőtt, vagyis a száradás ebben az esetben is kimutatható, és ennek megfelelően a Mátra lejtőin a hóréteg felszakadása látszik (48-49. ábra).

Az Országos Meteorológiai Szolgálat napi jelentése szerint a legmagasabb hőmérséklet a Mátra *luv-oldalán* 1°C, a Kékestetőn -6°C, a hegy lábánál, a *leeoldalon* 2°C volt. A legerősebb széllökés 16 m/s volt, melyet csak Sopron előzött meg, 18 m/s-mal.

	Relatív	Harmatpont-	Átlag
	nedvesség	deficit	szélsebesség
6 UTC	~80%	3°C	5 m/s
12 UTC	~50%	8°C	9 m/s

10. táblázat. 2005. március 7-én az ERA-Interim adatbázis adatai az Mátra térségére

Az ezt követő napokban, továbbra is hideg levegő töltötte ki a Kárpát-medencét, illetve a szél is jellemzően 5 m/s alatt maradt, vagyis március 7-e és 10-e között főn jelenség kialakulásának kicsi volt az esélye.

2005. március 9-én egy többközéppontú ciklonrendszer mozgott Európa északi részén, nyugatról kelet felé. Március 10-én ennek a ciklonrendszernek a hidegfrontja vonult át hazánk felett északról délre, a front mögött megélénkülő északi széllel.

Március 10-én, a 925 hPa-os szint relatív nedvessége 6-12 UTC között 70%-ról 40%-ra csökkent a Mátra környékén (*Függelék IX. c*), *d*)). A talajszintre vonatkozóan érdekes képet mutat a harmatpont-deficit térkép (*Függelék IX. e*), *f*)). 6 UTC-kor 8°C

körüli harmatpont-deficit 12 UTC-ra 12-13°C-ra nőtt lokálisan a Mátra-Bükk és a Zempléni hegység környékén éppen ott, ahol az *50. ábrán*, a száradásnak köszönhetően a hótakaró felszakadása látható.



48-49. ábra. 2005. március 7. 10:01 UTC A **48. ábrán**,a látható tartományban készült műholdkép, ERA-Interim adatai szerint kiegészített szélzászlókkal,

a **49. ábrán** a hó- felhő-felszín kiemelésére használt csatorna által készített kép szemlélteti a Mátra déli oldalán felszakadt hótakarót, illetve a megjelenő felhőzetet a hegy gerincén.



50. ábra. 2005. március 10. 12:14 UTC Az Aqua műhold által láthat tartományban készült képe, a március 10-ére megnövekvő hó mentes területről, illetve a Zempléni-hegységben elkezdődő hóolvadásról,

6.3. A Kárpát-medence környékén kialakuló főnös esetek

6.3.1. Alpok

A számos főn tanulmány alapjául szolgáló Alpok, a Magyarországtól nyugatra fekvő, közel nyugat-keleti irányítottságú magashegység. Két fő vonulatra osztható, a Nyugati-, és a Keleti-Alpokra, ezek választóvonalai a Bodeni-tó, a Comói-tó, illetve a Rajna. A Nyugati-Alpok legmagasabb pontja a Mont Blanc, a Keleti Alpoké a Piz Bernina (4052 m), s emellett több, mint 3000 hegycsúccsal rendelkezik.

Hegyvidéki éghajlatának változatait a domborzati viszonyok határozzák meg. Déli lejtői több napsütés órát számlálnak, mint az északi, emiatt a déli lejtők éves átlagban melegebbek. Nemcsak hőmérsékleti szempontból, hanem csapadékviszonyokat tekintve is különbözik egymástól. Az északnyugati lejtők több csapadékot kapnak, mint a hegyvidékek közé zárt medencék, vagy a hosszanti völgyek. Ez a jelenség, a diplomamunkám témájául választott főn szélnek köszönhető, mely az Alpok jellemző szele.

Mivel az ERA-Interim, Kárpát-medencére vonatkozó kivágatába már nem tartozik bele az Alpok térsége, így a detektált főn jelenségre jellemző szélre, GFS modell archívum alapján következtettem. A rendelkezésemre álló képek közül az alábbiakon rajzolódott ki a főn hatása:

6.3.1.a, 2009. február 17.

