

Havi és évszakos előrejelzések módszertana

SZAKDOLGOZAT
FÖLDTUDOMÁNYI ALAPSZAK
METEOROLÓGUS SZAKIRÁNY



Készítette:

Grasics Péter

Témavezetők:

Dr. Pieczka Ildikó

Soósné Dr. Dezső Zsuzsanna

ELTE TTK Meteorológiai Tanszék

Eötvös Loránd Tudományegyetem

Földrajz- és Földtudományi Intézet

Meteorológiai Tanszék

Budapest, 2017

Tartalomjegyzék

| | |
|---|----|
| Bevezetés | 1 |
| 1. Az időjárás évszakos előrejelezhetőségének fizikai alapjai | 2 |
| 1.1. Léggöri káosz, időjárás, éghajlat | 2 |
| 1.2. A légkörre ható külső kényszerek és kölcsönhatásaik | 3 |
| 1.2.1. Felszíni kényszerek | 4 |
| 1.2.2. Nem-felszíni kényszerek | 6 |
| 1.3. Távkapcsolatok | 7 |
| 1.3.1. Az ENSO jelenségkör | 7 |
| 1.3.2. Az Észak-Atlanti és az Arktikus Oszcilláció | 9 |
| 1.3.3. Madden–Julian Oszcilláció | 11 |
| 1.3.4. A sztratoszféra szerepe | 13 |
| 2. Évszakos előrejelzések létrehozása | 16 |
| 2.1. Statisztikai módszerek | 16 |
| 2.2. Dinamikai modellek | 17 |
| 2.2.1. A megfigyelések szerepe | 18 |
| 2.2.2. Dinamikai előrejelző modellek típusai | 20 |
| 2.2.3. Valószínűségi szemlélet: évszakos ensemble előrejelzések | 21 |
| 2.2.4. A modellezés részfolyamatai | 23 |
| 3. Előrejelző rendszerek | 26 |
| 3.1. Az ECMWF havi és évszakos előrejelző rendszere | 26 |
| 3.2. Hazai felhasználás | 27 |
| 3.3. Az NCEP CFSv2 rendszere | 27 |
| 3.4. Az előrejelző modellek teljesítménye | 28 |
| 3.5. A 2015/16-os El Niño esemény előrejelzése évszakos modellekkel | 29 |
| Összefoglalás | 33 |
| Köszönetnyilvánítás | 34 |
| Irodalomjegyzék | 35 |

Bevezetés

Napjainkban, amikor a globális éghajlatváltozásról és annak következményeiről sok szó esik, fontos, hogy felkészüljünk a módosuló klíma gazdasági-társadalmi hatásaira. Ehhez elengedhetetlen, hogy minél pontosabban próbáljuk megbecsülni a változások irányát. Ennek a célnak egyik fontos eszköze az évtizedekre, évszázadra előre szóló klímamodellelés, melyből a várható tendenciákat jól kiolvashatjuk. Azonban a klímaváltozás egyik várható következménye az időjárási-éghajlati ingadozások erőteljesebbé válása, ezzel együtt a rendkívüli időjárási helyzetek számának növekedése. Az ilyen ingadozások jellemző időskálája gyakran pár hetes-néhány hónapos, gondoljunk pl. egy hőhullámmal tarkított, aszályos nyárra. Ezeknek a helyzeteknek az előrejelzéséhez lehetnek nagy segítségünkre a havi és évszakos távra szóló előrejelzések, melyek felépítésükben, módszereikben a középtávú (legfeljebb 10-14 napos) időjárás-előrejelzés, és a több évtizedre szóló éghajlati modellezés eszközeit egyaránt felhasználják. Az előbbire példa, hogy figyelembe kell venni a kiindulási adatokban rejlő bizonytalanságokat, az utóbbira pedig az, hogy évszakos időtávon nem elegendő csak a légköri folyamatokat modellezni, hanem az egész éghajlati rendszert (légkör, hidro-, krio-, bioszféra) egységesen kell kezelni.

A trópusi területek évszakos skálájú jelenségeinek előrejelzésében az utóbbi évtizedekben jelentős fejlődés következett be, azonban a Föld többi részén sokkal szerényebb mértékű az előrelépés. Mindez annak ellenére van így, hogy számos olyan kölcsönhatás zajlik az éghajlati rendszerben, melynek megértése, pontosabb leírása segítségünkre lehet a további fejlődés eléréséhez. A téma szakirodalmát áttekintő dolgozatom *első fejezetében* ezekről a folyamatokról lesz szó. Először a földi szférák közvetlen kölcsönhatásait mutatom be, ezután pedig olyan folyamatokat, melyeknek hatása egymástól távoli területeken is egyidejűleg megfigyelhető.

A *második fejezetben* áttekintem az évszakos előrejelzések elkészítésének menetét, nagyobb hangsúlyt fektetve a klasszikus időjárás-előrejelzés esetében is használt hidrodinamikai megközelítésre. Emellett érintem a statisztikai előrejelző módszereket, illetve kitérek az előrejelzés kiinduló adatait biztosító megfigyelőrendszer felépítésére is.

A *harmadik fejezetben* két széles körben használt előrejelző modellt mutatok be, illetve röviden a belőlük készülő prognózis bevalásáról is szólok egy összehasonlító tanulmány ismertetésével. Dolgozatomat a 2015/16-os erős El Niño esemény évszakos előrejelezhetőségének kérdésével zárom.

1. Az időjárás évszakos előrejelezhetőségének fizikai alapjai

1.1. Légköri káosz, időjárás, éghajlat

Az 1960-as években Edward Lorenz amerikai meteorológus a légköri folyamatok természetének vizsgálatára egyszerűsített modellekkel folytatott kísérleteket. Modelljét két, egymástól kismértékben különböző kezdeti feltételből indította, és azt találta, hogy az idő előrehaladtával a kétkísérlet közti kis eltérés mind nagyobbra növekedett. Olyannyira, hogy egy idő után az előrejelzések már annyira különböztek egymástól, mint a modell két véletlenszerűen kiválasztott állapota. Ez alapján megállapította, hogy a légkört kaotikus viselkedés jellemzi, amely azt eredményezi, hogy az időjárási folyamatok még teljes részletességgel ismert kezdeti adatokból induló tökéletes modellekkel sem jelezhetők előre egy bizonyos időtartamon túl, amelyet Lorenz két hétben állapított meg. Ezen megállapítás szerint tehát nem lehetséges ennél hosszabb távú részletes előrejelzést készíteni az időjárási elemek napokra lebontott alakulásáról (*Kalnay, 2003*).

Az előrejelezhetőséget ezen kívül más tényezők is befolyásolják. Ismeretes, hogy a légkör állapotát leíró modellek az elmúlt évtizedek fejlődése mellett sem lehetnek tökéletesek, a modellek egyenleteinek megoldása során alkalmazott egyszerűsítések, közelítések és a légköri folyamatok nem teljesen pontos fizikai leírása miatt. Emellett a kezdeti légköri állapot leírása sohasem lehet tökéletes, hiszen csak véges számú, diszkrét pontban tudunk mérni, illetve maguk a mérések sem teljesen pontosak (*Götz, 2001*).

A gyakorlatban az időjárási elemek napról-napra történő előrejelezhetőségének határa ott húzódik, ahol a numerikus időjárási modellek futtatása során a hibák olyan nagyra nőnek, hogy az előrejelzés beválási szintje már nem haladja meg a sokéves éghajlati átlag alapján készített prognózist. Ez az időszak napjainkban a nagytérségű légköri képződmények esetében már jó esetben elérheti a Lorenz által meghatározott két hetet (*Ihász, 2016; NRC, 2010*). Egy hónapon túl pedig a légkör úgy mond teljes mértékben „elfelejti” a kezdeti feltételeket, vagyis már a cirkuláció nagytérségű folyamatainak előrejelzése sem biztosított. Tehát az egy hónapnál hosszabb távra szóló prognózis nem tekinthető tisztán (légköri) kezdeti érték feladatnak (*Götz és Kaba, 1986*). Hosszabb távú előrejelzésekhez kiindulási állapotként a rövid- és középtávú előrejelzések időszkáláján csak elhanyagolható mértékben változó folyamatokat is figyelembe kell venni (*Szűcs, 2009*). Ilyenek a földi rendszernek a légkörre ható lassan változó külső kényszerei, ezért például ismernünk kell az óceánok, illetve a szárazföldi felszín kiinduló állapotát is (*Götz és Kaba, 1986*). A változások lassúságát úgy kell érteni, hogy számos folyamat

ezekben a közegekben a légköri folyamatoknál lassabban zajlik le (Troccoli, 2010). Azonban ezek segítségével sem készíthetünk napi bontású, és olyan térbeli részletességű előrejelzést, mint az megszokott rövidebb távon. Nagyobb térbeli és időbeli skálákra átlagolva lehet megadni a folyamatok várható alakulását, ezért évszakos előrejelzések során pl. arra keressük a választ, hogy várhatóan mennyivel fognak eltérni bizonyos állapotjelzők az éghajlati átlagértékektől. Továbbá statisztikai változókkal kell megfogalmazni az előrejelzést, pl. az előrejelzett paraméterek bizonyos intervallumokba esésének valószínűségének megadásával (Götz és Kaba, 1986).

Az elmondottak miatt az évszakos prognózisokat időjárás-előrejelzés helyett már célszerűbb éghajlati előrejelzésnek nevezni (Götz és Kaba, 1986). Az időjárás alakulását ugyanis a légköri változók aktuális, pillanatnyi értékeivel, és ezeknek egy rövid idejű sorozatával, tehát néhány óra vagy nap alatt bekövetkező változásaival írhatjuk le. Az éghajlatot viszont az állapotjelzők hosszabb idejű átlagaival jellemezzük, illetve magát az éghajlati rendszert is a légkör, a hidroszféra, a szárazföldi felszín és a krioszféra együtteseként definiálhatjuk (Szépszó, 2014). Az éghajlat fogalmának ilyen meghatározása pedig illeszkedik a több hétre, hónapra szóló előrejelzések fent leírt néhány tulajdonságához. Az évszakos éghajlati előrejelzések készítésekor a légkörrel érintkező szféráknak csak a felszíni rétegeit szükséges vizsgálnunk, pl. ekkor az óceánnak a legfelső 100 méteres rétege a legfontosabb (Troccoli, 2010). Ha még hosszabb időtávra vállalkozunk szimulációk készítésére, akkor természetesen már nem elegendő az éghajlati alrendszerek felszíni rétegét vizsgálni, hanem teljes terjedelmükben figyelembe kell venni azokat (Szépszó, 2014).

Dolgozatomban havi előrejelzés alatt nem pontosan az egy naptári hónapra készülő, hanem az egy-két héttől a hat-nyolc hétig terjedő előrejelzéseket értem. Ennek oka egyrészt, hogy néhány folyamat, melyet be fogok mutatni, csak ezen az időskálán fejt ki hatását, másrészt sok előrejelző központ is ilyen időtávra készít az angol szakirodalomban ún. sub-seasonal forecast-nak nevezett előrejelzést. A 3-12 hónapos időtávra szóló előrejelzéseket nevezem évszakos előrejelzésnek (angolul seasonal forecast).

1.2. A légkörre ható külső kényszerek és kölcsönhatásaik

A légköri folyamatok évszakos előrejelezhetőségére hatást gyakorló tényezőket három csoportba sorolhatjuk. Az elsőbe az éghajlati rendszer többi része (hidroszféra, krioszféra, stb.) által kifejtett közvetlen hatások tartoznak, tulajdonképpen ezek a felszíni

kényszerek. Mivel az évszakos előrejelzések célja az átlagos értékektől vett eltérések előrejelzése, ezért a felszíni kényszereknek is az anomáliáit kell figyelembe venni, mert ezek befolyásolják a légkör átlagostól eltérő viselkedését. A felszíni kényszerek anomáliái tartósabban megmaradnak (perzisztensebbek), mint a légköri anomáliák, a kettő között pedig egymást erősítő folyamatok is kialakulhatnak, így a felszíni és a légköri eltérés is tartósabbá válhat (*Götz és Kaba, 1986*).

A második csoportba a nem-felszíni kényszerek tartoznak, például a naptevékenységben vagy a légkör összetételében bekövetkező változások (pl. a vizsgált néhány hónapos időskálán szerepe lehet a vulkánkitöréseknek és az antropogén aeroszol-kibocsátásnak).

