

A POLÁRIS CIKLONOK

SZAKDOLGOZAT

FÖLDTUDOMÁNY ALAPSZAK, METEOROLÓGUS SZAKIRÁNY



Készítette: Merics Attila

Témavezető: Dr. Weidinger Tamás

Konzulens: Gyöngyösi András Zénó

ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet

Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2010.

TARTALOMJEGYZÉK

1. BEVEZETÉS	3
2. A POLÁRIS CIKLONOK	5
2.1. Keletkezési és előfordulási helyek	5
2.2. Fejlődési szakaszok, jellemző életciklus	5
2.3. A poláris ciklonok összehasonlítása más alacsony nyomású ciklonális rendszerekkel	10
3. A POLÁRIS CIKLONOK AZONOSÍTÁSA	11
3.1. Szinoptikus (frontanalízis) térképek	12
3.2. 500 hPa-os AT térképek	14
3.3. Műholdképek	15
4. A POLÁRIS CIKLONOK FEJLŐDÉSE – FIZIKAI HÁTTÉR	17
4.1. Az abszolút, a relatív és a planetáris örvényesség fogalma	17
4.2. Az örvényességi egyenlet alakja nyomási koordináta-rendszerben	18
4.3. A potenciális örvényesség alakja izentrop, nyomási és felszínkövető koordináta-rendszerben	18
4.4. A vertikális sebességmező	22
5. MEGFIGYELÉSEK, MÉRÉSI EREDMÉNYEK	24
5.1. Poláris ciklon pályák Dánia térségében (1980–1990)	24
5.2. Poláris ciklon pályák az Atlanti-Európai térségben (2002–2008)	28
5.3. A poláris ciklonok és a Kárpát-medence időjárása	33
5.4. Szinoptikus megfigyelések, időjárási események	38
5.5. Esettanulmány a WRF modell felhasználásával	40
6. ÖSSZEFOGLALÁS	54
KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS	55
IRODALOMJEGYZÉK	56

1. Bevezetés

Az időjárás-jelentésekben sokszor hallunk ciklonokról és a hozzájuk kapcsolódó időjárási frontokról, illetve anticiklonokról. Nagyrészt ezek a légköri képződmények határozzák meg kontinensünk időjárását, ezeknek köszönhetjük a meleg vagy a hideg, illetve a száraz vagy a csapadékos időt. A ciklonok és anticiklonok szinoptikus skálájú mozgásrendszerek. Horizontális kiterjedésük 1000–1500 km, a légköri mozgások horizontális komponenséhez képest a vertikális komponens elhanyagolható. E folyamatok élettartama elérheti akár az egy hetet is (Czelnai *et al.*, 1994). Fizikai leírásuk „viszonylag egyszerű”, többségük könnyen előrejelezhető.

Az időjárás alakításában mezoskálájú rendszerek is részt vesznek. Ide soroljuk a poláris és a szubpoláris területek jellegzetes képződményét, a nálunk kevésbé ismert, poláris ciklonokat.

Poláris ciklonok októbertől ápriliséig (őszől tavaszig) tartó időszakban alakulnak ki a magas földrajzi szélességeken a fő polárfront és az arktikus front között. Legnagyobb valószínűséggel a Japán-tenger (Guo *et al.*, 2003), a Bering-tenger, az Irminger-tenger és a Norvég-tenger térségében illetve az Antarktisz partvidékén fordulnak elő (Garabato *et al.*, 2001), ott ahol a viszonylag meleg tengervíz kölcsönhatásba lép a hideg, sarkvidéki eredetű levegővel. A poláris ciklon karakterisztikus mérete 350–500 km, élettartama alig haladja meg a 3 napot. Működési mechanizmusának, fejlődésének kulcsát a konvektív folyamatok adják. Ennek kialakítója a melegebb nedves tengeri levegő (Szabados B., 1997) és a baroklin instabilitás. A szakirodalomban poláris hurrikánnak is „becézik”.

A szakdolgozat célja, hogy megismerjük a poláris ciklonok szerkezetét, fejlődését és jellegzetes pályáit, a minket érdeklő észak-európai térségben. Mi is a poláris ciklon? Milyen feltételeknek, körülményeknek kell teljesülnie ahhoz, hogy kialakuljon? Milyen fizikai mennyiségek ismerete szükséges a poláris ciklon leírásához, s ezek hogyan változnak a rendszer fejlődése során? E kérdések mellett arra is választ keresünk, hogy miként ismerhetők fel, milyen távérzékelési eszközök segítségével lehet őket azonosítani, s milyen időjárási események kapcsolódnak a poláris ciklonokhoz.

A dolgozatban a 2003–2008-as időszakban a Norvég-tenger és Dánia térségében előforduló poláris ciklonok gyakoriságát és vonulási irányait is vizsgálom az AT₅₀₀ és a

szinoptikus térképek segítségével. A szinoptikus megfigyelések alapján próbálok következtetni arra, hogy valóban poláris ciklon tartózkodott-e egy adott terület fölött. A szinoptikus klimatológiai feldolgozás után a poláris ciklon fejlődését az ELTE Meteorológiai Tanszéken futó WRF modell felhasználásával egy esettanulmányon vizsgálom.

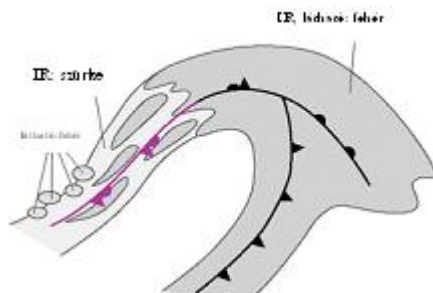
A dolgozatban választ keresek arra a kérdésre is, hogy milyen hatással van illetve egyáltalán hatással van-e egy Norvég-tenger felett örvénylő aktív poláris ciklon a Kárpát-medence időjárására? Vizsgálom azt is, hogy milyen Péczely-féle makroszinoptikus helyzetekhez köthetők ezek a poláris ciklonok.

2. A poláris ciklonok

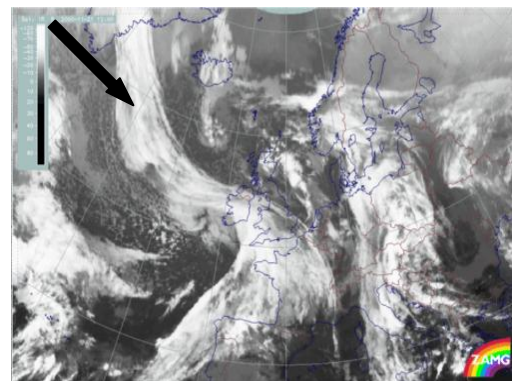
2.1. Keletkezési és előfordulási helyek

A poláris ciklon egy mezoskálájú légörvény, amely legtöbbször ősztől tavaszig terjedő hideg félévben fordul elő a magas földrajzi szélességeken a fő polárfront és az arktikus front között (Businger *et al.*, 1988) a még fagymentes, a környezeti levegőnél melegebb tengerek felett mind az északi, mind a déli féltekén. Legnagyobb valószínűséggel a Bering-tenger, a Norvég-tenger, a Japán-tenger, és az Irming-tenger térségében, illetve az Antarktisz körüli tengeri vizek felett fordulnak elő (Carleton, 1992).

A poláris ciklon kialakulásának feltétele egy jól fejlett ciklonális rendszer, amelynek egy része tovább mélyülhet. Két övezetben vannak kedvező feltételek a képződéshez: az egyik a visszahajló okklúziós front által gerjesztett baroklin-zóna, a másik a polárfront közvetlen környezete (Aakjaer, 1992; Rasmussen, 1992). Az 1. és a 2. ábrán egy poláris ciklon sematikus képét, illetve műholdfelvételét mutatjuk be a Holland Királyi Meteorológiai Intézet (KNMI) honlapjára támaszkodva. Jól látszik a polárfront keletkezési helye a visszahajló okklúziós hidegfront alakja.



1. ábra. A visszahajló okklúzió sematikus képe (Forrás: KNMI).



2. ábra. Visszahajló okklúzió a műholdképen. (Forrás: KNMI)

2.2. Fejlődési szakaszok, jellemző életciklus

A poláris ciklonok fejlődése a potenciálisan instabilis környezetben kialakuló kis baroklin zavarokhoz kapcsolódik. A perturbációkat a Rossby-sugár deformációjával jellemezhetjük Aakjaer (1992) alapján. A Rossby-sugár a következő alakban írható fel:

$$R = N_0 \cdot H / f ,$$

ahol H a tropopauza magassága a vizsgált légoszlop felett, f a Coriolis-paraméter ($f = 2\omega \cdot \sin\varphi$), N_0 pedig a stabilitási paraméter (a Brunt-Vaisala-frekvencia), ami a következő alakban írható fel:

$$N_0 = \sqrt{\frac{g}{T}(\Gamma - \gamma)} ,$$

ahol Γ a száraz, vagy nedves adiabatikus hőmérsékleti gradiens, γ a hőmérsékleti gradiens, g a nehézségi gyorsulás, T a légréteg átlagos hőmérséklete. A Rossby-sugár az a minimális érték, ahol a kialakuló forgó rendszer még stabil marad. Minél kisebb az R , annál labilisabb a környezet, hiszen kis N_0 esetén a környezet hőmérsékleti gradiense (γ) a nedves adiabatikushoz tart. R valóban kicsi (néhány száz km). Magas földrajzi szélességeken vagyunk, így itt a Coriolis-paraméter nagy értéket vesz fel, a pólusok felé haladva a tropopauza (H) magassága pedig csökken. A poláris ciklonokra tehát kisebb Rossby-sugár jellemző, mint pl. egy szubtrópusi depresszióra.

A poláris ciklonok életciklusa három szakaszra bontható: fejlődő, érett és leépülő fázis. A fejlődő fázisban fontos szerepet játszik a baroklin instabilitás (a vertikális szélnyírás), illetve a magasszinti pozitív örvényességi advekción és a nagy potenciális örvényesség. Az érett szakaszban a konvektív folyamatok kapnak hangsúlyos szerepet.

A fejlődő stádiumban képződő felhőmező, ami kijelöli a baroklin zónát, a pozitív örvényességi advekción és a meleg levegő advekciónak köszönhető. Az instabilitási zóna normál körülmények között a potenciális ekvivalens hőmérsékleti izovonalakkal $\Theta_e = \left(T + \frac{Lr}{cp}\right) \cdot \left(\frac{p_0}{p}\right)^{R/cp}$ rajzolható ki a 850 hPa-os szinten, de hasonló eredményre jutunk a pszeudo-ekvivalens potenciális hőmérsékleti izovonalak $\Theta_{se} = \Theta \cdot \exp\left(\frac{Lr}{cpT_k}\right)$ megszerkesztése után is. A képletekben szereplő mennyiségek a következők: L a fázisátalakulási (párolgási) hő, c_p a száraz levegő állandó nyomáson vett fajhője, T_k a kondenzációs szint hőmérséklete, $p_0 = 1000$ hPa a referencia szint nyomása, R a száraz levegő specifikus gázállandója, Θ a potenciális hőmérséklet (Bordás et al., 2007).

A baroklin övezetekben megrekedt magassági hideg levegőtömeg biztosítja a potenciálisan instabilis légkört, hasonlóan a mérsékeltövi magassági hideg légörvényekhez. A másik generáló folyamat a potenciális örvényességi advekción, ami szoros összefüggésben áll az örvényességi advekciónal és perturbációi befolyásolják a baroklin instabilitást. Ha a magasszinti potenciális örvényességi anomáliák (*Cavallo et al., 2009*) meghaladják az alacsonyszinti anomáliákat, akkor a két szinten fellépő erős potenciális örvényesség egymást erősítve beindítja a fejlődési folyamatot. De ez csak akkor következik be, ha a ciklonális áramlás által erősített magasszinti potenciális örvényességi anomália elég mélyre hatol a troposzférában. A mechanizmusra tipikus példa az, amikor egy sekély ciklon fejlődésekor fellépő alacsonyszinti potenciális örvényességi maximum és a tropopauza szintjén lévő jet-tengelyről leszakadó potenciális örvényességi mező szintéziséből generálódott pozitív örvényességi advekción egy poláris ciklont hoz létre. (*Hasonló keletkezési folyamatot figyelhetünk meg más körülmények között is, pl. a monszun-depressziók esetén az indiai szub-kontinensen.*)

Érett szakaszban – a fejlődési stádiumban megindult – konvekciós folyamatok a meghatározók. A levegő és a tengerfelszín közötti nagy hőmérsékleti különbség és az erős felszíni szél (erős turbulencia) következtében felszabaduló látens és szenzibilis hő táplálja a konvekciót (*Dési és Rákóczi, 1970*). A ciklon további mélyülését az alacsonyszinti cirkuláció eredményeként fellépő „Ekman-pumpa” biztosítja (*Tél, 2003*). Ebben a szakaszban alakul ki a poláris ciklon meleg magja, amit egy, a középpontban elhelyezkedő felhőmentes, kör alakú zóna jelöl ki teljesen hasonlóan, mint a trópusi ciklonok esetében. A mag kialakulásáért két folyamat felelős:

1. A viszonylag meleg légtömeg felszín közelében a poláris ciklon középpontja felé áramlik, majd elérve azt, leszakad az alacsonyszinti jet-ről.
2. A meleg magot konvektív folyamatok is támogatják. Az alacsonyszinti konvergencia és a magasszinti divergencia segíti az erős konvekcióhoz szükséges tömegáramot (*lásd pl. a Sutcliffe-féle fejlődésmélet mechanizmusát is a mérsékeltövi ciklonokban, Götz és Rákóczi, 1981*). Ezalatt a szenzibilis és a felszabaduló látens hő (*felhőképződés*) az alacsonyszinti konvergenciát erősítve a ciklon és a meleg mag erősödését okozza.

A trópusi ciklonok központjában uralkodó nagyon alacsony (esetenként 900 hPa alatti) légnyomás, a középpont felé sodródó meleg nedves levegő, a középponti

területek felett lesüllyedő levegőtömeg és a viharos szél együttes hatására kialakul a ciklon szeme, s az ezt körülvevő felhőfal (Czelnai et al., 1994).

A műholdképek tanulsága szerint a szem-struktúra a poláris ciklonoknál is jelen van, ám ez nem jelenti azt, hogy náluk is erősen viharos szél és nagyon alacsony légnyomás lenne a jellemző. A szem kialakulásának feltétele az, hogy a lesüllyedő légréteg pszeudo-ekvivalens potenciális hőmérséklete nagyobb legyen, mint az emelkedő légrétegé. A felhőfal mentén a relatíve száraz, hideg légtömegben felfelé haladva (*labilis rétegződés*) nagy mennyiségű látens hő szabadul fel.

A poláris ciklonok közepes áthelyeződési sebessége 7 m/s. Vándorlásuk során elkerülhetetlenül elérik a szárazföldi területeket is. A középponti légnyomás emelkedése és a markáns szélmező eltűnése a poláris ciklon gyengülésének az előjele. A disszipációért három hatás felelős:

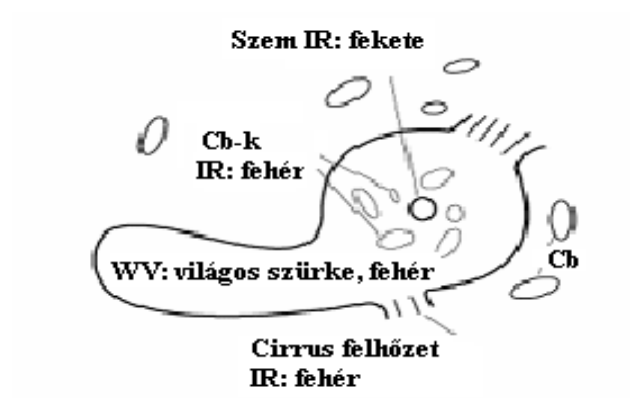
1. A ciklon egyik energiaforrása, a látens hő utánpótlása megszűnik, hiszen nincs tengervíz mint a nedvesség „korlátlan forrása”, tehát csökken a párolgás s így a látens hőfelszabadulás és a felhőképződés.
2. A téli időszakban általában a szárazföldek felülete hidegebb, mint az óceáné/tengervízé, ami azzal magyarázható, hogy a víz fajlagos hőkapacitása és hővezető-képessége sokkal nagyobb, mint a kőzeteké. Ezért van az, hogy a tengerek a partmenti területek klímáját kiegyensúlyozottan tartják (télen fűt, nyáron hűt).
3. Nyilvánvalóan a szárazföldek egyenetlensége, érdessége nagyobb, mint a tengerfelszíné. A nagyobb érdesség (nagyobb súrlódási erő) viszont fokozott felszínközeli konvergenciához vezet. A megnövekedett felszínközeli konvergenciát, nem kompenzálja a magas szintű divergencia. Ez légnyomás-emelkedéshez, nettó tömegáram növekedéshez vezet.

A poláris ciklonok általában erős baroklinitással hozhatóak összefüggésbe, ám az nem feltétlenül függ a szenzibilis és a látens hőáramból származó energiától. Itt a differenciált örvényességi advekciónak játszik elsődleges, kezdeti szerepet (Götz és Rákóczi, 1981; Holton, 1992). Következésként megállapítható, hogy nem minden poláris ciklon disszipálódik a szárazföldet elérve illetve nem csak ott következhet be a disszipáció, mert nem a földfelszín a legdominánsabb tényező. A poláris ciklonok kizárólag akkor kezdenek feltöltődni, amikor negatív hatásmechanizmusok lépnek fel, mint a hideg advekciónak vagy a negatív örvényességi advekciónak.

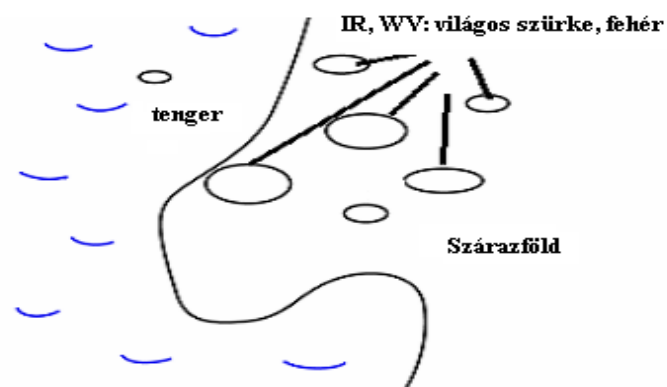
E folyamatokat szemlélteti a 3–5 ábrásor, ami a Holland Királyi Meteorológiai Szolgálat (Royal Netherlands Meteorological Institute, KNMI) honlapján szereplő ismertetések alapján készült.



3. ábra. A poláris ciklon fejlődő szakasza (KNMI).



4. ábra. A poláris ciklon érett szakasza (KNMI).



5. ábra. A poláris ciklon leépülő szakaszban (KNMI).

2. 3. A poláris ciklonok összehasonlítása más alacsony nyomású ciklonális rendszerekkel

E fejezetben a poláris ciklonok főbb sajátosságait hasonlítjuk össze a mérsékeltövi, a trópusi és a szubtrópusi ciklonokkal, illetve a mezoléptékű konvektív rendszerekkel. A hasonlóságokat és a különbségeket az 1. táblázatban foglaljuk össze.

Képződmény: → Kategória: ↓	Poláris ciklon	Trópusi ciklon	Szubtrópusi ciklon	Mezoléptékű konvektív rendszer	Mérsékelt övi ciklon
Légnomás	965–1010 hPa	920 hPa >	950 hPa >	990–1010 hPa	970–1010 hPa
Skála	mezoskála	mezoskála	mezoskála	mezoskála	szinoptikus
Cirkuláció	pozitív	pozitív	pozitív	pozitív	pozitív
Horizontális kiterjedés	400–500 km	400–500 km	400–500 km	150–200 km	1500–2000 km
Felhőkarok	egy	több	több	nincsen	kettő
Szélsébség a középpontban	változó, néha viharos (>15 m/s)	pusztító (>33 m/s)	erősen viharos	néha erősen viharos	néha viharos
Vonulási sebesség	közepes	lassú	lassú	közepes	közepes
Élettartam	1–3 nap	1–4 nap	2–5 nap	5–8 óra	5–8 nap
Keletkezési terület	poláris öv óceánjai, tengerei felett	trópusi óceánok felett	szubtrópusi óceánok felett	szárazföldek felett	mérsékelt és szubpoláris öv óceánjai, tengerei felett
Nyomási gradiens	mérsékelt	nagy	nagy	kicsi	mérsékelt
Felépítés	szimmetrikus, ellipszis alakú izobárok	szimmetrikus, kör alakú izobárok	szimmetrikus, kör alakú izobárok	elliptikus alakú, szimmetrikus	asszimmetrikus, ellipszis alakú izobárok
A látens hő szerepe	40–60%	95%	90%	90%	40–60%
Mag	meleg	meleg	hideg	(hideg)	hideg

1. táblázat. A poláris ciklonok főbb sajátosságainak összehasonlítása a mérsékeltövi, a trópusi és a szubtrópusi ciklonokkal, illetve a mezoléptékű konvektív rendszerekkel.

A mérsékelt övi ciklonok kialakításában mind a barotróp, mind a baroklin instabilitás (horizontális és vertikális szélnyírás) szerepet játszik. Ahogy a kisebb mezoskálájú folyamatok felé haladunk, egyre fontosabbá válik a baroklinitás mellett a vertikális instabilitás (Businger, 1989, 1995) és a latens hőfelszabadulás általi fűtés. Érdekes, hogy mind a trópusi, mind a poláris ciklonok meleg középponttal (maggal) rendelkeznek. Hasonló a horizontális kiterjedésük, de a poláris ciklonokban kisebb a nyomási gradiens, így a szélsébség értéke is. A poláris területeken azonban ez a hideg 15–20 m/s-os szél is sok megpróbáltatást okozhat a hajózóknak. A felhőzet struktúrájában is különbségek jelennek meg, hiszen a trópusi ciklonok több felhőkarral rendelkeznek, míg a poláris alacsonynyomású képződményekhez legfeljebb egy hosszan elnyúló felhőszálya kapcsolódik, melyből szilárd halmazállapotú, záporos csapadék hullik. A hétköznapi ember számára kifejezetten fontos hasonlóság van a két időjárási képződmény között az általuk okozott gazdasági és anyagi kár mértéke szempontjából. A poláris ciklonok a kontinentális területeket elérve többnyire jelentős mértékben veszítenek erejükből, ezért ekkor a környezetükre jellemző áramlási sebesség csak ritkán haladja meg a viharos kategóriát a trópusi ciklonokkal ellentétben, ám a belőle kihulló nagy mennyiségű szilárd halmazállapotú csapadék szintén nagy károkat okozhat.