Az 53-54. ábrán egy északi főnös esetet ábrázoló műholdkép látható. A légtömeg észak felől érte az Alpok térségét. A műholdképen a felhőzet feltorlódása látszik a hegy északi oldalán, a déli oldalon vékony felhőzet és hóolvadás jelenik meg a közeli infravörös csatorna képe szerint (54. ábra).

Európa nagy részén magassági teknő húzódott, a Brit-szigetek felett egy anticiklon helyezkedett el. Közép-Európában az Alpoktól északkeletre található ciklon örvénylett, melynek hidegfrontja aznap érte el az Alpok térségét. 12 UTC-kor 700 hPa-os magasságban még nedves levegő helyezkedett el, majd 18-án 0 UTC-től már kiszáradás jellemezte a légkör nedvességtartalmát. Mivel aznap egy hidegfront vonult át a térség felett, a nap második felétől 850hPa-os szinten hideg levegő áramlott az Alpok térségébe is.

A https://wetter3.de modellarchívuma szerint aznap a szél északi irányú volt, az Alpok északi lejtőin folyamatosan havazott, mely a hegy gerincén egy éles határvonalon megszűnt, és a felhőzet hiányában a déli oldalon nem hullott csapadék.

A hőmérsékleti és harmatpont adatokból is kitűnik a száradás a *lee-oldalon*. Míg a reggeli órákban 4°C volt a harmatpont-deficit a déli oldalon, addig 12 UTC-re ez az érték 8°C-ra nőtt. Ezzel szemben az északi oldalon reggel 1°C volt a harmatpont-deficit, 12 UTC-kor pedig teljesen telítetté vált a levegő. A hegygerincen mindvégig telített levegő helyezkedett el.



51-52. ábra. Bal oldalon (**51. ábra**) a hegy luv-oldalán, Münchenben felengedett rádiószondás mérés, jobb oldalon(**52. ábra**) a hegy lee-oldalán elhelyezkedő, udinei szonda adatai (https://weather.uwyo.edu)

Rádiószondás adatokon (*51-52. ábra*) jól látszik, hogy esetünkben a *luv-oldalon* elhelyezkedő Münchenben telített, nedves, a talajszinten fagypont közeli levegő helyezkedett el, azonban a *lee-oldalon* közel 10°C-os talajszinti hőmérséklet mellett 850 hPa-on száradás jelent meg, a hőmérsékleti és harmatpont görbe eltávolodott egymástól, vagyis a levegő egyre távolabb került a telítettség állapotától.



53-54. ábra Az északi főn egyik tipikus esete 2009. február 17. 12:15UTC A felső, 53. ábra látható tartományban készült, az alsó 54. ábra a hó-felhő-felszín megkülönböztetésére szolgáló csatorna segítségével. A képen pirossal a hó felszín, zölddel a hó mentes, fehéres színnel a felhőfelszín látható.

6.3.1.b, 2006. december 7.

A korábban már ismertetett *déli főn* esete. A légtömeg dél felől érte az Alpok hegyláncait (*57-58. ábra*). A Brit-szigetek déli részéig húzódó teknő helyezkedett el Nyugat-Európában és az Atlanti-térségben. Európa középső részén északskandináviai középponttal elhelyezkedő ciklon hidegfrontja, és Olaszországtól nyugatra elhelyezkedő középponttal egy mediterrán ciklon melegfrontja kapcsolódott össze, így egy nedves levegővel rendelkező sávot hozott létre. A mediterrán ciklonnak köszönhetően meleg, nedves levegő áramlott a térségbe.

A modelladatok alapján az Alpok keleti oldalán eső, záporeső hullott a nap folyamán, a nyugati felén fagypont alatt alakult a hőmérséklet, így ott már szilárd halmazállapotban hullott csapadék. Hasonlóan az előző esethez, a csapadéksáv a hegy gerincéig tartott, az északi oldalon már nem hullott csapadék.



55-56. ábra. Bal oldalon (**55. ábra**) a hegy luv-oldalán Udineben felengedett rádiószondás mérés, jobb oldalon (**56.ábra**) a hegy lee-oldalán elhelyezkedő, müncheni szonda adatai (http://weather.uwyo.edu)

A rádiószondás felszállások jól mutatják, hogy a déli oldalon, mely az áramlást tekintve a *luv-oldal*, a levegő telített, a hőmérséklet és a harmatpont szinte teljesen együtt fut (55. *ábra*), s itt felhőképződés, és csapadék fordult elő. Ezzel szemben a *lee-oldali* szonda adatai 850 hPa körül hőmérsékleti inverziót, gyenge kiszáradást mutatnak, majd 700 hPa-os szinten erőteljes kiszáradás figyelhető meg (56. *ábra*).