A harmadik csoportba az úgynevezett távkapcsolatokat sorolhatjuk. Ez leegyszerűsítve a következőt jelenti: mivel a globális cirkuláció illetve az éghajlati rendszer minden eleme a többi elemével állandó kapcsolatban van, ezért földrajzilag elkülönülő térségek cirkulációs illetve éghajlati állapotai is kölcsönhatnak egymással (*Götz és Kaba, 1986*).

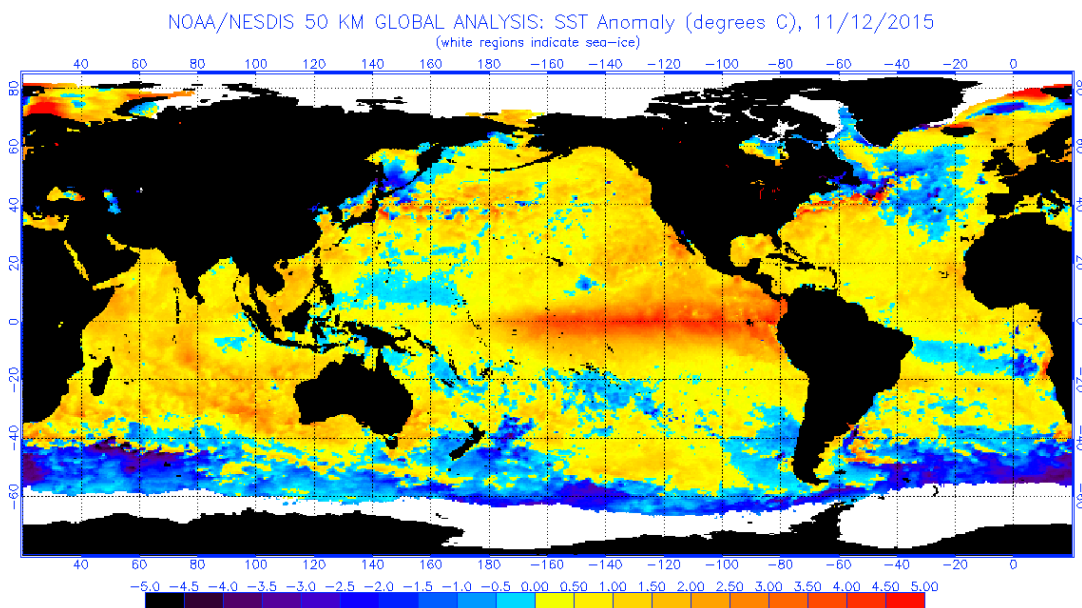
1.2.1. Felszíni kényszerek

1.2.1.1. A tenger felszíni hőmérsékletében fellépő anomáliák

A legjelentősebb felszíni kényszernek a tengerfelszín hőmérsékletének (sea surface temperature– SST) az átlagos értékektől vett eltérései tekinthetők (1. ábra). Ezek az anomáliák akár több ezer négyzetkilométeres területet is érinthetnek, és hónapokig is fennállhatnak (*Szűcs, 2009*). Az óceán felszíne a napsugárzás energiájának egy részét elnyeli, nagy hőkapacitásának köszönhetően pedig az elnyelt hőt nagy mennyiségben tárolja. Az energia a párolgás hatására látens hőként, illetve kisebb részben hosszuhullámú kisugárzás által jut vissza a légkörbe (*Barcza et al., 2013*).

Az SST anomáliák által érintett területeken a szokásostól jelentősen eltérhet ez az óceán és légkör közti szenzibilis és látens hőáram. Az éghajlat felszíni kényszereinek anomáliái általában is perzisztensebbek, mint a légköri anomáliák, de közülük is évszakos skálán vizsgálva a legtartósabbak az SST anomáliák. Az óceán hatása annál erősebb, minél nagyobb területen van jelen és minél tartósabb az anomália. A nagy térségű légköri folyamatokra való hatás ezen kívül attól is függ, hogy az anomália légköri energiaháztartást befolyásoló képessége mekkora távolságon fejt ki hatását. A hatás terjedését pedig maga az áramlási mező befolyásolja, emiatt a légkör válasza függ a

tengerfelszíni anomália földrajzi fekvésétől, és attól is, hogy az év melyik szakában alakult ki a szokásostól eltérő hőmérséklet az óceán felszínén (Götz és Kaba, 1986).



1. ábra: Tengerfelszín-hőmérséklet anomália 2015. november 12-én az 1984–1993 időszak november havi átlagához viszonyítva. Forrás: [1-NOAA].

Az általános cirkulációs modellekkel már a több évtizede elvégzett kísérletek eredményei is azt mutatták, hogy a tengerfelszín hőmérsékletének anomáliái a trópusokon erősebb hatást fejtenek ki a légköri folyamatokra, mint a közepes szélességeken. Sőt a trópusi SST anomáliák a mérsékelt övezetben is erősen hatnak a légköri cirkulációra, pl. az ENSO (El Niño–Southern Oscillation / El Niño–Déli Oszcilláció) jelenség különböző távkapcsolatain keresztül. A közepes szélességeken előforduló SST eltérések viszont gyengébb, és inkább csak lokális légköri reakciót váltanak ki, mivel hatásukat elfedi a trópusinál erőteljesebb természetes változékonyság, valamint az erős zonális áramlás. Vélhetően nyáron a magasabb szélességeken a légkör érzékenyebben reagál az SST anomáliákra, mint télen, mert a nyári időszakban gyengébb az alapáramlás (Götz és Kaba, 1986).

Fontos azonban megjegyezni, hogy nemcsak az óceán hat a légkörre, hanem fordítva is, vagyis az óceán-légkör rendszer egymással kölcsönhatásban áll, különösen igaz ez hosszabb időtávon. Ezért, ha dinamikai alapon készítünk hosszú távú előrejelzést, csatolt légkör-óceán modellekkel kell dolgoznunk (Götz és Kaba, 1986).

1.2.1.2. Talajnedvesség és növényborítottság

A talajnedvesség megmaradási hajlama is jelentős lehet évszakos időskálán. A talaj nedvességtartalma és a felszín növényborítottsága egyaránt módosítja a felszín

energiaháztartását: az evapotranszspiráció által a légkörbe bekerülő vízgőz mennyisége változik, és módosul a szenzibilis és látens hőáram aránya. Ez kihat a lokális felmelegedés erősségére, azon keresztül pedig az áramlási mezőre is (Götz és Kaba, 1986). Másik hatása pedig a csapadékmennyiség megváltozása, ezt azonban sok más körülmény is befolyásolja. Fischer et al. (2007) tanulmányában a 2003-as európai hőhullámot regionális klímamoddellel vizsgálta. Arra a következtetésre jutott, hogy abban az évben a kora tavaszi időszaktól kezdve fellépő csapadékhiány miatt alacsony volt a talaj nedvességtartalma, ami erősítette a rákövetkező nyáron a hőhullámok intenzitását.

1.2.1.3. Hóborítottság

A hótakaró legfontosabb tulajdonsága a hőháztartás szempontjából, hogy megnöveli a felszín albedóját. Ezen kívül olvadáskor is jelentős hűtő hatást képes létrehozni. Az eurázsiai térségben tél elején összefüggő területen kialakuló hótakaró hajlamos a perzisztenciára, decemberi kiterjedése erős korrelációt mutat a rákövetkező téli hónapok hófödte területeinek nagyságával, amely a hótakaró déli határára is igaz (Götz és Kaba, 1986). Olvadáskor sok víz jut a talajba, így a hóréteg mennyisége kihat az olvadás utáni időszakban a talajnedvesség értékére, ezáltal az előző pontban leírt módon a tél elmúltával is hozzájárulhat az időjárás alakításához.

1.2.1.4. Tengeri jég

A poláris tengeri jégtakaró erős kölesönhatásban áll az óceán-légkör rendszerrel: pl. a hótakaróhoz hasonlóan növeli az albedót. A jég kiterjedésének nagymértékű anomáliái hosszabb ideig is fennmaradhatnak, köszönhetően annak, hogy az albedó megváltozása pozitív visszacsatolási folyamatot indít el, ezzel erősítve a már kialakult anomáliákat. Azonban kérdéses, hogy ez a légköri folyamatok előrejelezhetőségét mennyiben befolyásolja. Az SST anomáliák jellemző méreténél kisebb területre koncentrálnak a tengerjég anomáliái, ez arra utal, hogy inkább lokális-regionális hatással lehet számolni (NRC, 2010; Götz és Kaba, 1986).

1.2.2. Nem-felszíni kényszerek

A nem-felszíni kényszerek közé a csillagászati tényezőket (pl. a Föld pályájának orbitális paramétereinek változása vagy a napfoltciklusok mintegy 11 éves periódusú változásai), illetve a légkör összetételének és sugárzásátbocsátó képességének változását sorolhatjuk. Ez utóbbira jó példa a különböző aeroszok természetes vagy mesterséges kibocsátása. Természetes módon nagy mennyiségben jelentősebb vulkánkitörések idején

kerülnek ki döntően szulfát-aeroszok a légkörbe, amik feljutva a sztratoszférába csökkentik a felszínre jutó rövidhullámú sugárzás intenzitását, ezzel csökkenthetik a globális átlaghőmérsékletet (*Götz és Kaba, 1986*). A mesterségesen a troposzférába kerülő aeroszok pedig többlet kondenzációs magként a csapadék mennyiségét növelhetik meg (*NRC, 2010*). Az üvegházhatású gázok kibocsátásának hatásai inkább a klíma egyensúlyi állapotának több éves, évtizedes időskálájú eltolódásában jelentkeznek, de már az évszakos előrejelzések skáláján is szerepet játszanak (*NRC, 2016*).

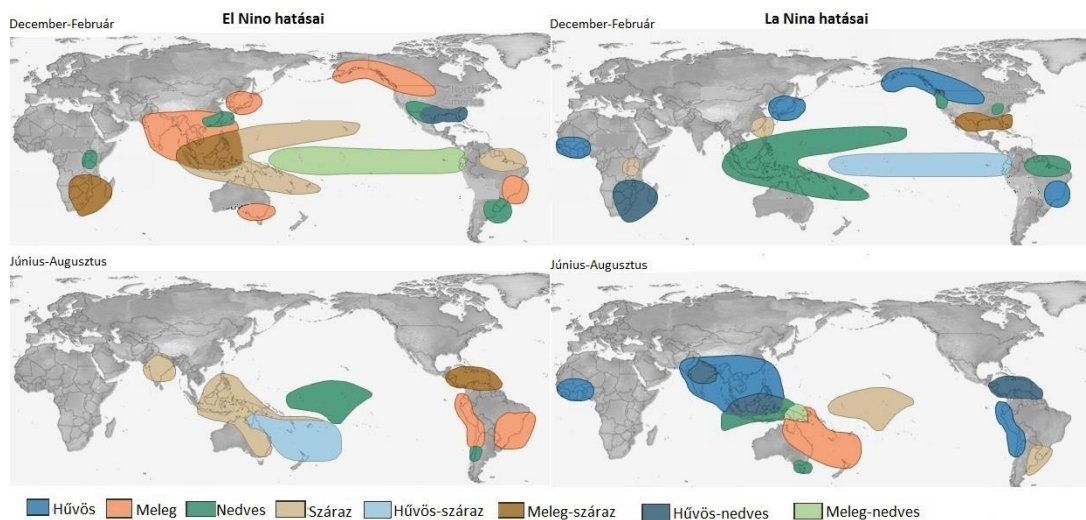
1.3. Távkapcsolatok

Az éghajlati rendszer részei és ezek állapotjelzői egymással kölcsönhatásban állnak, melyek gyakran nemcsak egyszerűen egymást erősítik, ill. gyengítik, hanem oszcilláló jellegűek is lehetnek (*NRC, 2010*). Mivel a földrajzilag elkülönülő térségek cirkulációja kapcsolatban áll egymással, ezért az éghajlati rendszer részei közti kölcsönhatások eredménye egymástól távoli térségekben is megjelenik távkapcsolatok által (*Götz és Kaba, 1986*). Tehát ha az eredeti jelenséget – melyről tudjuk, hogy távoli területek időjárására is befolyása van – a kialakulási helyén előre tudjuk jelezni, abból a Föld más részeire vonatkozóan is értékes információkat kaphatunk. A következőkben néhány fontos távkapcsolatot mutatok be, melyek a szezonális előrejelzések készítése során fontos szerepet játszanak.