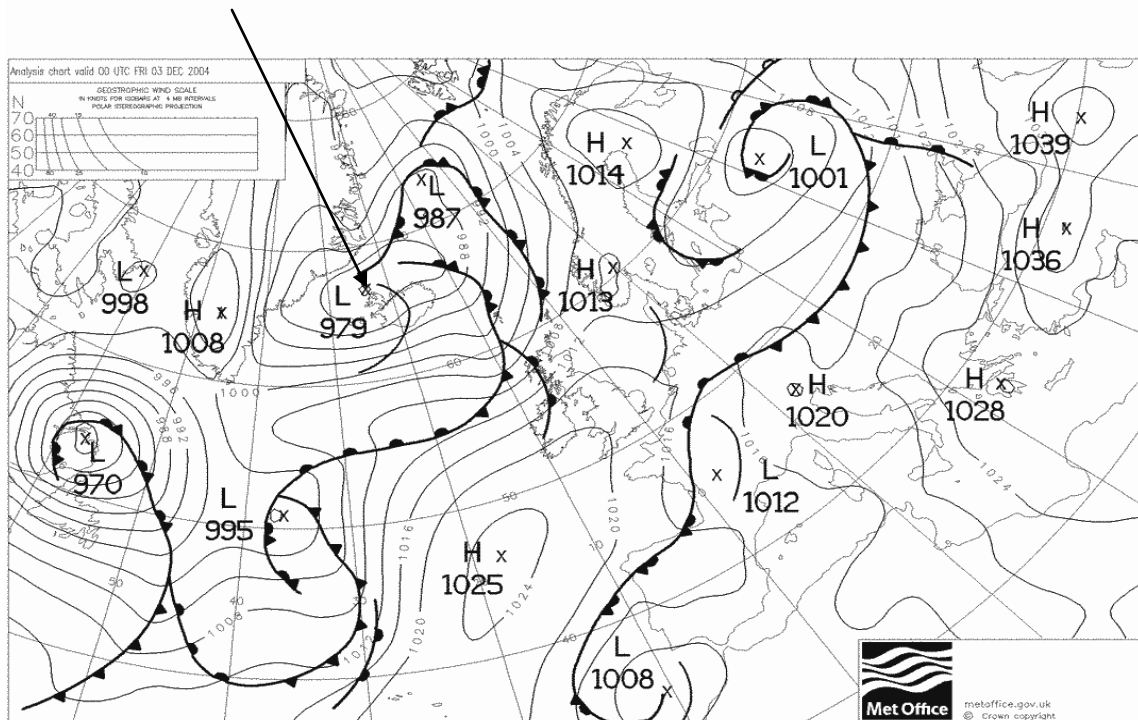
3. A poláris ciklonok azonosítása

A poláris ciklonok bemutatása után azzal a kérdéssel foglalkozunk, hogy hogyan ismerhetők fel a talaj és a magassági (AT) térképeken, illetve műholdas felvételeken. Milyen kritérium-rendszer segítségével dönthetjük el egy képződményről, hogy az már egy poláris ciklon? Célunk az interneten, illetve a szinoptikus meteorológiai szakirodalomban található adatbázisok bemutatása. A későbbiekben ezekre támaszkodva végeztem el a 2003–2008-as időszak szinoptikus analízisét, hogy megkeressem az Északi-tenger térségében kialakuló poláris ciklonokat és kövessem a pályájukat. A vizsgált időszakra nem találtam ilyen vizsgálatot, korábbról azonban igen.

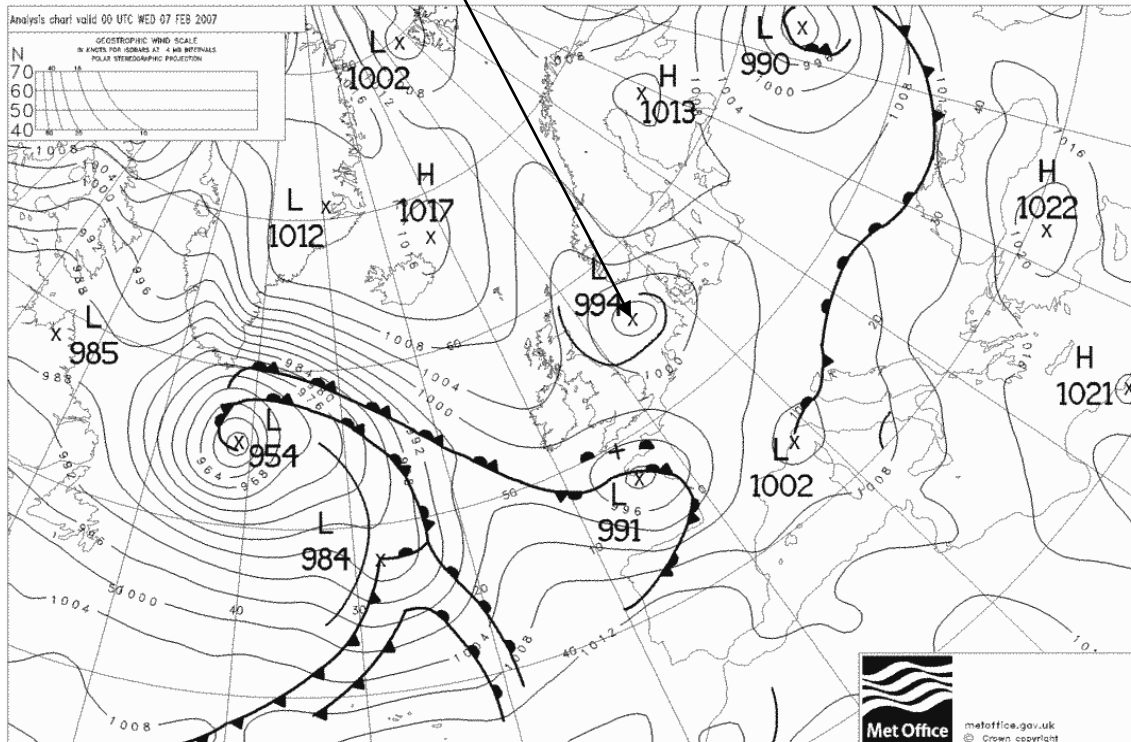
3. 1. Szinoptikus (frontanalízis) térképek

Az első vizsgált adatbázis a fronttérképek archívuma volt, ami az UKMO frontanalízis térképeiből áll (<http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsfaxsem.html>). A fronttérképeket szinte a meteorológia minden területén alkalmazzák, hiszen átfogó képet nyújt az aktuális légköri helyzetről, előrevetítve annak változásait is. Itt az izobárok 4hPa-onként vannak megrajzolva, amelyek az azonos tengerszinti légnyomású területeket kötik össze. Az izobárok sűrűségéből a szél erősségére tudunk következtetni. A zárt, koncentrikus izobárok kirajzolják az alacsony illetve a magasnyomású központokat. A ciklonokhoz tartozó frontálzónákat is berajzolták, amelyek megadják a különböző tulajdonságú légtömegek határát. (Megjegyezzük, hogy a légtömegeket elválasztó határfelületek nem szükségszerűen frontfelületek (*Tasnádi, 2006*)).

A térképeken feltüntetett frontok fajtái: melegfront, hidegfront, okklúziós front, magassági meleg-, hideg- és okklúziós front. Vizsgálataimban az UKMO térképek azért különösen fontosak, mert ezeken az instabilitási vonalak is szerepelnek, emellett minden lokális alacsonynyomású központ is jelölve van. Nézzünk két példát (6. és 7. ábra)! A nyilak 1–1 poláris ciklont jelölnek.



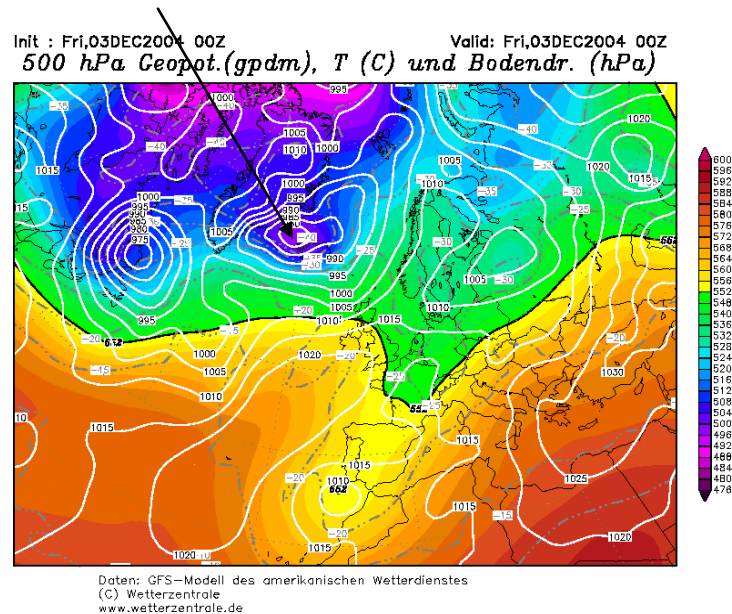
6. ábra. Fronttérkép (UKMO) 2004. 12. 03. A nyíl a poláris ciklon középpontját jelöli.



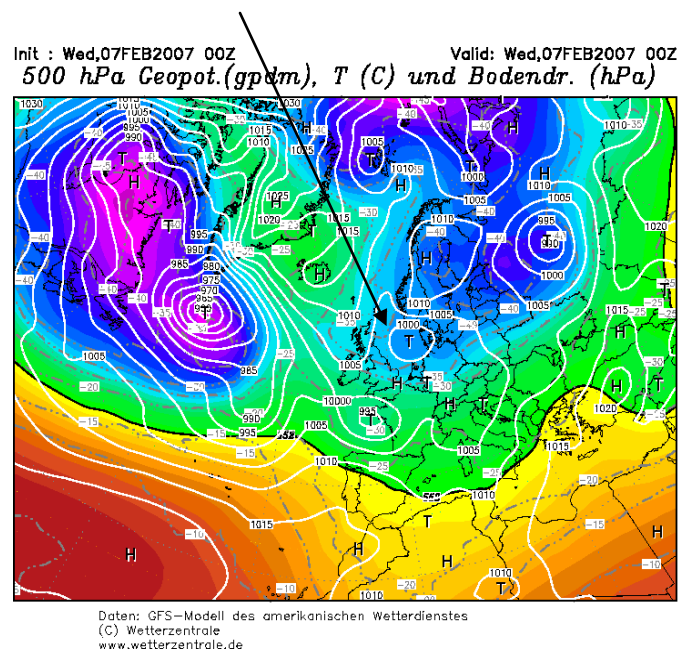
7. ábra. Fronttérkép (UKMO) 2007. 02. 07. A nyíl a poláris ciklon középpontját jelöli.

3. 2. 500 hPa-os AT térképek

A másik azonosításhoz szükséges térkép az 500 hPa-os AT térkép, amit magaslégköri mérések /rádiószonda-felszállások/, illetve numerikus modelleredmények felhasználásával szerkesztenek meg. Ott számíthatunk poláris ciklonra, ahol az 500 hPa-os szintet jellemző hőmérsékleti érték kisebb, mint -40°C . A hőmérsékleti térképek a GFS archívumából származnak (wetterzentrale.de/topkarten/fsavneur.html).



8. ábra: AT₅₀₀-as térkép (GFS) 2004. 12. 03. A nyíl a poláris ciklon középpontját jelöli.



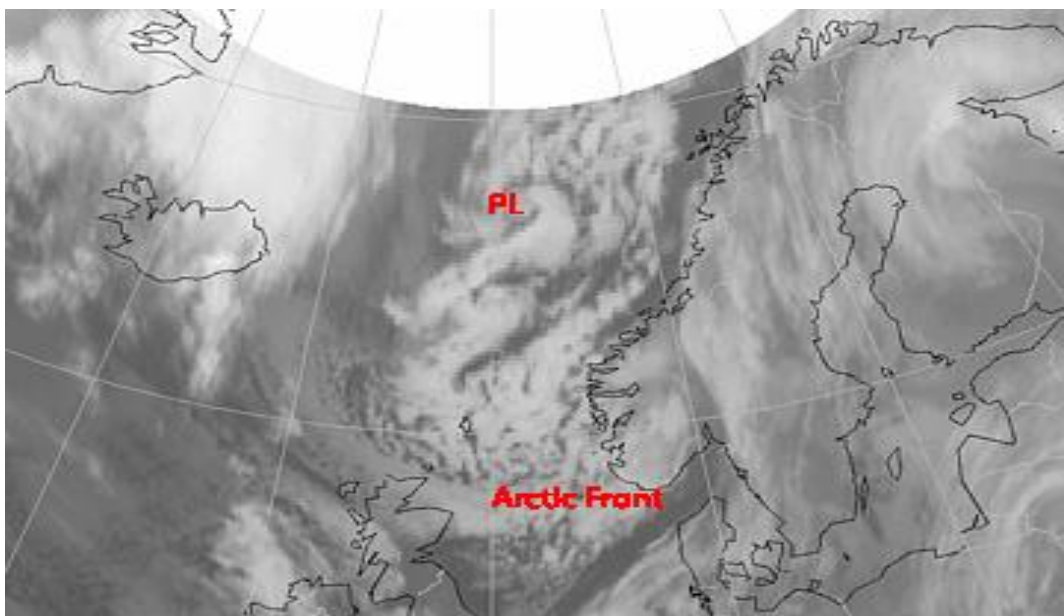
9. ábra: AT₅₀₀-as térkép (GFS) 2007. 02. 07. A nyíl a poláris ciklon középpontját jelöli.

3. 3. Műholdképek

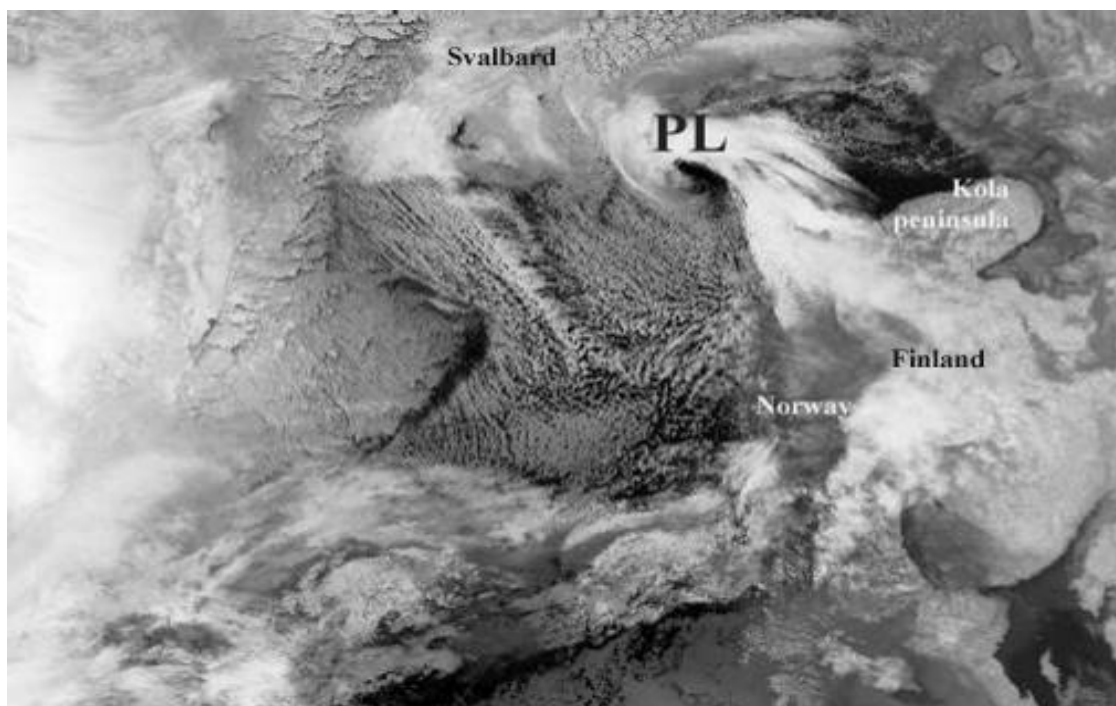
Bár a szinoptikus klimatológiai vizsgálatok során nem használtam fel műholdképeket, de mindenképpen fontos szerepet töltenek be a poláris ciklonok vizsgálatában. Nézzük a poláris ciklonok azonosítási lehetőségeit a műholdképeken!

Ahogy már említettük: a poláris ciklonok a téli időszakban a poláris övben előforduló mezoskálájú képződmények (*Montgomery et al., 1992*), amelyek némi hasonlóságot mutatnak a trópusi ciklonokkal. A kis méret, a sötét, téli időszak és az északi elhelyezkedés miatt a NOAA VHHR-IR képekkel lehet őket a leghatékonyabban azonosítani. Megjegyezzük, hogy a 70° szélességi körtől délebbre alkalmasak erre a célra a METEOSAT IR (infravörös) és WV (vízgőz) képei is. A fejlődő poláris ciklonoknak általában egy körkörös, bolyhos felhőszerkezete van. A viszonylag alacsony felhőtetők a közeli infravörös tartományban jól láthatóak. A felhőstruktúra belső oldala élesen elkülöníthető, míg a külső széle Cirrus felhőzettel fedett; a határ elmosódik (*10. ábra*).

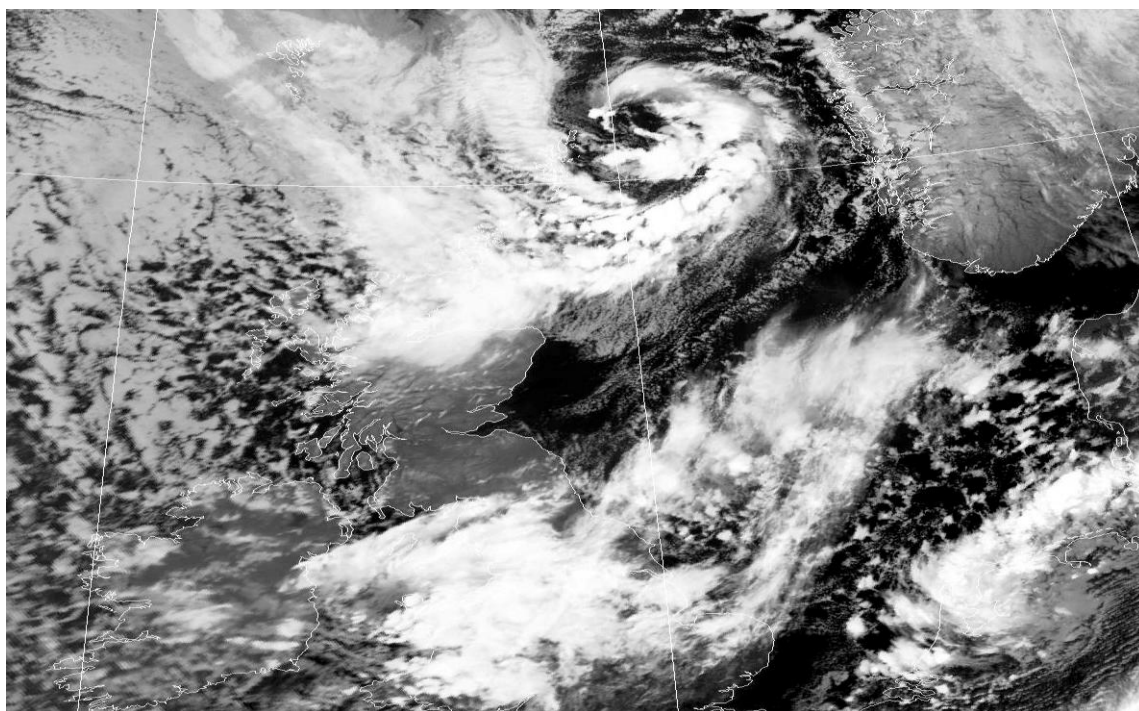
Az érett stádiumban lévő ciklonok egy felhőörvényből és a közepén kialakuló felhőmentes zónából (szem) állnak. A felhőörvény Cumulonimbusokból (zivatarfelhőkből) áll, a legfejlettebb zivatarfelhők a szem körül helyezkednek el, s ez jól látszódik az IR képeken a fényesen fehérnek látszó felhőtetőknek köszönhetően (*11. ábra*).



10. ábra. METEOSAT IR műholdkép 2004. 01. 28. 06 UTC (KNMI). Fejlődő szakasz.



11. ábra. NOAA VHRR-IR műholdkép 1987. 02. 26. (KNMI). Fejlett szakasz.



12. ábra. IR műholdkép 2008. 10. 28. (Bergeni Klímakutató Intézet- Bjerkes Központ).

A leépülő poláris ciklonok esetén már eltűnik a Cirrus felhőzet és a szem-struktúra. Az átlagos felhőtető magasság csökken, s így az IR képeken is csökken a fényerősség. A felhőörvény felbomlik (12. ábra).

4. A poláris ciklonok fejlődése – fizikai háttér

4. 1. Az abszolút, a relatív és a planetáris örvényesség fogalma

Tekintsünk egy $\vec{\Omega}$ szögsebességgel forgó relatív koordináta-rendszert, ahol a forgástengelytől \vec{r} távolságra a sebesség \vec{v} . Ekkor az abszolút koordináta-rendszerbeli \vec{V}_a sebességvektor a következőképpen adható meg:

$$\vec{V}_a = \vec{v} + \vec{\Omega} \times \vec{r} .$$

Az abszolút sebességi mező rotációja pedig:

$$\text{rot } \vec{V}_a = \nabla \times \vec{V}_a = \nabla \times \vec{v} + 2\vec{\Omega} .$$

Legyen adott a φ földrajzi szélességen egy Descartes-féle (a Földdel együtt forgó) koordináta-rendszer. Ebben a relatív rendszerben vizsgáljuk a légköri folyamatokat. Itt a Föld forgásából származó **planetáris örvényesség**, vagyis a rotáció függőleges komponense nem más, mint

$$2 \Omega_z = 2 \Omega \sin\varphi = f .$$

Az abszolút örvényesség relatív rendszerbeli része (**relatív örvényesség**, vagy sokszor egyszerűen csak örvényesség) a rotáció függőleges komponense:

$$\zeta = \left(\text{rot } \vec{v} \right)_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} .$$

Az abszolút rendszerbeli örvényesség (az ún. **abszolút örvényesség**) a relatív örvényesség és a planetáris örvényesség összege, vagyis:

$$\zeta_a = \left(\text{rot } \vec{V}_a \right)_z = \zeta + f .$$

4. 2. Az örvényességi egyenlet alakja nyomási koordináta-rendszerben

Számos olyan meteorológiai feladat van (pl. a szűrt egyenletrendszerek alkalmazása, AT-térképek készítése és analízise) ahol sikerrel használhatjuk a nyomási rendszerben felírt **örvényességi egyenletet**. Az egyenlet előállításakor a p -rendszerbeli horizontális mozgásegyenletekből indulunk ki. Az örvényességi egyenlet felírásához deriváljuk az x irányú (Descartes-rendszerbeli) mozgásegyenletet y , az y irányú mozgásegyenletet x szerint (egy izobár felületen haladva).