57-5851. ábra. Déli főn esete 2006. december 7-én

A látható tartományban készült kép 11:47 UTC-kor (**57. ábra**), a hótakaró detektálására használt csatorna képe 10:05 UTC-kor készült (**58. ábra**). Jól látszik, hogy az északi oldal szinte felhőmentes, a déli oldalon feltorlódott felhőzet található, a hegy gerince közelében hullámfelhők rajzolódnak ki.

6.3.2. Északi - Kárpátok

A Kárpátok teljes vonulata Pozsonynál kezdődik, egy hatalmas félkör alakban, öleli át a Kárpát-medencét, és délen a Dunánál ér véget. A hegység teljes hossza 1500 km, az Alpok után a legkiterjedtebb hegyvonulat Európában. Emiatt több nagyobb részre osztható:

- Északi-Kárpátok
- Keleti-Kárpátok
- Déli-Kárpátok
- Nyugati-Kárpátok
- Szerb-Kárpátok

Legmagasabb pontja a Gerlachfalvi-csúcs, mely 2655 m. Vizsgálatom során a Kárpátok legmagasabb hegyvonulatán, a Tátrán volt lehetőségem főnös jelenséget detektálni a műholdképen, ugyanis az ERA-Interim adatbázis kivágata nem fedte le a Kárpátok egész vonulatát, pedig a Fogarasi havasokon is nagyon szépen kirajzolódik a főn hatás egy déli áramlás folytán.

A Tátra, és egyben a Kárpátok éghajlatára jellemző, hogy az áramlást tekintve legtöbbször északi, északkeleti *luv-oldal* évi átlagban pár fokkal hűvösebb, és csapadékosabb, mint az átellenes *lee-oldal*. Mivel egy medencét fog közre, a szél ritkán fúj a medencéből kifelé, így a legtöbbször főn jelenséget okozó szélirány, északi, északkeleti. Az itt lehullott hó 1300 m felett átlagosan négy-öt, 1800 m felett hat hónapig képez összefüggő takarót.

6.3.2 . a) 2006. március 14.

Az ezen a napon készült felvételen a Tátra kiemelkedő hegycsúcsa, illetve déli lejtője látszott (*59-60. ábra*). Ebben az időszakban egy leszakadó hidegcsepp örvénylett, a Balkán-félsziget felett, s nedves levegővel töltötte ki Közép-Európa nagy részét. A Tátra térségében 14-én 0 UTC-kor még nagy nedvességtartalmú légtömeg helyezkedett el, majd 12 UTC-re már valamelyest csökkent a 700 hPa-os szintre vonatkozó relatív nedvesség értéke, s 15-én 0 UTC-kor már száraz levegőt mutatott a modellanalízis. Szintén modelladatok alapján a Tátra északi oldalán, a jelen lévő nedves levegő felhőzetéből hó hullott, azonban a hegy gerincén dél felé átlépve mind a csapadék, mind a felhőzet megszűnt. Ezen a napon rádiószondás adat ebből a térségből nem állt rendelkezésre, így csupán az ERA-Interim adatbázis értékei alapján mutatható ki száradás 925 hPa-on, illetve a harmatpont-deficit segítségével a talajszinten (*11. táblázat*).

	Relatív	Harmatpont-	Átlag
	nedvesség	deficit	szélsebesség
6 UTC	~90%	3°C	5 m/s
12 UTC	~60%	6°C	9 m/s

^{11.} táblázat. 2006. március 14-én az ERA-Interim adatbázis értékei a Tátra térségére

A 925 hPa-os szint relatív nedvességét, s talajszinten tapasztalható harmatpontdeficitet ábrázoló térképen látható (*Függelék X. c*), *d*), *e*), *f*)), és a 11. táblázatból kiolvasható, hogy a vizsgált térségben a levegő száradása tapasztalható 6-12 UTC között a *lee-oldalon*. A műholdképen látható hóolvadás foltokban, a völgyekben történt meg, ennek indikátora a fagypont fölé emelkedő hőmérséklet és a száraz levegő (60. ábra).





59-6052. ábra. 2006. március 14-én 9:40 UTC A felső, **59. ábrán** a Terra műhold által készített látható tartományban készült kép, a ráillesztett ERA-Interim adatbázis szélzászlóival, mely látható, hogy a hegyláncra közel merőleges.