1.3.1. Az ENSO jelenségkör

Az El Niño–Déli Oszcilláció az évszakos előrejelzések szempontjából a legfontosabb jelenségkörnek számít (*Doblas-Reyes et al., 2013*). Az ENSO kutatása során bebizonyosodott, hogy a légkörben és az óceán felső, kb. 100 méter vastagságú részében a folyamat során egyidőben megjelenő változásokat olyan hidro-termodinamikai folyamatok szabályozzák, melyekben mindkét éghajlati alrendszer azonos nagyságrendben vesz részt (*Bartholy és Práger, 1998*). Normális esetben a Csendes-óceán térségében a keleties passzátszelek által fenntartott Egyenlítői-áramlás a meleg felszíni vizeket nyugat felé hajtja, ennek helyére pedig a Csendes-óceán keleti részén, a perui partoknál hideg víz áramlik fel a mélyből, így az óceán nyugati részén melegebb a tengerfelszín, mint a keleti medencében. A melegebb tengervíz felett Indonézia térségében erős feláramlással járó konvekció zajlik, így egy kelet-nyugati irányú cirkuláció alakul ki, melyet leírójáról Walker-cirkulációnak nevezünk. Jellemzésére a Tahiti illetve Darwin légnyomás

különbségéből képzett SOI-t (Southern Oscillation Index) használják (Kalnay, 2003; Bartholy et al., 2010). Mintegy 2-7 éves időközönként azonban a keleties passzátszelek gyengébbé válnak, így nem tud a felszínre emelkedni a hideg víz a dél-amerikai partoknál, és itt a tengerfelszín a szokásosnál melegebbé válik, kialakul az El Niño fázis. Ezzel párhuzamosan a Walker-cirkuláció is módosul, a konvekció súlypontja kelet felé tolódik, az óceán nyugati felén a légnyomás emelkedik, a keleti részén pedig csökken, az SOI index negatív értéket vesz fel. A folyamat ellentétes fázisa, amikor megerősödnek a keleties passzátszelek, és Dél-Amerika partjainál a szokásosnál hidegebb a tengervíz, a La Niña nevet kapta. Egy-egy ENSO esemény mintegy egy évig áll fent, az egyes fázisok pedig gyakran a tavaszi időszakban indulnak fejlődésnek, és a következő év tavaszán csengenek le. Csúcspontjukat általában az északi félgömb telén érik el (Bartholy et al., 2010; Troccoli, 2010).



2. ábra: Az ENSO két fázisának (El Niño: bal oldal, La Niña: jobb oldal) globális hatásai az északi félgömb telén (fent) és nyarán (lent). Forrás: [2-NOAA].

Az ENSO a Föld számos más térségének időjárását is befolyásolja, az El Niño és a La Niña téli csúcspontjaihoz igazodva egy adott ENSO fázison belül ebben az évszakban a legerősebb a hatás (2. ábra). A Csendes-óceán trópusi részén ENSO idején jelentősen eltér a szokásostól a hőcsere az óceán és a légkör közt, módosulnak a csapadékviszonyok, és megváltozik a kondenzáció során a felszabaduló látens hő mennyisége. Ez a légkörbe kerülő hőtöbblet pedig az egész légköri cirkulációra hatással van, megváltoztatva távoli területek hőmérsékleti és csapadékviszonyait (Doblas-Reyes et al., 2013). Ez az oka annak, hogy az ENSO jelenség előrejelzése alapvetően fontos különböző térségek szezonális klímájának előrejelzésében. Erre példák a monszunterületek (Bartholy et al., 2010), de más

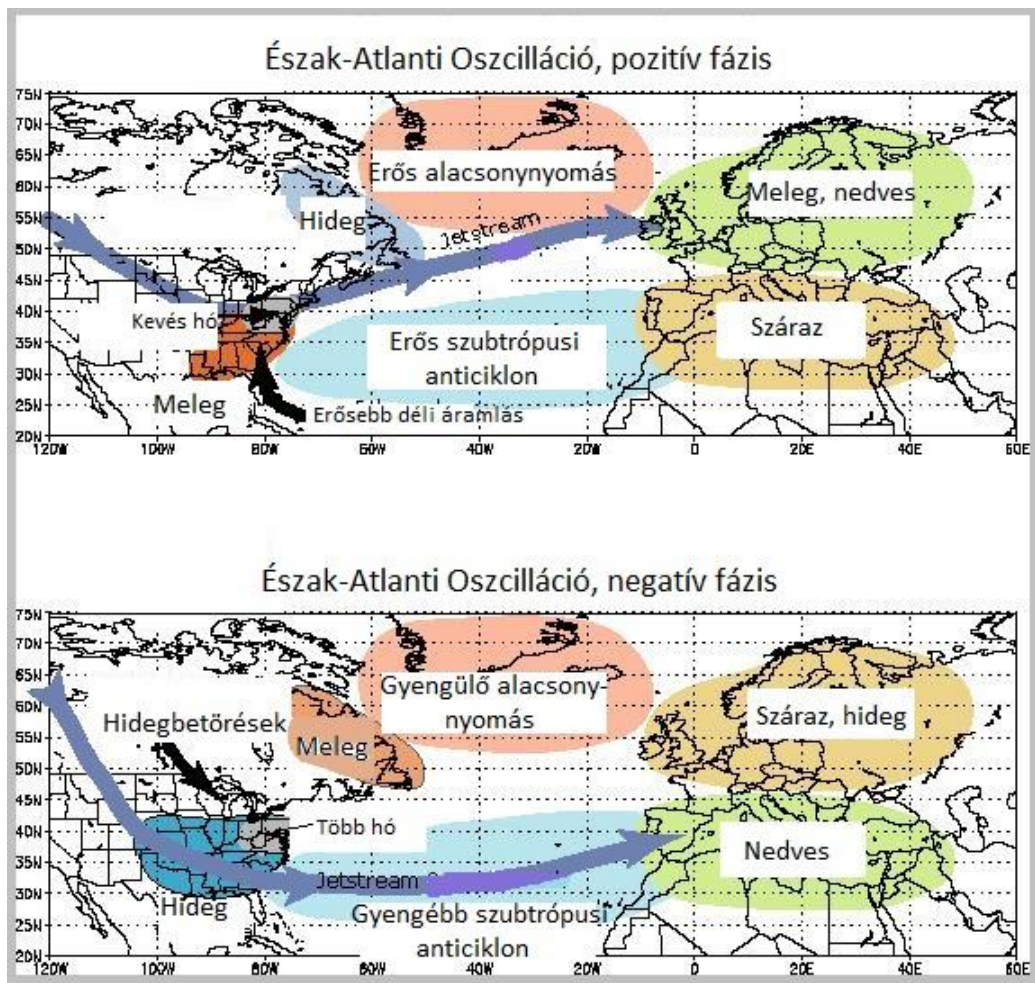
kontinensek is érintettek, pl. El Niño alatt a telek enyhébbek Észak-Amerika északnyugati részén, La Niña alatt pedig hidegebbek (2. ábra). Európa térségében viszont sok más tényező hatására erős az egyes évek időjárása közti változékonyság, ez nehezebben felismerhetővé teszi az ENSO távkapcsolati hatását (*Stockdale et al.*, 2017). Az El Niño események csúcspontját követően a késő téli, tavaszi időszakban Észak-Európában gyakrabban tapasztalható az átlagosnál hidegebb, míg Dél-, Délkelet-Európában melegebb időjárás, La Niña időszakban fordított a helyzet (*Stockdale et al.*, 2017).

Hosszú ideig az SOI indexre alapozva készítettek empirikus évszakos előrejelzéseket pl. Dél-Amerika területére (*Szűcs*, 2009). A légkörben és az óceánban végbemenő folyamatok kapcsolatát Bjerknes ismerte fel az 1960-as években. Majd a bonyolult légkör-óceán kölcsönhatások kutatása lehetővé tette azt, hogy a 80-as évek közepén egy egyszerűsített csatolt óceán-légkör modellel Zebiak és Cane elkészítse az első valóban sikeresnek mondható dinamikai alapú előrejelzést (*Kalnay*, 2003). Ebben az időszakban, az 1982-83-as intenzív El Niño után gyorsult fel a megfigyelőrendszer kiépítése is. Az azóta eltelt időszakban folyamatos fejlődés tapasztalható a megfigyelőrendszerben és a jelenségkör modellezésében. A mai évszakos előrejelzésre használt modellek gyakran már több mint fél évre, akár 9 hónapra előre megbízhatóan prognosztizálják az SST változásait (*Doblas-Reyes et al.*, 2013).

1.3.2. Az Észak-Atlanti és az Arktikus Oszcilláció

Az Észak-Atlanti Oszcilláció (North Atlantic Oscillation, NAO) az északi félgömb legfontosabb távkapcsolati rendszere, az atlanti térségben található súlyponttal (*Hurrell et al.*, 2003). Hatása különösen télen jelentős, ekkor ugyanis az Észak-Atlanti térség légnyomásbeli változékonyságának több mint az egyharmad részéért felelős (*Hurrell et al.*, 2003). A NAO az északi félgömb cirkulációját befolyásoló Arktikus Oszcilláció (Arctic Oscillation, AO) nevű távkapcsolati rendszer Észak-Atlanti térségbeli megnyilvánulásaként is felfogható. Ezért a két jelenség között erős korreláció mutatható ki (*Hurrell et al.* 2003). Ezeket az oszcillációkat bizonyos térségek közti ellentétes előjelű légnyomásos illetve geopotenciális magasságbeli anomáliák segítségével jellemezhetjük a legegyszerűbben. A NAO-hoz kapcsolódó légnyomás anomáliák központjai (akciócentrumai) egy észak-déli tengely mentén jelennek meg, az egyik térség Izland, a másik pedig az Ibériai-félsziget, illetve az Azori-szigetek környezetében található. Pozitív NAO fázis esetén a szokásosnál magasabb a légnyomás az oszcilláció déli akciócentrumánál. Mindeközben Izland környékén, illetve az Észak-Atlanti térségben a

szokásosnál alacsonyabb, ami a megszokottnál erősebb nyugati áramlást alakít ki az Atlanti-óceán felől, és az átlagosnál enyhébb téli időjáráshoz vezet Észak-Európában. A NAO negatív fázisában ezzel ellentétes a helyzet, Izlandnál pozitív, a délebbi területeken negatív légnyomási anomália alakul ki, a nyugati áramlás gyengül (3. ábra). Az oszcilláció fázisait jellemző NAO index a két akciócentrumhoz közeli állomások légnyomás értékeinek különbségét képezve állítható elő, ilyen állomások lehetnek pl. Reykjavík és Lisszabon (Hurrel et al., 2003).



3. ábra: A NAO pozitív és negatív fázisainak jellemző hatásai a téli időszakban. Az ábráról leolvasható a jet útvonálának (vastag kék nyíl) módosulása is. Forrás: [3-North Carolina State University].

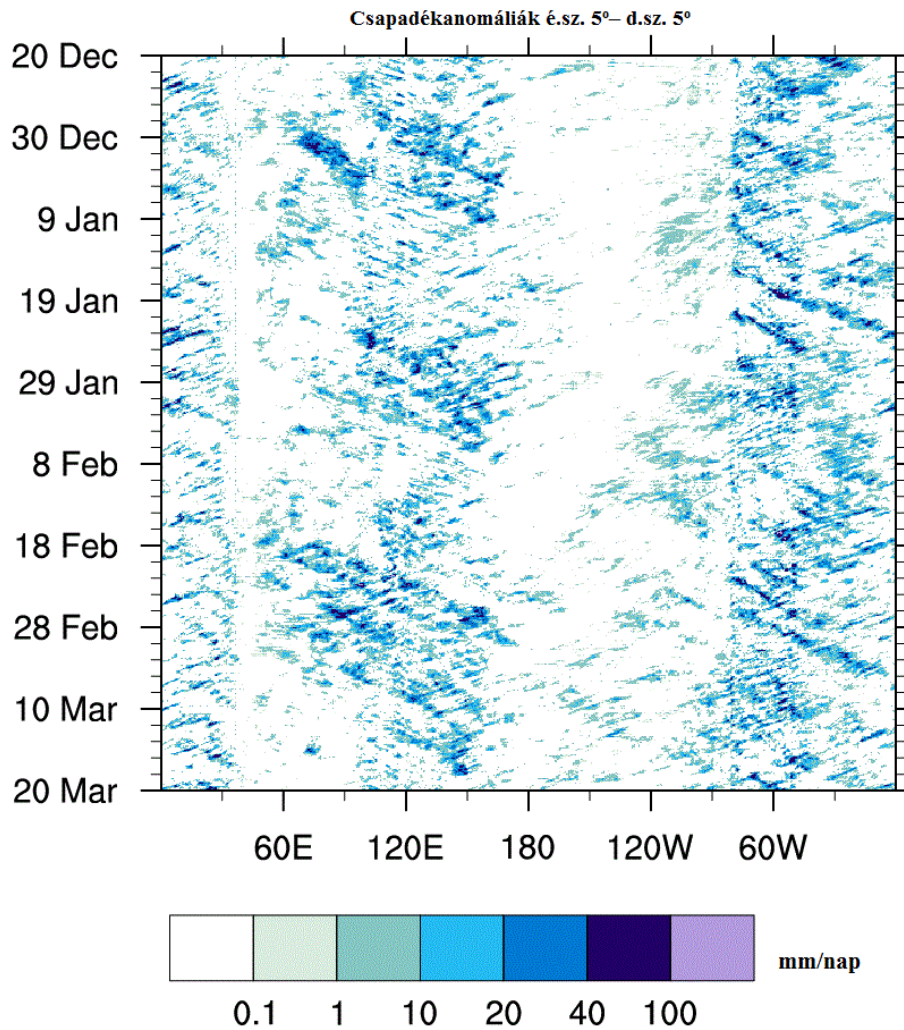
Az AO esetében egy zonálisan szimmetrikus jelenségről van szó, gyűrűs szerkezete miatt Északi Gyűrűs Módusnak (Northern Annular Mode, NAM) is nevezik (Wallace, 2000). A tengerszinti légnyomás ellentétes irányú változása az Arktisz, illetve az ezt körbeölelő mérsékelt területek közt valósul meg, ezen belül a közepes szélességeken két akciócentrum azonosítható, az egyik az Észak-Atlanti, a másik az Észak-Csendes-óceáni térségben (Thompson és Wallace, 2001). Az AO pozitív fázisát a sarkvidéki területeken