Felhasználva az örvényesség (ζ_p) és a horizontális divergencia (D_p) definícióját

$$\zeta_p = \frac{\partial v_p}{\partial x} - \frac{\partial u_p}{\partial y}, \quad D_p = \frac{\partial u_p}{\partial x} + \frac{\partial v_p}{\partial y}$$

kapjuk, hogy az abszolút örvényesség teljes időbeli megváltozása:

$$\begin{aligned} \frac{d(\zeta_p + f)}{dt} &= \frac{\partial(\zeta_p + f)}{\partial t} + u_p \frac{\partial(\zeta_p + f)}{\partial x} + v_p \frac{\partial(\zeta_p + f)}{\partial y} + \omega \frac{\partial(\zeta_p + f)}{\partial p} = \\ &= -(f + \zeta_p)D_p - \left[\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v_p}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u_p}{\partial p} \right] + \left[\frac{\partial F_{sy_p}}{\partial x} - \frac{\partial F_{sx_p}}{\partial y} \right]. \end{aligned}$$

Felismerhetjük az egyenlet bal oldalán az abszolút örvényesség teljes időbeli megváltozását és annak felbontását lokális, advektív és konvektív hatásra. A jobb oldal első tagja a divergencia és az abszolút örvényesség (a planetáris + a relatív örvényesség) szorzatától függő tag. A következő a forgatási csavarási tag, s ezt követi a súrlódási tag.

4. 3. A potenciális örvényesség alakja izentrop, nyomási és felszínkövető koordináta-rendszerben

Az örvényesség a sebességtér pontbeli tulajdonsága. Számos meteorológiai vizsgálathoz azonban célszerű egy-egy időjárási objektumot követni, s ennek a fejlődését, elmozdulását, alak- és sebességváltozását leírni. Így például egyszerűen vizsgálható a ciklonok, anticiklonok, mint forgómozgást végző objektumok dinamikája.

Háromdimenziós rendszerek esetén az Ertel által 1942-ben bevezetett „potenciális örvényesség” fogalom használata biztosít korszerű tárgyalásmódot, egy-egy objektum önálló vizsgálatát.

Az izentrop potenciális örvényesség tárgyalása során feltételezzük, hogy a légréz felső és alsó határfelületén a potenciális hőmérséklet állandó, vagyis a légréz egy-egy izentrop felületen mozog. A mozgás leírásakor a potenciális hőmérsékleti-rendszerben (x, y, Θ, t) felírt örvényességi egyenletből indulunk ki. Felhasználjuk a kontinuitási és a termodinamikai egyenletet is. Adiabatikus feltételezéssel élünk (nincs vertikális sebesség) és elhanyagoljuk a súrlódási erőt. Az örvényességi egyenlet alakja:

$$\frac{d(\zeta_{\Theta} + f)}{dt} = -(\zeta_{\Theta} + f)D_{\Theta} .$$

Tudjuk, hogy az izentrop örvényesség relatív megváltozását a horizontális divergencia mező vezérli, ami nem más, mint a légréz (x, y) síkra vonatkozó vetületének (A) időbeli relatív megváltozása:

$$D_{\Theta} = \frac{\partial u_{\Theta}}{\partial x} + \frac{\partial v_{\Theta}}{\partial y} = \frac{1}{A} \frac{dA}{dt} .$$

Egy M tömegű, A felületű légréz esetében, melynek alsó és felső része között a nyomáskülönbség Δp , a tömegmegmaradás a következő egyenletekkel fejezhető ki:

$$Mg = -A\Delta p ,$$

$$g \frac{dM}{dt} = -\Delta p \frac{dA}{dt} - A \frac{d\Delta p}{dt} = \Delta p \frac{dA}{dt} + A \frac{d\Delta p}{dt} = 0 .$$

A nyomáskülönbség alakja a Θ -rendszerben:

$$\Delta p = \left(\frac{\partial p}{\partial \Theta} \right)_{t,x,y} \Delta \Theta .$$

A fenti egyenletekből kapjuk a potenciális örvényesség teljes időbeli megváltozását:

$$\frac{d \ln(\zeta_{\Theta} + f)}{dt} = -D_{\Theta} = -\frac{d \ln \left(\frac{\partial p}{\partial \Theta} \right)_{t,x,y}}{dt} .$$

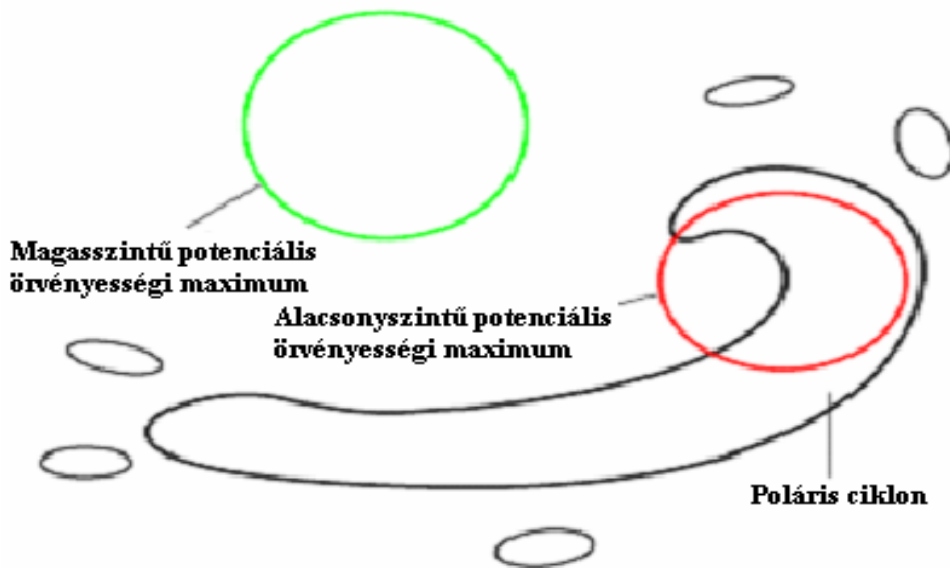
Kihasználva, hogy $\left(\frac{d}{dt} \right)_{x,y,\Theta,t} = \left(\frac{d}{dt} \right)_{x,y,p,t}$ megkapjuk a potenciális örvényesség p -rendszerbeli alakját is:

$$\frac{\zeta_{\Theta} + f}{\Delta p} = const .$$

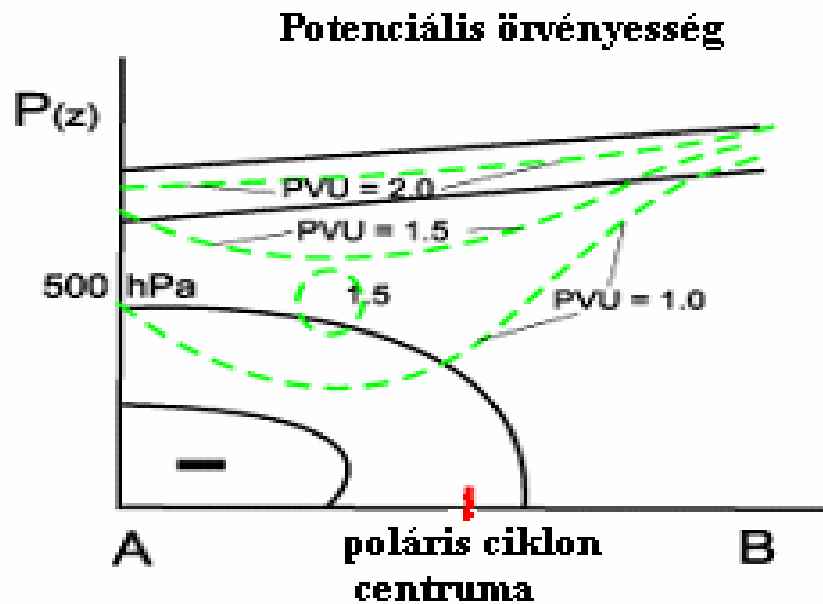
Összenyomhatatlan közegben (ami természetesen barotrop) a p -rendszerbeli barotrop közegre vonatkozó potenciális örvényességet egyszerűen átírhatjuk a z -rendszerbe a sztatika alapegyenletének ($\Delta p = -\rho g \Delta z$) felhasználásával:

$$\frac{\zeta + f}{\Delta z} = const .$$

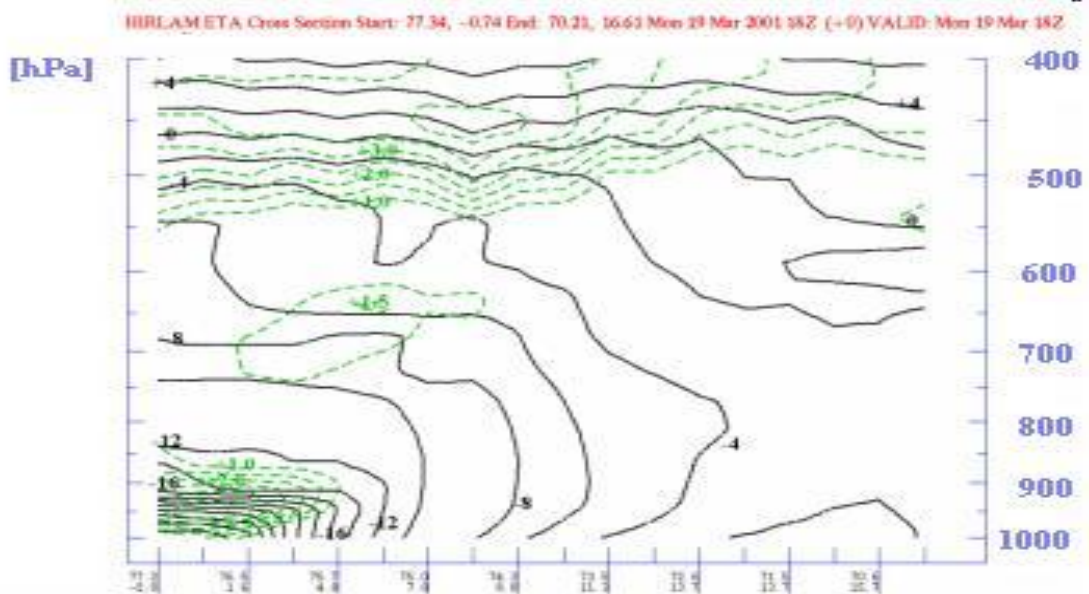
A fenti egyenlet azt szemlélteti, hogy egy ζ relatív örvényességgel jellemzett barotrop közegben a rétegvastagság változása dinamikailag azonos az f Coriolis-paraméter megváltozásával. Ez adja a dinamikai alapot olyan forgókádas kísérletekhez, ahol a kád alja a forgástengelytől távolodva emelkedik. Így modellezhető a Coriolis-paraméter szélességi körök szerinti változása, az ún. $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$ hatás. Ha egy ciklonális rendszer – mint például a poláris ciklon – állandó relatív örvényesség mellett délre tolódik (csökken a Coriolis-paraméter), akkor kimélyül (csökken a rétegvastagság). A potenciális örvényességi mező szerepét, elhelyezkedését a poláris ciklonban a 13–15. ábrák szemléltetik. Az ábrákon a zöld szaggatott vonalak a potenciális örvényességet $1 \text{ PVU} = 10^{-5} \text{ 1/s}^2$ egységben. Jól látszik a magasszinti potenciális örvényességi (PV) maximum.



13. ábra. A potenciális örvényesség alakulása (vízszintes metszet). Forrás: KNMI.



14. ábra. A potenciális örvényesség alakulása (sematikus vertikális metszet az Északi-tenger felől a Skandináv-félsziget középső területéig a 65. szélességi kör felett, 2001. 03. 20. 18 UTC) zöld vonalak jelölik a potenciális örvényességet, a fekete vonalak az ekvivalens potenciális hőmérséklet izovonalait °C-ban. Forrás: KNMI.



15. ábra. A potenciális örvényesség alakulása (modellezett vertikális metszet a Norvég-tenger felől a Skandináv-félsziget középső területéig 67. szélességi kör felett, 2001. 03. 20. 18 UTC) zöld vonalak jelölik a potenciális örvényességet, a fekete vonalak az ekvivalens potenciális hőmérséklet izovonalait °C-ban. Forrás: KNMI, HIRLAM modell.

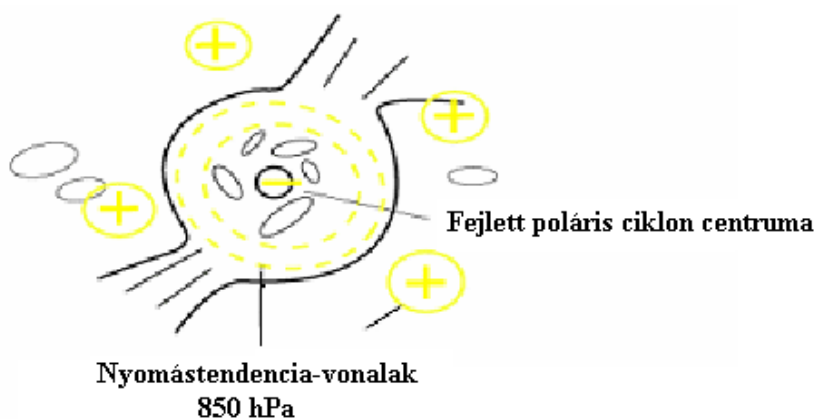
A 15. ábrán pedig a magassági és a felszínközeli PV mező együttes szerkezetéről kapunk képet a HIRLAM modellszámítás felhasználásával.

4. 4. A vertikális sebességmező

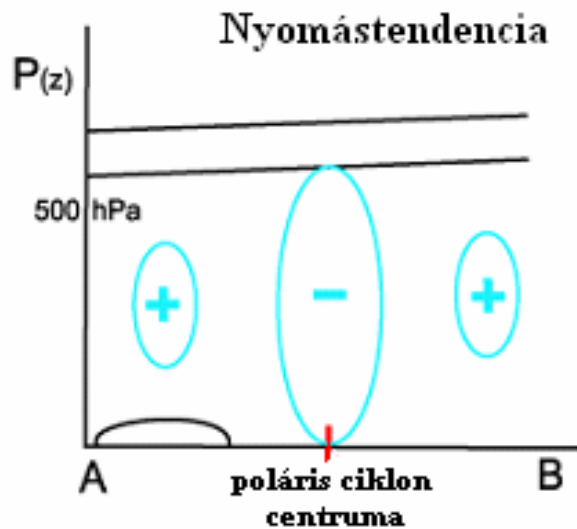
A gyakorlatban a vertikális sebességmező előállítására az egyik legelterjedtebb módszer az ω -egyenleten alapuló meghatározás (Götz és Rákóczi, 1981). A levezetéshez az örvényességi egyenlet egyszerűsített változatát, valamint a termodinamikai egyenletet használjuk kvázigeosztrófikus közelítésben. Elmondható, hogy az egyenletben az egyes tagok szigorúan véve nem, mint kényszerek, hanem mint a hidrosztatikus illetve geosztrófikus egyensúlytól való pillanatnyi eltérést reprezentáló tényezők jelennek meg, amire a légkör a vertikális sebességmező megfelelő átrendeződésén keresztül válaszol. Az előbbi egyenletek felhasználásával, valamint matematikai átalakítások alkalmazásával az ω - egyenlet a következő alakba írható:

$$\nabla^2_p \omega + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \omega = -\frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \cdot [-V_g \cdot \nabla_p (\xi_g + f)] - \frac{R}{\sigma p} \nabla^2_p (-V_g \cdot \nabla_p T),$$

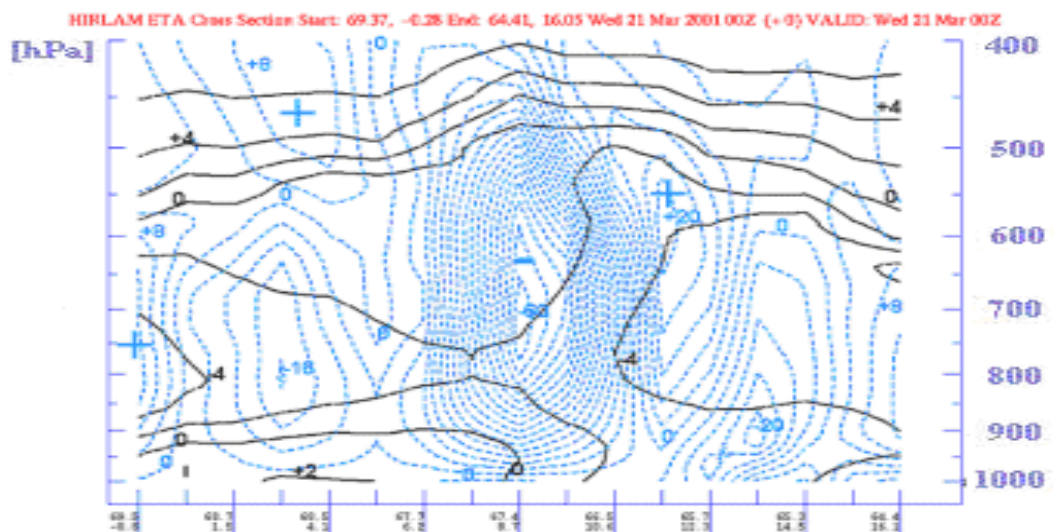
ahol f_0 a Coriolis-paraméter, σ a sztatikai stabilitási paraméter, V_g a geosztrófikus szélesebesség-vektor és ξ_g a geosztrófikus örvényesség. Ennek az időtől független diagnosztikai egyenletnek a bal oldalán az ω Laplace-operátora, jobb oldalán pedig a differenciált örvényesség-advekción (1. tag) és a hőmérséklet-advekción Laplace-operátora (2. tag) található. Megjegyzendő, hogy szinoptikus skálán az állapotmezőket térbeli szinuszos függvényekkel állítjuk elő, ami azt eredményezi, hogy az ω Laplace-operátora $-\omega$ -val arányos (*sin, cos felbontás miatt*). Az első tagot vizsgálva az abszolút örvényesség-advekción magassággal történő megváltozását láthatjuk, miszerint, ha a $\partial/\partial p < 0$, azaz az örvényességi advekción a magassággal nő, akkor ez a tag pozitív, ezért az ω Laplace-operátora is pozitív, tehát maga az ω negatív, ami feláramlást jelent. Ellenkező esetben leáramlásról beszélünk.



16. ábra. A vertikális sebességmező érett stádiumban (vízszintes metszet). Forrás: KNMI.



17. ábra. A vertikális sebességi mező érett stádiumban (vertikális metszet). Kék vonalak jelölik a vertikális nyomástendenciát hPa/óra egységben, a fekete vonalak az ekvivalens potenciális hőmérséklet izovonalait °C-ban. Forrás: KNMI.



18. ábra. A vertikális sebességmező érett stádiumban (modellezett vertikális metszet a Norvég-tenger felől a Skandináv-félsziget középső területéig 67. szélességi kör felett, 2001 03. 21. 00 UTC, HIRLAM ETA modell).

Kék vonalak jelölik a vertikális nyomástendenciát hPa/óra egységben, a fekete vonalak az ekvivalens potenciális hőmérséklet izovonalait °C-ban. Forrás: KNMI.

A 16–18. ábrák a nyomástendencia (izallobár) vonalak feltüntetésével az érett poláris ciklonok környezetében a vertikális sebességmező felépítését szemléltetik. Arra tudunk következtetni, hogy a kifejlett mezoskálájú örvények centrumában a nyomástendencia erősen negatív, vagyis a konvektív áramok a meghatározóak.

5. Megfigyelések, mérési eredmények

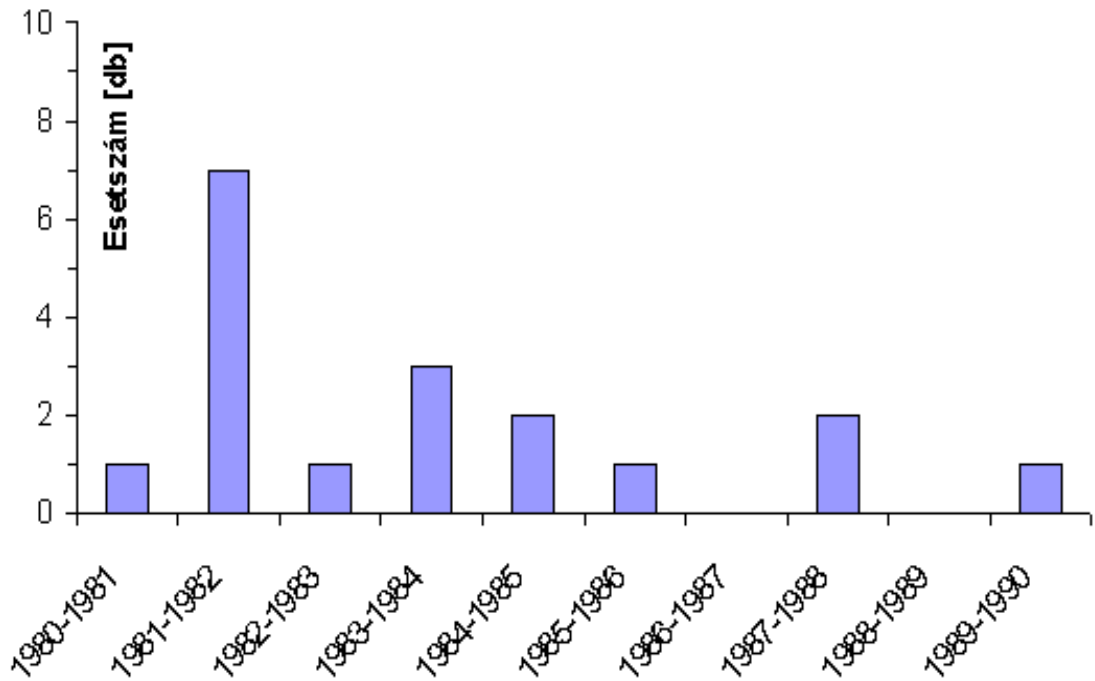
5. 1. Poláris ciklon pályák Dánia térségében (1980–1990)

1981. decemberében 7 poláris ciklon vonult át Dánia felett. Egy héten belül több mint 50 cm vastag hótakaró borította az országot és rekord hideget mértek, december 7-én $-25,6^{\circ}\text{C}$ -ot, 8-án $-31,2^{\circ}\text{C}$ -ot. Nemcsak Dánia felett, hanem az Atlanti térség északkeleti részén is nagy számban figyeltek meg poláris ciklonokat a téli időszakban. *Forbes* és *Lottes* (1985) 133 mezoskálájú felhőörvényt számolt össze egy hónap alatt (1981. 12. 01.–1982. 01. 05.). *Challenor* és *Carter* (1983) azt figyelték meg, hogy a poláris ciklonok gyakori előfordulása egy hidegebb téli időszak bekövetkezését vetíti előre. Másrészt azt is megállapították, hogy nagyobb mennyiségű havazást elsősorban a poláris ciklonok produkálnak.

