

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Meteorológiai Tanszék

**AZ ÉSZAK-ATLANTI OSZCILLÁCIÓ HATÁSA
A KÁRPÁT-MEDENCE TÉRSÉGÉNEK ÉGHAJLATÁRA**



KÉSZÍTETTE: MANDL ÉVA
V. éves meteorológus hallgató

Témavezető: Dr. Pongrácz Rita

Budapest, 2009.

TARTALOMJEGYZÉK

1. Bevezetés	3
2. Az Észak-Atlanti Oszilláció (NAO)	5
2.1. A NAO fázisai és trendje.....	5
2.2. A NAO változékonyságát irányító folyamatok	12
3. Felhasznált adatbázis	17
3.1. NAO index	17
3.2. Péczely-féle makroszinoptikus helyzetek	18
3.3. Éghajlati adatsorok (Budapest, Szeged, Debrecen)	24
4. A vizsgálatok eredményei	26
4.1. A Péczely-féle makrocirkulációs típusok és a NAO kapcsolata.....	26
4.2. A NAO hatása a Kárpát-medence térségének hőmérsékleti viszonyaira.....	31
4.3. A NAO fázisok hatása a napfénytartamra	34
4.4. A NAO hatása Magyarország csapadékviszonyaira	37
5. Összefoglalás	41
Köszönetnyilvánítás.....	42
Irodalomjegyzék	43

1. BEVEZETÉS

A Kárpát-medence és Európa éghajlatának alakulásában az Észak-Atlanti térség meghatározó szerepet játszik. Az Atlanti-medencében uralkodó klíma változékonyságának jelentős része az Észak-Atlanti Oszcillációval (NAO) hozható összefüggésbe, mely a légköri cirkuláció változékonyságának uralkodó rendszere (*Hurrell et al., 2003*). A NAO a légtömegek meridionális oszcillációjára utal, melynek két központja Izland közelében, valamint a szubtrópusi Atlanti területen található, az Azori-szigetektől az Ibériai-félszigeten keresztül húzódva (*Walker and Bliss, 1932*). A NAO változékonysága Észak-Amerikától Szibériáig és az Északi-tengertől az Egyenlítőig befolyásolja az éghajlatot (*Marshall, et al., 2001*).

A NAO-nak több évszázadra visszanyúló története van, Hans Egede Saabye misszionárius még 1770-78 között jegyezte fel naplójában: "Ha a tél Dániában zord, akkor Grönlandon enyhe, és fordítva". A hőmérséklet, a csapadék és a tengerszinti légnyomás együttes ingadozását figyelték meg, amely kelet felé Közép-Európáig, dél felé a szubtrópusi Nyugat-Afrikáig és nyugati irányban Észak-Amerikáig terjed. Az Észak-Atlanti Oszcilláció elnevezést először Sir Gilbert T. Walker használta 1924-ben.

Az Észak-Atlanti Oszcillációnak két fázisát különböztetjük meg a légköri akciócentrumok közötti nyomáskülönbség alapján, melyet a NAO index-szel jellemezhetünk. A pozitív NAO index az átlagosnál erősebb szubtrópusi magasnyomású központot jelent, az átlagosnál alacsonyabb nyomású izlandi ciklonnal. Ennek hatásaként meleg és nedves tél jellemzi Európát. A negatív NAO index gyenge szubtrópusi anticiklont és gyenge izlandi ciklont jelez. Így a nyomási gradiens alacsony, ezért a kelet-nyugat irányú mozgás legyengül, főként a mediterrán területekre szállít nedves és Észak-Európába hideg levegőt. 1980 óta a NAO erős pozitív fázisban van és növekvő tendenciát mutat. A XX. század fordulójának telein a valaha mért legnagyobb pozitív NAO index értékeket detektálták (kivéve 1996-ot) (*Hurrell, 1995a; Walsh et al., 1996; Thompson and Wallace, 1998; Watanabe and Nitta, 1999*). Ez a helyzet nagy részben járult hozzá az északi félteke felszíni hőmérsékletének megfigyelt melegedéséhez az elmúlt két évtizedben.

Vizsgálatunk a Kárpát-medence havi és napi éghajlati adatsorainak (hőmérséklet, csapadék, csapadékfajta, napfénytartam), szinoptikus időjárás helyzeteinek, illetve a NAO jelenség fázisai közötti összefüggések feltárására irányul. Elemzéseinket az 1901-2000 közötti időszakra vonatkozóan végeztük három

magyarországi meteorológiai állomás (Budapest, Debrecen és Szeged) éghajlati paramétereinek, a Kárpát-medence térségének időjárását jellemző Péczely-kódok, valamint az Észak-Atlanti Oszcilláció erősségét jellemző NAO index értékeinek felhasználásával.

A következő fejezetben az Észak-Atlanti Oszcilláció bemutatására kerül sor, részletesen kifejtjük fázisait, trendjét, illetve a változékonyságát irányító folyamatokat. A 3. fejezet a felhasznált adatbázis leírását tartalmazza. A 4. fejezetben ismertetjük a vizsgálat módját, eredményeit, valamint az eredmények értelmezését, értékelését. Végül vizsgálataink összefoglalásával, a legfőbb következtetésekkel zárjuk a dolgozatot.

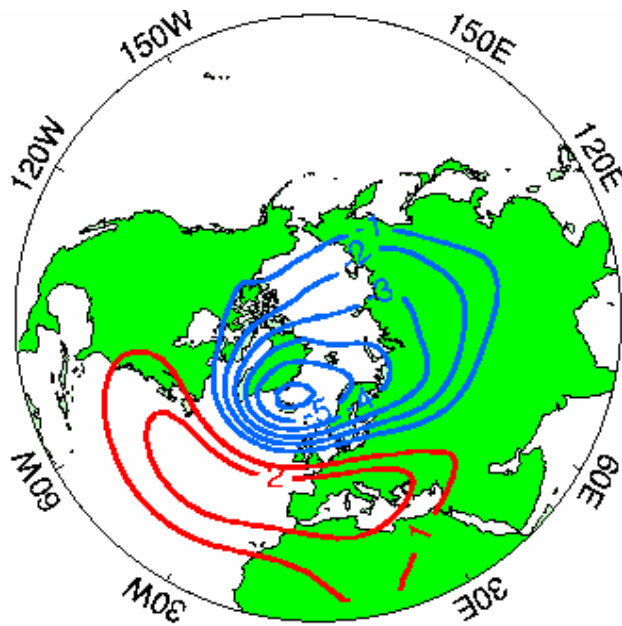
2. AZ ÉSZAK –ATLANTI OSZCILLÁCIÓ (NAO)

2.1. A NAO fázisai és trendje

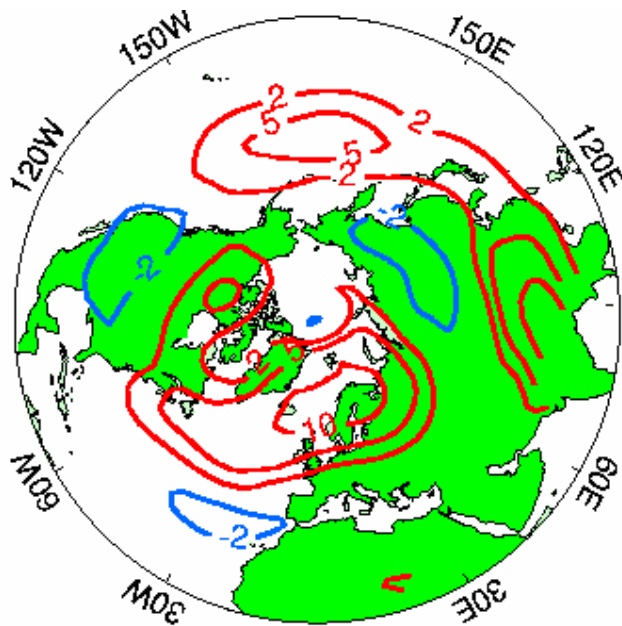
A NAO intenzitását a NAO index-szel jellemezhetjük. Az index értéke a Stykkisholmur-i (Izland) északi állomás, valamint a Ponta Delgada-i (Azori-szigetek), vagy a lisszaboni, vagy a gibraltári déli állomás tengerszinti-légnyomás különbségéből adódik.

Amikor a NAO a pozitív fázisában van – a NAO index pozitív értéket vesz fel – akkor az Izland térségében elhelyezkedő, a megszokottnál alacsonyabb nyomási anomáliák kapcsolódnak össze a szubtrópusi atlanti, megszokottnál magasabb nyomási anomáliákkal (**1. ábra**). Így az SLP (tengerszinti légnyomás) gradiense a két megfigyelt terület között növekszik, ezzel az átlagosnál erősebb nyugati szeleket produkál a közepes szélességek területén, melyek meleg óceáni levegőt szállítanak a hideg téli Eurázsia fölé. Ezzel egy időben növekszik az északi áramlás az észak-kelet atlanti térségben, amely a terület fölötti hőmérséklet csökkenését eredményezi. Több és erősebb téli vihar alakul ki az Atlanti-óceánon (**2. ábra**). Az oszcilláció ezen fázisát tehát az észak-atlanti térségben a hideg időjárás, Európában a meleg időjárás (**3. ábra**), az Izlandtól Skandináviáig elhelyezkedő területen a nedves időjárás, valamint Dél-Európa fölött a száraz időjárás jellemez (**4. ábra**). Hideg és száraz téli időjárás uralkodik Észak-Kanadában és Grönlandon; enyhe, meleg, nedves téli időjárás Kelet-USA-ban. Magas volt a NAO index például 1989, 1990 és 1995 telén és tavaszán.

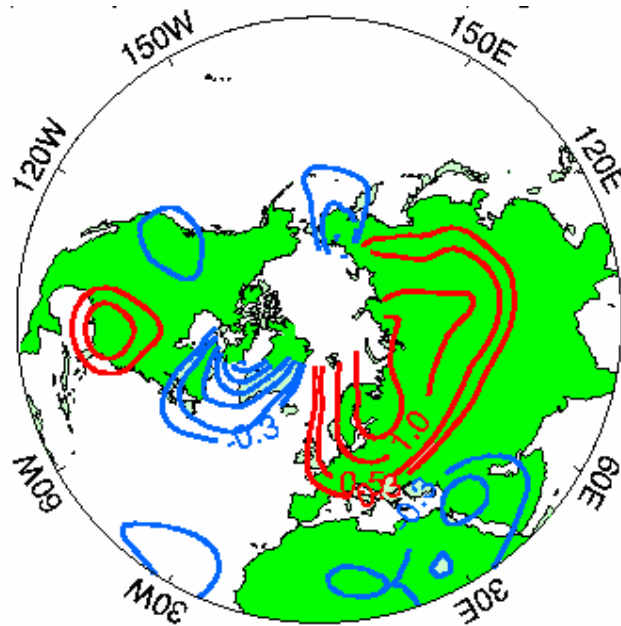
A NAO negatív fázisát – vagyis amikor a NAO index negatív értéket vesz fel – az átlagosnál gyengébb szubtrópusi magas légnyomás és gyenge izlandi alacsony légnyomás (**5. ábra**) jellemez, melynek következménye az alacsonyabb nyomási gradiens (**6. ábra**). Ekkor hideg levegő kerül Észak-Európába (**7. ábra**), valamint nedves levegő a Földközi-tenger térségébe (**8. ábra**). Az USA keleti partjainál hideg levegő kitörések jelentkeznek, ennél fogva havas időjárás uralkodik azon a területen. Grönlandon azonban enyhébb téli időjárás figyelhető meg. Alacsony NAO index volt például 1917, 1936, 1963, 1969 telén és tavaszán.



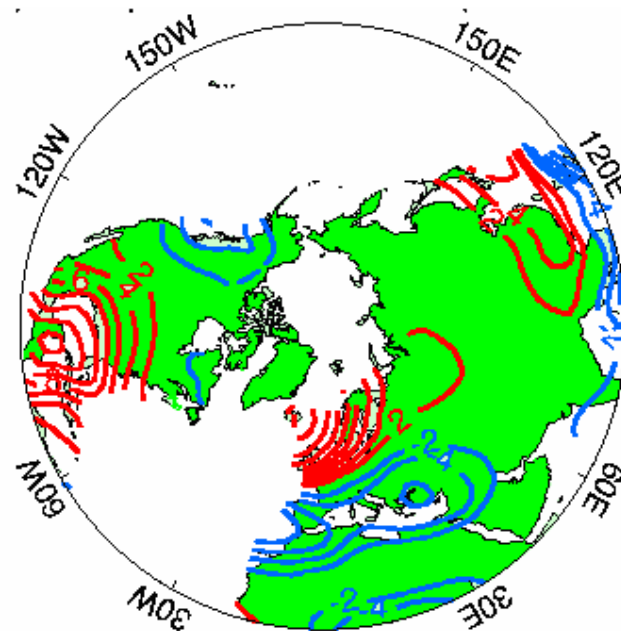
1. **ábra:** Tengerszinti légnyomás anomáliák (hPa) pozitív NAO fázis esetén
 (forrás: www.cru.uea.ac.uk/cru/info/nao)



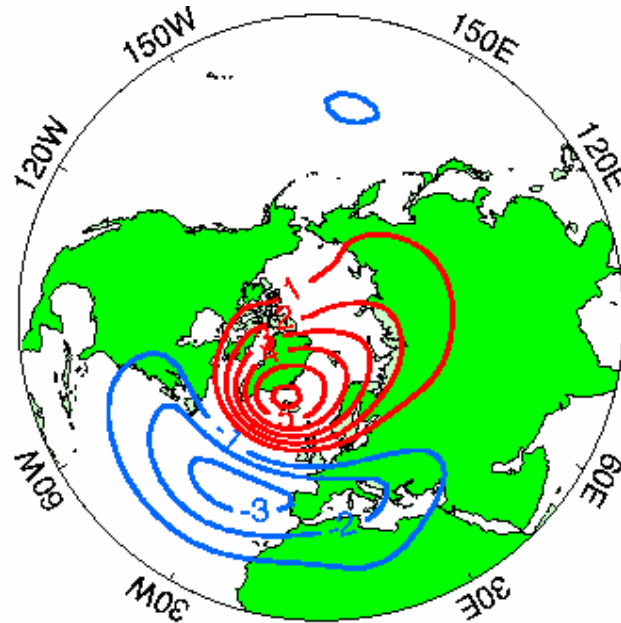
2. **ábra:** Ciklonaktivitás anomáliák (%) pozitív NAO fázis esetén
 (forrás: www.cru.uea.ac.uk/cru/info/nao)



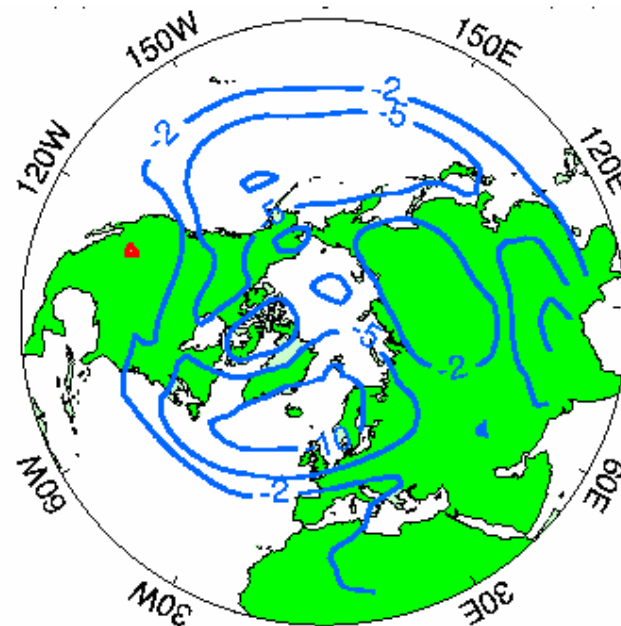
3. **ábra:** Hőmérséklet anomáliák (°C) pozitív NAO fázis esetén
 (forrás: www.cru.uea.ac.uk/cru/info/nao)