alacsony, a közepes szélességeken magas nyomás jellemzi. Ilyenkor a poláris jet nyugati áramlása megerősödik az 55. szélességi kör térségében, ezzel együtt a 35. szélességi kör környékén a keleties áramlás válik jellemzővé, erősödnek a passzátszelek. Jellegzetes még a pozitív hőmérsékleti anomália Európa jó részén és Szibériában, viszont az átlagosnál hidegebb van Grönlandon, és Kanada keleti részén. Az arktikus területeken az átlagosnál csapadékosabb, Dél-Európában viszont szárazabb az időjárás. Negatív AO index idején, a sarki területeken a szokásosnál magasabb a légnyomás, a nyugati áramlás gyengül, a jet jobban hullámszik, a nyugati áramlást blokkoló anticiklonok épülnek fel Alaszka, az Észak-Atlanti-óceán és Oroszország felett. Erre a fázisra télen a hidegbetörések gyakoribb előfordulása jellemző többek közt Európában is (*Wallace, 2000*). Az AO kapcsolatban áll a sztratoszférikus poláris örvény erősségével, erről a sztratoszféra szerepét bemutató fejezetben lesz még szó.

Az AO és NAO kárpát-medencei hatásairól számos tanulmány született. Ezek közül kiemelném *Zsilinszki (2014)* munkáját, melyben éghajlati paraméterek és a cirkulációs indexek kapcsolatát vizsgálta, és arra a következtetésre jutott, hogy hazánkban az AO korrelál jobban a különböző paraméterekkel, és mindkét rendszer esetében a téli időszakban a legerősebb az időjárásunkra kifejtett hatás.

1.3.3. Madden–Julian Oszcilláció

A Madden–Julian Oszcilláció (MJO) egy 30-90 napos periódussal rendelkező ciklikus változás a trópusi légkörben (*Zhang, 2005, 2013*). A nagytérségű, planetáris skálájú légköri cirkuláció és a trópusi mélykonvekció együttes hatása jelenik meg benne. Legmarkánsabban az Indiai-óceán térségében és a Csendes-óceán nyugati részének trópusi vizei felett terjed kelet felé. Ezt a területet elhagyva gyakran legyengül, de így is elmondható, hogy a trópusi övezetben körbejárja a Földet. Feláramlással jellemzett csapadékos, és leáramlással járó száraz területek váltakoznak benne, ezek együttesen terjednek keleties irányba, lassú, kb. 5 m/s-os sebességgel (4. ábra). A trópusi övezet időjárására közvetlen befolyása van, nemcsak a csapadéktevékenység jellegzetes mintázata jellemző rá, hanem az áramlás váltakozása is a keleties és nyugatias irányok között. Ez az egész troposzférában jelentkezik, de annak alsó és felső régióiban egy adott terület felett ellentétes irányú az áramlás. Az oszcilláció további jellemzője a felhőzet mennyiségének és az SST értékének változása [4-NOAA].



4. ábra: Csapadék anomáliák az é.sz. 5°– d.sz. 5°-a közötti átlaga egy Hovmöller-diagramon (idő-hosszúsági kör koordinátákkal). Az MJO-t kísérő csapadék anomáliák az idő előrehaladtával kelet felé terjednek. Forrás: [5-University of Albany].

Az MJO kapcsolatban áll az ENSO jelenségkörrel, az elmúlt időszak El Niño eseményeit gyakran az MJO erős aktivitása előzte meg (*Zhang, 2005, 2013*). Emiatt valószínű az, hogy az ENSO egyes fázisainak kialakulásában is szerepet játszik (*Troccoli, 2010*). Hatásai a trópuson kívüli térségekben is kimutathatók. Ennek egyik formája a NAO/AO-val való kapcsolata. A Csendes-óceán középső részén az MJO-hoz kapcsolódó erős konvekció megjelenése után kb. 5-15 nappal a NAO index hajlamos negatív értéket felvenni. Ezt a kapcsolatot felhasználva statisztikai módszert is kifejlesztettek a NAO előrejelzésére az MJO alapján (*Zhang, 2013*). Talán ez a magyarázata annak is, hogy az emlékezetes 2013. márciusi hideg időszakot Európában azok a havi időtávra futó modellek jelezték előre jobban, melyek az akkor fellépő MJO erősségét is megfelelően adták vissza (*Vitart et al., 2014*). Ebben a hónapban a NAO (és az AO) a fenti, MJO-val való feltételezett kapcsolatnak megfelelően tartósan negatív értéket vett fel (az akkori

indexértékeket lásd pl.: *Zsilinszki*, 2014). Ugyanakkor az MJO-t kísérő jelenségek előrejelzése a mai napig problémát okoz a légköri cirkulációs modellek számára, de ezen folyamatosan próbálnak javítani. Mivel az évszakosnál rövidebb skálájú jelenségről van szó, az 1-2 hónapig terjedő előrejelzések készítése közben fontos az MJO megfelelő pontosságú előrejelzése, melyben az utóbbi években komoly javulást tapasztaltak több előrejelző modellnél. Így pl. az NCEP¹ és az ECMWF² havi rendszerében is az esemény ma már mintegy 10-12 nappal hosszabb távra jelezhető előre olyan megbízhatósággal, mint a 2000-es években (*Saha et al.*, 2014; *Vitart et al.*, 2014).

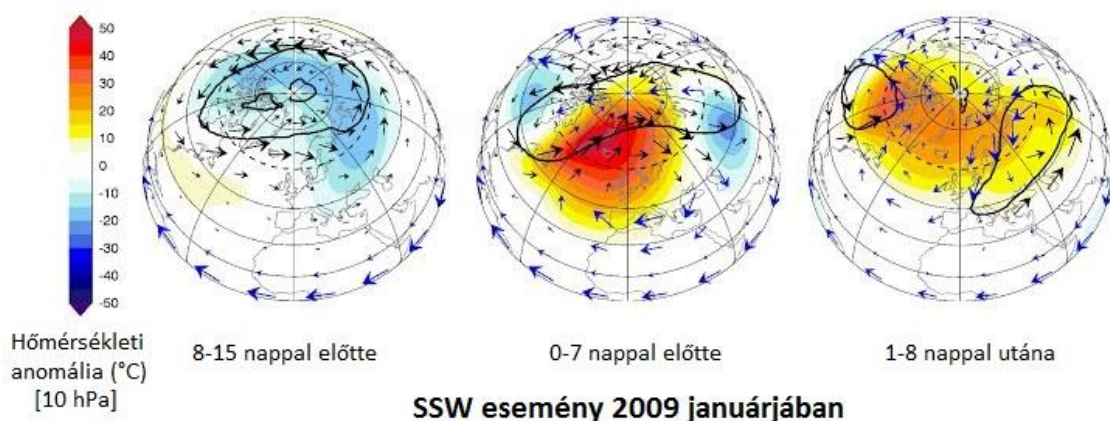
1.3.4. A sztratoszféra szerepe

Az utóbbi évek kutatásai alapján egyértelmű, hogy a sztratoszféra és a troposzféra között kétirányú kapcsolat van (*Charlton és Polvani*, 2007). A sztratoszférában zajló folyamatoknak az időskálája nagyobb, mint a troposzféricusoknak (*NRC*, 2010). Ezért a troposzféra szempontjából a sztratoszféra folyamatai egy lassabban változó „külső” kényszernek is tekinthetők, ez a korábbiakban mondottak szerint segítségünkre lehet a havi és évszakos skálájú előrejelzések készítése során. A sztratoszféra változékonyságának jó része a sztratoszféricus poláris örvény erősségének változásaiból ered (*NRC*, 2010). A sztratoszféricus poláris örvény a pólusok körüli területeket körbeölelő, erős nyugat-keleti áramlású zónával szegélyezett területet jelent, határának a legerősebb zonális áramlású zónát tekintjük, ez kb. a 60. szélességi körnél húzódik. Vertikálisan átfogja az egész sztratoszférát: kicsivel a tropopauza felett kezdődik, és egészen a mezoszféráig felnyúlik. A troposzféra hasonló örvényétől megkülönbözteti, hogy csak ősztől tavaszig van jelen, mindkét félgömb saját nyarára feloszlik, és ekkor keletiesre fordul az áramlás (*Waugh et al.*, 2016). A poláris örvény erősségét a troposzférából feljutó planetáris hullámok azonban megváltoztatják, gyengítik. Az örvény erősségének anomáliái pedig kihatnak a troposzféra áramlási rendszerére, akár az anomália fellépését követő két hónapos időszakban is (*NRC*, 2010). Erősebb örvényhez az AO pozitív fázisa, gyengébb örvényhez pedig általában a negatív fázisa (6. ábra) kapcsolódik (*Waugh et al.*, 2016). Az örvény erejében bekövetkező változások legszembetűnőbb formája az, amikor pár évente a téli időszak közepén hirtelen legyengül az akkor megszokott nyugati áramlás, sőt akár átfordul keletire, azaz „összeomlik” az örvény (*Waugh et al.*, 2016). A folyamatot a poláris sztratoszféra néhány nap alatt lezajló gyors, intenzív felmelegedése kíséri (5. ábra), ami akár a 40 fokot is

¹National Centers for Environmental Prediction / Környezeti Előrejelzés Nemzeti Központja, USA

²European Centre for Medium-Range Weather Forecasts / Európai Középtávú Előrejelző Központ