Az alsó **60. ábrát** ugyanebben az időben készítette a Terra műhold a hó-felhő megkülönböztetésére szolgáló közeli infravörös csatornája. A piros szín a foltokban megmaradt hótakarót, a zöld szín a szél olvasztó hatása miatti hó mentes felszínt jelöli. Narancssárgás-fehéres színnel a felhőzet látható.

6.3.3. Dinári-hegység

A Dinári hegység Szlovéniától Albániáig húzódó, északnyugat-délkeleti irányítottságú érchegység, melynek legmagasabb pontja az 1831 m magasan fekvő Dinara. Három részre osztható: délnyugati (vagy tengerparti), középső és északnyugati régiókra.

A csapadék döntő részét a nyugati áramlásnak köszönhetően a tenger felőli oldalon találjuk, ahol meghaladja a 2000 mm-t, de van, hogy az 5000mm-t is eléri éves átlagban (Czelnai, 2006). Abban az esetben, amikor a szél kelet-északkeletről fúj a tenger fölé, főként a téli hónapokban tapasztalható egy hideg száraz bukószél, a főn széllel hőmérsékleti szempontból ellentétes bóra. Erőssége a téli hónapokban a legnagyobb, akár a 200km/h-t is elérheti.

Vizsgálatom során több olyan esettel találkoztam, melynél a bukószél által létrehozott hullámfelhőzet jelent meg. Ezek közül a legszemléletesebbnek 2007. február 6. és 2008. január 28. bizonyult, amikor két különböző irányú áramlás volt megfigyelhető.

6.3.3. a) 2007. február 6. és 2008. január 28.

2007. február 6-i műholdképen (*64. ábra*) a Dinári hegység északkeleti lejtője felett hullámfelhőzet jelent meg a tenger felől jövő áramlás hatására. Ezen a napon egy több középpontú ciklonrendszer helyezkedett el Európa északi része felett, délen a mediterrán térségben azonban melegebb, száraz levegő volt jellemző. A nap folyamán a Dinári-hegység délnyugati részén eső esett.

2008. január 28-án Nyugat-Európa felett egy anticiklon helyezkedett el, azonban Kelet-Európában, Románia felett egy ciklon örvénylett, melynek hidegfrontja január 28-án a nap első felében érintette a Dinári-hegység térségét. A műholdképen megjelenő felhőzet (*65. ábra*) esőt, záporesőt okozott az északkeleti lejtőkön, míg a *lee-oldalon* nem volt csapadéktevékenység. A nap folyamán, a hidegfront elvonultával fokozatosan kiszáradt a légkör 700 hPa-on a térségben, a délutáni órákban már nem hullott csapadék.



61-62. ábra. 2007. február 6-i és 2008. január 28 12UTC, Zadar Zadar a 2007-es esetben a hegy luv-oldalán (61. ábra), 2008-as esetben a hegy leeoldalán helyezkedett el (62. ábra) (http://weather.uwyo.edu)

A *61-62. ábrán* látható két rádiószondás felszállás a hegy *luv-* és *lee-oldala* közti különbséget mutatja. 2007-ben, amikor az áramlás iránya jellemzően délnyugati volt, a *luv-oldalon* nedves levegő helyezkedett el (*61. ábra*), felhőzet jelent meg, és csapadék hullott, majd a hegy szélárnyékos oldalán bukószél, és - a kialakult légköri hullámoknak köszönhetően - lencseszerű felhőformák jöttek létre.

2008-ban az áramlás északi, északkeleti irányú volt, az Adriai-tenger felöli oldalon jelent meg a műholdképen is látható *lee-oldali* felhőzet. A délnyugati lejtőn - mely ekkor a *lee-oldal* volt - a talajszinten száraz volt a levegő, a harmatpont és a hőmérsékleti görbe egymástól távolabb helyezkedett el.



53-54. ábra. 2007. február 6. 9:35 UTC és 2008. január 28. 9:06 UTC
A első, 64. ábrán a hegy északkeleti oldalán, az alsó, 65. ábrán a délnyugati oldalon figyelhetők meg a bukószél jellemző felhőformái.