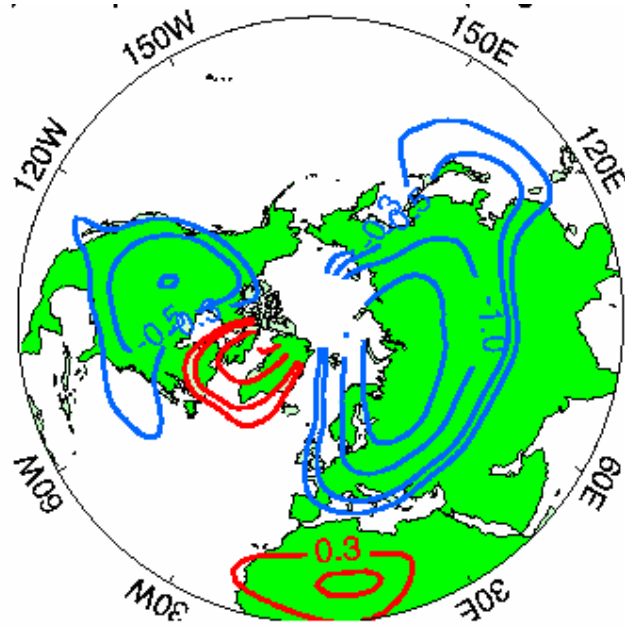
4. **ábra:** Csapadék anomáliák (mm/hó) pozitív NAO fázis esetén
 (forrás: www.cru.uea.ac.uk/cru/info/nao)



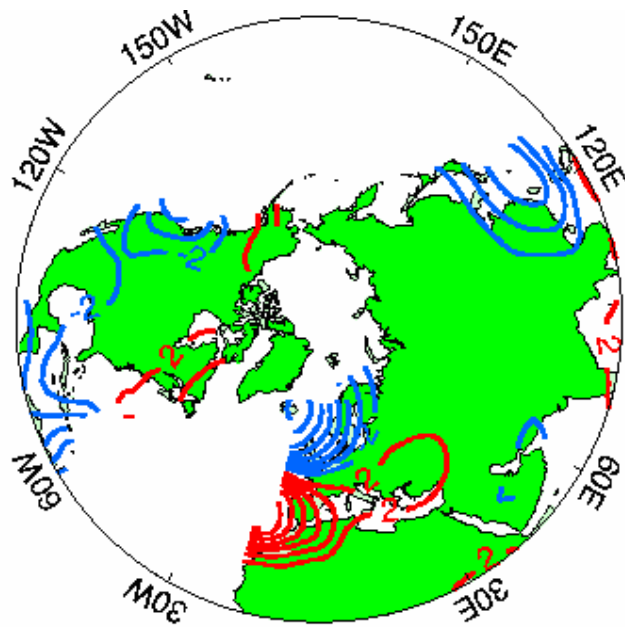
5. **ábra:** Tengerszinti légnyomás anomáliák (hPa) negatív NAO fázis esetén
 (forrás: www.cru.uea.ac.uk/cru/info/nao)



6. **ábra:** Ciklonaktivitás anomáliák (%) negatív NAO fázis esetén
 (forrás: www.cru.uea.ac.uk/cru/info/nao)

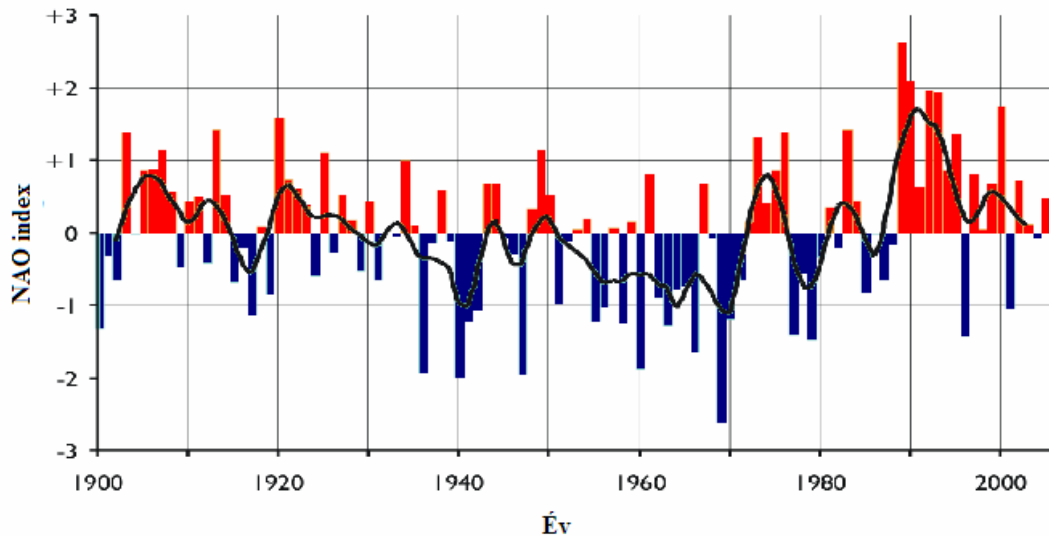


7. **ábra:** Hőmérséklet anomáliák (°C) negatív NAO fázis esetén
 (forrás: www.cru.uea.ac.uk/cru/info/nao)



8. **ábra:** Csapadék anomáliák (mm/hó) negatív NAO fázis esetén
 (forrás: www.cru.uea.ac.uk/cru/info/nao)

Az éghajlati változékonyság ezen formája, melyet *Walker és Bliss* (1932) óta ismerünk, télen a legjelentősebb hatású, amikor a NAO és a hozzá hasonló légköri éghajlati távkapcsolatok a legerősebbek. A télen mért NAO index idősorát (*Osborn, 2009*) a **9. ábra** mutatja, amely az öt éves mozgó átlagot is ábrázolja Gauss-szűrővel simítva.



9. ábra: A téli NAO index idősora, 1900-2005 (*Osborn, 2009* alapján).

Az elmúlt száz évben jelentős változékonyságot mutat a NAO index idősora. 1900-1930-ig (kivétel a 1916-1919 közötti időszak) pozitív index volt jellemző, ezzel összefüggésben átlag feletti hőmérsékletek uralkodtak Európában. A korai 1940-es évektől a korai 1970-es évekig az index csökkenő tendenciát mutat, s a negatív értékek túlsúlya volt jellemző. Következésképpen Európában a telek az átlagosnál hidegebbek voltak. Az utóbbi harminc évben a trend ismét a pozitív fázis irányába mutat. A mai trend mértéke példa nélkülinek mondható (*Hurrell, 1995a*). A legjelentősebb mértékű ingadozások 1989 tele óta történnek (*Hurrell, 1995a; Walsh et al., 1996; Thompson and Wallace, 1998; Watanabe and Nitta, 1999*), amióta rekord nagyságú pozitív NAO index értékeket rögzítettek. Sőt, a NAO trendje magyarázatul szolgál számos nemrégiben történt időjárási és éghajlati változásra az északi hemiszféra közepes, illetve magas szélességein, ezen kívül az óceáni és szárazföldi ökoszisztéma tekintetében is változásokat eredményezett, melyek közül néhányat az alábbiakban összegzünk:

- Megerősödött nyugati szubpoláris szelek, melyek a földfelszínről a sztratoszféra alacsonyabb rétegeibe tartanak (*Thompson et al., 1999*).

- Enyhe telek Európában, mellyel egy időben kemény telek uralkodtak Kelet-Kanada és az észak-nyugat atlanti térségben (*Hurrell, 1995a; Wallace et al., 1995; Hurrell, 1996; Shabbar et al., 1997; Thompson and Wallace, 1998*).
- Jellemzőes regionális változások jelentkeztek a csapadék eloszlásában (*Hurrell, 1995a; Hurrell and van Loon, 1997; Dai et al., 1997*), melyek számos észak-európai gleccser előrehaladását (*Hagen, 1995; Sigurdsson and Jonsson, 1995*), valamint alpesi gleccserek visszahúzódását (*Frank, 1997*) eredményezték.
- A jégtakaró változása a Labrador- és Grönlandi-tengeren, valamint az Arktiszon (*Chapman and Walsh, 1993; Maslanik et al., 1996; Cavalieri et al., 1997; Parkinson et al., 1998; McPhee et al., 1998; Deser et al., 1999*).
- Az átlagos tengerszinti légnyomás jelentős csökkenése az Arktiszon (*Walsh et al., 1996*).
- Az arktikus tengervíz fizikai tulajdonságainak változása (*Sy et al., 1997; Morison et al., 1998; McPhee et al., 1998; Dickson, 1999; Dickson et al., 1999a; 1999b*).
- Változások a konvekció intenzitásában a Grönlandi és az Izlandi-tengerben, valamint a Labrador-tengerben (*Dickson et al., 1996; Houghton, 1996*), melyek hatást gyakorolnak az atlanti meridionális cirkuláció erősségére és jellegére is.
- Sztratoszférikus hűtés a sarki jégsapka fölött (*Randel and Wu, 1999*), valamint ózon veszteség az 40°É-től a pólus irányában (*Randel and Wu, 1999; Thompson et al., 1999*).
- A viharaktivitás változása és az atlanti ciklonpályák elmozdulása (*Hurrell, 1995b*), valamint változások az anticiklonális blocking helyzetek évszakon belüli változékonyságban (*Nakamura, 1996*).
- Az észak-atlanti óceáni térségben a felszíni hullámmozgás amplitúdójának tendenciája (*Kushnir et al., 1997*).
- Változások a plankton termelésben és a halak vándorlásában (*e.g., Fromentin and Planque, 1996*).
- Tenyészedő hosszának változása Európában (*Post and Stenseth, 1999*), számos szárazföldi faj populáció-dinamikai folyamatainak megváltozása (*Post et al., 1999; Stenseth et al., 1999*).

A NAO-val kapcsolatos számos kutatás szorosan kapcsolódik a természetes és antropogén eredetű klímaváltozás vizsgálatához. *Hurrell (1996)* kimutatta, hogy a NAO közelmúltbeli trendje összefügg a legtöbb megfigyelt regionális felszíni felmelegedéssel

Európában és Ázsiában, és az elmúlt néhány évtizedben megfigyelt északnyugat atlanti lehűléssel. A NAO felelős az elmúlt hatvan év telén detektált hemiszférikus évközi felszíni hőmérséklet-anomália egyharmadáért. A NAO-elemzések egy része arra utal, hogy ez a légköri belső változékonyság nagy részben felelős az elmúlt évtizedek melegedéséért az északi féltekén (*Graf et al.*, 1995; *Thompson et al.*, 2000). Néhány kutatás az üvegházhatás erősödése és a NAO fázisok előfordulási gyakorisága közötti kapcsolatot is vizsgálta (pl. *Palmer*, 1999; *Corti et al.*, 1999).

2.2. A NAO változékonyságát irányító folyamatok

Bár a NAO a légkör belső változékonyságának egyik megnyilvánulása, a felszíni, a sztratoszférikus vagy éppen az antropogén folyamatok befolyásolhatják a fázisait, illetve intenzitását. Az eddigi kutatások alapján még nem született általános, elfogadott konszenzus arra vonatkozóan, hogy pontosan milyen folyamatok felelősek a NAO megfigyelt kis frekvenciájú ingadozásáért, s az elmúlt harminc év növekvő trendjéért.

Egyértelmű, hogy a légköri cirkuláció változásának nagy része belső légköri folyamatokból adódik, melyek egyik megnyilvánulása a NAO. A légköri általános cirkulációs modellek (AGCM) a nap besugárzása és a tengerfelszíni hőmérséklet (SST) klimatológiai éves ciklusával, valamint az állandó légköri nyomgáz összetétellel a NAO-t fluktuációként tartalmazzák (pl.: *Kitoh et al.*, 1996; *Saravanan*, 1998; *Osborn et al.*, 1999; *Shindell et al.*, 1999). Az irányító dinamikai mechanizmusok: örvény (eddy)-átlagos áramlás közötti kölcsönhatás az atlanti ciklonpálya kilépő területén, és az eddy-eddy kölcsönhatás a baroklin tranzienst és alacsony frekvenciájú változékonyság között (*Wallace and Lau*, 1985; *Lau and Nath*, 1991; *Ting and Lau*, 1993; *Hurrell*, 1995a). Ahogy egy valódi légköri változékonyság kis időbeli összefüggést mutat, úgy a NAO kis frekvenciájú változásainak utóbbi 150 évben megfigyelt értékeit is mintavételes változékonyságnak értékelhetjük. *Wunsch* vizsgálatai például arra utalnak, hogy a NAO index megfigyelt értékei szignifikánsan nem térnek el a fehér zaj folyamatától. A NAO index idősorainak spektrális sűrűsége közel fehér, s csak csekély széles sávú vonást tartalmaz a közel kétéves és az évtizedes időskálán (*Hurrell and van Loon*, 1997; *Jones et al.*, 1997). Paleoklimatológusok (pl.: *Appenzeller et al.*, 1998a) kutatásai viszont azt mutatják, hogy a NAO változékonysága igencsak szakaszos és nincs preferált időskálája. Az elmúlt harminc év NAO indexének egyértelmű trendje például

statisztikai szempontból szignifikánsnak tekinthető (*Thompson et al.*, 1999), és ez meghaladja az évtizedközi változékonyságot a műszeres feljegyzések első száz évében. Miközben paleoklimatológusok egyértelműen állítják, hogy a múltban hosszú pozitív és hosszú negatív NAO fázisokat figyeltek meg (*Appenzeller et al.*, 1998a; *Cook et al.*, 1998; *Mann*, 2002; *Luterbacher et al.*, 1999; *Schmutz et al.*, 2000), a késő 1980-as évek óta az extrém pozitív értékek jellemzőek, melyekre az elmúlt öt évszázadban nem volt példa (*Stockton and Glueck*, 2001). Egyfelől a mai trend válasz a több évtizedes vagy ennél hosszabb időskálán történő természetes változásra, másfelől a külső kényszerre való globális reakció egyik összetevője (*Corti et al.*, 1999).

Nemrégiben *Thompson és Wallace* (1998, 2000) felvetették, hogy a NAO nagy eséllyel jöhet szóba, mint a változékonyság éves (zonális, szimmetrikus) hemiszférikus módusa, amelyet a poláris sapka és a közepes szélességek közötti légtömegek oszcillációs jelenségeként lehet értelmezni az Atlanti- és Csendes-óceáni medence területén (ehhez nagyon hasonló szerkezet a déli hemiszféra térségében is jelen van). Ezt a nagyskálájú módust Arktikus Oszcillációnak (AO) nevezték el, valamint kimutatták, hogy a tél folyamán ezen jelenségnek a vertikális szerkezete magasan benyúlik a sztratoszférába. Hasonló felismeréseket már korábban is tettek a troposzféra-sztratoszféra közötti kapcsolat tekintetében (pl.: *Baldwin et al.*, 1994; *Perlwitz and Graf*, 1995; *Cheng and Dunkerton*, 1995; *Kitoh et al.*, 1996; *Kodera et al.*, 1996). A tél folyamán, amikor a sztratoszférikus örvény nagy erősségű, az AO (és a NAO) a pozitív fázis felé tolódik. *Baldwin és Dunkerton* (1999) kimutatták, hogy az oszcilláció jelensége a sztratoszférából a földfelszín felé terjed, így az észak-atlanti területek troposzférikus cirkulációjának jelenlegi trendje összefügghet azokkal a folyamatokkal, amelyek a sztratoszférikus poláris örvény erősségét befolyásolják. Így például a trópusi vulkán-kitörés (*Robock and Mao*, 1992; *Kodera*, 1994; *Kelly et al.*, 1996), az ózon csökkenése (*Volodin and Galin*, 1999), az antropogén hatás által bekövetkezett változások az üvegházgáz koncentrációjában (*Graf et al.*, 1995; *Shindell et al.*, 1999) – ezek mindegyike a poláris sztratoszféra hűléséhez, illetve a poláris örvény erősödéséhez vezet.

Másfelől azt már régen felismerték, hogy az SST mező fluktuációja és a NAO erőssége között kapcsolat van (*Bjerknes*, 1964), ez azt jelenti, hogy az Észak-Atlanti-óceán a felette elhelyezkedő levegővel jelentősen változik. A tél folyamán az észak-atlanti térség SST változékonysága egy tri-poláris szerkezettel jellemezhető, a következő központokkal: (1) a szubpoláris hideg anomália, (2) a Hatteras-fok központú

mérsékelt övi meleg anomália, valamint (3) az Egyenlítő és a 30°É közötti hideg szubtrópusi anomália (*Deser and Blackmon, 1993, Kushnir, 1994*). Ez a szerkezet megegyezik a szabálytalan felszíni áramlás térbeli szerkezetével, mely a NAO struktúrájával áll kapcsolatban (*Cayan, 1992*). A korreláció erőssége növekszik, ha az SST mezőt késleltetési idő figyelembe vételével tekintjük, azaz a NAO irányítja az SST-t. Ebben az esetben az SST változásai a légköri kényszerre adott havi időskálájú válaszként értelmezhetők (*Battisti et al., 1995; Delworth, 1996; Deser and Timlin, 1997*). Ezen kívül az SST megfigyelések számtalan hosszútávú (évközi, évtizedes skálájú) változékonyságot is mutatnak (*Kushnir, 1994; Hansen and Bezdek, 1996; Sutton and Allen, 1997; Visbeck et al., 1998*).