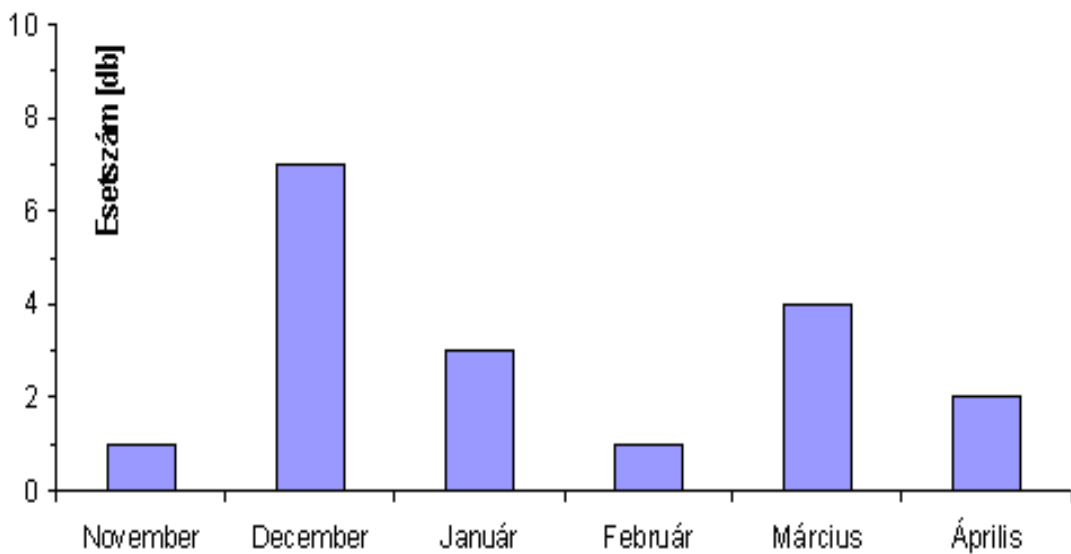
1980 és 1990 között 18 poláris ciklont figyeltek meg, amelyek eleget tettek a következő kritériumoknak:

1. Baroklin zónában kialakuló mezoskálájú örvénnyel rendelkezzenek.
2. A szinoptikus térképen jól kirajzolódó alacsonynyomású központtal rendelkezzenek.
3. Az örvény centruma minimum egyszer érintse Dániát.

A poláris ciklonok kimutatása a háromóránként készülő szinoptikus térképek, METEOSAT és NOAA műholdak felvételeinek segítségével történt. 1980. és 1990. között dán meteorológusok a fenti kritériumok alapján jegyezték fel a poláris ciklonokat. A mérési adatokat összevetették a távérzékelési eszközök (műhold, radar) által adott információkkal és megbizonyosodtak arról, hogy a feljegyzések helyesnek bizonyultak. A poláris örvények átvonulási időpontjait és a hozzátartozó meteorológiai állapothatározókat egy táblázatba foglalták. Kutatásuk célja az volt, hogy felmérjék, hány mezoskálájú örvény halad át Dánia felett a téli szezonokban, illetve ezek havi eloszlását elemezzék. Arra a megállapításra jutottak, hogy az idényszerű áthaladások gyakorisága nem mutat egyenletes tendenciát, amire jó példa az 1981–1982-es és az 1986–1987-es időszakok összehasonlítása (19. ábra). A havi eloszlásokat vizsgálva sem találtak egyértelmű választ arra a kérdésre, hogy van-e periodikus keletkezés azon poláris ciklonok esetében, amelyek átvonulnak középpontjukkal Dánia felett (20. ábra).



19. ábra. 1980 és 1990 között Dánia felett megfigyelt poláris ciklonok száma (Forrás: Dán Meteorológiai Szolgálat, Koppenhága).



20. ábra. 1980 és 1990 között Dánia felett megfigyelt poláris ciklonok száma (Forrás: Dán Meteorológiai Szolgálat, Koppenhága).

A Dán Meteorológiai Szolgálat munkatársai az alábbi táblázatban (2. táblázat) foglalták össze a legfontosabb tudnivalókat az ország felett átvonult poláris ciklonokról.

A dátumhoz azt a napot rendelték hozzá, amikor a ciklon centruma Dánia szárazföldi területe felett helyezkedett el. A második oszlopban a felhőörvény átmérőjét, a harmadik oszlopban a poláris légörvény élettartamát tüntették fel. Az életciklus időtartamának azt az időintervallumot tekintették, amíg a felhőzet struktúrája jól definiálható volt. A dán szinoptikus állomásokon mért csapadék- és széladatok kiátlagolása után kapott eredményeket láthatjuk az ötödik és a hatodik oszlopban.

Sorszám	Dátum	Átmérő (km)	Időtartam (nap)	Csapadék (mm)	Szélesség (m/s)
1.	1981. 01. 04.	250	1	29	15
2.	1981. 12. 06.	400	4,5	32	18
3.	1981. 12. 07.	300	3	35	16
4.	1981. 12. 09.	100	3,5	32	11
5.	1981. 12. 10.	400	2,5	20	18
6.	1981. 12. 10.	250	1,5	14	14
7.	1981. 12. 13.	250	4	11	16
8.	1981. 12. 14.	300	3	6	15
9.	1983. 03. 27.	300	1	25	13
10.	1984. 01. 04.	200	0,5	11	25
11.	1984. 01. 19.	300	2,5	16	11
12.	1984. 02. 08.	250	0,5	5	14
13.	1985. 03. 29.	450	1,5	30	21
14.	1985. 04. 26.	100	1,5	7	15
15.	1985. 11. 02.	200	0,5	11	15
16.	1988. 03. 14.	300	3	19	14
17.	1988. 04. 22.	100	2	7	12
18.	1990. 03. 01.	200	4	10	18

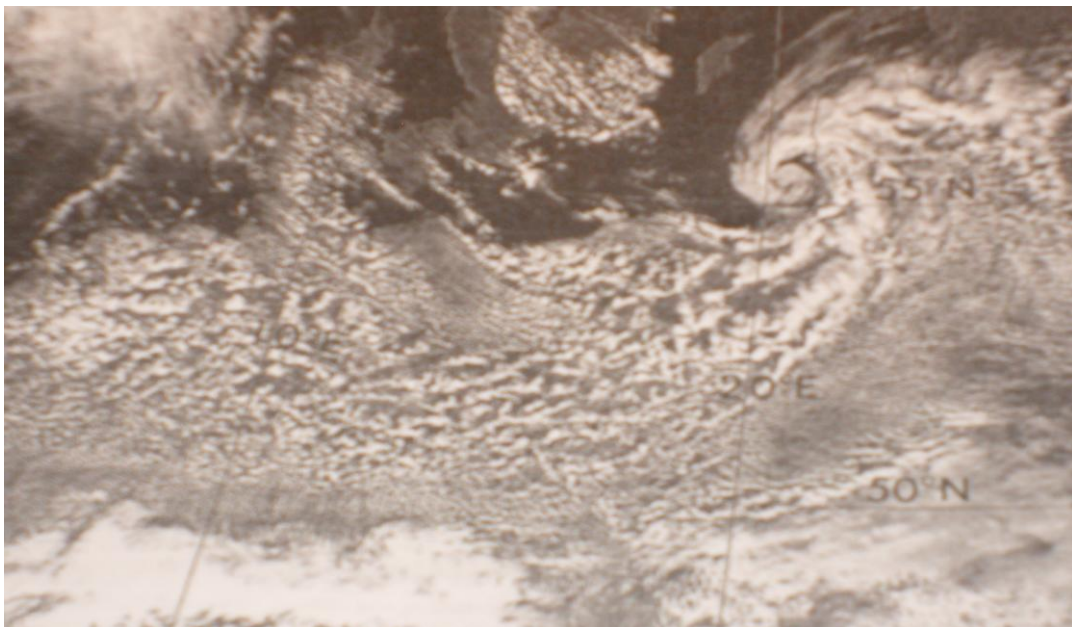
2. táblázat. Az 1980 és 1990 között Dánia felett átvonult poláris ciklonok paraméterei.

A Dániát érintő poláris ciklonok útvonalait egy térképre szerkesztették rá, amin az látható, hogy a pályák egy parabola ív mentén húzódnak (21. ábra).



21. ábra. Trajektóriák (Forrás: Dán Meteorológiai Szolgálat, Koppenhága, Aakjaer, 1992).

NOAA-9 CH 2(VIS) korabeli műholdkép egy a Dánián átvonuló poláris ciklont ábrázol.



22. ábra. Műholdkép a poláris ciklonról. (Forrás: Dundee Egyetem, 1985. 04. 26., Aakjaer., 1992).

A műholdképen látható poláris ciklon átvonulását a szinoptikus térképen is nyomon követhetjük a dán és lengyel észlelőknek köszönhetően, akik akkor három óránként rajzolták meg a szinoptikus talajtérképeket. Az analízis térképen egy konvergencia vonalnak tüntették fel a poláris örvény frontját. A térképen a felhőborítottság, a szélirány, a széleseesség, az izobárok és a szignifikáns jelenségek vannak feltüntetve. A szinoptikus analízisről leolvasható, hogy a poláris ciklon mögött erős, olykor viharos lökések kísérik az északnyugati, nyugati szelet és az erősen felhős égből hódara, illetve jégdara hullik (23. ábra).



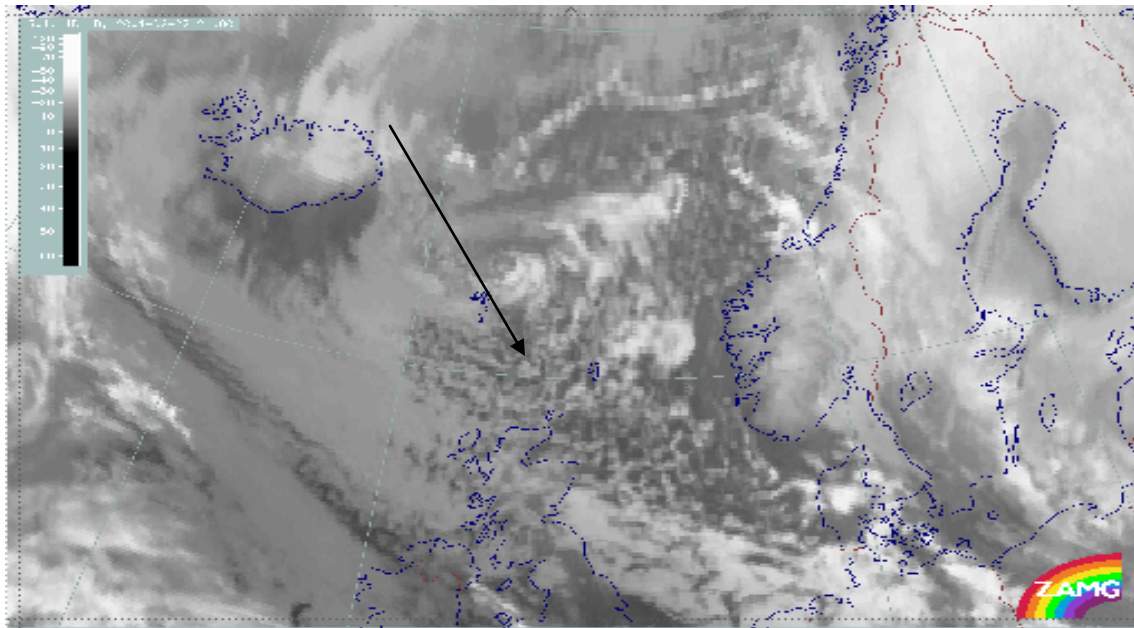
23. ábra. Szinoptikus talajtérkép (Forrás: Dán Meteorológiai Szolgálat, 1985. 04. 26., Aakjaer, 1992).

5. 2. Poláris ciklon pályák az Atlanti-Európai térségben (2002–2008)

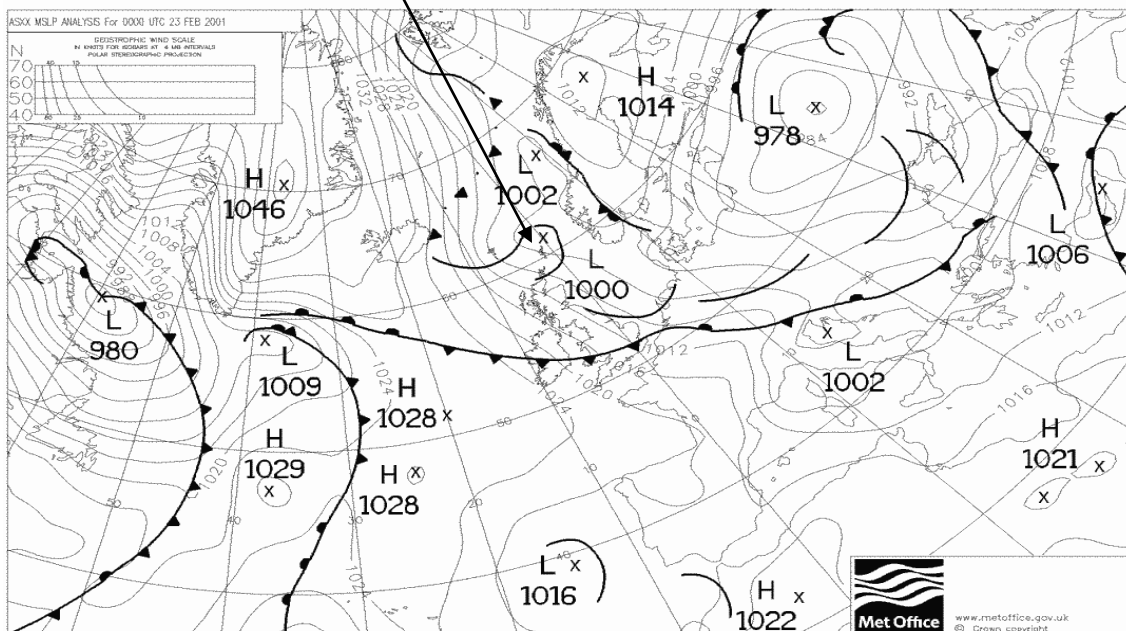
A poláris ciklonokat az UKMO fronttérképek és az 500 hPa-os hőmérsékleti térképek segítségével azonosítottam a 2002 és 2008 közötti időszakra. Hasonló típusú vizsgálatok eredményeit a Dán Meteorológiai Szolgálat honlapján is bemutatnak az 1990-es évekre (lásd az 5. 1. fejezetet). Az általunk vizsgált újabb időszakra ilyen jellegű feldolgozást nem találtunk.

Két viszonyítási pontnak köszönhetően bizonyosodhattam meg arról, hogy poláris ciklonokat azonosítok a térképeken:

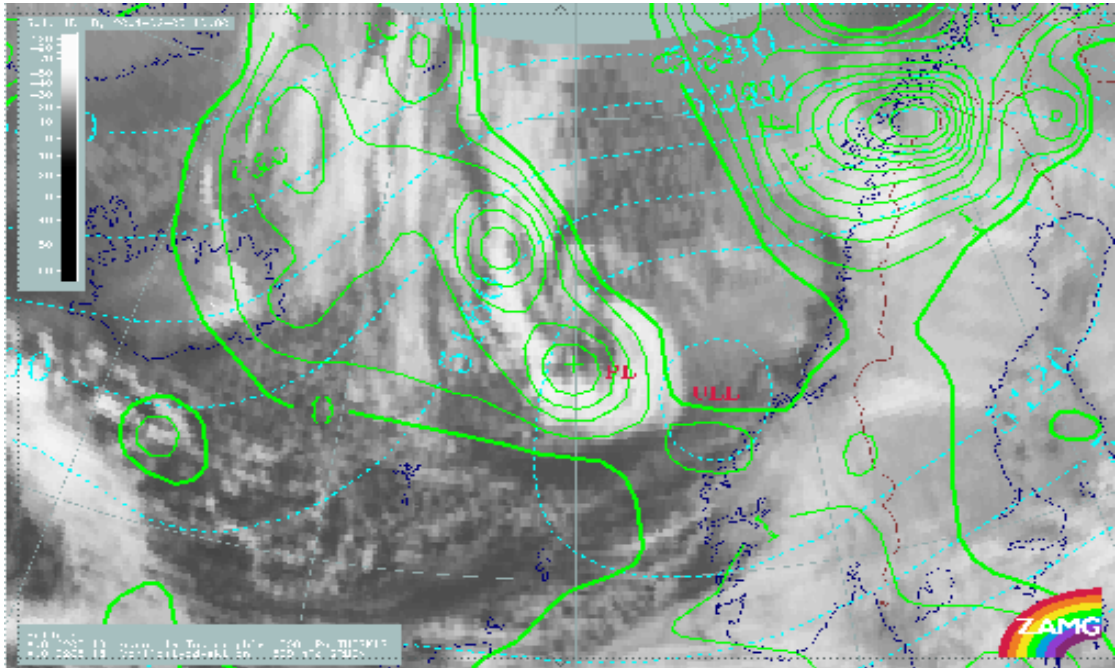
1. A Holland Meteorológiai Szolgálat (KNMI) által 2001. 02. 23-án a Feröer-szigetek közelében azonosított poláris ciklon az UKMO térképén is fel van tüntetve (24. és 25. ábra).
2. A Holland Meteorológiai Szolgálat (KNMI) által 2001. 02. 05-én a Norvég-tenger felett azonosított poláris ciklon a GFS AT500-as térképén is fel van tüntetve (26. és 27. ábra):



24. ábra. Műholdkép 2001. 02. 22. 21UTC. (Forrás: KNMI).

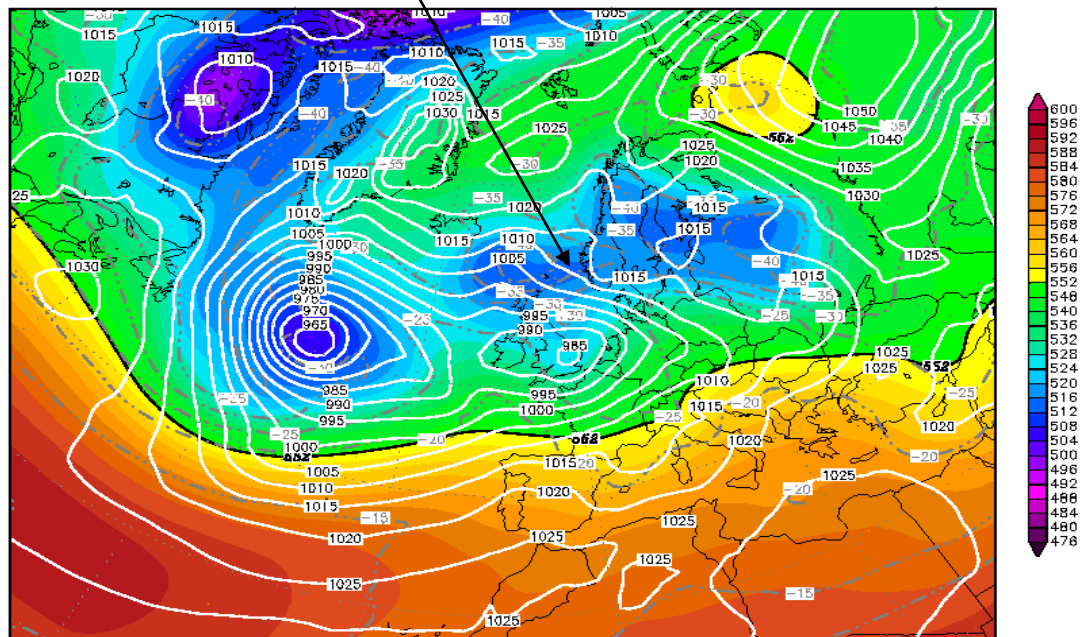


25. ábra. UKMO fronttérkép 2001. 02. 23.



26. ábra. Műholdkép 2001. 02. 05. 18 UTC (Forrás: KNMI).

Init : Mon,05FEB2001 00Z Valid: Mon,05FEB2001 00Z
 500 hPa Geopot.(gpm), T (Grad C) und Bodendruck (hPa)

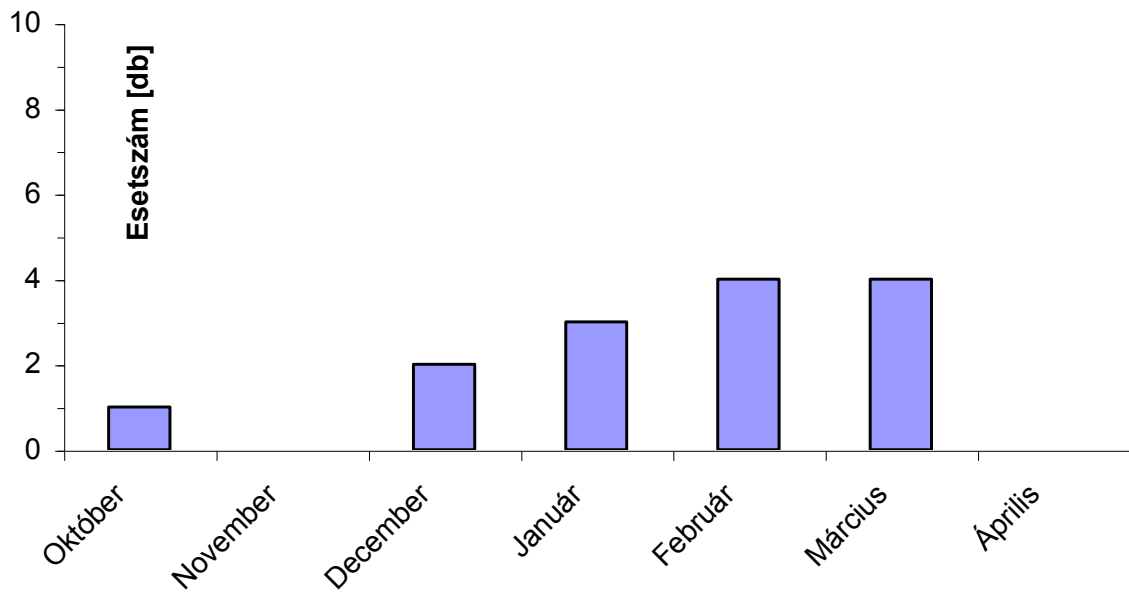


Daten: 00z—Lauf des MRF/AVN—Modells des amerikanischen Wetterdienstes
 Wetterzentrale Karlsruhe
 Top Karten : <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/>

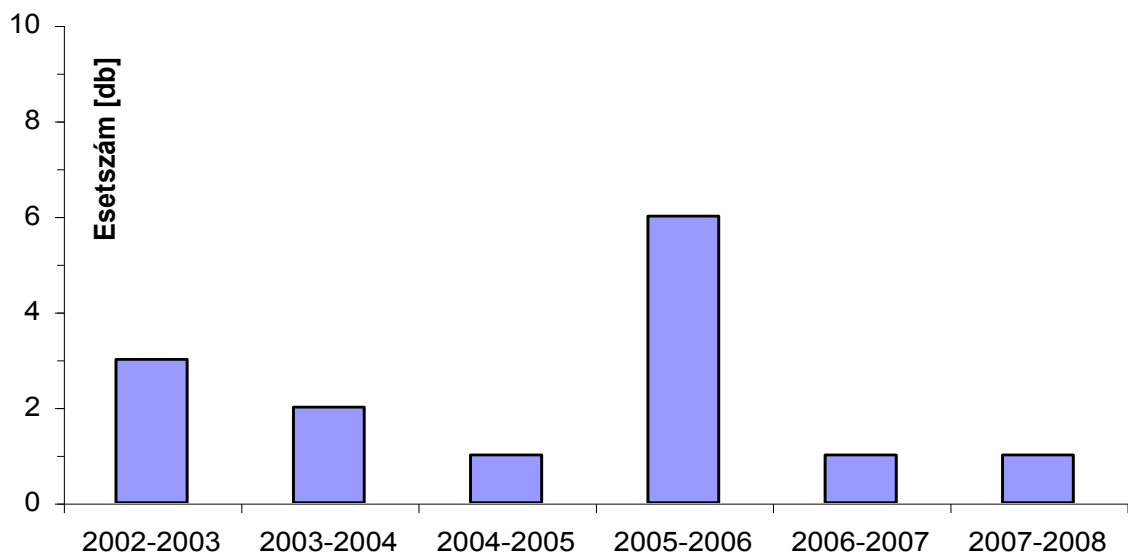
27. ábra. AT₅₀₀-as térkép (GFS) 2001. 02. 05. A nyíl a poláris ciklon középpontját jelöli.