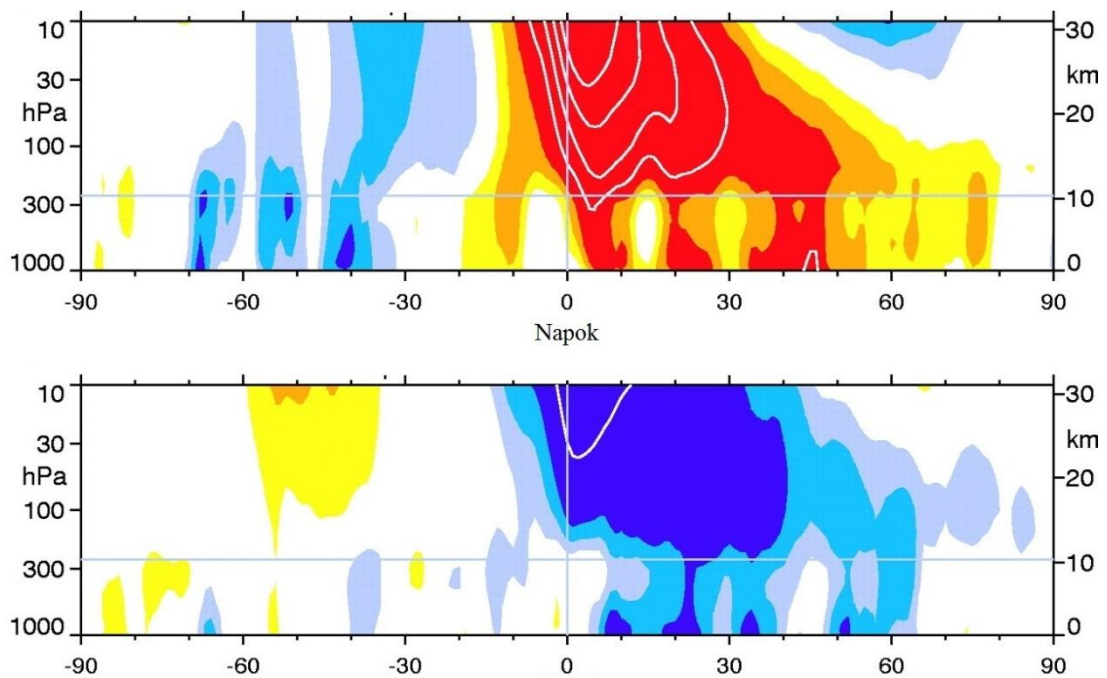
elérheti (Götz és Rákóczi, 1981). Emiatt a leírt jelenségekört a sztratoszféra hirtelen felmelegedésének nevezik (Sudden Stratospheric Warming, SSW). A WMO definíciója szerint SSW-ről beszélünk, ha a tél folyamán a 10 hPa-os szinten, az é. sz. 60°-án a zonálisan átlagolt zonális szél keleti irányúvá válik, illetve ha a 60. és a 90. szélességi kör közt pozitív lesz a hőmérsékleti gradiens (Charlton és Polvani, 2007). Az SSW hatása az esemény kialakulását követően lefelé terjed a sztratoszférában, majd néhány hét múlva már a troposzférában, ahol a rákövetkező egy-két hónap cirkulációját befolyásolhatja. Ennek során megnő az esélye, hogy az AO negatív fázisba kerüljön, ami a közepes szélességeken, így Európában is növeli az átlagosnál hidegebb téli időjárás esélyét (Marshall és Scaife, 2010). Maguk az SSW-k egy-két héttel a bekövetkezésük előtt jelezhetők előre, ezen belül azok az időjárási modellek, melyeknek megfelelő a sztratoszférában a vertikális felbontása, pár nappal korábban képesek az SSW-k kialakulását előrejelezni. A sztratoszférát jobb felbontással leíró modellekkel végzett kísérletek azt is megmutatták, hogy ezek a modellek az SSW-ket követő két hónap átlagos felszíni időjárási anomáliáit (pl. Európában a szokásosnál hidegebb téli időjárást) is jobban képesek előrejelezni. (Marshall és Scaife, 2010). Az elmondottakból következik, hogy a hirtelen felmelegedések, illetve a poláris örvény erősségének a troposzférára gyakorolt hatásának jobb megértése és modellezése javíthatja az első egy-két hónapban az évszakos előrejelzések minőségét.



5. ábra: Egy SSW esemény során bekövetkező változások a 10 hPa-os szinten, 2009 januárjában. Balról jobbra az ábrákon feltüntetett időpontok ahhoz a naphoz vannak viszonyítva, amikor é. sz. 60°-án a zonálisan átlagolt szél keletivé válik. Színezés: hőmérsékleti anomáliák; fekete (kék) nyilak: szélirány nyugati (keleti) zonális komponenssel; fekete vonal: poláris örvény helyzete. Forrás: Butler *et al*, 2015.

A sztratoszférához kapcsolódik a többi oszcillációhoz képest egy sokkal szabályosabb periodikus jelenség, melyet átlagosan 28 hónapig tartó ciklusai miatt Kvázi-kétéves Oszcillációnak (Quasi-biennial Oscillation, QBO) neveznek. A sztratoszféra

Egyenlítő feletti régiójában a zonális szél keleti és nyugati irányok közti változása jellemzi, az egyes irányok periódusai 21-34 havonta váltják egymást, 30 km-es magasság környékén észlelhetők először. Ezt követően lefelé terjednek a sztratoszférában. Az oszcilláció szimmetrikus az Egyenlítőre, a keleti irányú fázisban erősebbek a szelek (Götz és Kaba, 1986). Az egyes fázisokat általában a 40-50 hPa-os szinteken tapasztalható szélirány alapján nevezik el. Viszonylag szabályos ismétlődése miatt a QBO fejlődése jól prognosztizálható több hónapra előre, ezért valószínűsíthető troposzférikus hatásai értékesek az évszakos előrejelzések szempontjából. Ugyanakkor a numerikus előrejelzések gyakran nem megfelelően modellezik a QBO-t (Boer és Hamilton, 2008). Az elmúlt évtizedekben több kutatás is próbált megállapítani a troposzférában közel kétéves ingadozásokat, azonban gyakran nem egyértelmű, hogy ez a QBO hatása-e vagy sem (Götz és Kaba, 1986). Azonban az biztos, hogy a QBO a poláris sztratoszférán keresztül hat a troposzférára. A QBO keleti fázisában gyengébb a poláris örvény, ez pedig az AO negatív értékeit valószínűsíti (6. ábra), míg nyugati fázisban ezzel ellentétes a helyzet (Boer és Hamilton, 2008)



6. ábra: A NAM, ill. AO index átlagos értékei különböző magassági szinteken gyenge (fent) és erős (lent) poláris örvény esetén. Színezés: negatív (piros) és pozitív (kék) index értékek 0,25-ös értékkel. A fehér vonalak az abszolút értékben 1,5-nél nagyobb értékeket jelölik, 0,5-es értékkel. A sztratoszférában megjelenő fázis lefelé terjed, és a felszínen mintegy 60 napig felismerhető marad. Forrás: Baldwin és Dunkerton, 2001.

2. Évszakos előrejelzések létrehozása

Az évszakos előrejelzések előállításánál két különböző szemléletmódot követnek. Az egyik lehetőség a statisztikai megközelítés, amely általában az egyszerűbb, kevésbé számításigényes módszer. Ennek során tapasztalati, statisztikai módszerekkel állítanak fel kapcsolatot az előrejelzendő klímaanomália, és az azt kiváltó mechanizmus (pl. a tengerfelszín hőmérsékletének anomáliája) között. A másik lehetőség a hidro- és termodinamikai egyenletek numerikus megoldásán alapuló dinamikai módszer (*Troccoli, 2010*). A két szemléletmód között azonban kapcsolat van: mivel a statisztikai megfontolások mögött is mindig valamilyen még fel nem fedezett fizikai összefüggés áll (*Ihász, 2016*), ezért a statisztikai módszerek alkalmazása során felfedezett összefüggések segíthetnek a dinamikai modellek fejlesztésében. A két módszerrel előállított előrejelzéseket sok előrejelző intézetben együttesen alkalmazzák, vagy legalábbis a dinamikai modellek utófeldolgozása során alkalmazzák statisztikai eljárásokat is.

2.1. Statisztikai módszerek

A statisztikai előrejelző eljárások az 1970-es évektől a 90-es évek végéig voltak igen elterjedtek. Ekkor még a számítástechnika alig tette lehetővé dinamikus modellek hosszú távú futtatását (*Ihász, 2016*). Ám ezek jelentős fejlődése mellett mind a mai napig széles körben használnak ilyen módszereket évszakos előrejelzések készítésére, különösen az ENSO által érintett trópusi területeken. Azonban míg a kilencvenes évek első felében a statisztikus módszerek beválása jócskán felülmúlta az akkori numerikus modellekét, manapság az ENSO fázisok előrejelzésében hasonló teljesítményt nyújt a két megközelítés (*NRC, 2010*). Az ENSO-tól függetlenül eredményesen használnak statisztikai módszereket pl. Brazília északkeleti részén – ahol az Atlanti-óceán SST-je, és a március-májusi csapadékmennyiség között van kapcsolat – vagy az Ibériai-félsziget és Skandinávia térségében szintén a csapadék előrejelzésére. Ez az utóbbi tájakon igen hasznos, mert ott a dinamikai modellek nem teljesítenek jól. Euráziában télen a hófödte tájak nagysága alapján készülnek előrejelzések, a poláris régiókban pedig a tengerjégre vonatkozó prognózisok használják fel a jéganomáliák perzisztens tulajdonságát (*Doblas-Reyes et al., 2013*).

A legegyszerűbb statisztikai módszer bizonyos – pl. az SST – anomáliák **perzisztenciáján** alapul, ezzel az első hónapokra jobban jelezhetjük előre várható értéküket, mint az átlagos klímából (*Doblas-Reyes et al., 2013*). Bonyolultabb technika a **regresszióanalízis**, amikor lineáris kapcsolatot feltételezünk bizonyos paraméterek

(prediktorok, pl. a légkörzést jellemző indexek), és az előrejelzendő paraméterek (prediktanduszok) átlagosan szóba jövő értékei közt. A függvénykapcsolatot a prediktorok és prediktanduszok múltbeli idősorai között állítják fel (Götz és Kaba, 1986). Az **analógiás módszer** során pedig múltbeli adatsorok elemzésével olyan korábbi meteorológiai helyzeteket kereshetünk, melyek a jelenlegihez hasonlítanak, és feltesszük, hogy hasonló változások jönnek majd létre a légkörben a következő hónapokban, mint amilyenek a régebbi analóg helyzetet követték (Götz és Kaba, 1986). További statisztikai módszerek léteznek hosszú távú előrejelzés készítésére az előző fejezetben bemutatott **távkapcsolatok** alapján.

Hazánkban az analógiás prognosztikát kezdték el alkalmazni, 1976-tól operatív módon havi rendszerességgel. A módszerhez a múltbeli adatokat az Angol Meteorológiai Szolgálattól származó Hess–Brezowsky-féle (HB) makroszinoptikus kódok 1881–1970 közti adatsora biztosította. Ezek a kódok az egyes napokra vonatkozóan a nyomási képződmények elhelyezkedésén keresztül jellemzik az atlanti-európai térség nagytérségű áramlási viszonyait, közép-európai súlyponttal. Az adatok statisztikai elemzése nyomán eleinte 3, később 6 hónapra szóló havi átlaghőmérsékleti és csapadék előrejelzések készültek. A prognózis kiindulási ideje előtti hónap napi HB kódjait számítógép segítségével összehasonlították egy, a hasonlóság mértékét jellemző mátrix alapján az említett közel 100 éves időszak azonos hónapjainak napi kódjaival. Ez alapján megkeresték az aktuális hónaphoz legjobban hasonlító korábbi időszakokat. A későbbiekben a leghasonlóbb időszakok keresését az archívumban az adott hónaphoz képest ± 15 napra is elvégezték. és az öt legmegfelelőbb időszakot választották ki az adatsorból, ám azonos naptári évből mindig csak egyet. A makrocirkulációs helyzet kódolására kezdetben szubjektív módon került sor, ezt később matematikailag, objektív módon végezték el, és évszakonkénti típusosztályokat vezettek be. Az Országos Meteorológiai Szolgálat 2002-ig készített rendszeresen analógiás előrejelzést, azóta az ECMWF évszakos modelljét alkalmazzák (Kiss, 2003; Maller, 2004).

2.2. Dinamikai modellek

Az időjárási jelenségek számszerű előrejelzésének folyamata különböző időtávokra nagyon hasonló összetevőkből áll. A dinamikai alapú évszakos előrejelzések alapvető elemei a következők (NRC, 2010; Troccoli, 2010):

- Megbízható mérési adatok a klímát alakító földi alrendszerekről, leginkább az óceán felső részéről és a légkörről.
- Adatasszimiláció, melynek során a mérésekből a modellek számára kezdeti feltételeket állítanak elő, ez a mérések, illetve a modellek régebbi futásai által adott előrejelzések kombinációjával történik.
- Dinamikai modell, amellyel megoldják az egyes éghajlati alrendszereket leíró egyenleteket (pl. légköri és óceáni hidro-termodinamikai egyenletrendszer). Általában csatolt modellekkel dolgoznak, az alrendszerek kölcsönhatásait együttesen veszik figyelembe.
- Az előrejelzések megbízhatóságának értékeléséhez és kalibrálásához szükséges összetevők (pl. re-forecastok, lásd később), illetve a modellek adatainak utófeldolgozása.

2.2.1. A megfigyelések szerepe

A dinamikai alapú évszakos előrejelzések megvalósítását a mainál lényegesen kisebb számítási kapacitások mellett még a 20. század végén is akadályozta az, hogy a lassan változó éghajlati alrendszerekben (pl. óceánok) fejletlen volt a modellek kiindulási adatait szolgáltató mérőhálózat (*Bartholy és Práger, 1998*). Ebben jelentős fejlődés történt az utóbbi két-három évtizedben, különösen az óceánok felszínének megfigyelésében, azonban még mindig jóval kevesebb adat áll rendelkezésre, mint a légkörről.