Bár a valódi légköri változékonyság időben nem összefüggő folyamatra utal, a légkör-óceán kapcsolaton keresztül jellegzetes időben állandó vagy éppen oszcillációs jelenségek is megfigyelhetők. Az óceán felső rétegének hőkapacitás-változása vezethet például kis frekvenciájú SST-, valamint gyengébb troposzférikus léghőmérsékleti változásokhoz (*Frankignoul and Hasselmann, 1977; Barsugli and Battisti, 1998*). A teljes óceáni térség, olyan térben összefüggő légköri folyamatok esetén, mint a NAO, befolyásolhatja az észak-atlanti térség átlagos óceáni áramlását (*Saravanan and McWilliams, 1998*). A rendszertelen légköri kényszer gerjesztheti az óceáni változékonyság dinamikus folyamatait, melyek „bevörösítik” az SST spektrumot (*Griffies and Tziperman, 1995; Frankignoul et al., 1997; Capotondi and Holland, 1997; Saravanan and McWilliams, 1997; 1998; Saravanan et al., 2000*). Ezeket az elméleti tanulmányokat támasztják alá a nyugati szubtrópusi örvény téli SST anomália megfigyelései is. Ezek az örvények keleti irányban terjednek a Golf-áramlat pályája mentén nagyjából évtizedes haladási idővel (*Sutton and Allen, 1997*). A téli időszakban az SST anomáliák tükrözik a mélyen fekvő téli kevert rétegek hőtartalom anomáliáit (*Alexander and Deser, 1995*), melyek a NAO-hoz kapcsolódó advekciót okoznak (*McCartney et al., 1996*).

Kulcskérdés a közepes szélességek légkörének érzékenysége a felszíni határfeltételek változására, beleértve az SST-t, a tengerjeget és/vagy a szárazföldet. *Robertson et al. (2000)* megállapította (AGCM szimuláció segítségével), hogy az SST eloszlásának változása az észak-atlanti térségben befolyásolja a különböző regionális kis frekvenciájú folyamatok előfordulásának gyakoriságát, valamint nagymértékben növeli a NAO évközi változékonyságát. *Rodwell et al. (1999)* kísérlete is rámutatott arra, hogy az észak-atlanti térségben mért SST a NAO változékonyságának előrejelzője.

Összevetve az AGCM eredményeit az SST modellekkel és a tengerjég eloszlásával, sikeresen megragadták az 1947 óta mért NAO index több éves, több évtizedes változékonyságát, beleértve az elmúlt harminc év folyamán tapasztalt több mint 50%-os erősen növekvő trendet. Más AGCM kísérletek ezekkel ellentétes konklúziókhöz vezettek (*Kushnir and Held, 1996*). Így további nyitott kérdések vannak e témakörben. Ráadásul számos mai tanulmány vonja le azt a következtetést, hogy a NAO változékonysága szorosan kötődik a trópusi dél-atlanti SST-hez (*Xie and Tanimoto, 1998; Rajagopalan et al., 1998; Robertson et al., 2000b*). A trópusi atlanti térség változásai tekintélyesek és tartalmazzák például az erős évközi és évtizedközi meridionális SST gradiens változásait. Azok a változások, amelyek nagy valószínűséggel befolyásolják a Hadley-cirkulációt, feltehetően alakítják az észak-atlanti térség közepes szélességeinek változékonyságát is egy légköri híd jellegű mechanizmuson keresztül, hasonlóképpen ahhoz, ahogy az a Csendes-óceán térségében is történik (*Lau and Nath, 1996; Trenberth et al., 1998*).

A tengerjég szerepe a légköri változékonyság kialakításában szintén nem teljesen tisztázott. A tengerjég képződésének változása mind a Labrador- és Grönlandi-tengerben, mind az Északi Sarkvidék területén, erősen összefügg a NAO viselkedésével (*Deser et al., 1999*). A tengerszinti légnyomás (SLP) és a jég-anómália mezők közötti kapcsolat alátámasztja azt a nézetet, hogy a légköri cirkuláció anomáliái hatással vannak a tengeri jég változására (*Prisenberg et al., 1997*). Ennél sokkal nehezebb kimutatni a visszacsatolásokat, s a tenger más anomáliáinak hatását a légkörre. *Deser et al. (1999)* szerint a légköri cirkuláció lokális reakciója az utóbbi évek jégképződésének csökkenésére Grönland keleti területein nyilvánvaló.

Watanabe és Nitta (1999) megállapították, hogy a szárazföldi folyamatok felelősek a NAO évtizedes változásaiért. Kimutatták, hogy a nagyobb téli pozitív NAO index irányában történő változások 1989-ben együtt jártak a hótakaró változásával Eurázsia és Észak-Amerika területén. Sőt, a hótakaró és a NAO közötti kapcsolat még erősebbnek bizonyult, miután a késleltetett folyamatok figyelembevételével korábban lehullott hótakarót is bevonták a vizsgálatba. *Watanabe és Nitta (1998)* a légköri cirkuláció változásának új szempontjait helyezte előtérbe a megfigyelt hótakaró anomáliák AGCM-be való beírásával.

Számos mai tanulmány állítja, hogy mind az óceáni feletti szél által befolyásolt felszíni áramlás, mind a termohalin cirkuláció élénk kölcsönhatásban van a légköri áramlásokkal, melyben csatolt évtizedes, illetve évtizedközi változékonyságot hoz létre.

Latif és Barnett (1996), valamint *Gritzner et al., (1998)* bebizonyították, hogy az észak-atlanti térség központjában elhelyezkedő pozitív SST és a felszínközeli rétegek hőtartalom anomáliái egy megerősödött szubtrópusi óceáni áramlat hozza létre. A légkör válasza ekkor egy anticiklonális jellegű cirkulációs rendszer és egy gyengülő ciklon, mely lokálisan erősíti az SST anomáliákat. A légkör reakciója azonban egy szélnyírás anomáliát is tartalmaz, amely lefelé irányítja a szubtrópusi áramlást, ezáltal északi irányú hőszállítást, és így negatív SST-vel a felszínközeli rétegekben negatív hőtartalom-anomáliát hoz létre. Az időbeli késleltetés vezet a pozitív és negatív visszacsatolás, vagyis az évtizedes időskálájú óceán és légkör közötti oszcilláló viselkedéshez. Más tanulmányok a változékonyság csatolt folyamatait vetik fel, beleértve a termohalin cirkulációt is. *Timmermann et al. (1998)* modell-eredményei például azt mutatják, hogy az erős termohalin cirkuláció pozitív SST anomáliákat produkál az észak-atlanti térségben. Erre a légkör válaszként megerősödött NAO-val reagál, amely viszont szabálytalan édesvízi áramlatokat hoz létre. A sótartalom csökkenését a szubpoláris áramlat eredményezi, így mérséklődik a konvektív aktivitás Grönland déli részénél, ezáltal gyengítve a termohalin cirkuláció erejét. Az eredmény egy mérsékelt, pólus irányú hőtranszport, valamint a negatív SST anomália megjelenése, amely éppen ellentétes fázist jelent a kiindulási állapothoz viszonyítva, s többévtizedes változékonyságot eredményez.

3. FELHASZNÁLT ADATBÁZIS

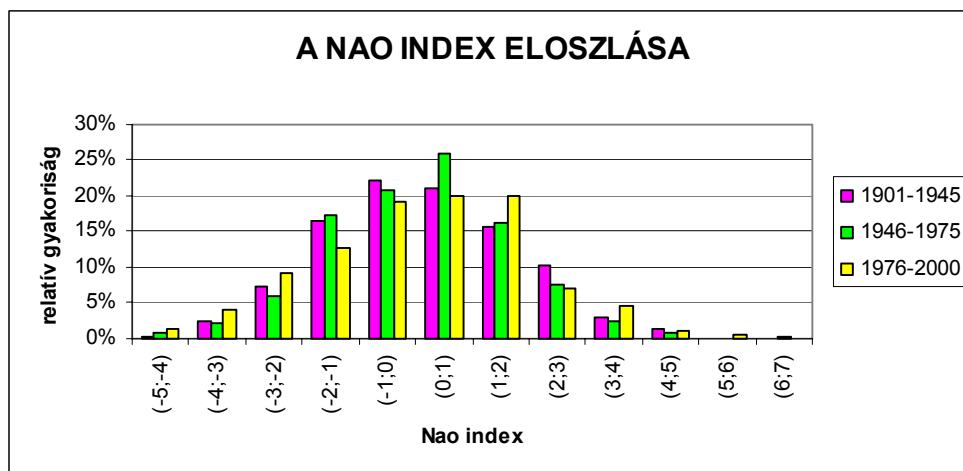
Az Észak-Atlanti Oszcilláció Kárpát-medence térségére irányuló hatásának vizsgálatához a NAO index értékeit, a Kárpát-medence térségére koncentráló Péczely-féle makroszinoptikus helyzetek napi idősorát, valamint három hazai meteorológiai állomás éghajlati adatsorait használtuk fel.

3.1. NAO index

Az Észak-Atlanti Oszcilláció (North Atlantic Oscillation, NAO) intenzitását a NAO index-szel jellemezhetjük. Az index értéke az Atlanti-óceán térségében elhelyezkedő északi és déli állomás tengersizinti-légnyomás különbségéből adódik. Az északi állomás Stykkisholmur (Izland) közelében található. A déli állomás három területre tehető: Ponta Delgada (Azori-szigetek), Lisszabon vagy Gibraltár. Az index természetesen nem tudja figyelembe venni azt, ha az aktuális képződmény nem ezen helyek fölött tartózkodik, így a NAO változékonyságát sem tudja tökéletesen leírni. Azonban az index pozitív tulajdonsága, hogy ha jó kapcsolatban van a rácspontokban lévő felszíni légnyomási adatokkal, akkor a kialakuló észak-déli dipólus határozza meg az adott NAO-hoz tartozó térbeli képet. Ezáltal visszamenőleg tudjuk számítani az indexet éghajlati feljegyzések alapján. Az eddig megfigyelt értékek az elmúlt néhány évszázad paleoklimatológiai adatainak rekonstrukciójából származnak (*Stockton and Glueck, 2001*). Amikor a NAO pozitív fázisában van (pozitív NAO index), akkor az Izland térségében elhelyezkedő, a megszokottnál alacsonyabb nyomási anomáliák kapcsolódnak össze a szubtrópusi atlanti, megszokottnál magasabb nyomási anomáliákkal. A NAO negatív fázisát (negatív NAO index) gyenge szubtrópusi magas légnyomás és gyenge izlandi alacsony légnyomás jellemzi.

A NAO-index értékek 1881-től 2008-ig állnak rendelkezésre havi felbontásban (*Jones et al., 1957; Vinther et al., 2003*). A **10. ábra** mutatja a NAO index eloszlását az 1901-1945, az 1946-1975 és az 1976-2000 közötti időszakokra vonatkozóan. Az ábráról leolvasható, hogy a XX. század első felében (1901-1945) a NAO index eloszlása közel szimmetrikusnak tekinthető, a pozitív NAO index előfordulási gyakorisága csak nagyon csekély mértékben tért el (3%-kal nagyobb) a negatív NAO indexétől. Az 1946 és 1975 közötti időszakban az alacsony pozitív NAO index értékek előfordulási gyakorisága

volt a legnagyobb arányú. A pozitív NAO index előfordulási gyakorisága már tekintélyesebb mértékben, több mint 6%-kal volt több a negatív NAO index előfordulási gyakoriságánál. A harmadik, 1976 és 2000 közötti évek során az alacsony pozitív NAO index értékek (0-2 közötti intervallum) nagy részarányban voltak jelen. A pozitív NAO index előfordulási gyakorisága a három időszak közül a legnagyobb mértékben, több mint 7%-kal haladta meg a negatív NAO index előfordulási gyakoriságát.



10. ábra: A NAO index gyakorisági eloszlásának változása a XX. század során

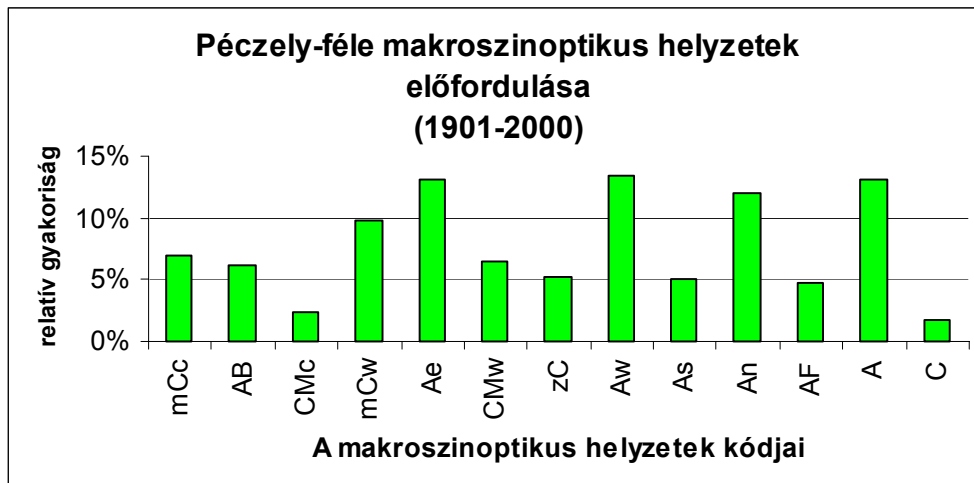
3.2. Péczely-féle makroszinoptikus helyzetek

A vizsgálathoz a Péczely-féle kódrendszer napi felbontású idősorát használtuk fel, mely az 1881-2007 közötti időintervallumra vonatkozik.

Az európai kontinens légnyomási akciócentrumaiban (izlandi minimum, azori maximum) keletkező, majd az áramlás miatt tovább sodródó alacsony vagy magas nyomású képződmények jellemző tulajdonságaik révén alapvetően meghatározzák az általuk érintett vagy hosszabb időn át uralt térségek időjárását. Az előzőek alapján történő légtömegtipizálást és -rendszerezést makroszinoptikus tipizálásnak nevezzük. A Kárpát-medence térségének időjárásában Péczely (1961) 13 makroszinoptikus helyzetet különböztetett meg, közülük 6 ciklonális és 7 anticiklonális típust, melyek a 00:00 UTC időpontban mért tengerszinti légnyomási mezőkön alapszanak. A Péczely-féle makroszinoptikus helyzetek a mérsékelt öv cirkulációs alaphelyzeteiből vezethetők le,

figyelembe véve ezeknek a földrajzi helyzetből következő speciális helyi módosulásait (a Kárpát-medence, az Alpok és a Földközi-tenger módosító hatásait).

A katalógust 1881-1983 között Péczely adta közre (Péczely, 1983), majd 1984-től Károssy folytatta a napi nyomási mezők típusba sorolását (Károssy, 1994; 1997), napjainkig folyamatosan minden napra reprezentálja a Kárpát-medence térségének jellemző időjárás helyzeteket. Az **11. ábra** a Péczely-féle makroszinoptikus helyzetek eloszlását mutatja az 1901-2000 közötti időszakra vonatkozóan.



11. ábra: Péczely-féle makrocirkulációs helyzetek gyakorisági eloszlása, 1901-2000

Az **1. táblázat** a Péczely-féle makroszinoptikus típusokat tartalmazza, égtájak szerinti irányítás alapján rendszerezve. Az első oszlopban az adott típus kódját láthatjuk. A második oszlopban a nyomási mező, valamint annak helyzete található. Végül az utolsó oszlopból az adott típus előfordulását lehet leolvasni az 1901-2000 közötti időszakban.

Kód	Rövid leírás	Előfordulás
Északi irányítású helyzetek		
mCc	Magyarország egy kelet-európai ciklon hátoldali áramrendszerében található	7%
AB	Anticiklon a Brit-szigetek térségében	6%
CMc	Magyarország egy mediterrán ciklon hátoldali áramrendszerében található	2%
Déli irányítású helyzetek		
mCw	Magyarország egy nyugat-európai ciklon előoldali áramrendszerében található	10%
Ae	Anticiklon Magyarországtól keletre	13%
CMw	Magyarország egy mediterrán ciklon előoldali áramrendszerében található	6%
Nyugati irányítású helyzetek		
zC	Zonális ciklonális helyzet	5%
Aw	Nyugatról benyúló anticiklon	13%
As	Anticiklon Magyarországtól délre	5%
Keleti irányítású helyzetek		
An	Anticiklon Magyarországtól északra	12%
AF	Anticiklon Fennoskandinávia térségében	5%
Centrum helyzetek		
A	Anticiklon a Kárpát-medence felett	13%
C	Cikloncentrum a Kárpát-medence felett	2%

1. táblázat: Péczeley-féle makroszinoptikus típusok jelölése, rövid jellemzése és előfordulási gyakorisága az 1901-2000 közötti időszakban

Alábbiakban röviden összefoglaljuk az egyes makrocirkulációs típusok (MCP) főbb jellemzőit Péczeley (1961) és Ambrózy *et al.* (2001) nyomán.