Munkám során az Atlanti-óceán poláris övezetét, a Norvég-tenger és Dánia környezetét vizsgáltam. A dán kutatások mintájára a Norvég-tengerre és Dániára

vonatkozóan készítettem havi és idényjellegű statisztikát a 2002 és 2008 közötti időszakra (28–31. ábrák). Dánia felett 14 poláris ciklont azonosítottam.

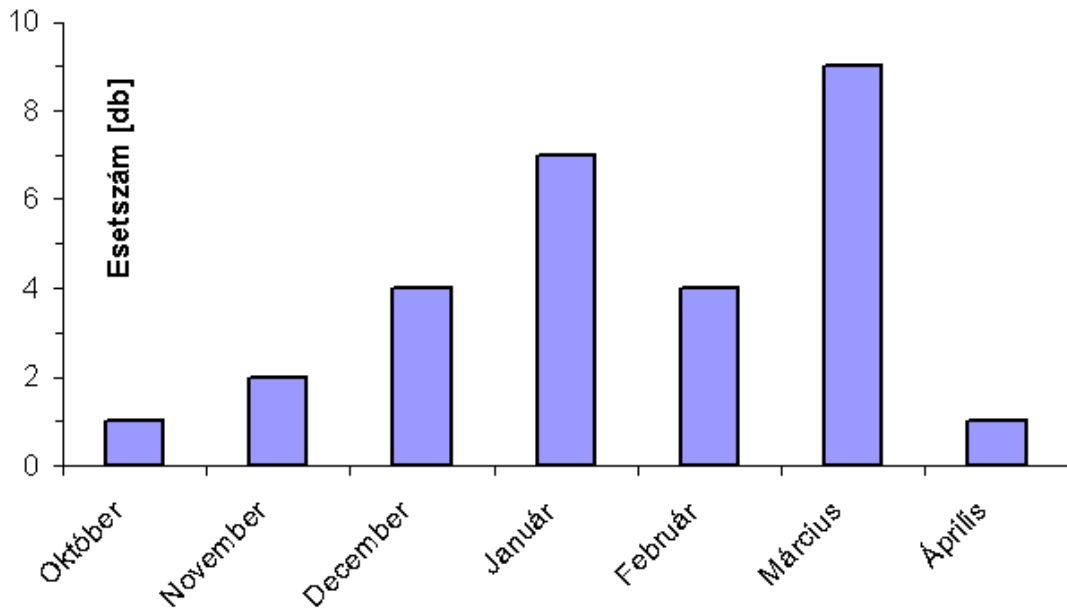


28. ábra. 2002 és 2008 között Dánia felett átvonult poláris ciklonok száma havi felbontásban.



29. ábra. 2002 és 2008 között Dánia felett átvonult poláris ciklonok száma idényenként.

A Norvég-tenger felett 28 poláris ciklont figyeltem meg. Ezek eloszlását a 30–31. ábrán szemléltetem.



30. ábra. 2002 és 2008 között a Norvég-tenger felett kialakult poláris ciklonok száma havi felbontásban.

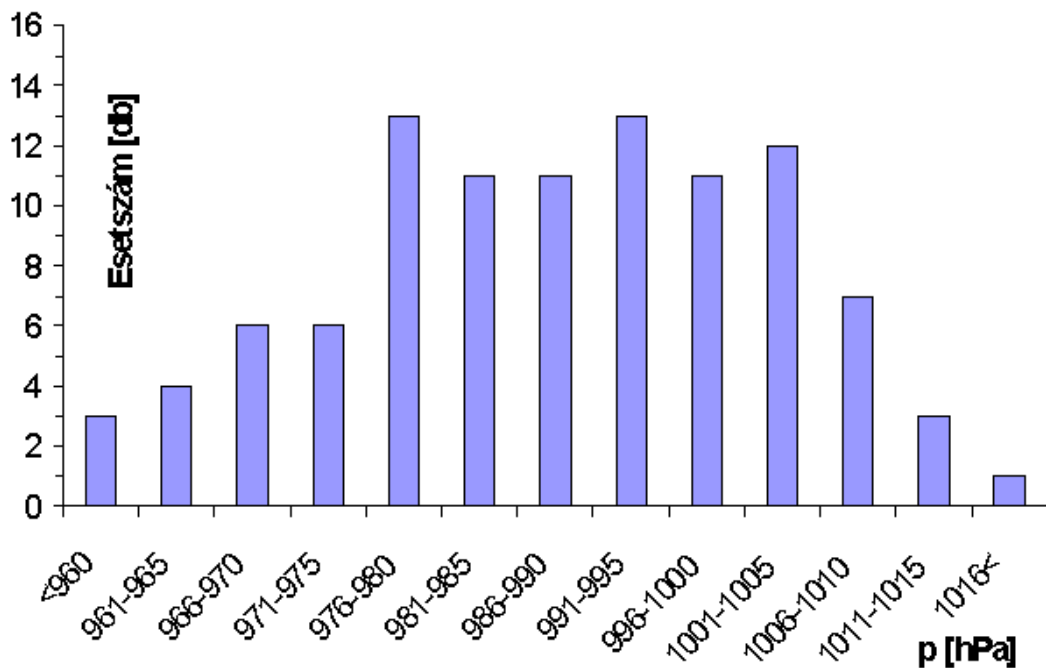


31. ábra. 2002 és 2008 között a Norvég-tenger felett kialakult ciklonok száma idényenként.

A 28–31. ábrák jól mutatják, hogy a poláris ciklonok leggyakrabban a téli hónapokban fordulnak elő. Arányait tekintve nem változott a poláris ciklonok száma Dániában az 1980–1990-es időszakhoz képest. A Norvég-tenger felett több poláris ciklon volt észlelhető, mint Dánia felett, hiszen a meleg tengerfelszín mindenképpen kedvezőbb feltételeket biztosít a poláris ciklonoknak. Nyilvánvaló az is, hogy legfeljebb annyi poláris ciklont észlelhetünk Dánia felett, mint a Norvég-tenger felett.

Még egy fontos megállapítás tehető, miszerint a poláris ciklonok Norvég-tenger feletti keletkezése egyenletesnek tekinthető, de azt is meg kell jegyezni, hogy anomáliák is megfigyelhetők az egyes években.

Az összes általam megfigyelt poláris ciklon centrumában mért légnyomás-értékek alapján megállapítható, hogy a jellemző középponti légnyomás 970 hPa és 1005 hPa között alakul (32. ábra).

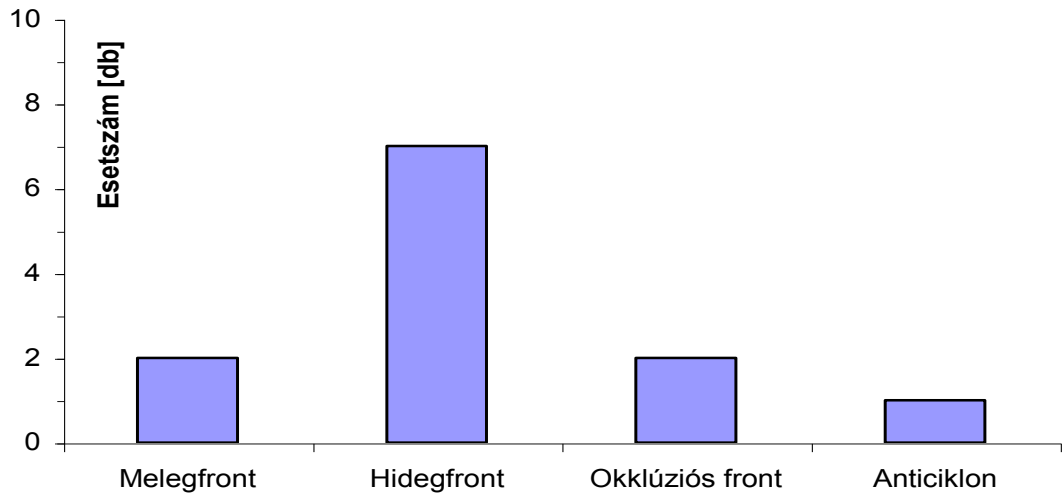


32. ábra. A poláris ciklonok eloszlása a centrumban mért légnyomás alapján.

5. 3. A poláris ciklonok és a Kárpát-medence időjárása

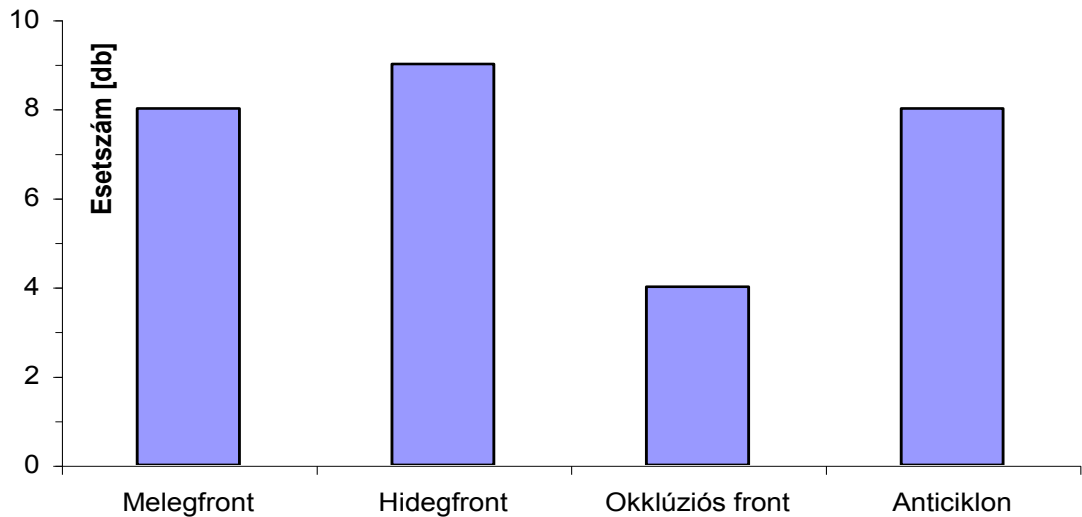
E fejezetben azt vizsgálom, hogy ha (i. Dánia (ii. Norvég-tenger, illetve (iii. a teljes megfigyelt terület – Atlanti-Európai térség – (Kurunczi R., 2009)))) felett van poláris ciklon, akkor milyen időjárási képződmény, (ciklon, anticiklon, frontrendszer) alakítja a Kárpát-medence időjárását. Vizsgálom azt is, hogy az ilyen helyzetek milyen Péczy-féle makrocirkulációs helyzetekben fordulnak elő. Most is az UKMO térképeit használtam fel a kutatáshoz.

Elsőként azokat a kárpát-medencei időjárási helyzeteket elemzem, amikor Dánia felett volt a poláris ciklon centruma.



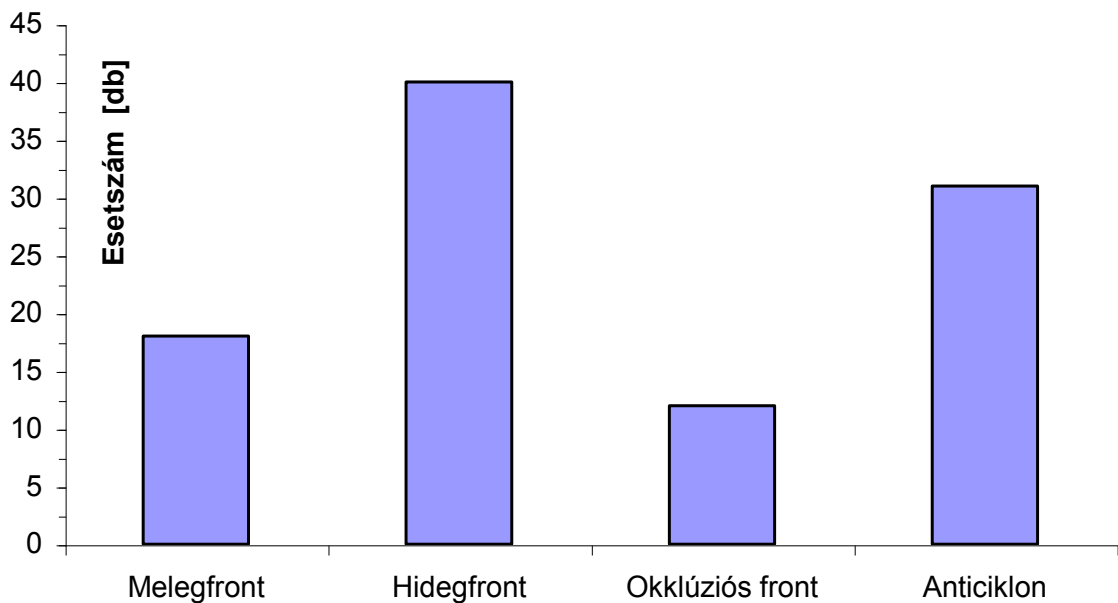
33. ábra. Időjárási képződmények a Kárpát-medence felett, ha a poláris ciklon középpontja Dánia felett található (2002–2008).

A következő eset az, amikor a poláris ciklon centruma a Norvég-tenger felett van (34. ábra).



34. ábra. Időjárási képződmények a Kárpát-medence felett, ha a poláris ciklon középpontja az Északi-tenger felett található (2002-2008).

A harmadik esetben (35. ábra), az Atlanti-Európai térség felett található poláris ciklon. Ez természetesen tartalmazza az előző két esetet is.



35. ábra. Időjárási képződmények a Kárpát-medence felett, ha a poláris ciklon van az Atlanti- Európai térségben (2002–2008).

A 33–35. ábrákból levonhatjuk azt a tanulságot, hogy a poláris ciklonok megjelenésekor a Kárpát-medencét leggyakrabban hidegfrontok érik el. Ennek az a magyarázata, hogy a vizsgált mezoskálájú örvények a fejlett mérsékeltövi ciklon okkludálódott szakaszán alakulnak ki a poláris övben. A szinoptikus skálájú örvény frontrendszerének déli szakaszán viszont hidegfront helyezkedik el, ami legtöbbször a Kárpát-medencét is eléri. Természetesen ez a tendencia a Dánia felett azonosítható poláris ciklonok esetében jobban megfigyelhető, „közelebb vannak”.

Másik kutatási tevékenységem arra irányult, hogy összefüggést keressek a Kárpát-medence időjárását meghatározó makroszinoptikus helyzetek és a poláris ciklonok megjelenése között. Az időjárási helyzetek osztályozásra a Péczely-féle kódrendszert használtam (Péczely, 1961; Károssy, 1994). Az osztályozás a mérsékeltövi ciklonok és anticiklonok elhelyezkedésének, áramlási rendszerének Kárpát-medencéhez viszonyított helyzetén alapul. A Péczely-féle rendszerben összesen tizenhárom típust különböztetünk meg, melyeket irányítottságuk szerint csoportosítunk (3. táblázat).

Az Európára, ezen belül a Kárpát-medencére jellemző időjárási helyzeteket minden nap besoroljuk valamelyik Péczely-féle típusba és egy adatbázisban rögzítjük őket kódszámok segítségével. Munkámban a 2003 és 2008 közötti időszakra vonatkozó adathalmazt rendeltem hozzá a poláris ciklonok Atlanti-Európai térségben való

megjelenési időpontjaihoz. A poláris ciklonok legtöbbször olyan makroszinoptikus helyzetekben jelennek meg, amikor a Kárpát-medencétől északra, illetve nyugatra egy alacsonynyomású légköri képződmény (ciklon) helyezkedik el vagy anticiklonális hatások dominálnak Közép- és Dél-Európában (ez sem zárja ki az észak-atlanti térségben a ciklonok jelenlétét).

Északi irányítottságú helyzetek	
1. mCc	Ciklon hátoldali áramrendszere
2. AB	Anticiklon a Brit-szigetek térségében
3. CMc	Mediterrán ciklon hátoldali áramrendszere
Déli irányítottságú helyzetek	
4. mCw	Ciklon előoldali áramrendszere
5. Ae	Anticiklon Magyarországtól keletre
6. CMw	Mediterrán ciklon előoldali áramrendszere
Nyugati irányítottságú helyzetek	
7. zC	Zonális ciklonális helyzet
8. Aw	Anticiklon Magyarországtól nyugatra
9. As	Anticiklon Magyarországtól délre
Keleti irányítottságú rendszerek	
10. An	Anticiklon Magyarországtól északra
11. AF	Anticiklon Fennoskandinávia térségében
Centrum helyzetek	
12. A	Anticiklon a Kárpát-medence felett
13. C	Cikloncentrum a Kárpát-medence felett

3. táblázat. A Péczeley-féle makroszinoptikus helyzetek elnevezése és csoportosítása.

A 2003 és 2008 között megfigyelt 99 poláris ciklon esetében a különféle makrocirkulációs helyzetek előfordulási gyakoriságát a 4. táblázat szemlélteti.

Péczy-féle makroszinoptikus helyzetek	Poláris ciklonok gyakorisága az Atlanti-Európai térségben
1. Ciklon hátoldali áramrendszere	19 db
2. Anticiklon a Brit-szigetek térségében	0 db
3. Mediterrán ciklon hátoldali áramrendszere	1 db
4. Ciklon előoldali áramrendszere	10 db
5. Anticiklon Magyarországtól keletre	10 db
6. Mediterrán ciklon előoldali áramrendszere	8 db
7. Zonális ciklonális helyzet	7 db
8. Anticiklon Magyarországtól nyugatra	6 db
9. Anticiklon Magyarországtól délre	12 db
10. Anticiklon Magyarországtól északra	4 db
11. Anticiklon Fennoskandinávia térségében	6 db
12. Anticiklon a Kárpát-medence felett	12 db
13. Cikloncentrum a Kárpát-medence felett	4 db

4. táblázat. A Péczy-féle makroszinoptikus helyzetek és a poláris ciklonok Atlanti-Európai térség feletti előfordulásai közötti kapcsolat.

A 4. táblázatban feltüntetett adatok alátámasztják azt a megállapítást, miszerint leggyakrabban az Atlanti-óceán északi, illetve északkeleti és Európa északi, valamint nyugati részén örvénylő alacsonynyomású időjárási rendszerekhez kapcsolható a poláris ciklonok megjelenése az októbertől ápriliséig tartó időszakban.

5. 4. Szinoptikus megfigyelések, időjárási események

A poláris ciklonokhoz – hasonlóan minden időjárási képződményhez – jellegzetes időjárási események kapcsolódnak, amelyek a szinoptikus állomások adataiban is visszatükröződnek.

A következő szignifikáns jelenségek kapcsolhatók a poláris ciklonokhoz:

1. intenzív, folyamatos havazás,
2. gyenge intenzitású, folyamatos havazás,
3. zivatarok hózáporokkal,
4. intenzív/gyenge hózáporok,
5. jégdara, hódara (graupel) zápor,
6. az erős szél, viharos szellőkések által kialakuló hófúvás.

Két izlandi állomásról hoztam példát poláris ciklon szinoptikus megfigyelésére:

Az első példa: Izland, Keflavikurflugvollur (φ : 63°58'N; λ : 22°36'W) 2003. 02. 02.

Időpont	T [°C]	Td [°C]	p [hPa]	Páratart. [%]	Szél- irány	Szélséb. [m/s]	VV [km]	Borultság [%]	Felhőalap [m]	Jelenidő
00UTC	-3,6	-11,3	981	51	É	9	35	80	800	hózápor
06UTC	-3,6	-6,4	982	80	ÉK	9	40	80	1250	hózápor
12UTC	-3,6	-9,5	991	60	É	12	28	100	450	hófúvás
18UTC	-3,6	-12,8	998	54	É	13	28	80	250	hófúvás

5. táblázat. Izlandi szinoptikus megfigyelések (Keflavikurflugvollur) 2003. 02. 02.

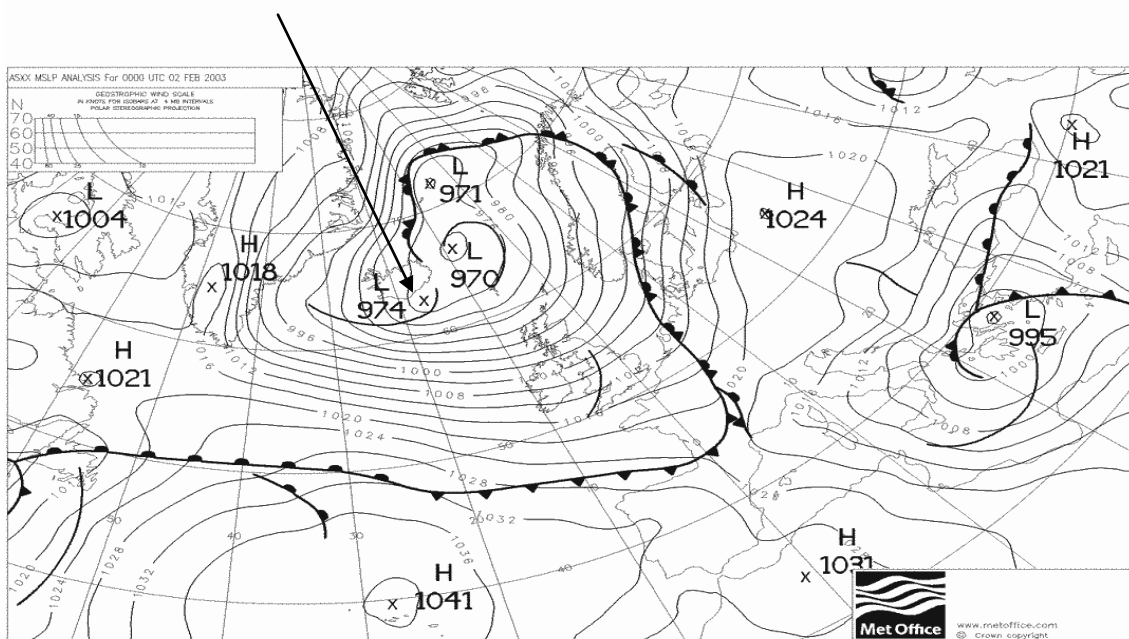
A második példa: Izland- Dalatangi (φ : 65°16'N; λ : 13°35'W) 2004. 02. 07.