Az óceánok felszíni, és a felszín alatt néhány száz méteres mélységig terjedő rétegéről a trópusi területeken a GTMBA³ program keretében működő, lehorgonyzott bójákból álló mérőhálózat szolgáltat adatokat (7. ábra). Ezek fontosak pl. az ENSO-hoz, az MJO-hoz, illetve a monszunhoz kapcsolódó változások megfigyelésében. A hálózat elsőként, 1985–1994 között telepített része a Csendes-óceánon a TAO/TRITON⁴ nevet kapta, az elhelyezett bóják (mintegy 70 db) adataikkal nagyban hozzájárultak az 1997–98-as El Niño esemény előrejelzéséhez, és azóta is fontosak az ENSO előrejelzésében és az óceánban zajló folyamatok megértésében. A TAO kialakítása után az Atlanti-, majd az Indiai-óceánon telepítettek hasonló műszereket, ezek az ún. PIRATA⁵ és RAMA⁶

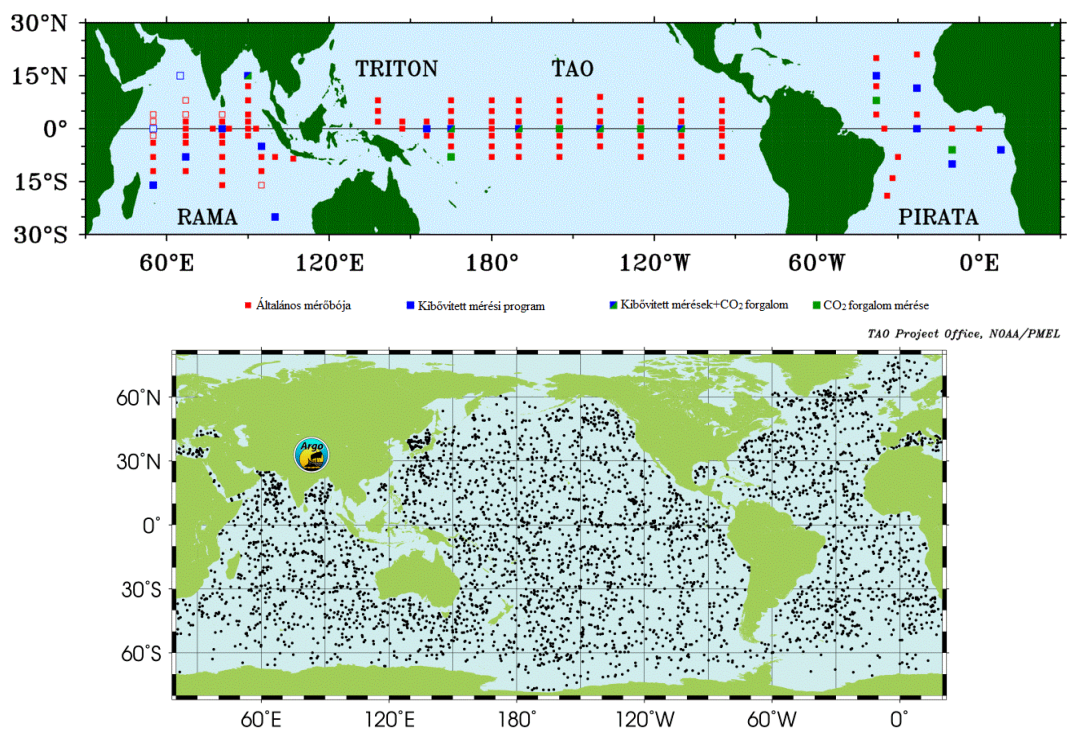
³Global Tropical Moored Buoy Array / Globális Trópusi Lehorgonyzott Bójásor

⁴Tropical Atmosphere Ocean/Triangle Trans-Ocean Buoy Network / Trópusi Légkör Óceán/Háromszögű Transz-Óceáni Bója Hálózat

⁵Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic / Előrejelző és Kutató Bójásor a Trópusi Atlanti-óceánon

⁶Research Moored Array for African-Asian-Australian Monsoon Analysis and Prediction / Kutató Bójásor az afrikai-ázsiai-ausztrál Monszun Analíziséhez és Előrejelzéséhez

hálózatok. A bóják légköri mérési programjában szerepel a léghőmérséklet, légnedvesség, szélsébség, rövidhullámú sugárzás, csapadékmennyiség. Az óceán jellemzői közül mérik az SST-t; a víz hőmérsékletét, sótartalmát, az áramlási és nyomási viszonyokat pedig a felső néhány száz méteres rétegben több szinten is mérik. Néhány bója részletesebb vertikális méréseket folytat, sőt CO₂ forgalmat is mér. Az adatokat műholdon keresztül továbbítják, így közel valós időben elérhetőek (McPhaden *et al.*, 2010). A tenger felszínéről hajók, illetve sodródó bóják is szolgáltatnak adatokat (pl. SST, légnyomás, sótartalom), valamint 2000-ben kezdték meg az ún. Argo lebegő mérőegységek telepítését. Ezek 2000 méteres mélységig végzik a hőmérséklet és sótartalom vertikális profiljának mérését, miközben egy 10 napos ciklus során 1000 méteres mélységben sodródnak az óceáni áramlatokkal (így azok sebességét is mérik), végül a felszínre emelkedve műholdon keresztül továbbítják adataikat. Üzembe helyezésük jelentősen megnövelte a közvetlen (in situ) mérések számát, jelenleg közel 4000 db (7. ábra) végez megfigyeléseket (Troccoli, 2010; [6-ARGO]).



7. ábra: Felső ábra: A GTMBA lehorgonyozott bójahálózata 2017-ben. Kékkel jelölve a részletesebb méréseket folytató, zölddel a CO₂ forgalmat is mérő bóják. Forrás: [7-NOAA]. Alsó ábra: az Argo lebegő egységeinek elhelyezkedése 2017. február 26-án. Forrás:[6-ARGO].

A közvetlen mérések mellett megnőtt a műholdas adatok mennyisége is, az így nyerhető információk kiemelkedően fontosak, ilyenek például az SST, a tengerfelszín magasság és a felszíni sótartalom távérzékeléssel mért adatai. A műholdakkal viszont csak

az óceán felszíne és a felszín közeli része figyelhető meg, holott az évszakos előrejelzések tartományában is fontos legalább az óceán felső 100 méterének állapotát ismerni, ha pedig az óceán átlagos mélységéhez viszonyítjuk, akkor látható, hogy az óceán jó részéről továbbra is hiányosak a megfigyeléseink (Troccoli, 2010).

A szárazföldi felszín állapotáról nagyobb területre kiterjedő közvetlen mérésekkel nem rendelkezünk. Igaz ez a talajnedvességre is, ráadásul a talajnedvesség egy adott helyen mért értéke nem reprezentálja megfelelően nagyobb térségek jellemzőit. Így a műholdas mérések kerülnek előtérbe, viszont ezek csak a talaj néhány milliméteres felszíni rétegének nedvességtartalmát tudják mérni. Ezért az előrejelző modellek az analízis során a korábbi időszak csapadékossága alapján becslik a talajnedvességet (NRC, 2010).

A többi felszíni változóról, például a hótakaróról, tengeri jégről, vegetációról sem állnak rendelkezésre közvetlen mérések megfelelő lefedettséggel. Emiatt ezekben az esetekben is a műholdas megfigyelések adataira lehet támaszkodni, ebből becsülhető a hó és a jég kiterjedése, a jég vastagsága, stb. Azonban a műholdak nem képesek mérni minden fontos jellemzőjét az előbb felsorolt jelenségeknek.

A térben szabálytalanul mért adatokból a numerikus modell rácspontjaira elő kell állítani a modell egyenletrendszerének kezdeti feltételeit, így áll elő az ún. analízismező. Ezt az adatasszimiláció segítségével érik el, melynek során a mért adatokat ötvözik a modell korábbi futásainak az aktuális futás kezdeti időpontjára kiszámított eredményeivel. Ennek során a pontosabbnak ítélt méréseket előnyben részesítik a többi méréshez képest (André et al., 2013). Napjainkban még a csatolt évszakos előrejelző rendszerek többségében is az adatasszimilációt külön-külön végzik el az egyes modellkomponensekre vonatkozóan (NRC, 2010).

2.2.2. Dinamikai előrejelző modellek típusai

Mivel az évszakos időskálán fontos földi alrendszerek egymással folyamatos kölcsönhatásban állnak, ezért a folyamataikat leíró modelleket is össze kell kapcsolni. Vagyis úgy kell együttesen futtatni a modelleket, hogy az egyik eredményei külső kényszerként jelenjenek meg a többi modellkomponensben. Pl. az óceánra a légkör a köztük végbemenő hő-, és vízcserén, illetve a víz felületére kifejtett szélnyomáson keresztül hat (Szűcs, 2009). Aszerint, hogy a légköri és az óceáni folyamatokat milyen részletességgel írják le, a modelleket három fő csoportba sorolhatjuk (Troccoli, 2010):

1. Közepes komplexitású csatolt modellek (Intermediate Coupled Model, ICM), melyekben a légköri és az óceáni modellösszetevők is jelentősen le vannak

egyszerűsítve. Erre példa Zebiak–Cane ENSO előrejelzésére használt modellje (*Cane et al.*, 1986).

2. Hibrid csatolt modellek (Hybrid Coupled Model, HCM), amik egy egyszerűsített légköri komponensből és egy, a vízben lezajló folyamatokat részletesen leíró óceáni általános cirkulációs modellből állnak.
3. Csatolt általános cirkulációs modellek (Coupled General Circulation Model, CGCM). Ezek a napjainkban használt korszerű modellek, a két fő alrendszer általános cirkulációs modellek írják le, köztük a momentum-, a hő-, és az édesvíz-fluxusok csatolódnak. A cirkulációs modelleket a többi éghajlati alrendszer leírására használt modellkomponensek egészíthetik ki.

Főleg a CGCM modellek széles körű elterjedése előtt alkalmazták az ún. kétlépcsős eljárást, ez azt jelenti, hogy először egy statisztikai módszerrel vagy az egyszerűbb ICM illetve HCM modellel előrejelezték a tengerfelszín hőmérsékletét, majd ezt határfeltételként alkalmazták a légköri modellben. Ez korábban azért volt hasznos, mert bár az SST előrejelzésére az egyszerűbb modellek használhatók voltak, a szárazföldök időjárásának hosszabb távú előrejelzésére alig voltak alkalmasak (*NRC*, 2010). Ugyanakkor mára a kétlépcsős előrejelzéseknek általában gyengébb a beválása a csatolt általános cirkulációs modellekhez képest, köszönhetően az utóbbiaknál tapasztalható jelentős fejlesztéseknek. A trópusi területeken pedig gyakran a statisztikai modelleknél is jobban teljesítenek a modern csatolt modellek (*Doblas-Reyes et al.*, 2013).

2.2.3. Valószínűségi szemlélet: évszakos ensemble előrejelzések

Az előrejelzésekben rejlő bizonytalanságok egyik része a légkör kaotikus természetéből fakad, emiatt a modellek rendkívül érzékenyek azokra a kezdeti feltételekre, melyeket tökéletes pontossággal nem tudunk megadni. Az előrejelzésben emiatt kialakuló hibákat belső hibáknak is nevezik. A bizonytalanság másik része a numerikus modellezés folyamatában lévő tökéletlenségekből származik. Az ezekből származó hibákat pedig külső hibáknak nevezik (*Götz*, 2001). A hibákért az előrejelzési időszak elején inkább a kezdeti feltételekben rejlő pontatlanságok felelnek. Ekkor is jelentkeznek a modellezés hiányosságai, de ezek hosszabb távon válnak jobban meghatározóvá. (*Götz*, 2001). Az évszakos előrejelzések esetében a bizonytalanság mindkét forrásával fontos foglalkozni. Erre szolgálnak az ún. ensemble (együttes) előrejelzések.

A belső hibákat, azaz a kezdeti feltételekben rejlő pontatlanságok hatását azáltal veszik figyelembe, hogy a legjobbnak gondolt kezdeti állapotot hibahatáron belül

kismértékben megváltoztatják, azaz perturbálják, és az így kapott kiindulási állapotok fejlődését is előrejelzik ugyanazzal a modellel. Az ensemble tagjai közül a perturbáció nélküli állapotból induló előrejelzést kontrollfutásnak nevezzük (*Horányi et al., 2013*). Az ensemble előrejelzések egyik előnye, hogy az ensemble átlaga általában megbízhatóbb előrejelzést ad, mintha csak az egyes tagjait tekintenénk, mivel az azokban lévő hibás előrejelzési információk egy része kioltódik. Másik előnye pedig, hogy a belső hibákból származó bizonytalanságok mértékére az ensemble tagoknak a kontroll futás körüli szóródása alapján lehet következtetni (*Götz, 2001; 2002*).