A./ Északi irányítású helyzetek:

(1) Ciklon hátoldali áramlásrendszere (mCc) többnyire szeles, csapadékos időjárást okoz. Nyáron különösen jellemző az intenzív csapadékot hozó, gyors lehűlést okozó zivatar, télen viszont az átlagosnál enyhébb levegőt szállít. Télen gyakran hózáporokat, tavasszal és nyáron zivatarokat okoz. Ősszel lehűlést, télen viszont enyhülést okoz. Előfordulási gyakorisága a XX. század során 7% volt.

(2) A Brit-szigetek térségében elhelyezkedő anticiklon (AB) általában az azori anticiklon északabbra helyeződésével vagy a sarki területekről délebbre húzódó magas nyomású légtömegekből jön létre. Megjelenése hidegfront átvonulásához kapcsolódik. Nyári stabilizálódása esetén száraz, derült, tartósan meleg időjárást alakít ki a Kárpát-medencében. Az év túlnyomó részében azonban hidegebb, poláris eredetű légtömegek jellemzik. Az 1901-2000 időszakban előfordulási gyakorisága 6% volt.

(3) A Kárpát-medence területén egy gyors mozgású mediterrán ciklon hidegfronti áramlásrendszere (CMc) halad át. Az égbolt felhőzöttsége kimondottan nagy, főként a tavaszi és a nyári hónapokban. Az év túlnyomó részében lehűlést idéz elő, télen viszont általában enyhülést okoz. Minden évszakban csapadékos, télen hózáporokkal, tavasszal zivatarokkal. A csapadék mennyisége elsősorban a nyári időszakban növekszik meg. Ez a makrocirkulációs típus csak ritkán fordult elő a XX. században.

B./ Déli irányítású helyzetek

(4) Ciklon előoldali áramlásrendszere (mCw) jellemzően meridionális irányítású helyzet jellegzetesen délies áramlással. Fennállásakor a Kárpát-medence térsége a ciklon melegfrontjának hatása alatt áll. Ősztől tavaszig tartós, lassú esőzések vagy havazások jellemzik ezt az időjárási típust. Ősszel hűvös és szeles, télen és tavasszal enyhülést hoz. Nyáron nagy fülledtség jellemzi. A XX. Században előfordulási gyakorisága 10% volt.

(5) A Kelet-európai síkság fölött elhelyezkedő anticiklonban (Ae) száraz, déli, délkeleti irányú légmozgás érvényesül. A felhőzöttség különösen a nyári időszakban kicsi. A téli hónapokban – különösen a havas napok során – erős lehűlést idéz elő. Ősszel és tavasszal a zavartalan besugárzás következtében napközben erős felmelegedés jellemzi. Ez az egyik leggyakrabban előforduló makroszinoptikus helyzet (13%).

(6) A Földközi-tenger térségében örvénylő ciklon melegfrontja (CMw) halad át az ország területe fölött. Általában kiadós esőzéseket okoz, különösen az őszi és a tavaszi hónapokban, amikor a délies áramlással meleg áztató esőket hoz. A téli időszakban sokszor jelentős mennyiségű havazással jár. A felhőzöttség erős. Télen melegebb, nyáron hidegebb, mint az évszakos átlag. A XX. század során előfordulási gyakorisága 6% volt.

C./ Nyugati irányítású helyzetek

(7) Zonális ciklon (zC) frontálzónájának európai szakasza az 50° szélességi kör közelében húzódik. Az áramlás jellegzetesen nyugat-keleti irányú. Ekkor Észak-Európát gyors vonulását ciklonok érintik. Többnyire kitartóan szeles időjárás jellemzi. Télen általában melegebb, nyáron viszont jóval hűvösebb, mint az évszak átlaga. A felhőzöttség többnyire erősen borult, különösen a tavaszi és az őszi hónapokban. A csapadékhozam őszi elején és télen jelentős. Előfordulási gyakorisága a XX. században 5% volt.

(8) Az egyik legnagyobb gyakorisággal előforduló (13%), nyugatról benyúló anticiklon (Aw) az azori anticiklon északabbra kerülésekor, elsősorban nyáron alakul ki. Ilyenkor az anticiklon általában nyugat-keleti irányban hosszán elnyúlva húzódik Közép-Európa felé. Kialakulása többnyire enyhe hidegfront átvonulásával kapcsolatos. Télen melegebb, nyáron viszont valamivel hidegebb, mint az átlagos hőmérséklet. A felhőzöttség átlagos, nyáron valamivel nagyobb, mint a többi évszakban.

(9) Magyarországtól délre elhelyezkedő anticiklon (As) a zonális nyugati áramlással járó helyzet. A Földközi-tenger medencéje vagy a Balkán-félsziget

felett elhelyezkedő anticiklon. Északi pereme benyúlik a Kárpát-medence területére. Mindig melegebb, mint a többi időjárási helyzet. Felhőzöttsége általában kisebb, a téli hónapok során viszont lényegesen borultabb, kifejezetten nagyobb a ködgyakoriság. Nyáron az áramlás gyenge, a csapadékhozam alacsony. Ősszel és tavasszal derültebb időjárás jellemzi. Előfordulási gyakorisága 1901-2000 között 5% volt.

D./ Keleti irányítású helyzetek

(10) Magyarországtól északra elhelyezkedő anticiklon (An) zonális keleti áramlású helyzet. Az anticiklon a Baltikum vagy a Lengyel-alföld fölött helyezkedik el sokszor magas nyomású gerincet képezve a Brit-szigetekig. Télen a talajközeli hideg légtömegek a Kárpátok hágóin keresztül – körülölelő izobárok formájában – két oldalról érkeznek hazánkba. Így télen hideg, nyáron jellemzően meleg makroszinoptikus helyzetnek tekinthető. A felhőzöttség átlagos, a tavaszi és az őszi hónapok kissé borultabbak. Gyakori cirkulációs helyzet. 12% volt az előfordulási gyakorisága 1901-2000 során.

(11) Skandinávia térségében elhelyezkedő anticiklon (AF) jellegzetes észak-déli hossz tengely mentén húzódik. Ezért Közép-Európa fölött északi, északkeleti irányú áramlást idéz elő. A felhőzöttség az átlagosnál jóval kisebb, bár tavasszal és ősszel kissé borultabb időjárást okoz. A csapadékgyakoriság és csapadékhozam ebben az időjárási helyzetben általában kicsi. A levegő az év túlnyomó részében hidegebb, mint az évszakos átlag, a téli és a tavaszi hónapok során sokszor igen nagy negatív hőmérsékleti anomáliák lépnek fel. Előfordulási gyakorisága a XX. század során 5% volt.

E./ Centrum helyzetek

(12) A Kárpát-medence fölött elhelyezkedő anticiklon (A) fennállásakor centrum helyzetű anticiklon uralja egész Közép-Európa térségét. A leggyakrabban előforduló makroszinoptikus helyzetek közé tartozik (13%). Az anticiklon mérete lehet kisebb, akár csak 600 km, de lehet ciklonrendszereket elválasztó, gyorsmozgású, ún. köztes anticiklon is. Az esetek többségében

hosszabb ideig marad a Kárpát-medence fölött. Tartózkodását sokszor meghosszabbítja a medencében megrekedő hideg légpárna. Tartós fennállása zavartalan sugárzási időjárást biztosít, télen erős lehűléssel, nyáron nagy felmelegedéssel, kánikulával. Ilyenkor a felhőzöttség kicsi, télen valamivel borultabb. A csapadékhozam alacsony, a levegő általában száraz.

(13) A ciklon centruma a Kárpát-medence fölött helyezkedik el (C). Az esetek legnagyobb részében átvonuló mediterrán ciklonokból keletkezik, de előfordulhat, hogy egy veszteglő front mentén helyi, orografikus okokból jön létre. Fennállásakor éles hőmérsékleti kontraszt alakul ki a Kárpát-medence területén. Télen kisebb, nyáron nagyobb a borultság. Csapadékhozama minden évszakban feltűnően nagy, télen kitartó havazással; tavasszal, nyáron és ősszel bőséges esővel jár. Télen melegebb, nyáron viszont hidegebb, mint az évszakai átlaghőmérséklet. Ritkán áll fenn ez a cirkulációs helyzet, előfordulási gyakorisága a XX. században csupán 2% volt.

3.3. Éghajlati adatsorok (Budapest, Debrecen, Szeged)

A vizsgálathoz a fenti adatok mellett felhasználtuk az Országos Meteorológiai Szolgálat honlapjáról (<http://www.met.hu>) letölthető magyarországi éghajlati adatsorokat, melyek rendszerint 1901-től 2000-ig állnak rendelkezésre. Jelenleg három magyarországi állomás adatai érhetőek el, ezek: Budapest (<http://met.hu/pages/climate/bp/index.htm>), Debrecen (<http://met.hu/pages/climate/de/index.htm>) és Szeged (<http://met.hu/pages/climate/sz/index.htm>).

A számítások során a következő adatsorokkal dolgoztunk: napi minimum/maximum hőmérséklet (°C), napi csapadékösszeg (mm), napfénytartam napi összege (óra), napi csapadék fajtája, havi középhőmérséklet, havi csapadékösszeg (mm), napfénytartam havi összege (óra). Vizsgálatunk során a felsorolt paraméterek anomáliáit is felhasználtuk, melyeket az 1961-1990 közötti időszak havi átlagértékeitől vett eltérésként határoztunk meg.

A napi bontású adatsorok a csapadék fajtáját kódolt formában tartalmazzák. A **2. táblázat** az egyes csapadékfajtákhoz tartozó kódokat mutatja. A kódok növekvő értékéhez általában egyre jelentősebb csapadékhullási események tartoznak.

Kód	Leírás
0	ködszitalás, szitalás
1	eső
2	ónos eső, ónos szitalás
3	záporosó
4	hó, havaseső
5	hózápor, darazápor
6	jégeső, jégdara
7	zivatar (lehet csapadék nélkül is)
8	hózivatar
9	zivatar jégesővel

2. táblázat: A csapadékos időszakok esetén alkalmazott csapadékfajták

A Budapesten mért napfénytartam napi, illetve havi összege csak 1912. január 1-től áll rendelkezésre. Debrecenben 1920. október 1-től kezdődtek meg a napfénytartamra vonatkozó feljegyzések, Szegeden pedig 1927. január 1-től indultak a napfénytartam mérések.

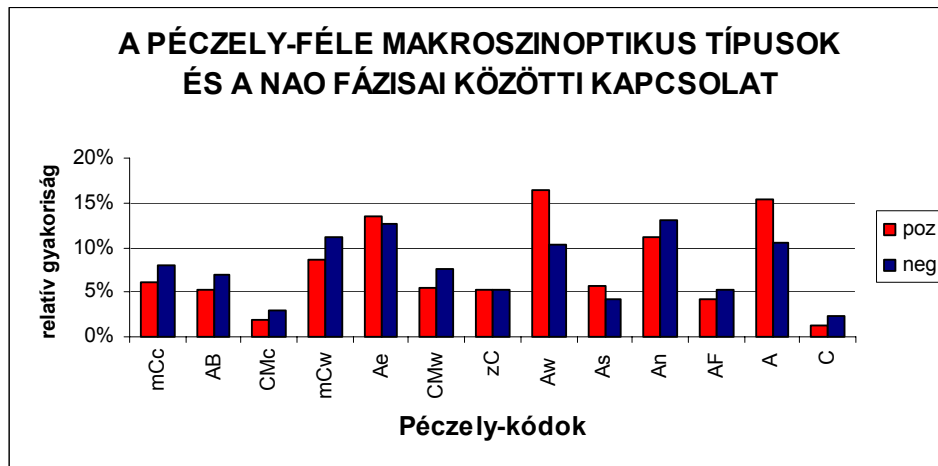
4. A VIZSGÁLATOK EREDMÉNYEI

Vizsgálatunk célja, hogy az Észak-Atlanti Oszcilláció Kárpát-medencére irányuló regionális hatásait megismerjük. Ebben a fejezetben ismertetjük az elemzések során kapott eredményeket. Áttekintjük a NAO és a Kárpát-medence időjárását jellemző Péczely-féle makroszinoptikus helyzetek közötti összefüggéseket. Ezután következik elemzésünk a Kárpát-medence térségének hőmérsékleti viszonyainak tekintetében. Foglalkozunk a NAO fázisok és a napfénytartam között fennálló kapcsolattal. Végül bemutatjuk az Észak-Atlanti Oszcilláció hatását Magyarország csapadékviszonyaira.

4.1. A Péczely-féle makrocirkulációs típusok és a NAO kapcsolata

A **13. ábráról** világosan leolvasható, hogy a NAO pozitív fázisához a nyugatról benyúló anticiklon (Aw), valamint a Kárpát-medence fölötti anticiklonális helyzet (A) köthető. Ezek mellett a NAO pozitív fázisa idején gyakran jellemző, hogy Magyarországtól délre (As) vagy keletre (Ae) helyezkedik el anticiklon. A nyugatról benyúló azori anticiklon (Aw) esetén több mint 6%-os, a centrum helyzetű anticiklon (A) esetén csaknem 5%-os a pozitív és negatív NAO fázishoz kapcsolódó relatív gyakoriságok közötti eltérés. A nyugati irányítású helyzetet télen az átlagosnál melegebb időjárás jellemzi (Péczely, 1961). A Kárpát-medence területén elhelyezkedő anticiklon kevés csapadékkal jár (Péczely, 1961). A NAO negatív fázisában Magyarország legtöbbször egy kelet-európai ciklon hátoldali áramrendszerében (mCc), vagy egy nyugat-európai ciklon előoldali áramrendszerében (mCw) található. Negatív NAO fázis alatt Magyarország elhelyezkedhet egy mediterrán ciklon hátoldali (CMc) vagy előoldali (CMw) áramrendszerében. Jellemző még a NAO negatív fázisa idején az anticiklonális helyzet a Brit-szigetek (AB) és Fennoskandinávia (AF) térségében, vagy Magyarországtól északra fekvő területeken (An), ezen kívül ha ciklon uralkodik a Kárpát-medence felett (C). Extremitás vizsgálatot is végeztünk, mely során nem vettük figyelembe azokat a napokat, amikor a NAO index értéke -2 és +2 közé esett. Az eredményt a **14. ábra** mutatja. A grafikonról egyértelműen leolvasható, hogy magas negatív NAO index értékek esetén Magyarország leggyakrabban egy kelet-európai ciklon hátoldali áramrendszerében helyezkedik el (mCc). Világosan látszik az is, hogy magas pozitív NAO indexek esetén leginkább az Ae, Aw, As és A helyzetek fordulnak elő. Mindkét esetben végeztünk szignifikancia-vizsgálatot χ^2 -próba felhasználásával

(Dévényi és Gulyás, 1988). 95%-os szignifikancia szinten mind a pozitív és negatív NAO fázishoz, mind az erős pozitív és erős negatív NAO fázishoz tartozó gyakorisági eloszlások szignifikánsan eltérnek egymástól.