7. Konklúzió

A hazánkban általunk vizsgált térségekben megjelenő főn, vagy főnszerű jelenségek tulajdonságaiból kitűnt, hogy ennek a mezo-skálájú folyamatnak nemcsak magashegységekben, hanem középhegységekben is különböző fajtái fordulnak elő.

Az Alpokalja térségében a bemutatott esetekben jellemzően északnyugati irányú áramlás és 10 m/s körüli átlagszélsebesség jellemző, ami az Alpokból érkező, illetve a Dévényi-kapunál kialakult szélcsatornán beáramló levegőhöz köthető. A vizsgálatok során *lee-oldali* hullámfelhőzet rajzolódott ki, ami stabil rétegződésre és kellő mennyiségű nedvességre utalt az áramló levegőben. Amennyiben az áramlás útjába a Bakony is beleesett, ennek emelő, és - a szélárnyékos oldalon - szárító hatása is megjelent (*29-30. ábra*). Erre a Balaton vonalától északra megjelenő felhős, délre viszont felhőmentes terület utal.

Az esettanulmányok közül a 2006. március 7-i eset illusztrálja legjobban a Magyarországon létrejövő főn hatásokat a Dunántúl három - hegyekkel övezett - táján (*37-39. ábra*). Az arról a napról készült részletesebb esettanulmányból kiderül, hogy a nyugat, északnyugat felől érkező szél a hótakaró felszakadását okozta lokálisan az Alpokalján, a Bakony és a Mecsek déli lejtőin. Az áramlás útjába pont ezek a hegységek képeztek akadályt, s a kialakuló bukószél száraz adiabatikus melegedése által okozott lokális hóolvadás, a főn szél tulajdonságaira utal.

A Bakonyban detektált jelenségek indikátora a Dévényi-kapun, a szélcsatornába beáramló levegő volt, melynek pontosan útjába állt a Dunántúli-középhegység magasabb tengerszint feletti magasságokkal rendelkező része. Tulajdonságaiban hasonlóság figyelhető meg az Alpokalján látható esetekkel, ugyanis a hullámfelhőzet ebben az esetben is megjelent, mint a stabil rétegzettség és kellő nedvességtartalommal rendelkező levegő jelzője. A hasonlóságon túl kapcsolat is megállapítható az Alpokalján megjelenő esetekkel: amennyiben az áramlás az Alpok felől érkezik, iránya északnyugati, és útjába beleesik a Bakony, a hegy emelő hatására a *luv-oldalon* a felhőzet vastagodása, a *lee-oldalon* a felhőzet csökkenése, illetve az Alpokaljához hasonló hullámfelhők megjelenése jellemző (*40-41. ábra*). Abban az esetben azonban, amikor a Dévényi-kapun betörő levegő hatására alakult ki hullámfelhőzet - eredetéből adódóan - az az áramlás nem bukott le az Alpokalja

lejtőin, így ekkor csupán a Bakony térségében jelent meg főnre utaló felhőzet (*33-34-35. ábra*).

Az előző esetekkel ellentétben, a Mátrában és a Bükkben északi, északészaknyugati, az előzőekhez képest gyengébb, 7-8 m/s-os átlagszélsebesség hatására kialakuló jelenségekkel találkozhattunk. Ezekben az esetekben *lee-oldali* felhőzet csak kis mértékben, vagy egyáltalán nem alakult ki, vagyis az áramló levegő nem rendelkezett elegendő nedvességtartalommal, inkább a száraz szél volt a hótakaró felszakadásának okozója (*48-50. ábra*). Ennek oka az lehetett, hogy a Mátrát és a Bükköt elérő, észak felől érkező levegő, a Tátrán átbukva már veszít nedvességtartalmából, így a további emelkedés során felhőzet nem, vagy csak kis mértékben alakul ki, továbbá a déli oldalra átbukó levegő tovább szárad és száraz adiabatikusan melegszik, így válthat ki a hóolvadást.

Külföldi esetek tanulmányozása során az előbb említett jelenségek nagyobb mértékű, látványosabb formájával találkozhattunk: élesebben kirajzolódó lencsefelhők és hóolvadás, nagyobb kiterjedésből adódóan rádiószondás adatok alapján is kimutatható száradás, illetve melegedés a *lee-oldalon*.

Az Alpok esetében a külföldi tanulmányokban ismertetett *északi* (53-54. *ábra*) és *déli főn* (57-58. *ábra*) jelenség az általam vizsgált Terra/Aqua MODIS képeken is megjelent, melyhez rádiószondás, illetve modellanalízis adatokat keresve, a tanulmányokban ismertetett tulajdonságok ugyancsak kirajzolódtak.