A fenti módon készülnek a középtávú valószínűségi előrejelzések; és néhány előrejelző intézet (pl. ECMWF) hasonlóan készíti el évszakos előrejelzéseit is, azonban havonta csak néhány meghatározott napon történik modellfuttatás. Jellemzően az ensemble tagok száma 30-50 közötti. Más intézeteknél viszont gyakrabban, akár naponta történik futtatás, viszont az együttes előrejelzések ún. késleltetett technikával állnak elő, ez azt jelenti, hogy az ensemble tagjai a különböző futtatási időpontokban rendelkezésre álló kezdeti feltételekből futnak. Ilyen az amerikai NCEP évszakos modellje, napi négy modellfuttatással, az ensemble pedig az előző 10 nap futtatásaiból áll elő. A kétféle módszer közül nehéz megítélni azt, hogy melyik az előnyösebb (*Chen et al., 2013*).

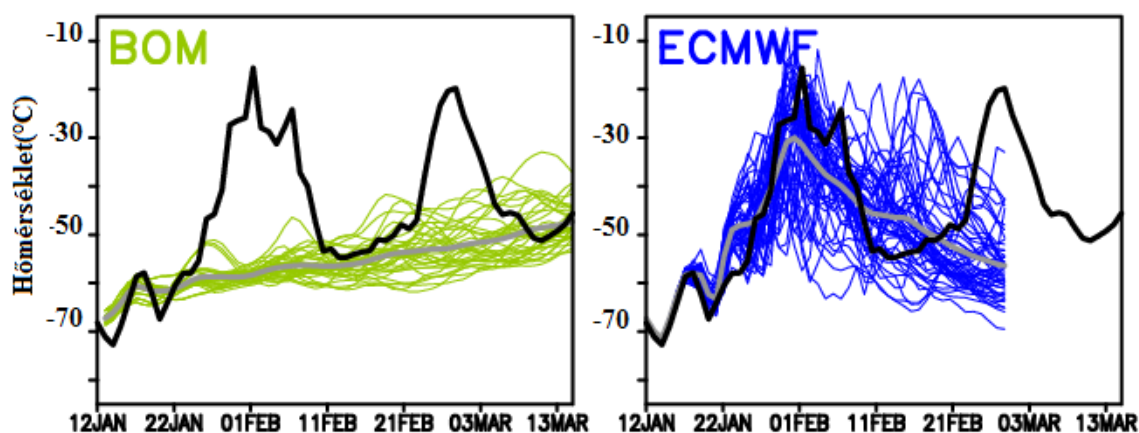
A modellek tökéletlensége miatt létrejövő bizonytalanságok (külső hibák) kifejezésére hozták létre az ún. multi-modell ensemble rendszereket. Ezekben különböző előrejelző intézetek által használt modellek alkotják az egyes tagokat. A multi-modell módszer alapját az adja, hogy a modellek felépítésükben, egyes folyamatok leírásában különböznek egymástól. Emiatt pedig más-más helyzetekben, területeken jellemzik hibák őket, az átlagukat véve azonban ezeknek a hibáknak a hatását csökkenteni lehet (*Horányi et al., 2013; Szűcs, 2009*). Több tanulmány is arra jutott, hogy a modellek átlagából jobb előrejelzés készíthető, mint az együttest felépítő egyes modellekből (*NRC, 2010*). A módszer különösen a dolgozat tárgyát képező egy héten túli előrejelzések beválását javíthatja (*Ihász, 2016*). Az ilyen rendszereket nemzetközi összefogás eredményeként hozták létre, ilyen például Amerikában kanadai-USA összefogásban az NMEE⁷, európai kezdeményezésre pedig az EUROSIP⁸ együttműködés. Ez utóbbit az ECMWF irányítja 2005 óta, és az ECMWF-en kívül a brit Met Office, a francia Meteo France és 2012 óta az NCEP (USA) modelljének eredményeit egyesíti (*Ihász, 2016*). Az egyik legújabb multi-modell rendszer pedig a 11 előrejelző intézet 1-2 hónapos előrejelzéseit összefogó

⁷North American Multi-Model Ensemble / Észak-amerikai Multimodell Ensemble

⁸EUROpean Seasonal to Interannual Prediction / Európai Évszakos-Évközi Előrejelzés

Subseasonal to Seasonal (S2S) Prediction Project⁹. A különböző módszereket egymással kombinálhatják is, pl. a BOM¹⁰ 33 tagú évszakos ensemble rendszere három féle modellbeállításból, egyenként 11 tagból áll elő.¹¹

A 8. ábrán az ensemble előrejelzések egyik lehetséges megjelenítési formáját, a fáklya diagramot láthatjuk, melyen megfigyelhető, hogy az ensemble tagjai az idő előrehaladtával egyre jobban szóródnak. A bemutatott időszakban a sztratoszférában SSW esemény zajlott. A BOM modellje ezt egyáltalán nem jelezte előre, melynek oka minden bizonnyal, hogy rosszabb a vertikális felbontása, mint az ECMWF modellnek [8-ECMWF].



8. ábra: A BOM és az ECMWF 2017.01.12-i modellfuttatásának 62 illetve 46 napos ensemble előrejelzéseiből készült fáklya diagramok. Az előrejelzett paraméter a 10 hPa-os szint (~31 km) hőmérsékletének zonális átlaga az é.sz. 80° mentén. A kék és zöld görbék az egyes ensemble tagokat jelentik, a szürke vonal az ensemble átlagát, míg a fekete a valóságban bekövetkezett értékeket jelöli az NCEP analízise alapján. Forrás: [9-S2S Project].

2.2.4. A modellezés részfolyamatai

Az évszakos előrejelző modelleknél nagy jelentőségük van azoknak a szisztematikus hibáknak, amelyek abból erednek, hogy a modellezett klíma nem állandó, a modell futtatása során idővel különböző mértékben már eltér a megfigyelt klímától. Ezt nevezzük a klímasodródás jelenségének (Götz, 2001). Ezeknek a szisztematikus hibáknak a nagyságrendje megegyezik az előrejelzendő évszakos anomáliákéval, következésképpen a modell eredményeit korigálni kell (Kiss, 2003). Ehhez a modell korábbi időszakokra szóló futásaiból egy megfelelő méretű statisztikát kell előállítani, amit aztán összehasonlítanak a korábbi mérésekkel (Troccoli, 2010). Az ilyen technika azért is hasznos, mert segítségével

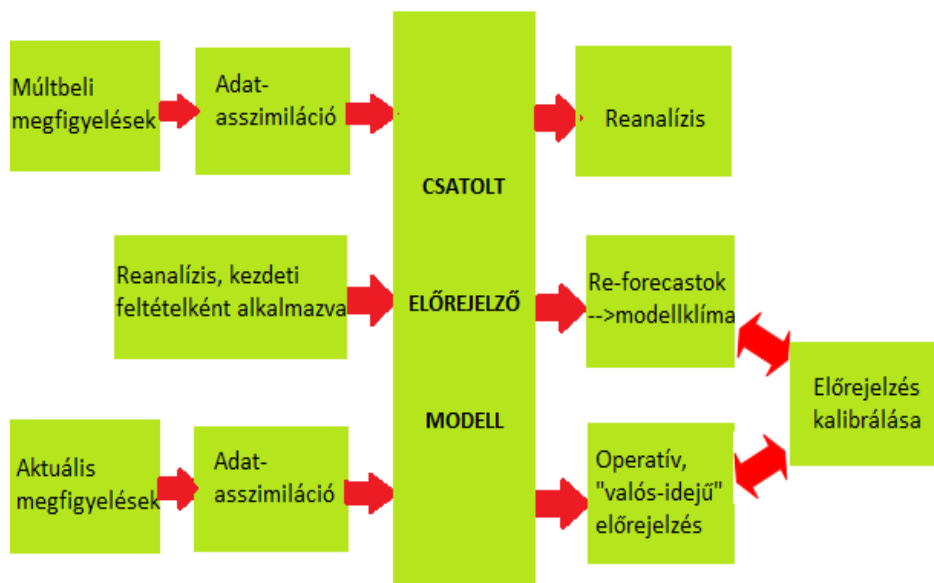
⁹<http://www.s2sprediction.net/>

¹⁰Bureau of Meteorology/Ausztrál Meteorológiai Hivatal

¹¹<http://poama.bom.gov.au/info/poama-2.html>

általában is képet kaphatunk a modell működésének megbízhatóságáról. A folyamat a következők szerint zajlik: az aktuálisan előrejelzésre használt modellverziót lefuttatják múltbeli időszakokra, ezeket a futásokat nevezik re-forecastoknak, vagy más szóval hindcastoknak, magyarul visszamenőleges futtatásoknak. Mivel a modell hibái évszakfüggőek, ezért a re-forecastokat is a korábbi éveknek az aktuális, valós-idejű előrejelzéssel megegyező hónapjából kell indítani. Azonban a re-forecastok létrehozása nagyon számításigényes, hiszen általában köztük is az ensemble módszer az elterjedt; illetve hosszabb idő alatt a megfigyelt klíma maga sem állandó. Ebből következően nem hajtják őket végre sok évtizedre visszamenőleg, hanem általában egy 15-30 éves időszak a jellemző (*Troccoli, 2010*). A re-forecastok eredményeinek sokéves átlagából végül egy ún. modellklímát állítanak elő. Azonban a visszamenőleges futtatásokat is több módon készíthetik el. Ha több évig egy fix modellverziót használnak, akkor elegendő őket egyszer lefuttatni az előrejelző rendszer létrehozásakor. Ha viszont folyamatosan fejlesztik a modellkomponenseket, akkor célszerű a re-forecastokat is rendszeresen elkészíteni, a valós-idejű előrejelzésekkel egy időben (*NRC, 2016*). Mindkét esetben szükség van megfelelő minőségű múltbeli megfigyelési adatokra, hogy azokból előállítsák a korábbi évekre vonatkozóan a modell kezdeti feltételeit (9. ábra) (*NRC, 2016*). Az ehhez szükséges adatokat az ún. reanalízisekből nyerik. Elkészítésükhöz szintén modellekre van szükség, hogy belőlük rövidtávú előrejelzéseket nyerjenek a kérdéses múltbeli időpontokra, melyeket aztán adatasszimilációs eljárások segítségével kombinálnak a múltból rendelkezésre álló megfigyelésekkel (*André et al., 2013*). Végül a visszamenőleges futtatások eredményeiből létrehozott modellklímát összehasonlítják egy megfigyelési adatokat tartalmazó adatbázissal, pl. a reanalíziseknek a megfelelő múltbeli évszakra vonatkozó mezőivel, ennek segítségével feltárhatják a modell hibáit (*NRC, 2016*). A hibák ismeretében kalibrálják az aktuálisan előrejelzendő évszakra vonatkozó nyers előrejelzést (9. ábra). Az így kapott eredményt tetszőleges megfigyelt időszak átlagértékeivel összevetve pedig megkapják az előrejelzett anomáliákat. Azonban a múltbeli megfigyeléseket nem kell szükségszerűen felhasználni a modell hibáinak korrigálásakor, mert az előrejelzett anomáliák az aktuális előrejelzési mezőknek a modellklímától vett eltéréseiből is előállhatnak. Ilyenkor azzal a jogos feltételezéssel élnek, hogy a szisztematikus hibákat a modellklíma és a valós-idejű előrejelzés is tartalmazza, így különbségüket véve azok kiszűrhetők (*Kiss, 2003*). Ilyen, a hibák hatásait csökkentő kalibrációs eljárásokkal részletesen foglalkozott a korábbiakban pl. *Szűcs (2009)*.

Évszakos előrejelzések készítésének folyamata



9. ábra: Csatolt modellekből származó évszakos előrejelzések folyamata során a modellek több produktumát is felhasználják, ezek az ábra egyes soraiban feltüntetett reanalízisek, re-forecastok és maguk az előrejelzett mezők (NRC, 2016 nyomán)

Az évszakos előrejelző rendszerek egyik lehetséges fejlesztése az előrejelző rendszerek egységesítésének folyamata lehet. Az egyes jelenségek, illetve azok hatásai, változékonyságuk hosszabb távú tendenciái átnyúlhatnak az egyes előrejelzési időskálák határain (középtávú, évszakos, évtizedes stb.). Ezért, ha különböző időtávokra azonos módszerekkel, azonos modellekkel próbáljuk meg leírni őket, az növelheti előrejelzésük hatékonyságát (NRC, 2016). Ezen megfontolásokat alkalmazzák pl. az ECMWF-nél az azonos modellkomponensekkel készülő középtávú, és a havi ensemble rendszerrel kapcsolatban.