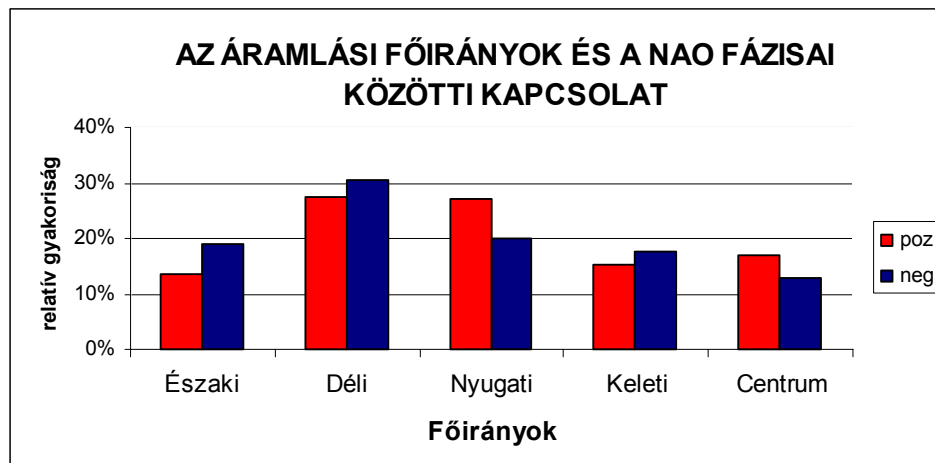
13. ábra: A Péczy-féle makroszinoptikus típusok gyakorisági eloszlása a pozitív és negatív NAO fázis idején, 1901-2000



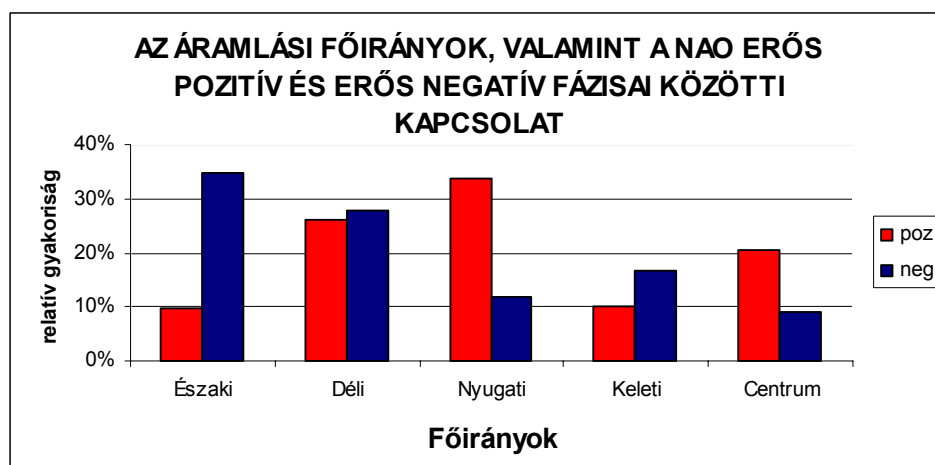
14. ábra: A Péczy-féle makroszinoptikus típusok gyakorisági eloszlása erős pozitív és erős negatív NAO fázis idején, 1901-2000

A makrocirkulációs helyzetek irányítottsága és a NAO fázisok közötti összefüggést szintén gyakorisági eloszlások felhasználásával vizsgáltuk (**15. ábra**). A pozitív NAO fázishoz kifejezetten a nyugati irányítású szinoptikus helyzetek kapcsolhatók. Az északi irányítottságnál is egyértelműnek tekinthető az összefüggés. A negatív NAO index-szel jellemezhető napok esetén gyakrabban fordul elő északi irányítottságú szinoptikus helyzet a Kárpát-medence térségében. A pozitív és negatív NAO fázisokhoz tartozó előfordulási gyakoriságok közötti eltérés még egyértelműbb, ha az erős pozitív és erős negatív NAO fázisokat hasonlítjuk össze (**16. ábra**). Magas NAO indexek-értékek esetén a pozitív fázis alatt az északi irányítottság, a negatív fázisban a nyugati irányítottság dominanciája erősebb. Ezen helyzetekhez mintegy 35%-os relatív gyakoriság társul. A pozitív és a negatív NAO fázishoz, valamint az erősen pozitív és erősen negatív NAO fázishoz tartozó gyakorisági eloszlások 95%-os szinten szignifikánsan eltérnek a χ^2 -próba alapján.

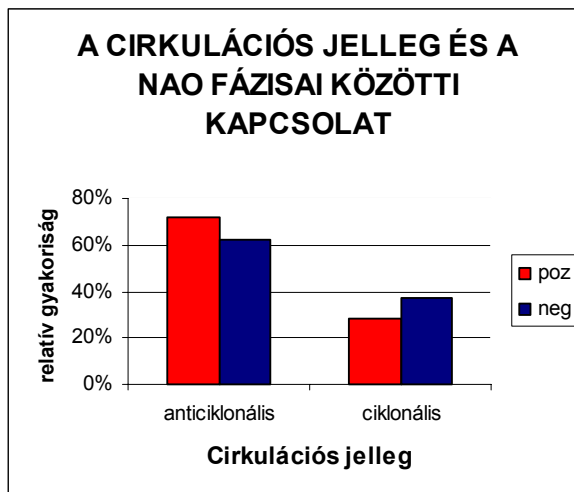
A makroszinoptikus helyzet alapvető cirkulációs jellege és a NAO pozitív vagy negatív fázisa közötti összefüggés a **17. ábrán** látható. Megfigyelhető, hogy habár mindkét fázisban az anticiklonális helyzetek dominálnak, ám a pozitív NAO fázis idején a szokásosnál is gyakoribb az anticiklonális jellegű időjárási helyzet. Szélsőségesebb NAO index értékek vizsgálatával kimutatható, hogy az erős negatív fázis idején az anticiklon-dominancia visszaszorul, s a ciklonális jellegű időjárási helyzetek valamelyest nagyobb arányban fordulnak elő, mint az anticiklonális jellegűek (**18. ábra**). A pozitív NAO fázisú időszakokban az anticiklonális helyzetek előfordulása mintegy háromszor annyi, mint a ciklonális jellegű helyzetek előfordulása. A χ^2 -próba alapján mindkét esetben a pozitív és negatív NAO fázishoz kapcsolódó gyakorisági eloszlások közötti eltérések 95%-os szinten szignifikánsak tekinthetőek.



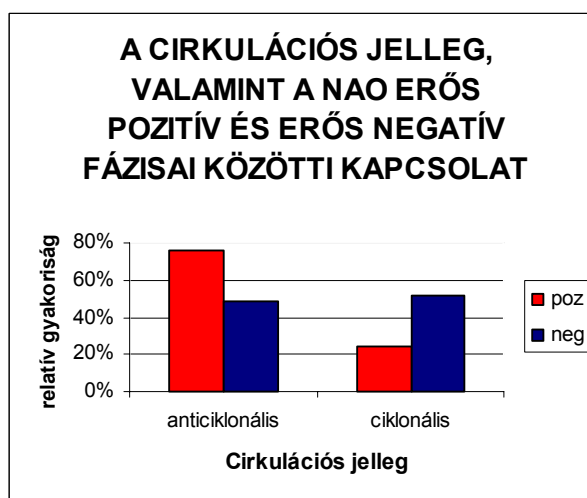
15. ábra: Az áramlási főirányok gyakorisági eloszlása a pozitív és negatív NAO fázis idején, 1901-2000



16. ábra: Az áramlási főirányok gyakorisági eloszlása erős pozitív és erős negatív NAO fázis idején, 1901-2000



17. ábra: A cirkulációs jelleg gyakorisági eloszlása a pozitív és negatív NAO fázis idején, 1901-2000

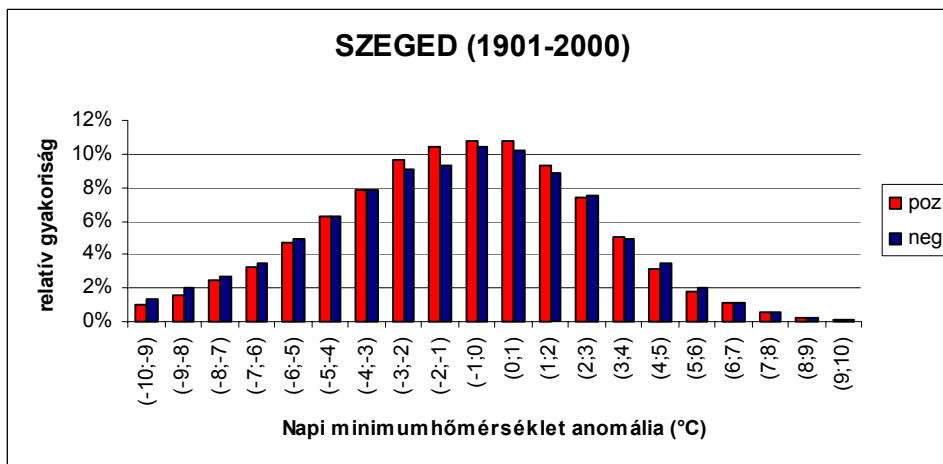
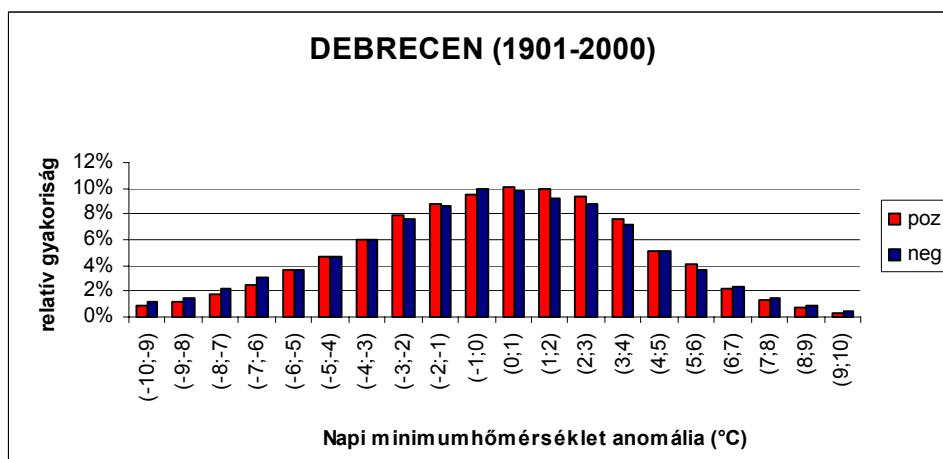
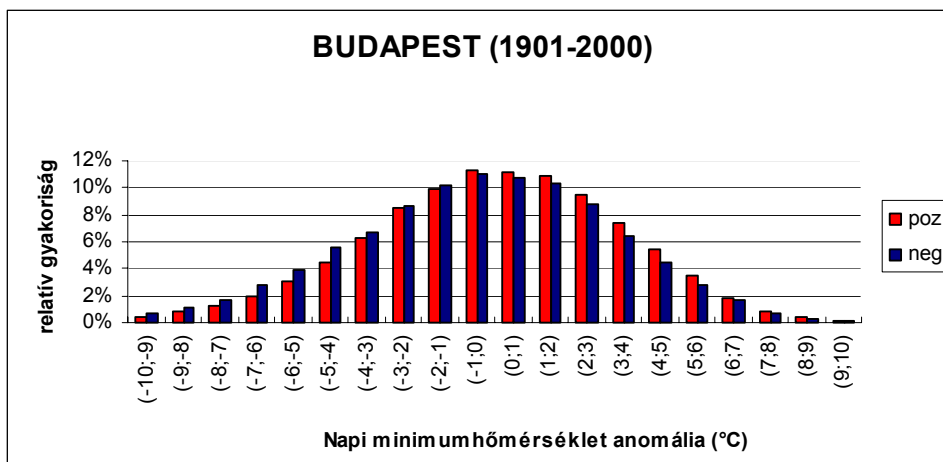


18. ábra: A cirkulációs jelleg gyakorisági eloszlása erős pozitív és erős negatív NAO fázis idején, 1901-2000

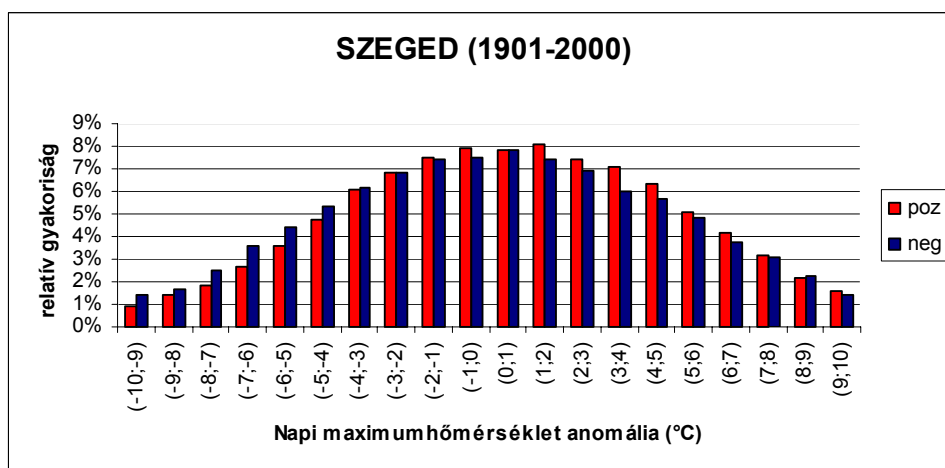
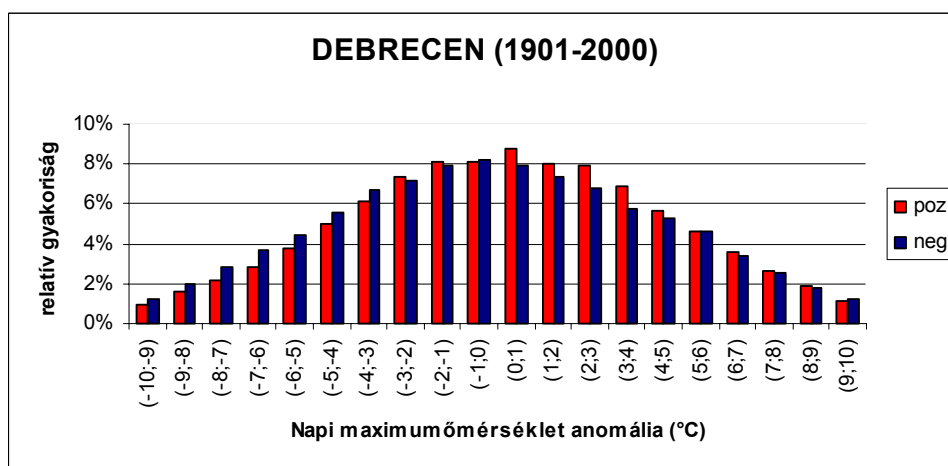
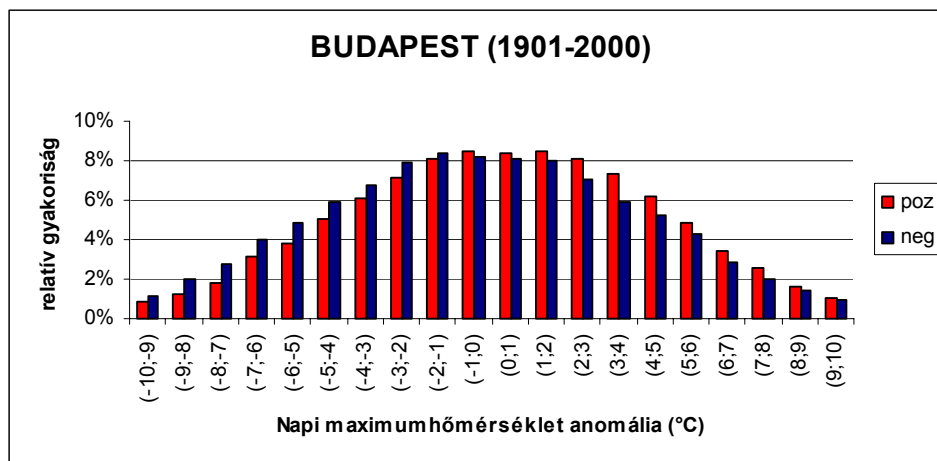
4.2. A NAO hatása a Kárpát-medence térségének hőmérsékleti viszonyaira

A **19. ábra** mutatja a NAO pozitív és negatív fázisai és a napi minimumhőmérséklet-anomália közötti összefüggést Budapest, Debrecen és Szeged vonatkozásában. Budapestre vonatkozó vizsgálataink egyértelműen azt mutatják, hogy a NAO negatív fázisában a negatív hőmérsékleti anomáliák, a NAO pozitív fázisában a pozitív hőmérsékleti anomáliák a dominánsak. A gyakorisági eloszlások eltérése 95%-os szinten szignifikánsnak tekinthető a χ^2 -próba alapján. A hisztogramok jól mutatják, hogy negatív NAO fázisban Debrecen és Szeged esetén egyaránt szignifikánsan gyakoribbak voltak a magas negatív és magas pozitív hőmérsékleti anomáliák is, mint pozitív NAO fázis idején. Ez azt jelenti, hogy negatív NAO fázishoz szélsőségesebb hőmérsékleti viszonyok tartoznak hazánk területén, mint a pozitív NAO fázishoz.

Az NAO hatása a napi maximumhőmérséklet-anomáliák alakulására a **20. ábrán** látható mindhárom állomás esetén. A hisztogramok alapvetően hasonlóak, mint a napi minimumhőmérséklet-anomália. Összességében elmondható, hogy negatív NAO fázisban nagy részben a negatív napi maximumhőmérséklet-anomáliák, pozitív NAO fázis alatt többségében a pozitív napi maximumhőmérséklet-anomáliák fordultak elő, mind a három hazai városban. A χ^2 -próba alapján a gyakorisági eloszlások 95%-os szinten szignifikánsan eltérőnek tekinthetők.