A Tátra vizsgálata során, a Mátrához hasonló látványos hóolvadás volt megfigyelhető a déli oldalon, illetve műholdképek alapján a felhőzet feltorlódása volt látható az északi oldalon, és ennek valószínűleg ennek hatására mutatott a modell gerinc felett megszűnő havazást (*59-60. ábra*).

A Dinári-hegységben kialakuló bukószél is kimutatható volt két különböző esetben is, a hegység két oldalán (*64-65. ábra*). Adatok hiányában ezeket bukószélként azonosítottam, mivel itt a hegység délnyugati oldalán megjelenő szél bóra is lehetett, s ennek tulajdonságai viszont ellentétesek a főnével.

8. Összefoglalás

A vizsgálat során nagy hangsúlyt fektettünk hazánk középhegységeiben megjelenő főn, vagy főnszerű jelenségek vizsgálatára, melyből kiderült, hogy műholdképek alapján detektálható hullámfelhők, illetve lokális hótakaró felszakadások az említett esetekben ilyen folyamathoz köthetők. A MODIS Rapid Response System weboldalon megtalálható, a Terra műhold által készített hó- felhő-felszín megkülönböztetésére szolgáló csatorna segítségével adott esetben mind a hótakaró felszakadása, mind a felhőzet struktúrájának részletei is megfigyelhetők voltak, természetesen abban az esetben, amikor készült is a Kárpát-medence térségéről megfelelő nem-georeferált kivágat.

A műholdképek előzetes kiválasztása az ERA-Interim adatbázis alapján készített széltérképek alapján történt, majd a kiválasztás után témavezetőm és Kern Anikó segítségével hozzájutottunk az ELTE műholdvevő által készített, és az Űrkutató csoport által feldolgozott georeferált képekhez. Mivel a kért képeknek csak egy része állt rendelkezésünkre, a MODIS Rapid Response System archívumában található nem-georeferált képekből kellett kiválasztanunk a megfelelő kivágatot, illetve az ELTE-n készült képekhez a hó- felhő-felszín megkülönböztetésére szolgáló csatorna képeit kellett párosítanunk. A kiválasztott napok időjárási hátterének vizsgálata után két típusra, főnre utaló, illetve nem főnös esetekre osztottam a felvételeket. A nem főnös esetek okait összefoglaltam, a főnre utaló jelenségekhez kapcsolódó műholdképeket tovább vizsgáltam, illetve az arra vonatkozó ERA-Interim adatbázis 0,5×0,5°-os felbontású harmatpont-deficit térképeket, 925 hPa-ra vonatkozó relatív nedvesség térképeket készítettem, melyek segítségével a medencébe beáramló levegő nedvességtartalmáról, illetve a talaj közelében jelentkező száradásról kaptunk információt. A szinoptikus helyzet, és a makro-skálájú képződmények mozgásának vizsgálatához a http://wetter3.de és a http://wetterzentrale.de modelljeinek analízis térképeit használtam. A vizsgálat végén a tanulmányokban is olvasott légköri megjelenését paraméterváltozásokat tapasztaltuk, és ezek mutattuk be középhegységeinkre vonatkozóan.

Mivel pontos óránkénti, talajszinten illetve magasabb vertikális szinteken mért adat nem állt rendelkezésemre, így teljes egészében nem jelenthető ki, hogy az adott jelenség főn szél lehetett, ám további tanulmányokban az általam kiválasztott napokra részletesebb, termodinamikai tanulmányok készíthetők. Ahogy mások vizsgálataiból (Richner et al., 2006, Drechsel and Mayr, 2008), az enyémekből is kiderült, hogy a téli hónapokban hóolvadás indulhat meg meleg és/vagy száraz szél hatására, melyek hegyi patakok áradását indíthatják be. Az áradások mellett síközpontok üzemeltetőinek is hasznos tudni, hogy az érkező szél okozhat-e olvadást, illetve főnös időszakokban mikor érdemes hóágyúzni a pályát. A maximum előrejelzések szempontjából a tulajdonságok alapján beépíthető lenne az előrejelző modellekbe a főn lehetősége, így adott esetben, amikor a szél hazánkban északkeleten északi, nyugaton északnyugatira fordul és megélénkül - például egy hidegfront elvonulása után -, a meteorológusnak jelezhetne a modell, hogy a maximumok előrejelzésénél számoljon a főn lehetőségével. Mivel Magyarország a Kárpát-medencében helyezkedik el, így a belépő szelek - a szélcsatornákat nem számítva - hegyeken átbukva érkeznek meg, vagyis a főn szél kialakulásának lehetősége mindenképpen fennáll.