Időpont	T [°C]	Td [°C]	p [hPa]	Páratart. [%]	Szél- irány	Szélséb. [m/s]	VV [km]	Borultság [%]	Felhőalap [m]	Jelenidő
00UTC	-1,4	-3,0	999	87	É	16	0,1	90	1250	havazás
06UTC	-1,0	-8,5	1005	53	É	23	0	60	800	nincs
12UTC	-5,7	-6,0	1013	97	É	16	0,3	90	800	havazás
18UTC	-6,6	-10,5	1020	71	É	11	15	50	250	hózápor

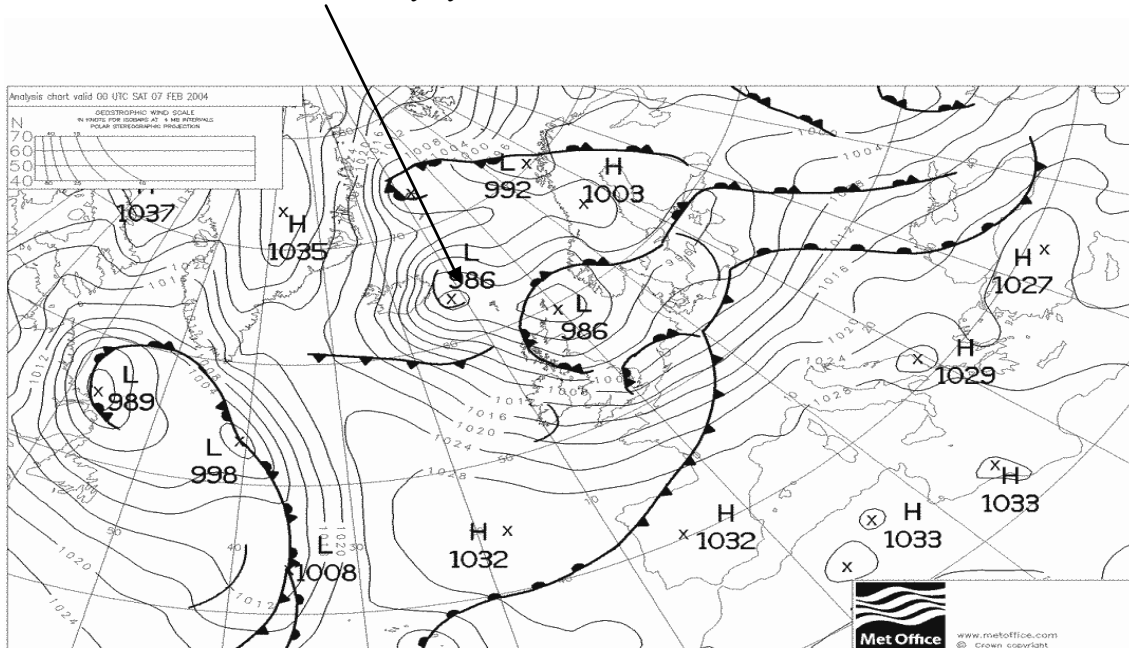
6. táblázat. Izlandi szinoptikus megfigyelések (Dalatangi) 2004. 02. 07.

Az 5–6. táblázatokban egy-egy poláris ciklonhoz kapcsolódó időjárási helyzetképet foglaltam össze. A szinoptikusok ilyen körülmények között kis horizontális látástávolságot, alacsony felhőalap magasságot és a téli csapadék formáit észlelik.

A 36–37. ábrákon a példákban említett, meteorológusok által észlelt mozgalmos és eseménydús időjárást okozó poláris ciklonok láthatóak az UKMO szinoptikus analízisén.



36. ábra. Fronttérkép (UKMO) 2003. 02. 02. Figyeljük meg a poláris ciklon elhelyezkedését az alacsony nyomású ciklonális rendszerben!

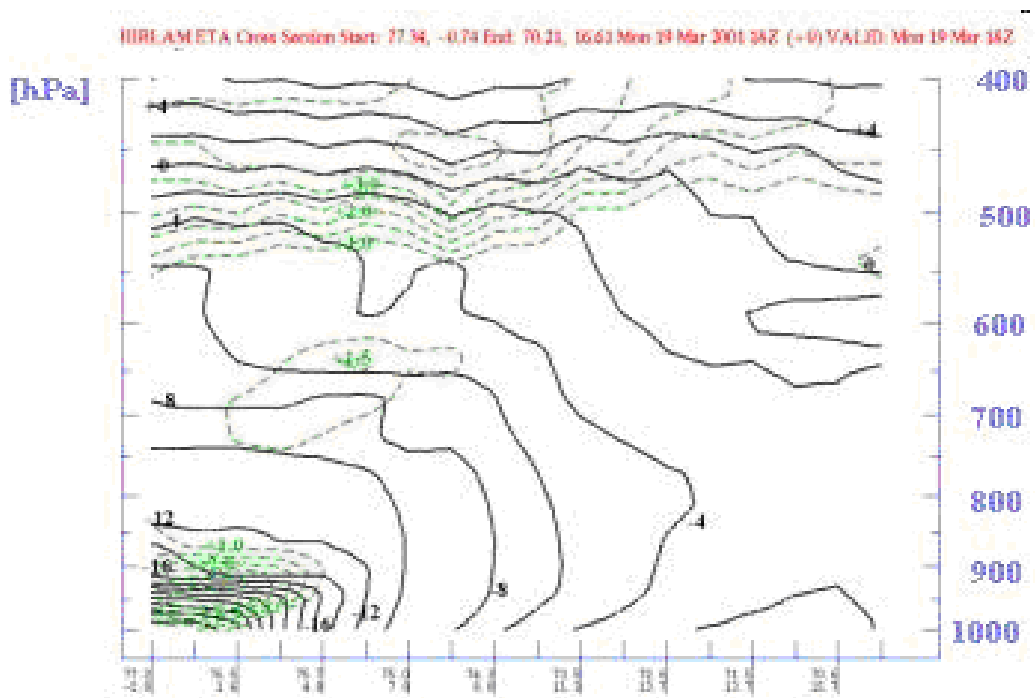


37. ábra. Fronttérkép (UKMO) 2004. 02. 07.

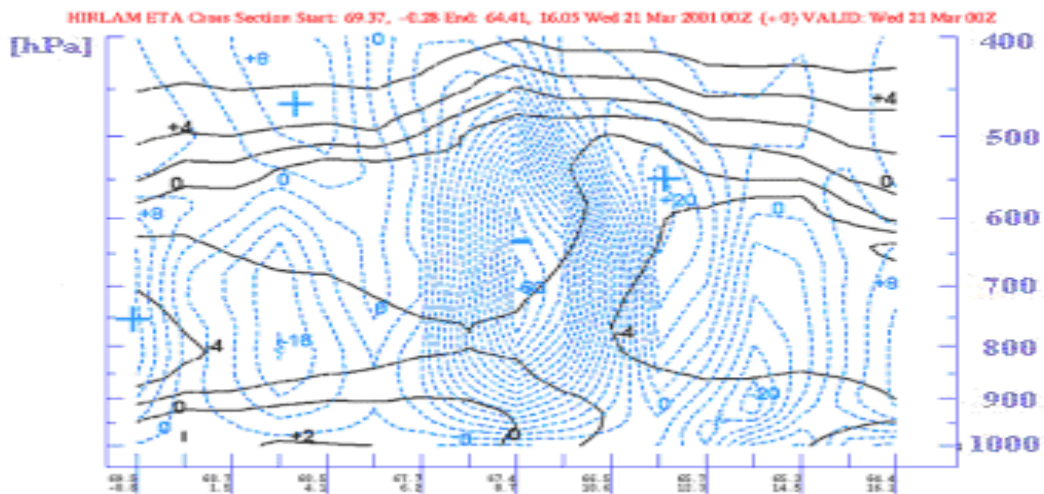
5. 5. Esettanulmány a WRF modell felhasználásával

A Holland Meteorológiai Szolgálat munkatársai a poláris ciklonok vizsgálata során természetesen numerikus modell kísérleteket is végeztek a HIRLAM ETA modell alkalmazásával. A HIRLAM mezoskálájú modell kezdeti és peremfeltételeit az amerikai (NCEP, Washington) globális ETA modellje szolgáltatta. A poláris ciklon fejlődését követve vertikális metszeteket készítettek, amelyeken az adott meteorológiai elemek (szél, nyomástendencia, potenciális hőmérséklet, örvényesség, örvényességi advekción, potenciális örvényesség, stb.) eloszlását tüntették fel. A vizsgálatokban nyomási koordináta-rendszert alkalmaztak. A numerikus analízis output ábráiból egyszerűen és pontosan meg tudták határozni, hogy hol helyezkedik el a poláris ciklon centruma, és egyáltalán azt, hogy nem egy időjárási frontot vizsgálnak.

A potenciális örvényesség és a függélyes irányú nyomástendencia vertikális eloszlásának kiértékelése látható a 38–39. ábrákon.



38. ábra. A potenciális örvényesség alakulása (modellezett vertikális metszet a Norvég-tenger felől a Skandináv-félsziget középső területéig 67. szélességi kör felett, 2001. 03. 20. 18 UTC) zöld vonalak jelölik a potenciális örvényességet $10^{-5} 1/s^2$ -ben, a fekete vonalak az ekvivalens potenciális hőmérséklet izovonalait $^{\circ}C$ -ban. Forrás: KNMI, HIRLAM ETA modell.



39. ábra: A vertikális sebességmező érett stádiumban (modellezett vertikális metszet a Norvég-tenger felől a Skandináv-félsziget középső területéig 67. szélességi kör felett, 2001. 03. 21. 00 UTC). Kék vonalak jelölik a vertikális nyomástendenciát hPa/óra egységben, a fekete vonalak az ekvivalens potenciális hőmérséklet izovonalait °C-ban. Forrás: KNMI, HIRLAM ETA modell.

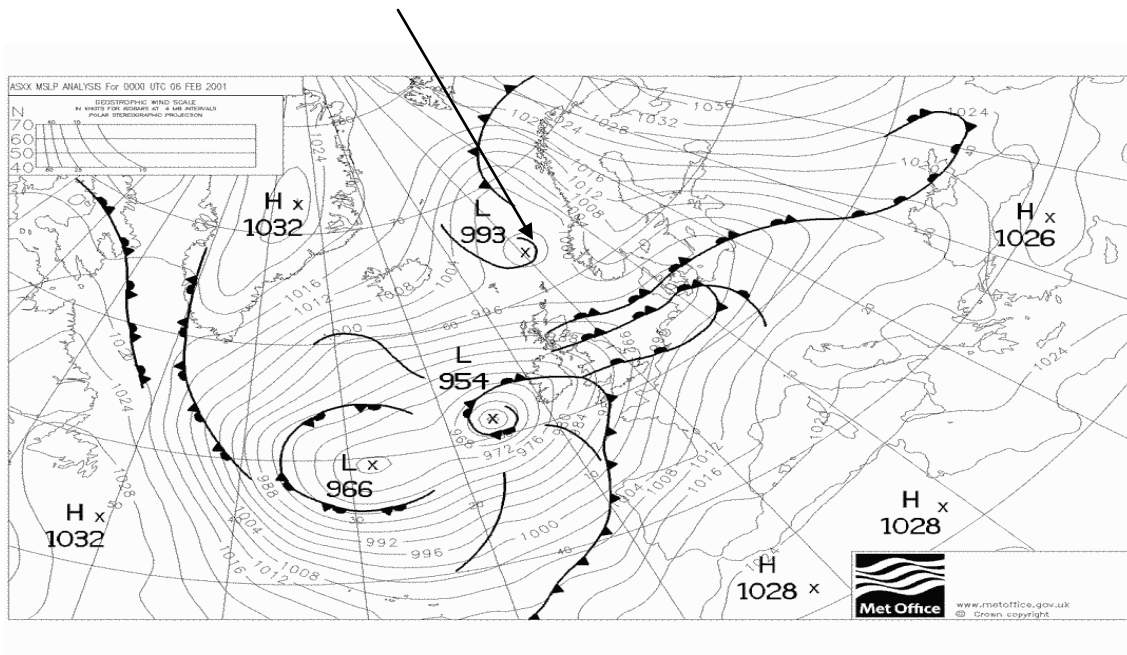
A holland kutatómunka adaptációjaként – diplomamunkám részeként – az ELTE Meteorológiai Tanszékén futó WRF modell (Weather Research and Forecasting Model) adatbázisára támaszkodva is végeztem numerikus kísérletet egy poláris ciklon fejlődésének nyomon követésére. A feladatom az esettanulmány kiválasztása, a modellterület megadása, illetve a modell output adatok kiértékelése volt. A munka során közelebb kerültem a WRF számítástechnikai rendszeréhez és megismerkedtem a GrADS program alapjaival is. A választásom 2001. február 6–7.-i poláris ciklonra esett.

Az eredmények ismertetése előtt nézzük meg röviden a WRF modell főbb tulajdonságait (Gyöngyösi et al.; 2009, Wendl, 2009). Az alkalmazott modell, a WRF egy numerikus, mezoskálájú (1-10 km-es horizontális felbontással rendelkező) időjárás-előrejelző és adatasszimilációs rendszer, mely kutatási és operatív célokra egyaránt alkalmas. Futtatható hidrosztatikus és nem-hidrosztatikus változatban. A modellt az Egyesült Államokban dolgozták ki, a munkában több szervezet is részt vett: az NCAR MMM (Center for Atmospheric Research Mesoscale and Microscale Meteorology Division), NOAA NCEP (National Oceanic and Atmospheric Administration National Centers for Environmental Prediction), OAA FSL (Forecast System Laboratory) és számos további kutatóintézet és egyetemi tanszék közreműködött. A modell nyitott forráskódú, szabadon letölthető. Az operatív előrejelzői munka során a nem-hidrosztatikus, a kutatási feladatok végrehajtásához a reanalízis adatbázisokon is

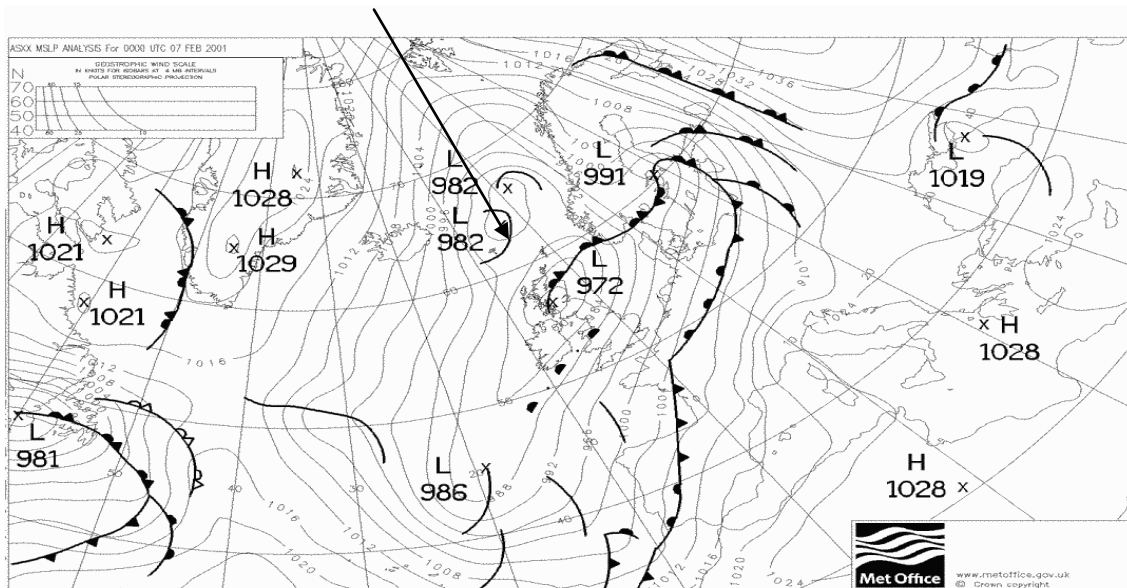
futtatható változatát használják. Jól alkalmazható a mezoskálájú folyamatok prognosztizálására, esettanulmányok készítésére.

A WRF modell eredményeiből a meteorológiában egyre jobban elterjedő GrADS (Grid Analysis and Display System) programnyelv segítségével lehet térképeket, metszeteket készíteni. 100 felett van a WRF modell által előállított kimeneti mezők típusa. A felhasználó feladata, hogy kiválassza a légköri hidrotermodinamikai egyenletrendszer megfelelő változatát, a számára szükséges paraméterhez tartozó beépített paraméterezési eljárásokat, a koordináta-rendszert (derékszögű szférikus koordináta-rendszert), a célnak megfelelő rácspont-méretet, a rácshálózat határait és végül a vizsgált időszakot. A program futása után elkészülnek a térképek, amelyeket a célnak megfelelően kell formázni. Legfontosabb beállítandó modul a skála: ügyelni kell a helyes mértékre, a beosztásra és a hozzá tartozó színskálázásra is. Fontos az értéktartományok jó megválasztása. A dátum formátumát is be lehet állítani, ügyelve az év, hónap és nap helyes sorrendjére. A fent összefoglalt munkafolyamat elvégzésével készültek el a bemutatásra kerülő vizsgálat térképei.

Nézzük a kiválasztott poláris ciklont! A tanulmányhoz a Brit Meteorológiai Szolgálat (UKMO) frontanalízis térképei alapján választottam ki egy poláris ciklont 2001. február elején. A szinoptikus helyzetet a 40. és 41. ábra mutatja. A WRF modellt 2001. 02. 06. 00 UTC és 2001. 02. 08. 00 UTC között futtattuk. A modellterület (φ : 50° , λ : -27° ; φ : 69° , λ : 18°) a 42. ábrán látható. A poláris ciklon középpontját az ábrákon nyilak jelölik.



40. ábra. Fronttérkép (UKMO) 2001. 02. 06.



41. ábra. Fronttérkép (UKMO) 2001. 02. 07.

Az esettanulmányhoz a tengerszintre redukált légnyomást, az 1000 hPa-os szintre számolt szélmezőt, az 500 hPa-os szintre számított hőmérsékletet, a 800 hPa-os örvényességet és a vertikális sebességmezőt ábrázolom az észak-atlanti térségre. Ezeket a paramétereket és nyomási szinteket alkalmazták a hollandiai esettanulmányban is. *(Potenciális örvényességi térképeket és vertikális metszeteket itt még nem elemzünk, ez a közeli jövő feladata lesz.)*

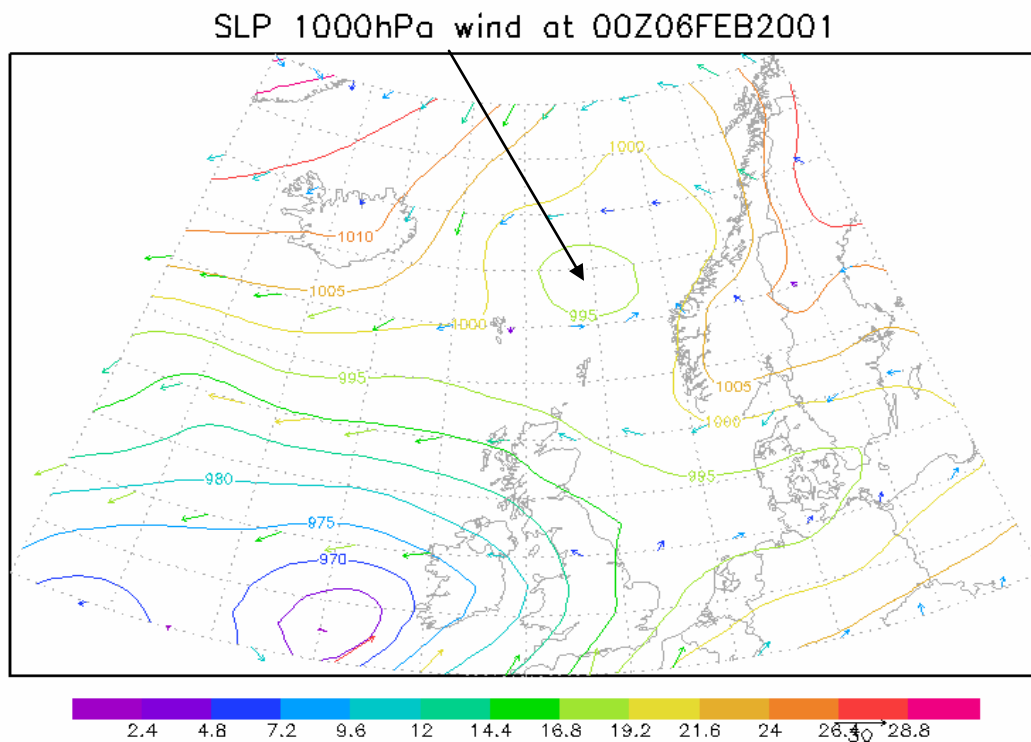
A poláris ciklon vizsgálatát segítette, hogy tipikus keletkezési helyén örvénylett és élettartama meghaladta a 36 órát, vagyis lehetővé vált a folyamatos megfigyelése. Elemezhettem az életciklus három fő szakaszát (fejlődési, érett és leépülő szakasz).

A szél- és nyomási térképeken a szélesebbség m/s egységben olvasható le, az izobárok közötti távolság pedig 5 hPa. Az AT_{500} hPa-os hőmérsékleti térképeken a skála beosztása 2°C . A 800 hPa-os örvényességi térképeken a skáláról 10^{-5} $1/\text{s}$ -os, a 850 hPa-os vertikális sebességmezőt prezentáló ábrák skálájáról hPa/óra egységekben tudjuk leolvasni az értékeket. Ez a p -rendszerbeli vertikális sebesség $\left(\varpi = \frac{dp}{dt}\right)$. A nagy negatív értékek erős feláramlásra utalnak. A képeken a nyilak a poláris ciklon centrumát mutatják.

A korábbi vizsgálatok alapján már jól ismertek a poláris ciklonra jellemző karakterisztikus értékek. Az esettanulmány bemutatása előtt azért tekintsük át ezeket az értékeket:

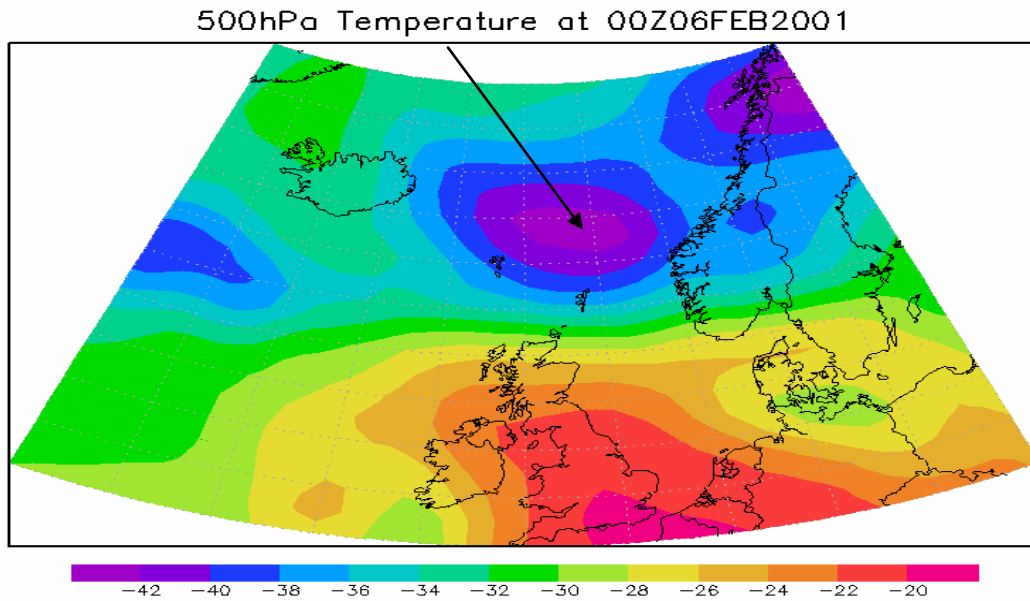
tengerszintre számolt légnyomás: 965–1010 hPa,
 szélsébség a felszín közelében: 14 m/s-nál nagyobb,
 hőmérséklet 500 hPa-os szinten: -40°C -nál alacsonyabb,
 örvényesség 800 hPa-os szinten: $0,1 \cdot 10^{-4}$ -nél nagyobb,
 vertikális nyomástendencia (p-rendszerbeli vertikális sebesség) a 850 hPa-os szinten: -20 Pa/óra- -100 Pa/óra.