19. ábra: A napi minimumhőmérséklet anomáliák gyakorisági eloszlása a pozitív és negatív NAO fázis idején, 1901-2000

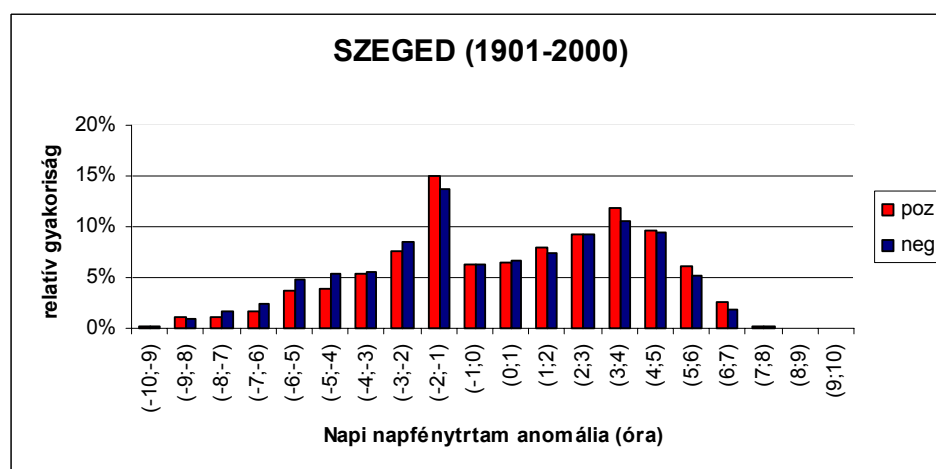
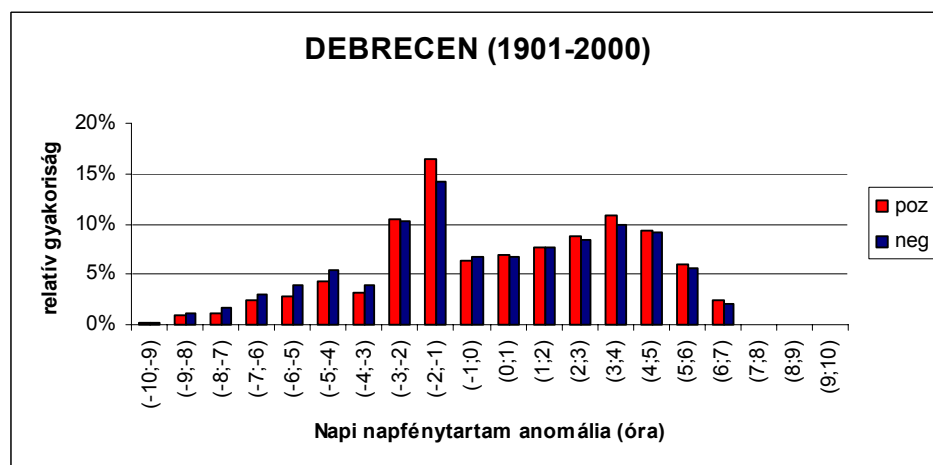
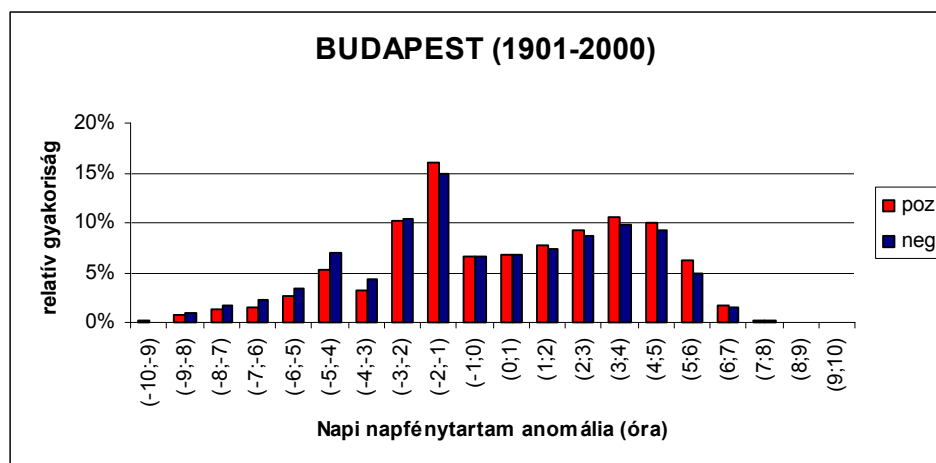


20. ábra: A napi maximumhőmérséklet anomáliák gyakorisági eloszlása a pozitív és negatív NAO fázis idején, 1901-2000

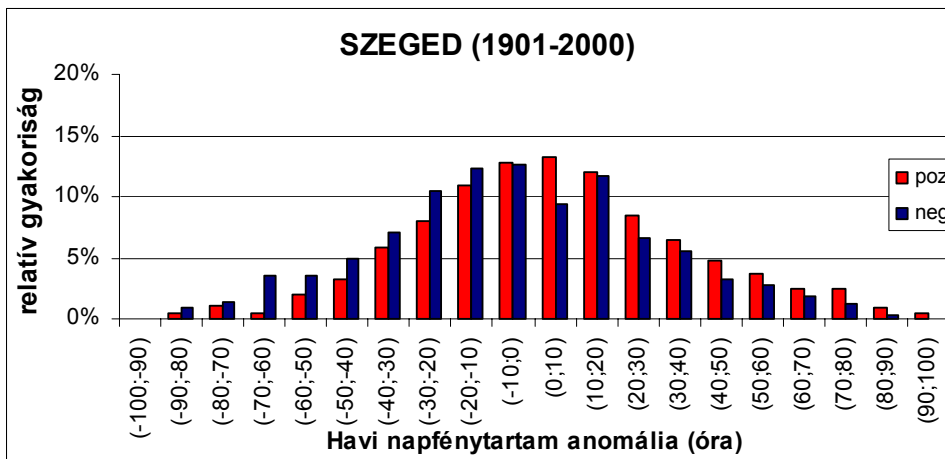
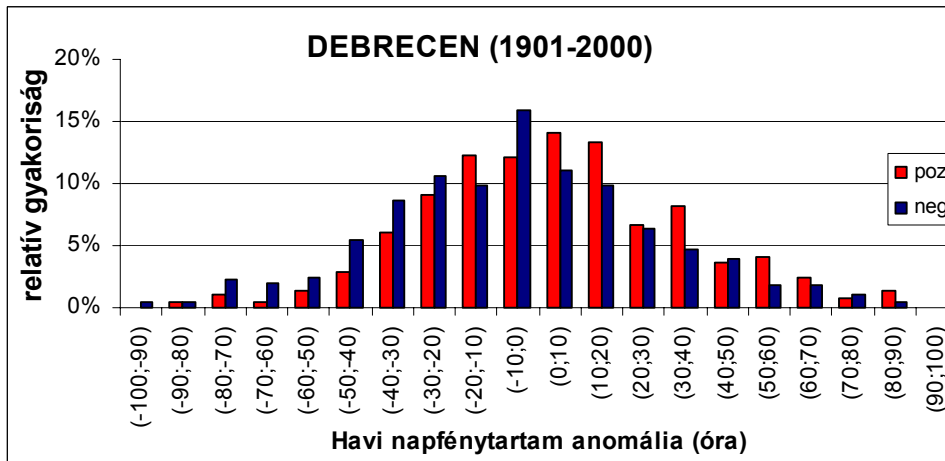
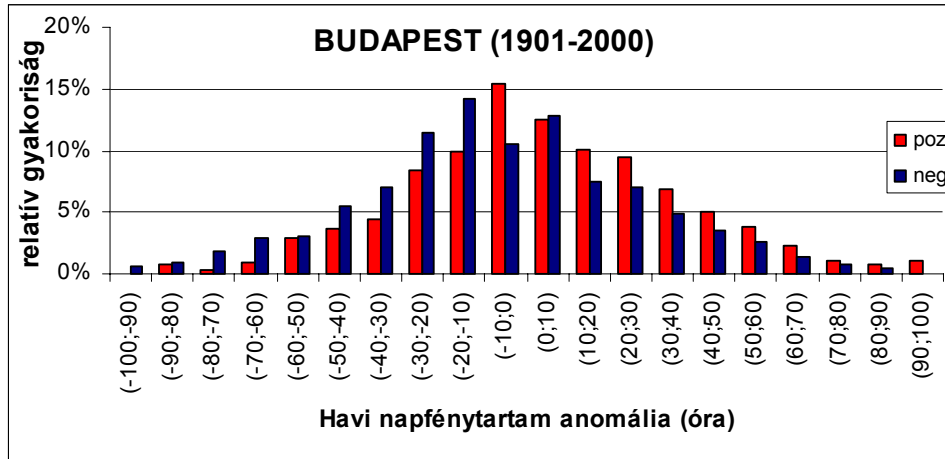
4.3. A NAO fázisok hatása a napfénytartamra

Ebben az alfejezetben először a NAO egyes fázisai és a napi napfénytartam-anomália közötti összefüggésre vonatkozó elemzéseket mutatjuk be (**21. ábra**), majd a NAO havi napfénytartam-anomáliákban megfigyelhető hatásait vizsgáljuk (**22. ábra**). Mindhárom meteorológiai állomás esetén elmondható, hogy a pozitív NAO időszakban az alacsony negatív és a pozitív napi napfénytartam-anomáliák a jellemzőek. A negatív NAO fázis alatt a magasabb negatív anomáliák jelentkeztek gyakrabban. Az eltérések 95%-os szinten szignifikánsnak tekinthetők a χ^2 -próba alapján.

A havi napfénytartam anomáliák NAO fázis szerinti elemzésekor kapott eredményeink megerősítik a napi anomáliák alapján levont következtetéseinket. Tehát a NAO pozitív fázisa idején a szokásosnál szignifikánsan hosszabb napsütéses időszak jellemző, ami a felhőmentes, anticiklonális jellegű időjárási helyzetek dominanciájára utal. A negatív NAO fázis idején az átlagoshoz viszonyítva szignifikánsan kevesebb a napsütéses órák száma. Ez a hosszabb ideig tartó borultságból, a ciklonok szokásosnál gyakoribb megjelenéséből következik.



21. ábra: A napi napfénytartam anomáliák gyakorisági eloszlása a pozitív és negatív NAO fázis idején, 1901-2000



22. ábra: A havi napfénytartam anomáliák gyakorisági eloszlása a pozitív és negatív NAO fázis idején, 1901-2000

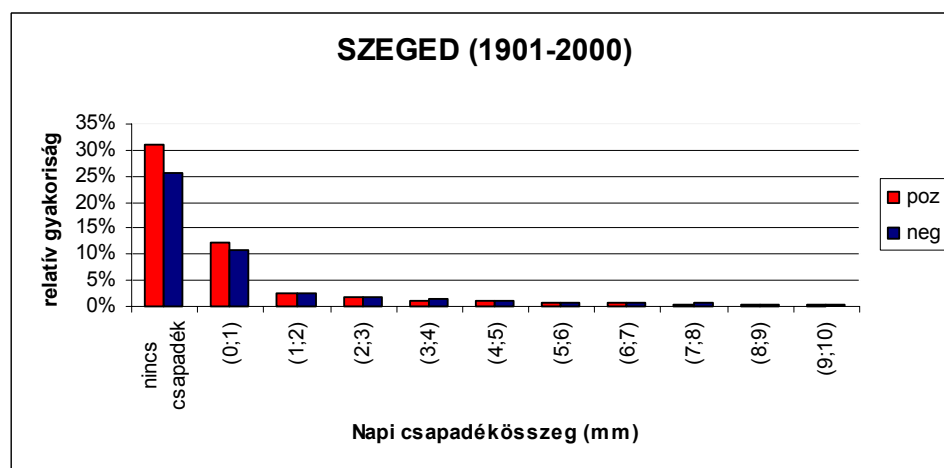
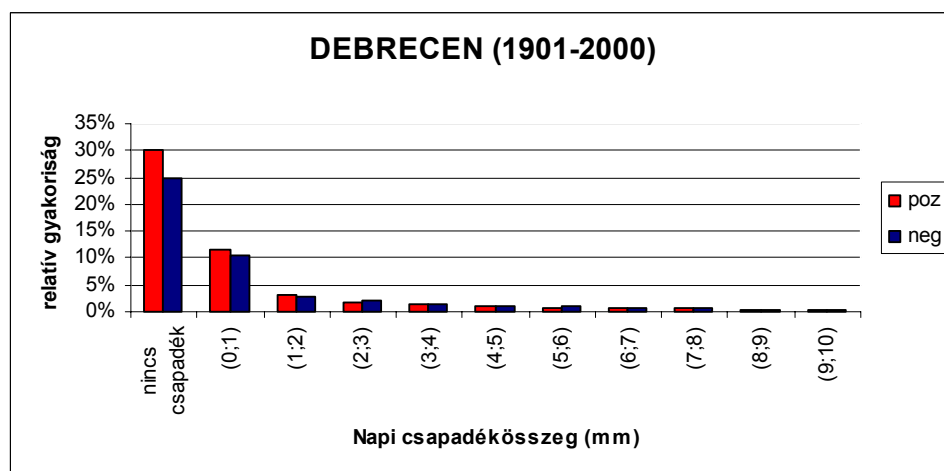
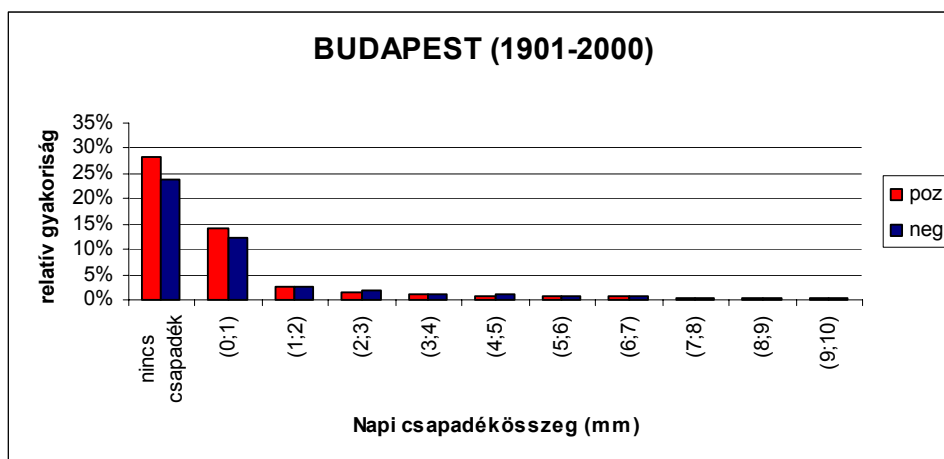
4.4. A NAO hatása Magyarország csapadékviszonyaira

A **23. ábra** mutatja a NAO negatív és pozitív fázisai, valamint Budapest, Debrecen és Szeged napi csapadékmennyisége közötti összefüggést. Mindhárom állomás esetén a NAO pozitív fázisa idején egyértelműen szignifikánsan gyakoribbak a csapadék nélküli és a nagyon alacsony (1-2 mm) csapadékmennyiségű napok. A negatív NAO fázisban a jelentősebb napi csapadékösszegek szignifikánsan gyakrabban fordulnak elő, mint a pozitív NAO fázisban.