Köszönetnyilvánítás

Köszönet illeti **Dr. Timár Gábort**, aki témavezetőmként felvetette a főn szél problémáját, és a dolgozat elkészítése során segítette munkámat, közbenjárásával rendelkezésemre állította az ELTE műholdvevő által készített képeket, és hasznos tanácsokkal látott el a képek tanulmányozása során.

Köszönettel tartozom **Dr. Barcza Zoltán**, tanszéki konzulensemnek, a GRADs program alkalmazásához nyújtott segítségéért, valamit, hogy a felmerülő kérdéseimre mindig segítőkészen válaszolt.

Hálával tartozom **Ihász Istvánnak**, az Országos Meteorológiai Szolgálat munkatársának, aki biztosította számomra az ERA-Interim adatbázis finomabb felbontású formáját, és aki felmerülő problémáim megoldásában mindig nagy segítséget nyújtott.

Köszönöm a segítséget **Kern Anikónak**, aki kikereste, és biztosította számomra az ELTE műholdvevő által készített képeket.

Nagyon köszönöm **Bálint Gábor, Horváth Ákos, Gaál Áron, Puskás Márta, Putsay Mária és Simon André** meteorológusoknak, hogy felmerülő kérdéseimre legjobb szakmai tudásuk szerint válaszoltak, s ezzel segítették munkámat.

Köszönöm **Nagy Gergelynek**, hogy az általa elkészített domborzati maszkot rendelkezésemre bocsátotta a műholdképek utólagos feldolgozásához, illetve segítséget nyújtott a képszerkeztő program használatában.

Továbbá köszönöm a segítséget **Kurunczi Ritának és Wenhardt Tamásnak**, családomnak, és mindazoknak, akik közreműködtek, és támogattak abban, hogy dolgozatom elkészüljön.

Irodalomjegyzék

Beran, D. W., 1967.: Large amplitude lee waves and chinook winds, *Journal of Applied Meteorology*, **6**, 869

Bougeault, P., Binder, P., Buzzi, A., Dirks, R., Houze, R., Kuettner, J., Smith, R.
B., Steinacker, R., Volkert, H., 2001.: The MAP Special Observing Period, *Bulletin* of American Meteorological Society, 82, 433-434

Brinkmann, W. A. R., 1971.: What is a foehn?. Weather, 26, 230-240

Bulla, B., Mendöl, T., 1999.: A Kárpát-medence földrajza, *Lucidus Kiadó*, Budapest, pp 31-42

Burroughs, W. J., Crowder, B., Robertson, T., Vallier, E., Whitaker, T. R., 1996.: Meteorológia, pp 131-132

Czelnai, R., 2006: A Balkán-térség éghajlata. Délkelet-európai éghajlatváltozások hatásai Magyarországon, Előadások a Balkánról című konferenciasorozat

Drechsel, S., Mayr, J.Susanne, 2008.: Objective Forecasting of Foehn Winds for a Subgrid-Scale Alpine Valley. *Weather And Forecasting*, **23**, 205-218.

Ferencz Cs., Lichtenberger J., Bognár P., Molnár G., Steinbach P., Timár G. 2003: Műholdvevő állomás az ELTE Környezetfizikai Tanszékcsoportján. *Geodézia és Kartográfia*, **55**(9), 30-33.

Gyüre, B., 2003.: Hegymögötti (lee) hullámok laboratóriumi vizsgálata. *Diplomamunka*. ELTE Meteorológiai tanszék, Budapest

Kern, A., Bartholy, J., Pongrácz, R., 2005.: Az ELTE Környezetfizikai Tanszékcsoport műholdvevő állomása, *Légkör*, **50**(1), 18-21

Kéri Menyhért: Magyarország hóviszonyai 1929/30-1943/44, pp. 10-30

McGowan, H. A., 2003.: Observation of foehn interaction with lake breeze and valley wind circulation, Lake Tekapo, New Zealand, *map.meteoswiss.ch/map-doc/icam2003/562.pdf*