Az általam vizsgált poláris ciklon kialakulása 2001. 02. 06. 00 UTC-re tehető, amikor már egy 995 hPa-os zárt izobár vonal figyelhető meg és az 1000 hPa-os szintre számított szélsébség elérte a 7 m/s-ot, vagyis a felszín közelében akár a 10 m/s-ot is meghaladhatta a szélsébség (42. ábra).



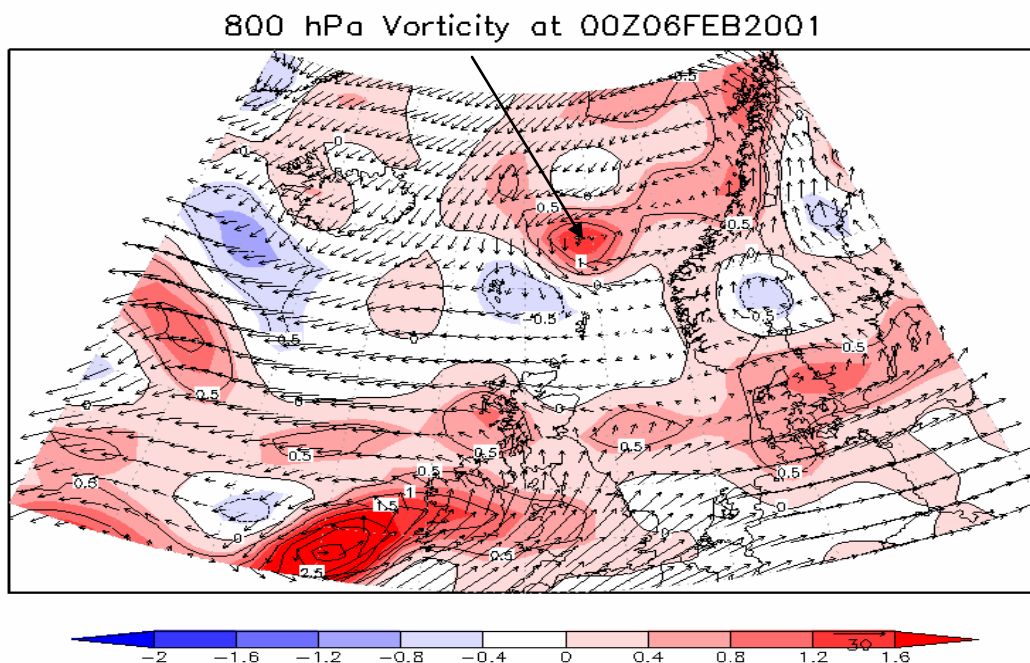
42. ábra. Tengerszintre redukált légnyomás és 1000 hPa-ra számított szél a WRF modell alapján 2001. 02. 06. 00 UTC-kor.

Az 500 hPa-os szintre számolt hőmérséklet -42°C (43. ábra), ami megfelel a hőmérsékleti kritériumnak ($T < -40^{\circ}\text{C}$).



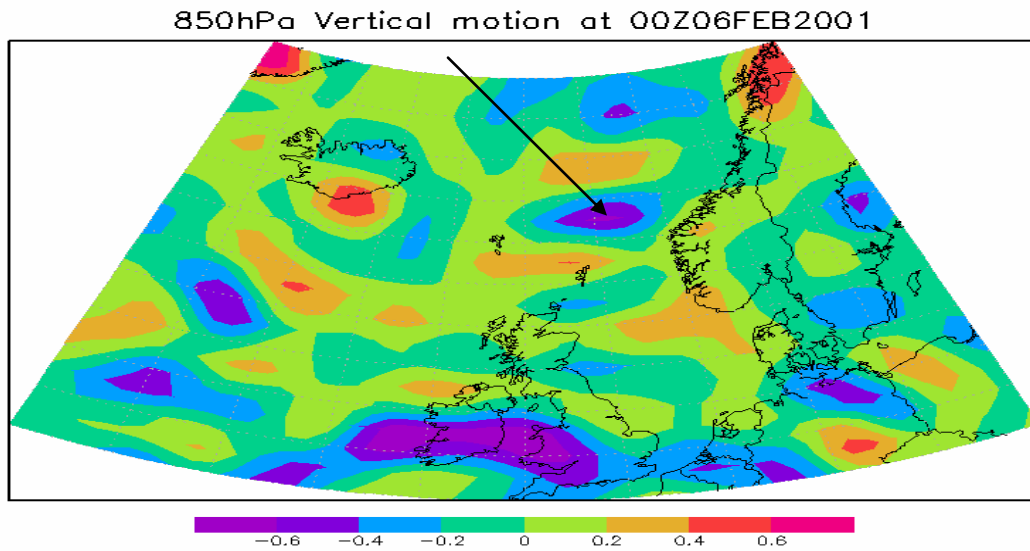
43. ábra. Hőmérséklet az 500 hPa-os szinten °C-ban 2001. 02. 06. 00 UTC-kor a WRF modell alapján.

A 800 hPa-os szinten (átlagos magassága körülbelül 2300 m) egy izolált, pozitív örvényességi mező analizálható, ami a poláris ciklonok egyik ismertetőjele (44. ábra). Az örvényesség maximuma meghaladta az $1 \cdot 10^{-5}$ 1/s-os értéket.



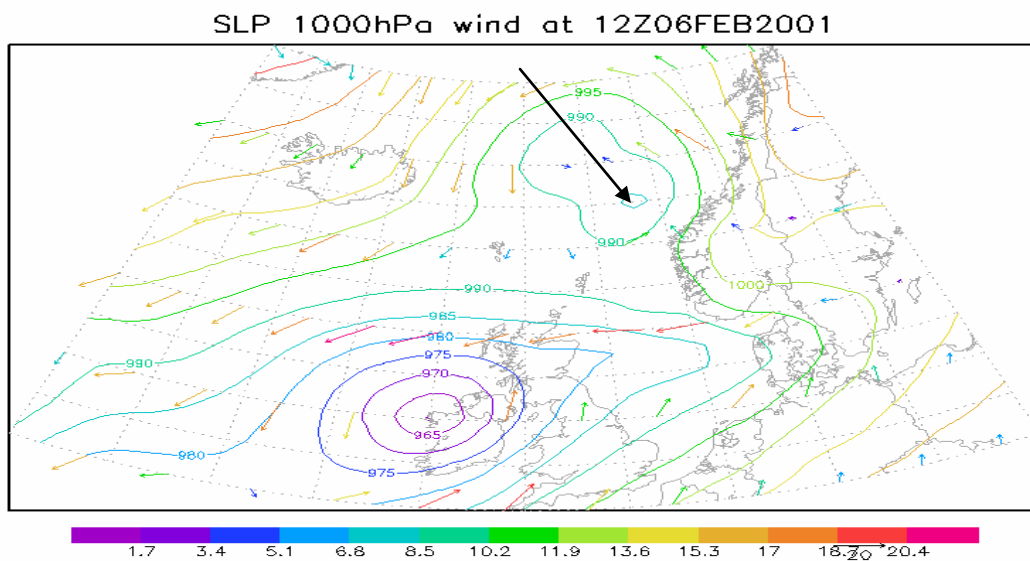
44. ábra. Örvényesség [1/s] és a szélesség vektor a 800 hPa-os szinten a WRF modell alapján 2001. 02. 06. 00 UTC-kor. (A 30 m/s-os szélvektort lásd a jelölésnél.)

A p-rendszerbeli vertikális sebesség (ω) értéke $-0,60$ hPa/óra, ami erőteljes feláramlásra utal – megindult a konvekció (45. ábra).

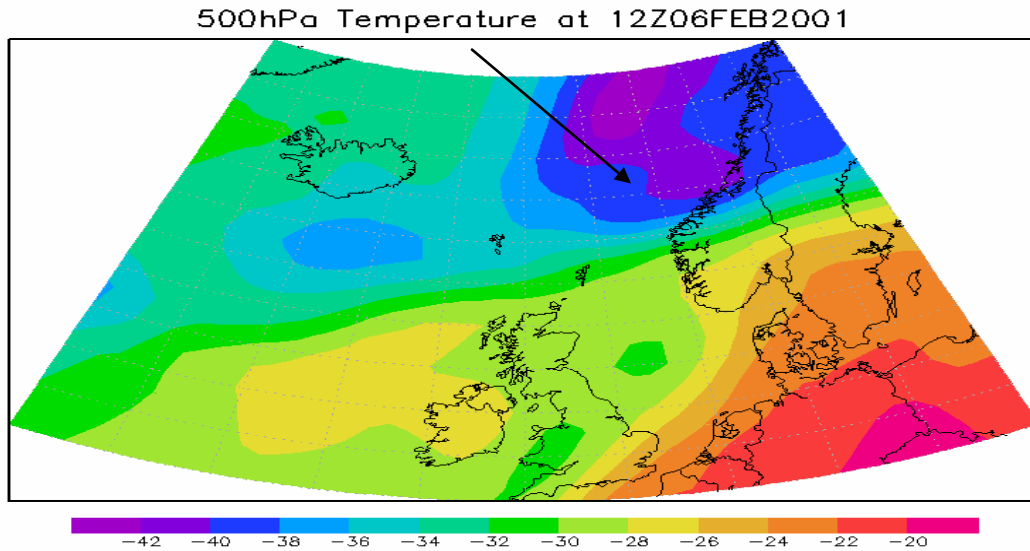


45. ábra. p -rendszerbeli vertikális sebesség (ω , [hPa/óra]) a 850 hPa-os szinten a WRF modell alapján 2001. 02. 06. 00 UTC-kor.

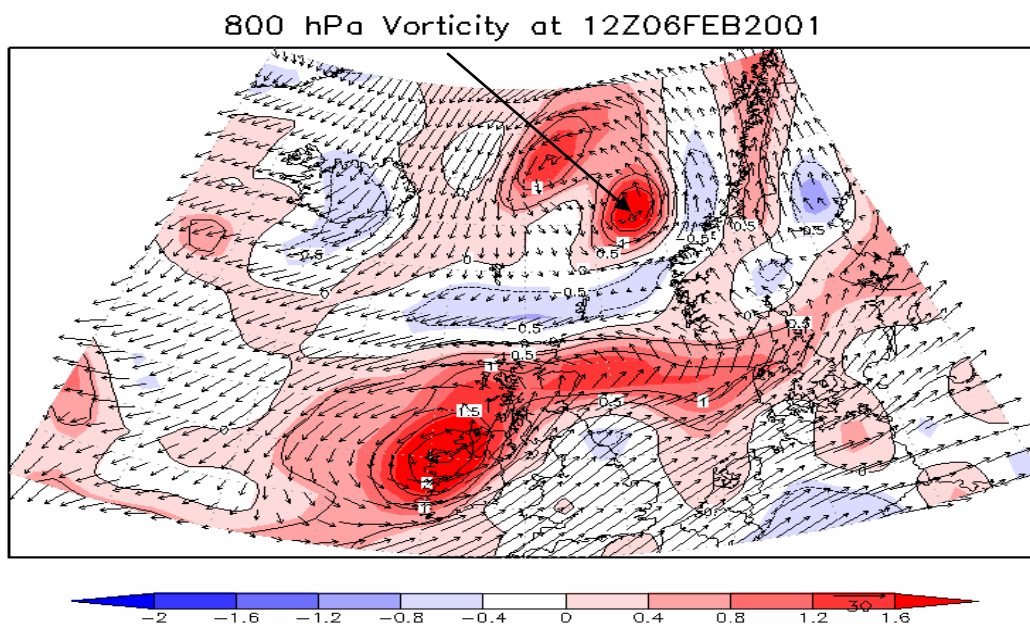
2001. 02. 06. 12 UTC-kor a poláris ciklon kimélyülése, erősödése figyelhető meg. A tengerszintre redukált légnyomás 12 óra alatt megközelítőleg 10 hPa-t csökkent a centrumban, ami erősen süllyedő nyomástendenciát jelent (46. ábra). Az 1000 hPa-os szintre vonatkozó szélesség csaknem kétszeresére nőtt, elérte a 11–13 m/s-ot. A 800 hPa-os és az 500 hPa-os hőmérsékleti és az örvényességi mező szerkezete azonban nem változott lényegesen (47. és 48. ábra).



46. ábra. A tengerszintre redukált légnyomás és az 1000 hPa-ra számított szélesség vektorok a WRF modell alapján 2001. 02. 06. 12 UTC-kor. (A 20 m/s-os szélvektort lásd a jelöléseknél.)

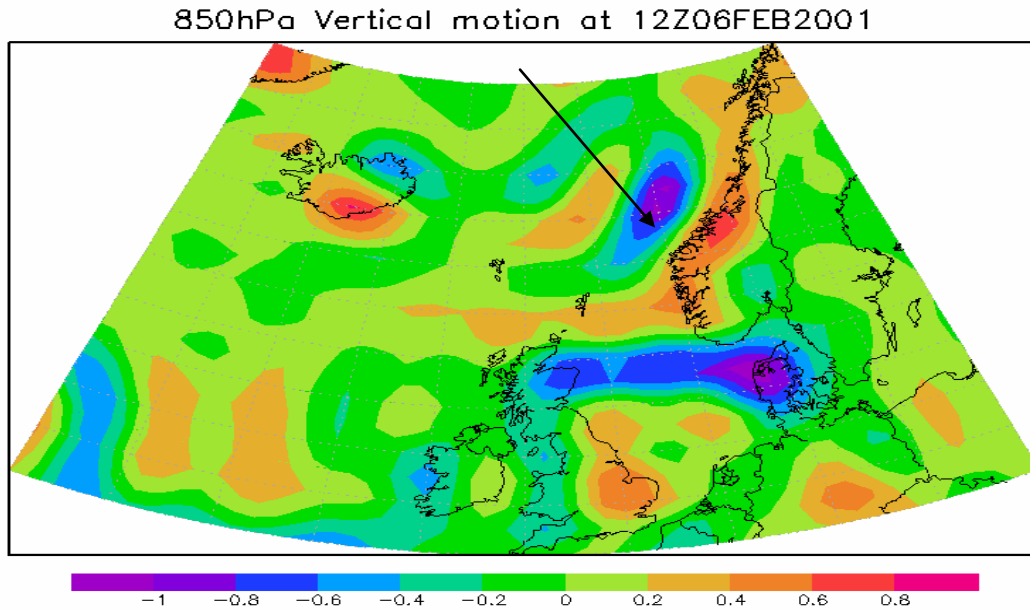


47. ábra. Hőmérséklet 500hPa-os szinten °C-ban 2001. 02. 06. 12 UTC-kor a WRF modell alapján.



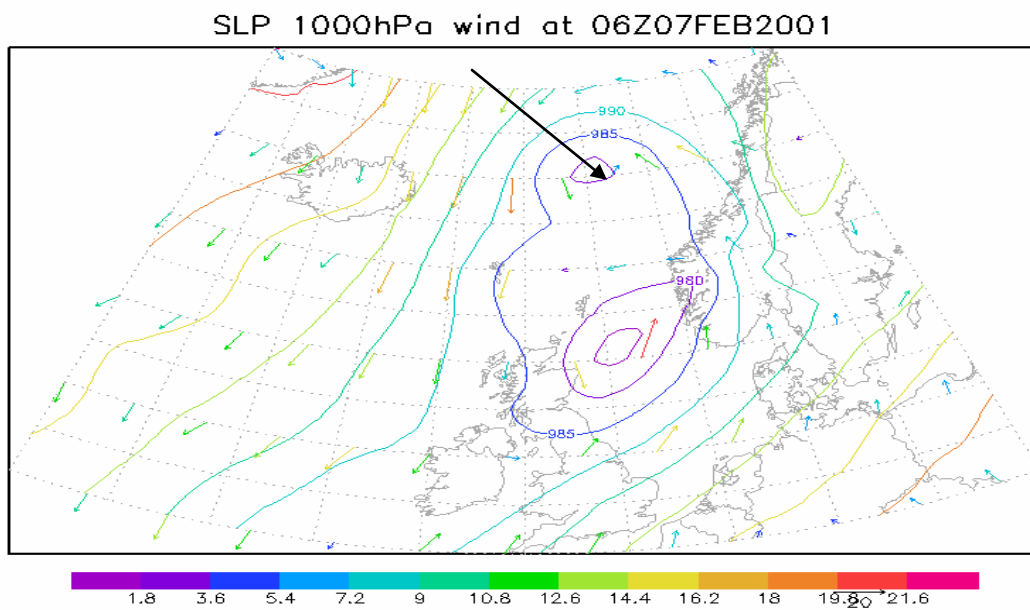
48. ábra. Az örvényességi mező [ω , 1/s] szerkezete a 800 hPa-os szinten a WRF modell eredményei alapján 2001. 02. 06. 12 UTC-kor. (A 30 m/s-os szélvektort lásd a jelöléseknél.)

A függőleges, felfelé irányuló légáramlás rendkívül dinamikus, hiszen a p-rendszerbeli vertikális sebesség elérte a -1 hPa/óra értéket. Az intenzív konvektív eseményeknek köszönhetően heves hózáporok és a zivatarok alakultak a fejlődő mezoskálájú örvényben (49. ábra).



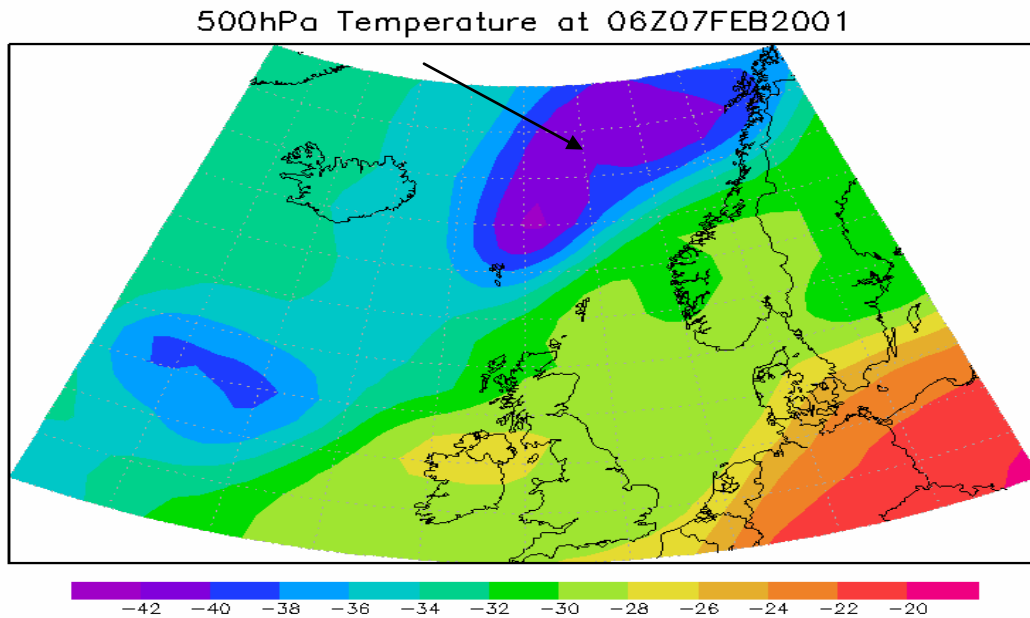
49. ábra. A p-rendszerbeli vertikális sebesség (ω , [hPa/óra]) a 850 hPa-os szinten a WRF modell eredménye alapján 2001. 02. 06. 12 UTC-kor.

2001. 02. 07-én 06 UTC-kor, tizennyolc órával később, a középponti légnyomás 980 hPa; jól elkülöníthető, zárt izobár vonallal határolt centrum található. A poláris ciklon belsejében 15–20 m/s-os szélsőségek fordulnak elő, a széllokések elérhetik az erősen viharos kategóriát (50. ábra). Ez a fejlett szakasz.

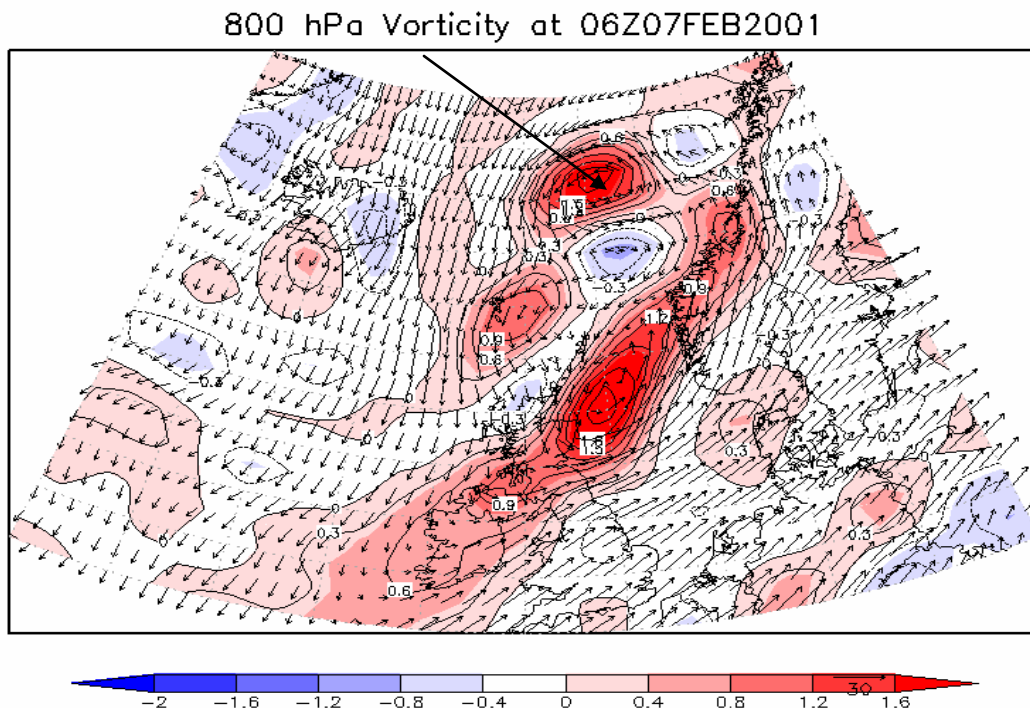


50. ábra. A tengerszintre redukált légnyomás és 1000 hPa-ra számított szélmező a WRF modell eredményei alapján 2001. 02. 07. 06 UTC-kor. (A 20 m/s-os szélvektort lásd a jelölésnél.)