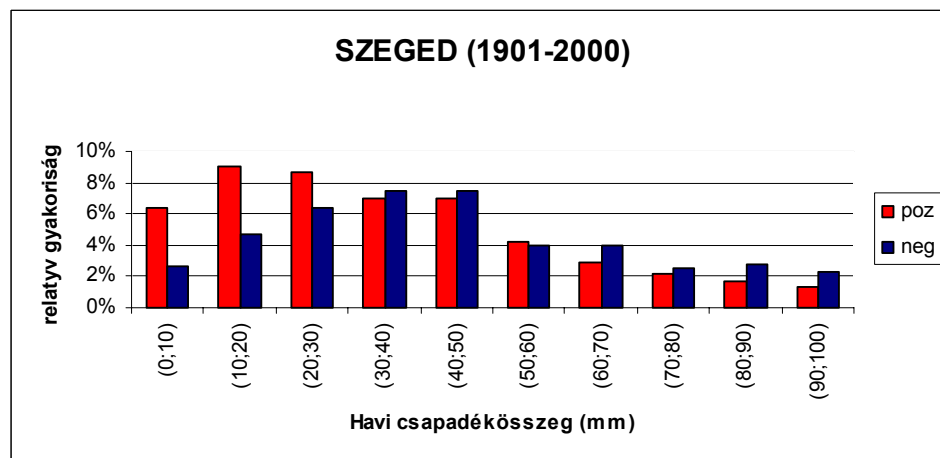
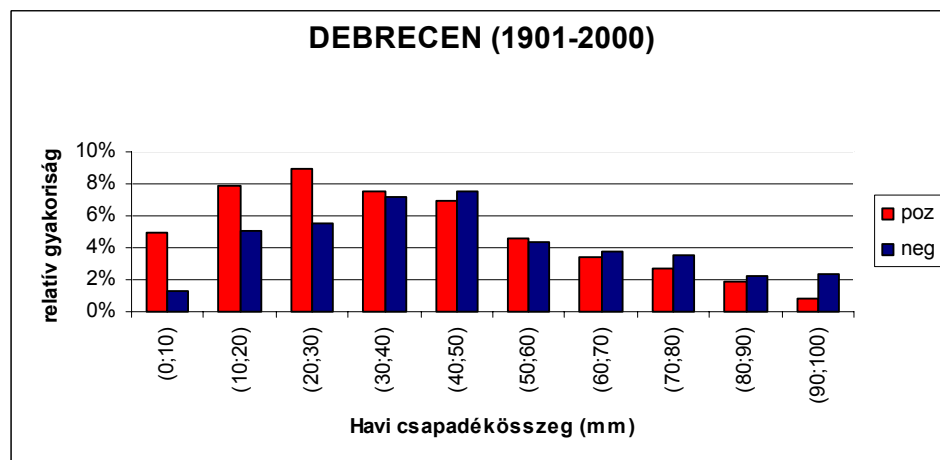
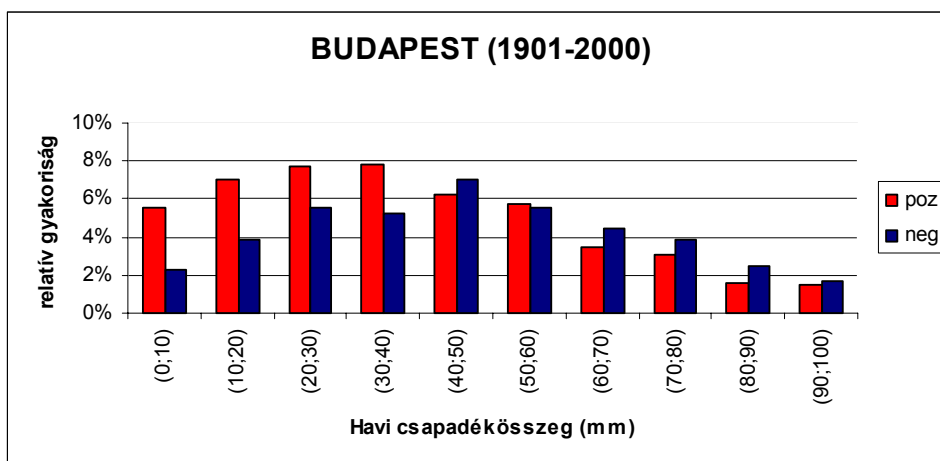
Hasonló eredményt kapunk, ha nem a napi, hanem a havi csapadékösszegek gyakorisági eloszlásait vetjük össze a NAO pozitív és negatív fázisai idején (**24. ábra**). A hisztogramok mindhárom hazai város esetén azt jelzik, hogy a pozitív NAO fázis szignifikánsan szárazabb éghajlatot idéz elő a Kárpát-medence térségében, míg a negatív NAO fázis csapadékosabbat.

A csapadéokra kapott eredményeink összhangban vannak a Péczely-féle makrocirkulációs típusok, és a napfénytartam esetén levont következtetéseinkkel, hiszen a nagyobb csapadék több felhőzettel (s így kevesebb napsütéssel), ciklonális jellegű időjárási helyzettel függ össze. Ezzel szemben a szárazabb időjárás kevesebb felhőzetre (ennél fogva több napsütésre), s anticiklonális jellegű szinoptikus helyzettel magyarázható.

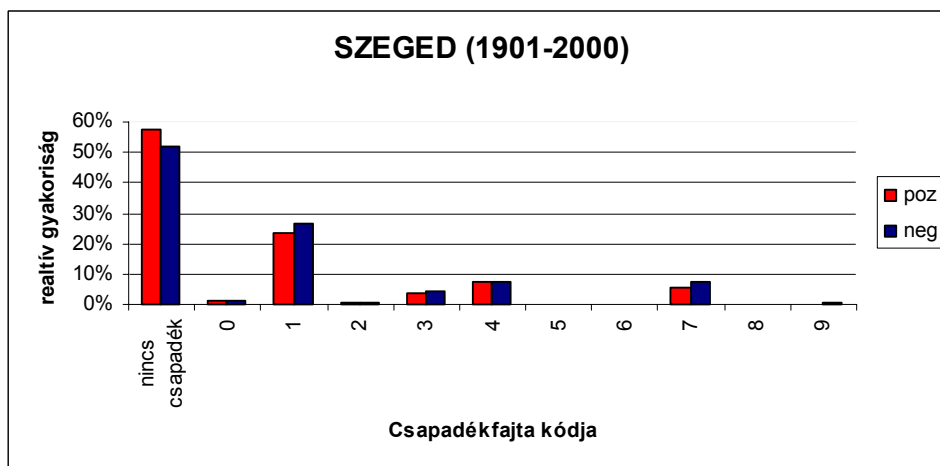
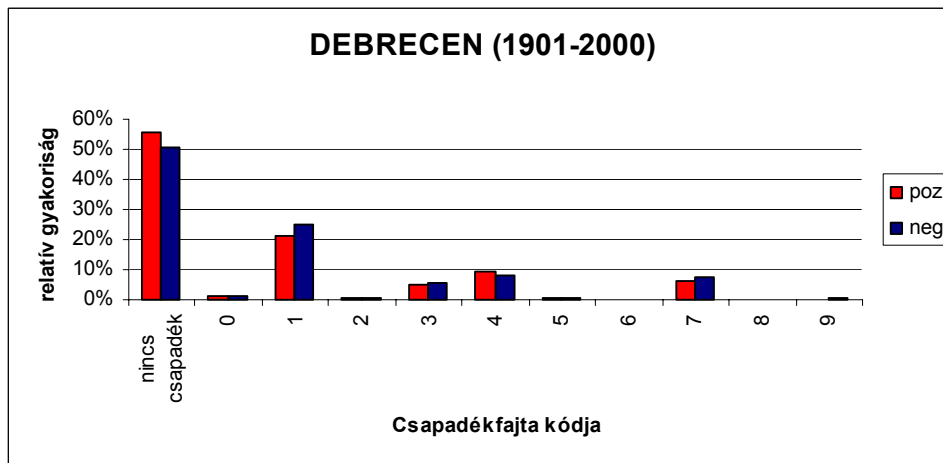
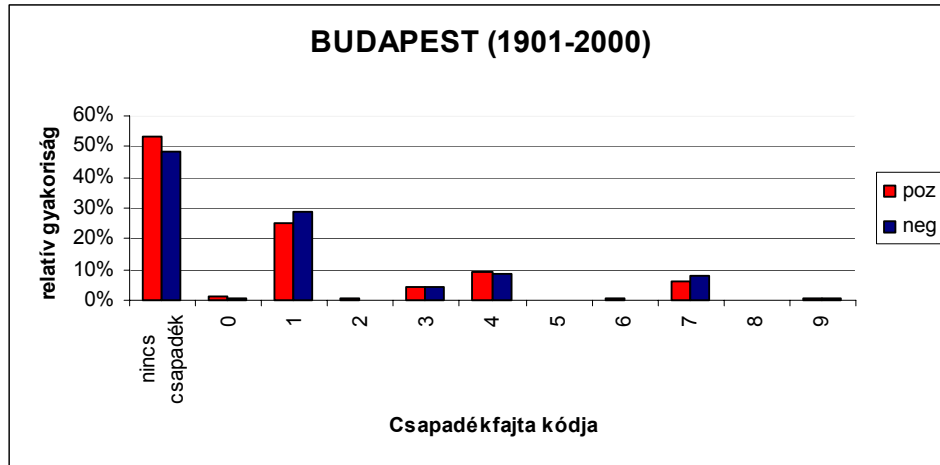
Az **25. ábra** szemlélteti a NAO fázisai és a csapadékfajták közötti kapcsolatot. Pozitív NAO fázisú napokon hó, illetve havaseső (4) előfordulása és természetesen a száraz napok (nincs csapadék; 0) jellemzőbbek, mint negatív NAO fázis esetén, valamint a záporosó (3) Budapest és Szeged tekintetében szintén gyakrabban fordul elő. A negatív NAO indexű napokon mindhárom magyarországi állomás mérései alapján az eső (1) és a zivatar (7) gyakrabban jelentkezik, valamint Debrecen esetében a záporosó (3) is, mint pozitív NAO fázis idején. A kapott gyakorisági eloszlások 95%-os szignifikancia szinten eltérőnek tekinthetők.



23. ábra: A napi csapadékösszeg gyakorisági eloszlása a pozitív és negatív NAO fázis idején, 1901-2000



24. ábra: A havi csapadékösszeg gyakorisági eloszlása a pozitív és negatív NAO fázis idején, 1901-2000



25. ábra: A csapadékjelleg típusok gyakorisági eloszlása a pozitív és negatív NAO fázis idején, 1901-2000

5. ÖSSZEFOGLALÁS

Dolgozatunkban az Észak-Atlanti régió éghajlati változékonyságát nagy részben meghatározó Észak-Atlanti Oszcilláció (NAO) hatását vizsgáltuk a Kárpát-medence térségében. Vizsgálatainkat az 1901-2000 közötti időszakra végeztük el. A felhasznált adatbázist a következő paraméterek alkották: az Észak Atlanti Oszcillációt jellemző NAO index idősora; a Kárpát-medence időjárási helyzetének leírására szolgáló Péczy-féle makroszinoptikus típusok; valamint Magyarország klímparamétereinek idősorai (maximum/minimumhőmérséklet, napfénytartam, csapadékmennyiség, csapadékfajta). A vizsgálataink során elért eredmények összhangban vannak Magyarországra kapott korábbi kutatási eredményekkel (*Pongrácz et al., 2002; Pongrácz, 2003*). Az alábbiakban a legfontosabb eredményeinket foglaljuk össze.

- (1) Megfigyelhető, hogy habár a NAO mindkét fázisában az anticiklonális helyzetek dominálnak a Kárpát-medence térségében, ám a pozitív NAO fázis idején a szokásosnál is gyakoribb az anticiklonális jellegű időjárási helyzet.
- (2) A pozitív NAO fázis idején a nyugati irányítású szinoptikus helyzetek jóval gyakrabban fordulnak elő, mint a negatív NAO fázis idején. A negatív NAO fázis idején viszont az északi irányítottágú szinoptikus helyzet fordul elő gyakrabban a Kárpát-medence térségében.
- (3) A pozitív NAO fázis idején általában a szokásosnál melegebb az időjárás mindhárom vizsgált állomás esetén, míg a negatív NAO fázis idején az átlagoshoz képest hűvösebb.
- (4) Mindhárom meteorológiai állomás tekintetében elmondható, hogy a pozitív NAO fázis időszakában a szokásosnál szignifikánsan hosszabb napsütés jellemző. A negatív NAO fázis idején viszont az átlagoshoz viszonyítva szignifikánsan kevesebb a napsütéses órák száma.
- (5) Mindhárom állomás esetén a NAO pozitív fázisa idején egyértelműen szignifikánsan gyakoribbak a csapadék nélküli és az igen alacsony (1-2 mm) csapadékmennyiségű napok. A negatív NAO fázisban a jelentősebb napi csapadékösszegek szignifikánsan gyakrabban fordulnak elő, mint a pozitív NAO fázisban. Tehát a pozitív NAO fázis szignifikánsan szárazabb éghajlatot alakít ki a Kárpát-medence térségében, míg a negatív NAO fázis csapadékosabbat.

KÖSZÖNETNYÍLVÁNÍTÁS

Ezúton szeretném megköszönni témavezetőmnek, Dr. Pongrácz Ritának segítőkézségét, hasznos észrevételeit, hozzáértő szakmai tanácsait, valamint azt hogy munkámat folyamatosan figyelemmel kísérte.

Kutatásainkat támogatta a Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium, az OTKA T-049824, K-67626, K-69164 és K-78125 számú pályázata, az MTA TKI Alkalmazkodás a klímaváltozáshoz című, 2006/TKI/246 számú programja, valamint az EU VI. keretprogram CECILIA projektje (GOCE-037005).

IRODALOMJEGYZÉK:

Alexander, M. A., and C. Deser, 1995: A mechanism for the recurrence of winter time midlatitude SST anomalies. *Journal of Physical Oceanography*, **25**, 122-137.

Ambrózy P., Bartholy J., Bozó L., Hunkár M., Konkolyné Bihari Z., Mika J., Németh P., Putsay M., Rimócziné Paál A., Szalai S., Kövér Zs., Tóth Z., Wantuch F., Zoboki J., 2001: Magyarország éghajlati atlasza, Országos Meteorológiai Szolgálat

Appenzeller, C., T. F. Stocker and M. Anklin, 1998a: North Atlantic oscillation dynamics recorded in Greenland ice cores. *Science*, **282**, 446-449.

Appenzeller, C., J. Schwander, S. Sommer, and T. F. Stocker, 1998b: The North Atlantic oscillation and its imprint on precipitation and ice accumulation in Greenland. *Geophysical Research Letters*, **25**, 1939-1942.

Appenzeller, C., A. K. Weiss, and J. Staehelin, 2000: North Atlantic Oscillation Modulates Total Ozone Winter Trends, *Geophysical Research Letter*, 27(8), 1131–1134.

Baldwin, M. P., X. Cheng, and T. J. Dunkerton, 1994: Observed correlations between winter-mean tropospheric and stratospheric circulation anomalies. *Geophysical Research Letters*, **21**, 1141-1144.

Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton, 1999: Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere, *J. Geophysical Research*, 104(D24), 30,937–30,946.

Barsugli, J. J., and D. S. Battisti, 1998: The basic effects of atmosphere-ocean thermal coupling on midlatitude variability. *Journal of Atmospheric Science*, **55**, 477-493.

Battisti, D. S., U. S. Bhatt, and M. A. Alexander, 1995: A modeling study of the interannual variability in the wintertime North Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, **8**, 3067-3083.

Bjerknes, J., 1964: Atlantic air-sea interaction. *Advances in Geophysics*, **10**, 1-82.

- Capotondi, A., and W. R. Holland, 1997: Decadal variability in an idealized ocean model and its sensitivity to surface boundary conditions. *Journal of Physical Oceanography*, **27**, 1072-1093.
- Cavaliere, D. J., P. Gloersen, C. L. Parkinson, J. C. Comiso, and H. J. Zwally, 1997: Observed hemispheric asymmetry in global sea ice changes. *Science*, **278**, 1104-1106.
- Cayan, D. R., 1992: Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: the connection to monthly atmospheric circulation. *Journal of Climate*, **5**, 354-369.
- Chapman, W. L., and J. E. Walsh, 1993: Recent variations of sea ice and air temperature in high latitudes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **74**, 33-47.
- Cheng, X., and T. J. Dunkerton, 1995: Orthogonal rotation of spatial patterns derived from singular value decomposition analysis. *Journal of Climate*, **8**, 2631-2643.
- Cook, E. R., R. D. D'Arrigo, and K. R. Briffa, 1998: A reconstruction of the North Atlantic Oscillation using tree-ring chronologies from North America and Europe. *Holocene*, **8**, 9-17.
- Corti, S., F. Molteni, and T. N. Palmer, 1999: Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes. *Nature*, **398**, 799-802.
- Dai, A., I. Y. Fung, and A. D. Del Genio, 1997: Surface observed global land precipitation variations during 1900-88. *Journal of Climate*, **10**, 2943-2962.
- Delworth, T. L., 1996: North Atlantic interannual variability in a coupled ocean-atmosphere model. *Journal of Climate*, **9**, 2356-2375.
- Deser, C., and M. L. Blackmon, 1993: Surface climate variations over the North Atlantic Ocean during winter: 1900-1993. *Journal of Climate*, **6**, 1743-1753.
- Deser, C., and M. S. Timlin, 1997: Atmosphere-ocean interaction on weekly time scales in the North Atlantic and Pacific. *Journal of Climate*, **10**, 393-408.
- Deser, C., J. E. Walsh, and M. S. Timlin, 1999: Arctic sea ice variability in the context of recent wintertime atmospheric circulation trends. *Journal of Climate*, in press.