Magyarország éghajlati atlasza 1961-1990, *OMSZ*, Budapest, pp. 26, 44-46, 57-61, 65-66

Parish, T. R., 2003.: Katabatic Winds, *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, Academic Press, **3**, 1057-1059

Péczely, Gy., 1979.: Éghajlattan, Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, pp. 45-49, 263-265, 277-284

Richner, H., Baumann-Stanzer, K., Benech, B., Berger, H., Chimani, B., Dorninger, M., Drobinski, P., Furger, M., Gubser, S., Gutermann, T., Häberli, C., Häller, E., Lothon, M., Mitev, V., Ruffieux, D., Seiz, G., Steinacker, R., Tschannett, S., Vogt, S., Werner, R., 2006.: Unstationary aspects of foehn in a large valley. Part 1: Operational setup, scientific objectives and analysis of the cases during the special observing period of the MAP Subprogramme FORM. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **92**, 255-284

Roth, G. D., 1998.: Meteorológiáról mindenkinek. *Magyar könyvklub*, pp. 60, 194-197.

Queney, P., 1948.: The problem of airflow over mountains: A summary of theoretical studies, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **29**, 193-200

Sándor, V., Wantuch, F., 2005.: Repülésmeteorológia. *OMSZ*, Budapest, pp. 54-58, 207

Schultz, D. M., Doswell, C. D., 1999: Analyzing and Forecasting Rocky Mountain Lee Cyclogenesis Often Associated with Strong Winds, *Weather and Forecasting*, **15**, 167-171

Scorer, R. S., Klieforth, H., 1959.: Theory of mountain waves of large amplitude, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.*, **85**, 134 Seluchi, M.E., 2003.: Analysis of Three Situations of the Foehn Effect over the Andes (Zonda Wind) Using the Eta–CPTEC Regional Model, *Weather and Forecasting*, **18**, 481

Steinhoff, D. F., Bromwich, D. H., Speirs, J. C., McGowan, H.A., Monaghan, A. J., 2007: Foehn Winds in the McMurdo dry valley of Antarctica, 10th Conference on Polar Meteorology and Oceanography

Stull, R. B., 1988.: An Introduction to boundary layer meteorology. *Atmospheric Sciences Library*, Kluwer Acad., Norwell, Mass. pp 588-608.

Timár G., Telbisz T., Székely B. 2003: Űrtechnológia a digitális domborzati modellezésben – az SRTM-adatbázis. *Geodézia és Kartográfia*, **55**(12), 11-15.

Timár G., Ferencz Cs., Lichtenberger J., Kern A., Molnár G., Székely B., Pásztor Sz. 2006: MODIS-adatvétel az ELTE műholdvevő állomásán. *Geodézia és Kartográfia*, **58**(11), 11-15.

Turner, R.W., 1966.: Pincher Creek. Weather, 21, 412-413

Zängl, G., Mayr, G. J., 1999.: South foehn int he Wipp Valley on 24 Octobre 1999 (MAP IOP 10): Verification of high resolution numerical simulation with observations, *Monthly Weather Review*, **132**, 78

Zängl, G., 2002.: Idealized numerical simulations of shallow föhn, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **128**, 431-434

Zängl, G., 2003.: Deep and shallow south foehn int he region if Innsbruck: Typical features and semi-idelized numerical simulations, *Meteorology and Atmospheric Pysics*, **83**, 237-239

Weboldalak:

- http://zamg.ac.at
- http://met.hu
- http://ecmwf.int
- http://nimbus.elte.hu
- http://sas2.elte.hu
- http://modis.gsfc.nasa.gov
- http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/realtime/?calendar
- http://www2.jpl.nasa.gov/srtm

Függelék



Függelék II. - Esettanulmányok 2009. február 18. 6 és 12 UTC







Relatív nedvesség (925 hPa)













Ĵ

 $\hat{\mathbf{q}}$

Széltérkép

a)



Függelék IV. - Esettanulmányok 2006. március 7. 6 és 12 UTC

Harmatpont-deficit

Relatív nedvesség (925 hPa)



(p

 $\widehat{\mathbf{q}}$

Ĵ

Széltérkép

101





Függelék VII. - Esettanulmányok 2005. február 4. 6 és 12 UTC

Ĥ

q

q



Relatív nedvesség (925 hPa)

Széltérkép





Függelék X. - Esettanulmányok

2006. március 14. 6 és 12 UTC