Az 500 hPa-os hőmérsékleti mező szerkezete továbbra sem változott (51. ábra), de az örvényességi mező erősödött, ami szintén azt jelzi, hogy a poláris ciklon érett stádiumba került (52. ábra).

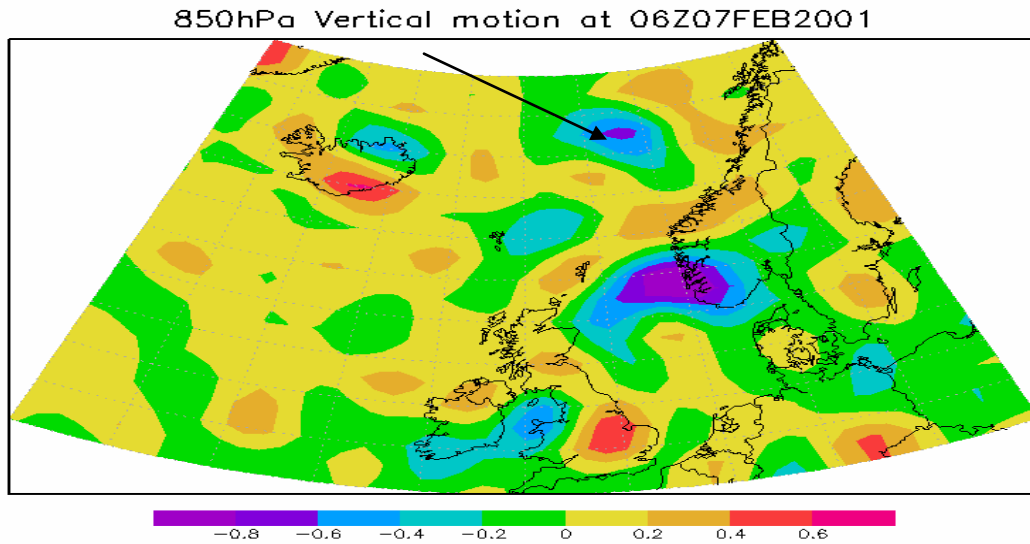


51. ábra. Hőmérsékleti mező az 500 hPa-os szinten °C-ban 2001. 02. 07. 06 UTC-kor a WRF modell alapján



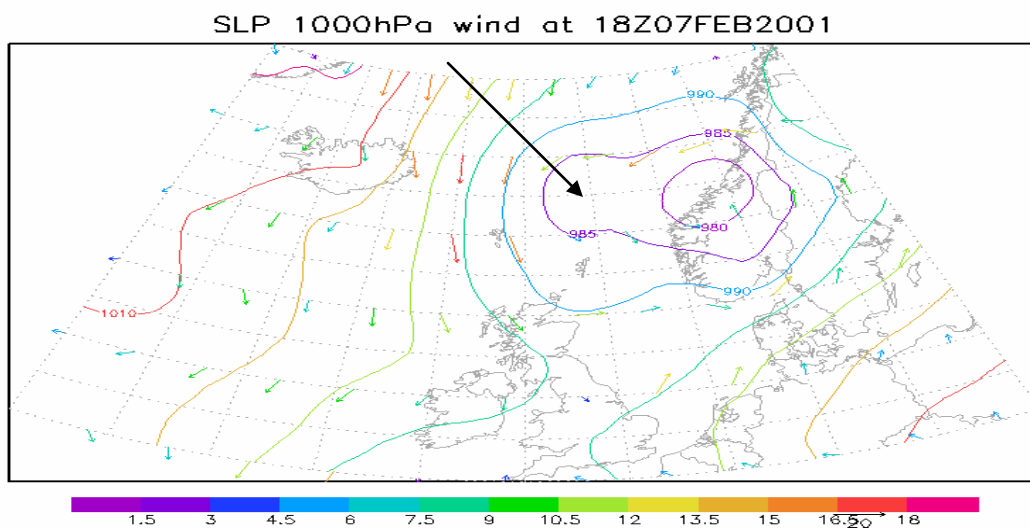
52. ábra. Az örvényességi mező [ω , 1/s] szerkezete a 800 hPa-os szinten a WRF modell eredményei alapján 2001. 02. 07. 06 UTC-kor. (A 30 m/s-os szélvektort lásd a jelöléséknél.)

A p-rendszerbeli vertikális sebesség értéke a kifejlődött örvényben fellépő konvekciót és az instabil légrétegzettséget tükröz. A legnagyobb értékek továbbra is $-0,8$ hPa/óra körüliek (53. ábra).



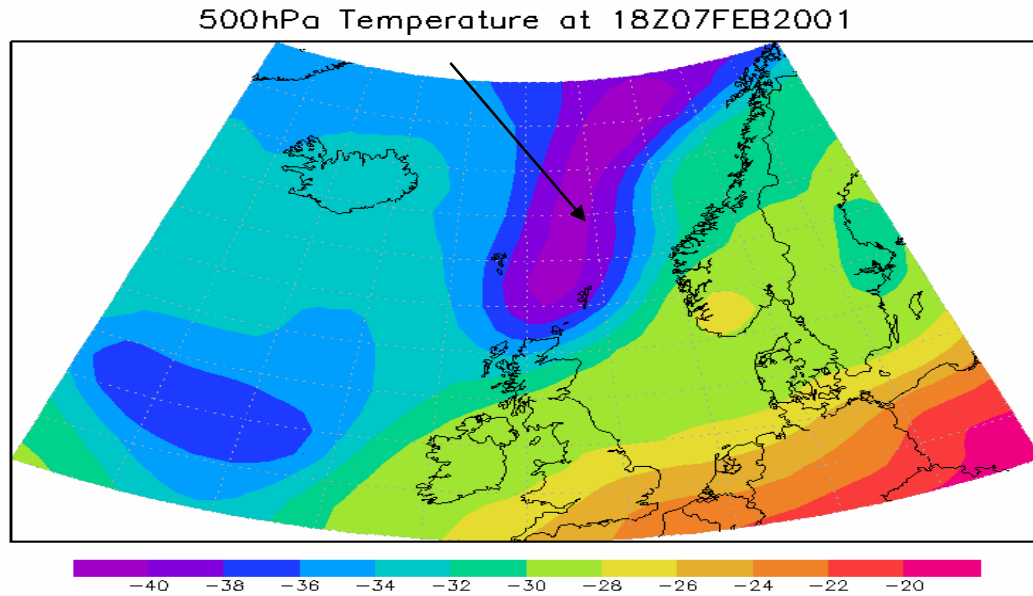
53. ábra. A p-rendszerbeli vertikális sebesség (ω , [hPa/óra]) a 850 hPa-os szinten a WRF modell eredménye alapján 2001. 02. 07. 06 UTC-kor.

12 órával később, 2001. 02. 07. 18 UTC-kor, már megszűnt a zárt izobár vonallal határolt nyomási központ, a mezoskálájú örvény nyomási struktúrája eltűnt; egy mérsékeltövi ciklon áramlási rendszerébe került. A szélmező sem kapcsolható már a poláris ciklonhoz, a szinoptikus skálájú örvény vált dominánssá (54. ábra). Ez már a leépülő szakasz kezdete.

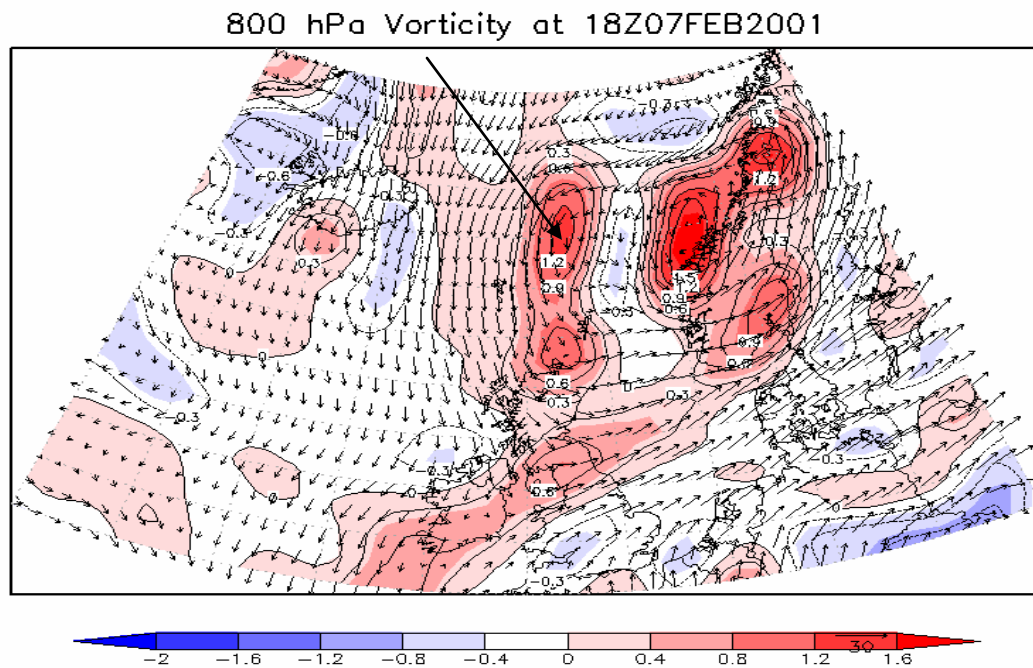


54. ábra. A tengerszintre redukált légnyomás és 1000 hPa-ra számított szélmező a WRF modell eredményei alapján 2001. 02. 07. 18 UTC-kor. (A 20 m/s-os szélvektort lásd a jelölésnél.)

Az 500 hPa-os szint hőmérsékleti mezejében jól látszik az északias hideg levegő betörése, ami már eléri a Brit-szigeteket (55. ábra). A izolált örvényességi maximum legyengült és beleolvadt a mérsékeltövi ciklon áramlási mezejébe (56. ábra).

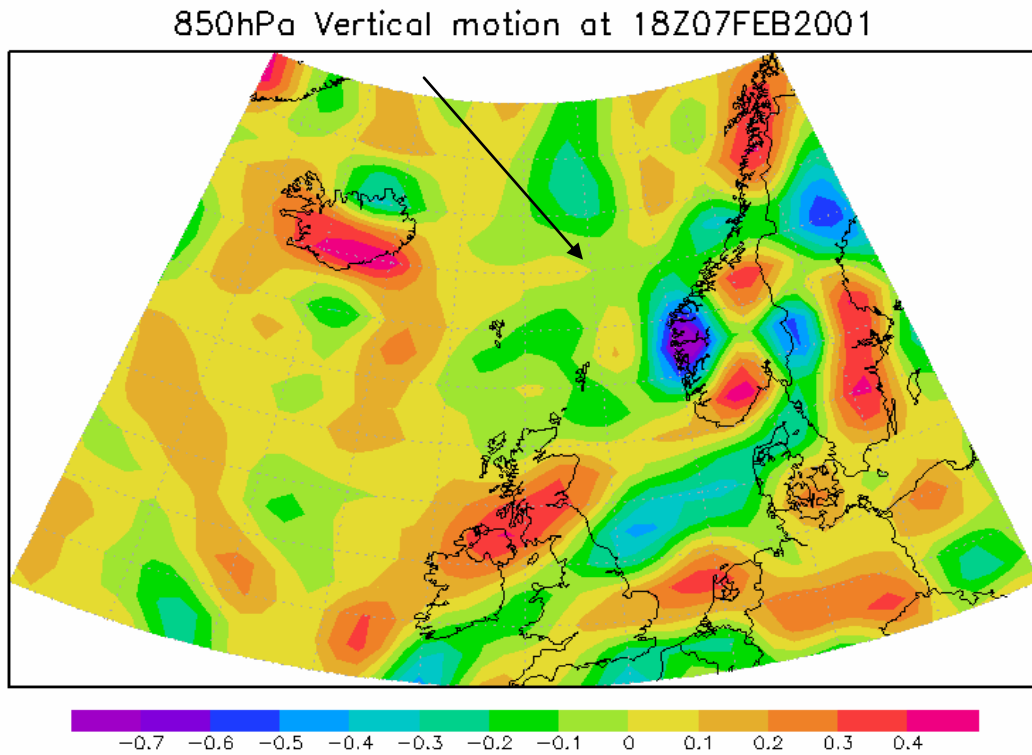


55. ábra. Hőmérsékleti mező az 500 hPa-os szinten °C-ban 2001. 02. 07. 18 UTC-kor a WRF modell alapján.

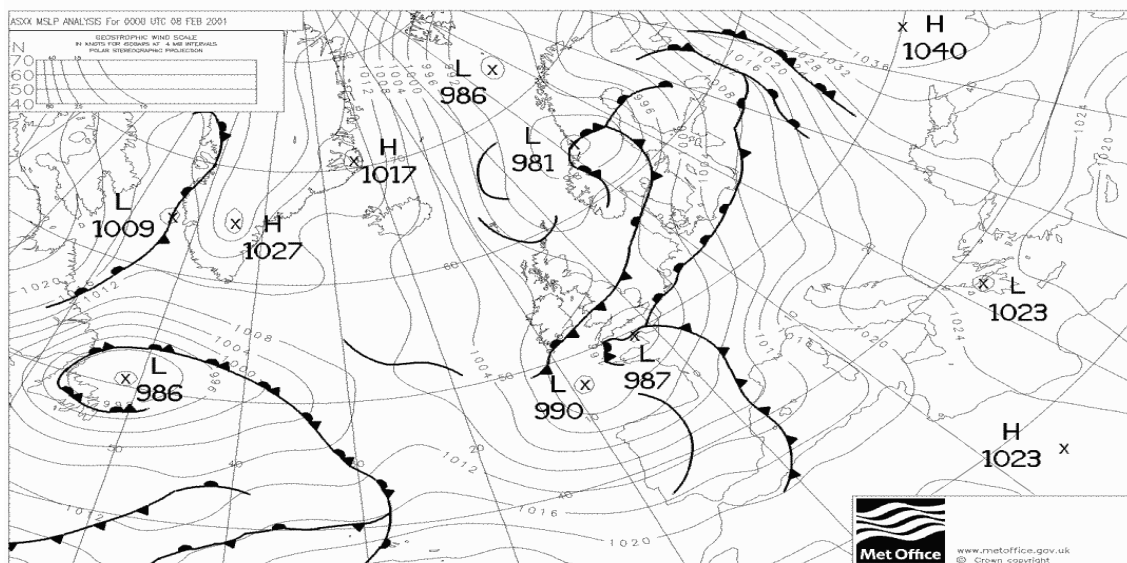


56. ábra. Az örvényességi mező [ω , 1/s] szerkezete a 800 hPa-os szinten a WRF modell eredményei alapján 2001. 02. 07. 18 UTC-kor. (A 30 m/s-os szélvektort lásd a jelöléseknél.)

A p-rendszerbeli vertikális sebesség (ω) $-0,25$ hPa/óra-ra csökkent, tehát a konvektív folyamatok lelassultak, majd fokozatosan megszűntek, a poláris ciklonhoz tartozó zivatarzóna is feloszlott (57. ábra). Ez egyezik a szinoptikus állomások megfigyeléseivel.



57. ábra. A p-rendszerbeli vertikális sebesség (ω , [hPa/óra]) a 850 hPa-os szinten a WRF modell eredménye alapján 2001. 02. 07. 18 UTC-kor.



58. ábra. Fronttérkép (UKMO) 2001. 02. 08. 00 UTC.

Végül disszipálódott és megszűnt a poláris ciklon, a Norvég-tenger térségének időjárásának alakítását egy mérsékeltövi ciklon vette át, ahogy azt a 2001. 02. 08. 00 UTC-s szinoptikus frontanalízis térképen (UKMO) is látjuk (58. *ábra*).

Az esettanulmány során egy poláris ciklon életciklusát követtem nyomon a mezoskálájú időjárási képződményekre specializált WRF modell használatával. „Külön sikerként könyvelhetem el” azt, hogy a meteorológiai analízis térképek nagy pontossággal mutatják meg a poláris örvények helyzetét, aktivitását a karakterisztikus értékek tükrében.

6. Összefoglalás

A poláris ciklonok mezoskálájú időjárási képződmények, amelyek a poláris övezetben a meleg tengerfelszín felett alakulnak ki. A képződésük szorosan kapcsolódik a baroklin instabilitáshoz, ahol konvektív folyamatok dominálnak. Az örvényességi mező perturbációi, a látens hő felszabadulása, a meleg légtömegek advektálódása és a felszínen jelen lévő intenzív konvergencia együttes hatása táplálja őket.

A távérzékelési eszközök, a magaslégköri mérések és a szinoptikus megfigyelések, illetve ezek szintéziséből modellezett térképek segítségével megbízhatóan azonosíthatjuk a poláris ciklonokat, s így vizsgálhatjuk előfordulásukat, gyakoriságukat, tulajdonságaikat. Ilyen vizsgálatokra láttunk példákat a Dán Királyi Meteorológiai Szolgálat és a Holland Meteorológiai Szolgálat által készített tanulmányokban.

A diplomamunkában a poláris ciklonok szerkezetével, szinoptikus klimatológiai leírásával, illetve egy WRF modellre alapozott esettanulmányon keresztüli leírásával foglalkoztam. Arra a kérdésre is válaszoltam, hogy a kontinens belsejében, itt a Kárpát-medencében milyen időjárási helyzettel találkozunk, ha az Észak-Atlanti térségben kifejlődik egy poláris ciklon. Ilyen esetekben többségében hidegfront vonul át a Kárpát-medence térségében, ami hűvösebb időt hoz hazánkban is.

A dolgozatban szereplő esettanulmány jól példázza, hogy nem csak műszeres mérések és szinoptikus észlelések alapján tudjuk vizsgálni a poláris ciklonokat, hanem ehhez jó lehetőség a numerikus modellezés, így az ELTE Meteorológiai Tanszékén futó WRF modell is.

Köszönetnyilvánítás

Köszönöm Gyöngyösi András Zénónak a GrADS programmal kapcsolatos nehézségek leküzdésében nyújtott segítségét és azt, hogy közreműködésével lehetőségem nyílt a WRF modell megismerésére. Köszönettel tartozom családomnak, barátaimnak és csoporttársaimnak is a türelméért, ösztönzésért.

Végül szeretném megköszönni témavezetőmnek, Weidinger Tamásnak a témaválasztásban és a dolgozat elkészítésében nyújtott segítséget.

Irodalomjegyzék

- Aakjaer, P.D., 1992: Polar lows affecting Denmark. *Tellus* **44A**, 155–172.
- Bordás Á., Geresdi I., Gyúró Gy., Horváth Á., Tasnádi P. és Weidinger T., 2007: Klasszikus dinamikus meteorológiai példatár I. Eötvös Kiadó, Budapest.
- Businger, S., 1995: Cool season cyclogenesis and associated mesoscale weather. Reviews of geophysics: U.S. National Report to International Union of Geodesy and Geophysics (1991-1994). *Reviews of Geophysics: U.S. National Report to International Union of Geodesy and Geophysics 1991-1994*, Department of Meteorology, University of Hawaii, Honolulu, HI 96822 (pdf)
- Businger, S. and Reed, R.J., 1989: Cyclogenesis in cold air masses. *Water and Forecasting* **4**, 133–156.
- Businger, S. and Walter B., 1988: Comma cloud development and associated rapid cyclogenesis over the gulf of Alaska: a case study using aircraft and operational data. *Monthly Weather Review* **116**, 1103–1123.
- Carleton, A.M., 1992: Synoptic interactions between Antarctica and lower latitudes. *Australian Meteorological Magazine* **40**, 129–147.
- Cavallo, M. and Hakim, G.J., 2009: Potencial vorticity diagnosis of a tropopause polar cyclone. *Monthly Weather Review* **137**, 1358–1371.
- Czelnai R., Götz G. és Iványi Zs., 1994: Bevezetés a meteorológiába II. Mozgó légkör és óceán. Tankönyvkiadó Budapest.
- Dési F. és Rákóczi F., 1970: A légkör dinamikája. Tankönyvkiadó. Budapest.
- Garabato, N., Allen, T., Leach, H., Strass, H. and Pollard, T, 2001: Mesoscale subduction at the Antarctic polar front driven by baroclinic instability. *Journal of Physical Oceanography* **31**(8), 2087–2107.
- Guo, J., Fu, G., Li, Z., Shao, L., Duan, Y. and Wang, J, 2003: Analyses and numerical modeling of a polar low over the Japan Sea on 19. December 2003. *Atmospheric Research* **85**, 395–412.
- Gyöngyösi, A.Z., Weidinger, T., Kiss, Á., Bánfalvi, K., 2009: Uncertainties of wind power estimation for western Transdanubium and for the trade wind region in Brazil from various mesoscale meteorological models. *Conference on Modelling Fluid Flow (CMFF'09)*, Conference Proceedings VolI. (Ed. Vad, J.) 891–896.

- Holton, J.R., 1992: An introduction to dynamic meteorology. Academic Press, 510 p.
- Károssy, Cs., 1994: Péczy's Classification of macrosynoptic types and the catalogue of weather situations (1951-1992). *Savaria University Press* 1994. 117–131.
- Kurunczi R., 2009: Viharciklonok objektív detektálása az Atlanti-Európai térségben. Diplomamunka, ELTE Meteorológiai Tanszék, Budapest (pdf.)
- Montgomery, T. and Farrell, F., 1992: Polar low dynamics. *Journal of the Atmospheric Science* 49(24), 2484–2505.
- Péczy, 1961: Magyarország makroszinoptikus helyzeteinek jellemzése. *Az Országos Meteorológiai Szolgálat kisebb kiadványai* 1961.
- Rasmussen, E.A., 1992: A most beautiful polar low. A case study of a polar low development in the Bear Island region. *Tellus* **44A**, 81–99.
- Rasmussen, E.A., Pederson, T.S., Pederson, L.F. and Turner, J., 1992: Polar lows and arctic instability lows in the Bear Island region. *Tellus* **44A**, 133–154.
- Rákóczi F. és Götz G., 1981: A dinamikus meteorológia alapjai. Tankönyvkiadó, Budapest.
- Szabados B., 1997: Mezőléptékű konvektív komplexumok és a meleg nedves szállítószalag kapcsolata. ELTE Meteorológiai Tanszék, Budapest. Diplomamunka (pdf).
- Tasnádi P., 2006: Az időjárási frontok modern elmélete. *Egyetemi Meteorológiai Füzetek* **20**, ELTE Meteorológiai Tanszék, 95–102.
- Tél T., 2003: Környezeti áramlások, jegyzet, kézirat, ELTE Elméleti Fizikai Tanszék.
- Wendl B., 2009: A WRF modellel készített szélenergia becslések Mosonmagyaróvár térségére. ELTE Meteorológiai Tanszék, Budapest. Diplomamunka (pdf).

Internet-es hivatkozások:

- www.metnet.hu
- www.wetterzentrale.de/topkarten/fsfaxsem.html
- www.wetterzentrale.de/topkarten/fsavneur.html
- www.zamg.ac.at
- www.weatheronline.co.uk
- www.erikwk.wordpress.com
- meteo.infospace.ru