- Dévényi D. és Gulyás O., 1988: Matematikai statisztikai módszerek a meteorológiában
- Dickson, B., 1999: All change in the Arctic. *Nature*, **397**, 389-391.
- Dickson, R. R., J. Lazier, J. Meincke, P. Rhines, and J. Swift, 1996: Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic. *Progress in Oceanography*, **38**, 241-295.
- Dickson, B., J. Meincke, I. Vassie, J. Jungclaus, and S. Osterhus, 1999: *Nature*, **397**, 243-246.
- Frank, P., 1997: Changes in the glacier area in the Austrian Alps between 1973 and 1992 derived from LANDSAT data. MPI report 242, 21 pp.
- Frankignoul, C. and K. Hasselmann, 1977: Stochastic climate models, II. Application to sea-surface temperature variability and thermocline variability. *Tellus*, **29**, 284-305.
- Frankignoul, C., P. Muller, and E. Zorita, 1997: A simple model of the decadal response of the ocean to stochastic wind forcing. *Journal of Physical Oceanography*, **8**, 1533-1546.
- Fromentin, J.-M., and B. Planque, 1996: Calanus and environment in the eastern North Atlantic. II. Influence of the North Atlantic Oscillation on *C. Finmarchicus* and *C. Helgolandicus*. *Marine Ecology Progress Series*, **134**, 111-118.
- Glueck, M.F. and Stockton, C.W., 2001: Reconstruction of the North Atlantic Oscillation, 1429-1983, *International Journal of Climatology*, **21**, 1453-1465.
- Goodman, J., and J. Marshall, 1999: A model of decadal middle-latitude atmosphere-ocean coupled modes. *Journal of Climate*, **12**, 621-641.
- Graf, H.-F., J. Perlwitz, I. Kirchner, and I. Schult, 1995: Recent northern winter climate trends, ozone changes and increased greenhouse gas forcing. *Contributions to Atmospheric Physics*, **68**, 233-248.
- Griffies, S. M., and E. Tziperman, 1995: A linear thermohaline oscillator driven by stochastic atmospheric forcing. *Journal of Climate*, **8**, 2440-2453.

- Grötzner, A., M. Latif, and T. P. Barnett, 1998: A decadal climate cycle in the North Atlantic Ocean as simulated by the ECHO coupled GCM. *Journal of Climate*, **11**, 831-847.
- Hagen, J. O., 1995: Recent trends in the mass balance of glaciers in Scandinavia and Svalbard. *Proceedings of the international symposium on environmental research in the Arctic*. Watanabe, Okitsugu (Eds.), Tokyo, Japan, National Institute of Polar Research, 343-354.
- Hansen, D. V., and H. F. Bezdek, 1996: On the nature of decadal anomalies in North Atlantic sea surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 8749-8758.
- Houghton, R. W., 1996: Subsurface quasi-decadal fluctuations in the North Atlantic. *Journal of Climate*, **9**, 1363-1373.
- Hurrell, J. W., 1995a: Transient eddy forcing of the rotational flow during northern winter. *Journal of Atmospheric Science*, **52**, 2286-2301.
- Hurrell, J. W., 1995b: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**, 676-679.
- Hurrell, J. W., 1996: Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperatures. *Geophysical Research Letters*, **23**, 665--668.
- Hurrell, J. W., and H. van Loon, 1997: Decadal variations in climate associated with the North Atlantic oscillation. *Climatic Change*, **36**, 301-326.
- Hurrell J. W., Yochanan Kushnir, Geir Ottersen, and Martin Visbeck, 2003: An overview of North Atlantic Oscillation.
- Hurrell J. W., Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck (Eds), 2003 The North Atlantic Oscillation Climate Significance and Environmental Impacts Geophysical Monograph Series, 134
- Jin, F. F., 1997: A theory of interdecadal climate variability of the North Pacific ocean-atmosphere system. *Journal of Climate*, **8**, 1821-1835.

- Jones, P. D., T. Jonsson, and D. Wheeler, 1997: Extension of the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland. *International Journal of Climatology*, **17**, 1433-1450.
- Kelly, P. M., P. D. Jones, and J. Pengqun, 1996: The spatial response of the climate system to explosive volcanic eruptions. *International Journal of Climatology*, **16**, 537-550.
- Kitoh, A., H. Doide, K. Kodera, S. Yukimoto, and A. Noda, 1996: Interannual variability in the stratospheric-tropospheric circulation in a coupled ocean-atmosphere GCM. *Geophysical Research Letters*, **23**, 543-546.
- Kodera, K., 1994: Influence of volcanic eruptions on the troposphere through stratospheric dynamical processes in the Northern Hemisphere winter. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 1273-1282.
- Kodera, K., M. Chiba, H. Koide, A. Kitoh, and Y. Nikaidou, 1996: Interannual variability of the winter stratosphere and troposphere in the Northern Hemisphere. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **74**, 365-382.
- Kushnir, Y., 1994: Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions. *Journal of Climate*, **7**, 142-157.
- Kushnir, Y., and I. M. Held, 1996: Equilibrium atmospheric response to North Atlantic SST anomalies. *Journal of Climate*, **9**, 1208-1220.
- Kushnir, Y., V. J. Cardone, J. G. Greenwood, and M. Cane, 1997: On the recent increase in North Atlantic wave heights. *Journal of Climate*, **10**, 2107-2113.
- Latif, M., and T. Barnett, 1996: Decadal climate variability over the North Pacific and North America-dynamics and predictability. *Journal of Climate*, **9**, 2407-2423.
- Lau, N.-C. and M. J. Nath, 1991: Variability of the baroclinic and barotropic transient eddy forcing associated with monthly changes in the midlatitude storm tracks. *Journal of Atmospheric Science*, **48**, 2589-2613.

- Lau, N.-C., and M. J. Nath, 1996: The role of the "atmospheric bridge" in linking tropical Pacific ENSO events to extratropical SST anomalies. *Journal of Climate*, **9**, 2036-2057.
- Luterbacher, J., C. Schmutz, D. Gyalistras, E. Xoplaki, and H. Wanner, 1999: Reconstruction of monthly NAO and EU indices back to AD 1675, *Geophysical Research Letter*, **26**, 2745-2748.
- Mann, M. E., 2002: Large-scale climate variability and connections with the Middle East in past centuries, *Climate Change*, **55**, 287–314.
- Marshall, J. et al., 2001: North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms. *Int'l Journal of Climatology*, 1863-1898 pp.
- Maslanik, J. A., M. C. Serreze, and R. G. Barry, 1996: Recent decreases in Arctic summer ice cover and linkages to atmospheric circulation anomalies. *Geophysical Research Letters*, **23**, 1677-1680.
- McCartney, M. S., R. G. Curry, and H. F. Bezdek, 1996: North Atlantic's transformation pipeline chills and redistributed subtropical water. *Oceanus*, **39**, 19-23.
- McPhee, M. G., T. P. Stanton, J. H. Morison, and D. G. Martinson, 1998: *Geophysical Research Letters*, **25**, 1729-1732.
- Morison, J., K. Aagaard, M. Steele, 1998. *Rep. Study Arctic Change Workshop*, Rep. No. 8, Arctic System Science, Seattle, WA.
- Nakamura, H., 1996: Year-to-year and interdecadal variability in the activity of intraseasonal fluctuations in the Northern Hemisphere wintertime circulation. *Theoretical And Applied Climatology*, **55**, 19-32.
- Osborne, T. J., K. R. Briffa, S. F. B. Tett, P. D. Jones, and R. M. Trigo, 1999: Evaluation of the North Atlantic oscillation as simulated by a climate model. *Climate Dynamics*, in press.
- Osborne, T., 2009: North Atlantic Oscillation index data. http://www.cru.uea.ac.uk/~timo/projpages/nao_update.htm

Parkinson, C. L., D. J. Cavalieri, P. Gloersen, H. J. Zwally and J. Comiso, 1998: Variability of the Arctic sea ice cover, 1978-1996. *Journal of Geophysical Research*, in press.

Péczy, Gy., 1961: Magyarország makroszintoptikus helyzeteinek éghajlati jellemzése. OMI Kisebbségi Kiadványai No. 32.

Péczy, Gy., 1983: Magyarország makroszintoptikus helyzeteinek katalógusa, 1881-1983. OMSz Kisebbségi Kiadványai No. 53.

Károlyi, Cs., 1994: Péczy's classification of macrosynoptic types and the catalogue of weather situations (1951-1992). In: Light trapping of insects influenced by abiotic factors. Part I. (ed.: Nowinsky L.). Savaria University Press, Szombathely. pp. 117-130.

Károlyi, Cs., 1997: Catalogue of Péczy's macrosynoptic weather situations (1993-1996). In: Light trapping of insects influenced by abiotic factors. Part II. (ed.: Nowinsky L.). Savaria University Press. Szombathely. pp. 159-162.

Perlwitz, J., and H.-F. Graf, 1995: The statistical connection between tropospheric and stratospheric circulation of the Northern Hemisphere in winter. *Journal of Climate*, **8**, 2281-2295.

Pongrácz R., Kugler Sz., Csik A., Bogárdi I., 2002: A Balaton vízháztartási elemeinek modellezése fuzzy-szabályok segítségével. *Hidrológiai Közlemény*, 82 (No.2.), pp. 94-98.

Pongrácz R., 2003: A nagytérségű cirkuláció és a légköri oszcillációk (ENSO, NAO) együttes hatása regionális éghajlati paraméterekre. ELTE TTK Doktori Iskola. Budapest. 105p. PhD disszertáció

Post, E., Forchhammer, M.C., Stenseth, N.C., 1999: Population ecology and climate change: consequences of the North Atlantic Oscillation (NAO). *Ecological Bulletins*, in press.

Post, E., Stenseth, N.C., 1999: Climate change, plant phenology, and northern ungulates. *Ecology*, **80**, 1322-1339.

- Prisenberg, S. J., I. K. Peterson, S. Narayanan, and J. U. Umoh, 1997: Interaction between atmosphere, ice cover, and ocean off Labrador and Newfoundland from 1962-1992. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, **54**, 30-39.
- Rajagopalan, R., Y. Kushnir and Y. M. Tourre, 1998: Observed decadal midlatitude and tropical Atlantic climate variability. *Geophysical Research Letters*, **25**, 3967-3970.
- Randel, W. J., and F. Wu, 1999: Cooling of the Arctic and Antarctic polar stratospheres due to ozone depletion. *Journal of Climate*, **12**, 1467-1479.
- Robertson, A. W., M. Ghil, and M. Latif, 2000: Interdecadal changes in atmospheric low-frequency variability with and without boundary forcing. *Journal of Atmospheric Science*, **57**, 1132-1140.
- Robertson, A.W., C.R. Mechoso, and Y.J. Kim, 2000: The Influence of Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies on the North Atlantic Oscillation*. , **13**, 122–138.
- Rodwell, M. J., D. P. Rowell, and C. K. Folland, 1999: Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic oscillation and European climate. *Nature*, **398**, 320-323.
- Saravanan, R., 1998: Atmospheric low frequency variability and its relationship to midlatitude SST variability: studies using the NCAR Climate System Model. *Journal of Climate*, **11**, 1386-1404.
- Saravanan, R., and J. C. McWilliams, 1997: Stochasticity and spatial resonance in interdecadal climate fluctuations. *Journal of Climate*, **10**, 2299-2320.
- Saravanan, R., and J. C. McWilliams, 1998: Advective ocean-atmosphere interaction: an analytical stochastic model with implications for decadal variability. *Journal of Climate*, **11**, 165-188.
- Saravanan R., G. Danabasoglu, S. C. Doney, and J. C. McWilliams, 2000: Decadal variability and predictability in the midlatitude ocean–atmosphere system. *J. Climate*, **13**, 1073–1097.

Schmutz, C., Luterbacher, J., Gyalistras, D., Xoplaki, E., and H. Wanner, 2000: Can we trust proxy-based NAO index reconstructions? *Geophysical Research Letter*, **27**, 1135-1138.

Shabbar, A., K. Higuchi, W. Skinner, and J. L. Knox, 1997: The association between the BWA index and winter surface temperature variability over eastern Canada and west Greenland. *International Journal of Climatology*, **17**, 1195-1210.

Shindell, D. T., R. L. Miller, G. Schmidt, and L. Pandolfo, 1999: Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing. *Nature*, **399**, 452-455.

Siggurdson, O., and T. Jonsson, 1995: Relation of glacier variations to climate changes in Iceland. *Annals of Glaciology*, **21**, 263-270.

Stenseth, N. C., K.-S. Chan, H. Tong, R. Boonstra, S. Bouting, C. J. Krebs, E. Post, M. O'Donoghue, N. G. Yoccoz, M. C. Forchhammer, and J. W. Hurrell, 1999: Common dynamic structure of Canadian Lynx populations within three geo-climatic zones. *Science*, in press.

Stockton, C. W., and M. F. Glueck, 1999: Long-term variability of the North Atlantic oscillation (NAO). Proc. Amer. Met. Soc. Tenth Symp. Global Change Studies, 11-15 January, 1999, Dallas, TX, 290-293.

Sutton, R. T., and M. R. Allen, 1997: Decadal predictability of North Atlantic sea surface temperature and climate. *Nature*, **388**, 563-567.

Sy, A., M. Rhein, J. R. N. Lazier, K. P. Koltermann, J. Meincke, A. Putzka, and M. Bersch, 1997: Surprisingly rapid spreading of newly formed intermediate waters across the North Atlantic Ocean. *Nature*, **386**, 675-679.

Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 1998: The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, **25**, 1297-1300.

Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 2000: Annual modes in the extratropical circulation Part I: month-to-month variability. *Journal of Climate*, **13**, 1000-1016.

Thompson, D. W. J., J. M. Wallace, and G. C. Hegerl. 2000. Annual modes in the extratropical circulation. Part II: trends. *Journal of Climate*, **13**:1028–1036.

Timmermann, A., M. Latif, R. Voss, and A. Grötzner, 1998: Northern Hemisphere interdecadal variability: a coupled air-sea mode. *Journal of Climate*, **11**, 1906-1931.

Ting, M. and N.-C. Lau, 1993: A diagnostic and modeling study of the monthly mean wintertime anomalies appearing in an 100-year GCM experiment. *Journal of Atmospheric Science*, **50**, 2845-2867.

Trenberth, K. E., G. W. Branstator, D. Karoly, A. Kumar, N.-C. Lau, and C. Ropelewski, 1998: Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 14291-14324.

Trenberth, K. E., and J. W. Hurrell, 1999: Comment on The interpretation of short climate records with comments on the North Atlantic and Southern Oscillations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **80**, 2721-2722.

Visbeck, M., H. Cullen, G. Krahnmann, N. Naik, 1998: An ocean model's response to North Atlantic Oscillation-like wind forcing. *Geophysical Research Letter*, **25**, 4521-4524.

Volodin, E. M. and V. Y. Galin, 1998: Sensitivity of midlatitude northern hemisphere winter circulation to ozone depletion in the lower stratosphere. *Russian Meteorology and Hydrology*, **8**, 23-32.

Wallace, J. M. and N.-C. Lau, 1985: On the role of barotropic energy conversions in the general circulation. *Advances in Geophysics*, **28A**, 33-74.

Wallace, J. M., Y. Zhang, and J. A. Renwick, 1995: Dynamic contribution to hemispheric mean temperature trends. *Science*, **270**, 780-783.

Walsh, J. E., W. L. Chapman, and T. L. Shy, 1996: Recent decrease of sea level pressure in the central Arctic. *Journal of Climate*, **9**, 480-486.

Watanabe, M. and T. Nitta, 1998: Relative impact of snow and sea surface temperature anomalies on an extreme phase in the winter atmospheric circulation. *Journal of Climate*, **11**, 2837-2857.

Watanabe, M. and T. Nitta, 1999: Decadal changes in the atmospheric circulation and associated surface climate variations in the Northern Hemisphere winter. *Journal of Climate*, **12**, 494-510.

Weng, W., and J. D. Neelin, 1998: On the role of ocean-atmosphere interaction in midlatitude interdecadal variability. *Geophysical Research Letters*, **25**, 167-170.

Wunch, C., 1999: The interpretation of short climate records, with comments on the North Atlantic and Southern Oscillations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **80**, 257-270.

Xie, S.-P. and Y. Tanimoto, 1998: A pan-Atlantic decadal climate oscillation. *Geophysical Research Letters*, **25**, 2185-2188.