3. Előrejelző rendszerek

3.1. Az ECMWF havi és évszakos előrejelző rendszere

Az Európai Középtávú Előrejelző Központ az első globális dinamikai alapú szezonális előrejelző rendszerét 1997-ben alkotta meg, melynek segítségével az 1997-98-as El Niño eseményt sikeresen tudták előrejelezni (*Molteni et al.*, 2011). Operatív módon pedig 1998 júniusa óta futtatnak 7 havi szezonális előrejelzést (*Lázár*, 2011). Egyhavi ensemble előrejelzéseket 2004 óta készítenek, ezek korábban a középtávú és az évszakos előrejelzésektől függetlenül álltak elő (*Lázár*, 2011). Mára azonban a középtávú, és a 46 napra kiterjesztett havi rendszert egységes módon készítik el. Az ensemble tagok száma mindkét rendszerben 51 (50 perturbált futás és az eredeti kiinduló adatokkal futó kontroll tag) (*Vitart et al.*, 2014; [10-ECMWF]).

2011 óta az évszakos előrejelzések negyedik generációja, a System 4 (a továbbiakban Sys4) fut operatíván. Az ekkor lecserélt System 3-hoz képest növelték az ensemble tagok számát, új óceán modellt kezdtek el alkalmazni, jelentősen megnövelték a csatolt modell légköri összetevőjének horizontális és vertikális felbontását. Ez utóbbi a sztratoszférikus folyamatok jobb leírása miatt fontos, melyeknek szerepe van az évszakos időskálán zajló változásokban. Jelenleg az évszakos előrejelző rendszerben az ECMWF légköri modelljének egy, a középtávú előrejelzésekhez korábban használt (36r4) verzióját alkalmazzák. A horizontális felbontás mintegy 0,7 fok (~80 km), míg a vertikális szintek száma 91, a modell teteje a 0,01 hPa-os szinten van. Az előrejelzéseket havonta egy alkalommal, minden hónap első napján kezdik futtatni, az adott hónap 8. napjára készülnek el. Emellett évente négy alkalommal hosszabb távra, 13 hónapra szóló ENSO előrejelzés is készül. A re-forecastokat az 1981–2010-es időszakra készítették el, 15 ensemble tagból állnak a 7 hónapra szóló előrejelzések és a 13 havi ENSO előrejelzések esetében is. A modell kontroll futásának kezdeti mezőjéhez az aktuális operatív módon készülő analízist, míg a re-forecastokhoz az ERA-Interim reanalíziseit használják (*Molteni et al.*, 2011). Az óceáni folyamatok előrejelzéséhez a NEMO¹² óceán modellt csatolják a légköri előrejelző rendszerhez. Ennek horizontális felbontása 1 fok körüli, és az Egyenlítő környékén nagyobb felbontással rendelkezik; a vertikális szintek száma 42, ebből 18 szint a felső 200 méteres rétegben található. Az óceán kezdeti állapotát 5 ensemble tagot tartalmazó analízissel írják le, mellyel figyelembe veszik a tengerfelszínre kifejtett szélnyomásban, az óceán mélyebb részének állapotában, és a mérőhálózat nem megfelelő eloszlásában rejlő

¹²Nucleus for European Modelling of the Ocean / Európai Óceáni Modellezés Köz(ép)pontja

bizonytalanságokat, valamint az SST-re is alkalmaznak perturbációkat (*Molteni et al.*, 2011). A modell kezdeti állapotát (hőmérséklet és sótartalom profilok, tengerszint-anomáliák) a valós idejű előrejelzések számára a NEMOVAR adatasszimilációs rendszerrel, illetve az ORTA-4¹³-gyel állítják elő, a re-forecastok készítéséhez az ORA-S4¹⁴-ből nyerik a kiindulási állapotot. Dinamikus tengerjég modellt nem csatolnak a rendszerhez, az első előrejelzési hónap során a jég kiindulási állapotát fokozatosan az elmúlt 5 év átlagértékeihez igazítják. A két modellkomponens közti csatolás során 3 órás intervallumokban történik interpoláció a légkör és a tenger határfelületén (*Molteni et al.*, 2011).

A 46 napra kiterjesztett havi előrejelző rendszerben az ensemble modellfuttatás minden hét hétfőjén és csütörtökén történik, a 15. napig 18 km-es, onnantól 36 km-es horizontális felbontással, 91 vertikális szinttel. A 11 tagú re-forecastokat is heti két alkalommal indítják, az elmúlt 20 évre vonatkozóan (*Vitart et al.*, 2014; [10-ECMWF]). Az óceáni folyamatokat szintén a NEMO-val modellezik, legújabb fejlesztésként dinamikus tengerjég-modellt is alkalmaznak (*Buizza et al.*, 2017). Az eredményeket sok más mellett heti bontású anomália-mezőkön is megjelenítik.

3.2. Hazai felhasználás

Ahogy a hazai analógiás előrejelzésnél már említésre került, Magyarországon az Országos Meteorológiai Szolgálatnál 2002 óta az ECMWF évszakos előrejelző rendszerének használatára álltak át. Ennek alapján havonta adnak ki előrejelzéseket. Az első három előrejelzési hónapra a várható két méteres havi átlaghőmérsékletet és havi csapadékmennyiséget az ország hat régiójára lebontva adják meg, de előrejelzést adnak a maximum és a minimum-hőmérséklet alakulására is. A második három előrejelzési hónapra már csak a havi előrejelzett értékek országos átlagát tüntetik fel [11-OMSZ]. Az évszakos mellett a havi ensemble rendszer eredményeit is felhasználják.

3.3. Az NCEP CFSv2 rendszere

Az amerikai NCEP CFSv2¹⁵ elnevezésű havi és évszakos előrejelző rendszere 2011 márciusa óta működik operatíván. A légköri modellkomponens a GFS¹⁶ középtávú modell 2007-es verziója, kb. 100 km-es horizontális felbontással és 64 vertikális szinttel, az óceáni

¹³Ocean Real Time Analysis System 4 / Valós Idejű Óceáni Analízis Rendszer 4. verziója

¹⁴Ocean Reanalysis System 4 / Óceáni Reanalízis Rendszer 4. verziója

¹⁵Climate Forecast System version 2 / Klíma Előrejelző Rendszer 2. verziója

¹⁶Global Forecast System / Globális Előrejelző Rendszer

komponens a MOM4¹⁷, 0,5 fokos (a trópusokon 0,25 fokos) horizontális felbontással és 40 vertikális szinttel, dinamikus tengerjég modellel összekötve (*Saha et al.*, 2014; *Chen et al.*, 2013). A valós idejű előrejelzés számára a CDAS¹⁸ adatasszimilációs rendszer, a re-forecastok számára a CFSR¹⁹ reanalízisek szolgáltatják a kezdeti mezőket a légkörre, az óceánra és a tengerjégre vonatkozóan. Egy, a szárazföldi felszíni folyamatokat leíró modellt is csatoltak a rendszerhez. Naponta 16 modellfuttatást hajtanak végre a CFSv2-vel: hat óránként indul 1-1 futás 9 hónapra előre, ezen kívül pedig perturbált futásokat alkalmaznak: 0 UTC-kor 3 db ilyen futás indul egy évszakra előre, 6, 12, 18 UTC-kor egyaránt 3-3 futás 45 napra. Az előrejelzési mezők készítésekor mindig az elmúlt 10 nap futásaiból alakítanak ki egy 40 tagú ensemble-t (*Chen et al.*, 2013). A 9 hónapig futó re-forecastok az 1982–2010 periódusra minden 5. napon 4 futásból, míg a 45 napig futók az 1999–2010 időszakra mindennap 4 futásból állnak (*Saha et al.*, 2014).

3.4. Az előrejelző modellek teljesítménye

Általánosságban elmondható, hogy az évszakos előrejelző modellek a megfigyelésekkel összehasonlítva sokkal jobban teljesítenek a trópusi területeken, mint a közepes vagy a magas szélességeken. Ezen belül is az óceánok felett jobb a beválás, mint a szárazföldi térségeken. Európa térségében pedig kifejezetten gyengébb teljesítményt nyújtanak a modellek (*Doblas-Reyes et al.*, 2013). A legjobb előrejelzések a trópusokon az ENSO két szélső fázisa idején készülnek, ezt a tényt a valós-idejű modellfuttatások vizsgálata mellett a visszamenőleges előrejelzésekkel végzett kísérletek is igazolják (*Kim et al.*, 2012). El Niño és La Niña időszakokban globálisan is javulnak a beválási mutatók a semleges évekhez képest (*NRC*, 2010), az ENSO-nak a Föld távolabbi térségeken megjelenő távkapcsolati hatásainak köszönhetően. Az előrejelzés megbízhatósága azonban attól is függ, hogy az év melyik szakaszában kezdjük futtatni a modelleket, pl. az ENSO események során több modellnél is a tavaszi időszakban indított előrejelzések a leggyengébbek (*Troccoli*, 2010; *Kim et al.*, 2012). A hőmérséklet előrejelzéseket tekintve fontos az, hogy a modellek az elmúlt évtizedek melegedő tendenciáját megfelelően kezeljék, mert sokszor ez már önmagában viszonylag sikeres évszakos prognózist eredményezhet (*Doblas-Reyes et al.*, 2013). Ebből a szempontból nagy jelentőségű az üvegházgázok mennyiségének pontos leírása a modellek kezdeti feltételeinek

¹⁷Modular Ocean Model / Elemes Óceán Modell

¹⁸Climate Data Assimilation System / Klíma Adatasszimilációs Rendszer

¹⁹Climate Forecast System Reanalysis / Klíma Előrejelző Rendszer Reanalízise

meghatározásakor, ez a legújabb előrejelző rendszerekben a re-forecastok futtatása során is megtörténik a koncentrációk trendjének figyelembevételével (*Molteni et al.*, 2011; *Saha et al.*, 2014).

Kim et al. (2012) a CFSv2 és a Sys4 modellek beválását hasonlította össze a téli hónapokra vonatkozóan az 1982–2010 időszak visszamenőleges előrejelzései alapján. Ennek során mindkét modell eredményeit összehasonlították az ERA-Interim és a CFSR reanalízis mezőkkel. Az ENSO-t és a trópusi SST anomáliákat mind a két modell meglehetősen jól jelezte előre. Az anomália korreláció értéke a Csendes-óceán Niño 3.4²⁰ régiójában a november eleji előrejelzésekben a téli hónapokra mindkét modellben eléri, illetve meghaladja a 0,85-ös értéket, ez egybevág a 2000-es évek közepén végzett elemzésekkel (*NRC*, 2010). Ugyanakkor mindkét modellnél akadtak szisztematikus hibák. Az egyik az ENSO események amplitúdójának felülbecslése, ami jellemzőbb a CFS esetében. A Sys4 a Csendes-óceán egyenlítői részén átlagosan a megfigyelnél hidegebb értékeket jelezte előre, ennek fő oka a csatolt modell légköri komponensében előrejelzett túl erős passzátszél a Csendes-óceán felett (*Molteni et al.*, 2011). A CFSv2 esetében az egyenlítői Csendes-óceán egy kisebb részén és nagyobb területen Dél-Amerika partjainál a megfigyelnél melegebb értékeket tapasztaltak. Mindkét modell a megfigyelnél hidegebb SST-t jelez előre a déli féltekén nagyobb területeken. A kétméteres hőmérséklet és a csapadék előrejelzéseket vizsgálva az általánosan érvényes megállapítások igazak mindkét modellre: a trópusokon és az óceánok felett jobb a beválás, mint a trópusokon kívül és a szárazföldre felett. Az ENSO fázisok globális távkapcsolati hatásait mindkét modell megfelelően szimulálta. A NAO előrejelzése nem mondható eredményesnek: az index megfigyelt idősorával a re-forecastok csak alacsony korrelációt mutatnak. Észak-Amerika és Európa – és így a Kárpát-medence – területén a téli hónapokra a hőmérséklet előrejelzése szintén nem túl sikeres (*Kim et al.*, 2012). Európában általában is gyengén teljesítenek az évszakos előrejelzések (*Doblas-Reyes et al.*, 2013; *Stockdale et al.*, 2017).

3.5. A 2015/16-os El Niño esemény előrejelzése évszakos modellekkel

A 2015/16-os El Niño egyike volt a három legerősebb ilyen eseménynek 1950 óta. Az összes, az ENSO jellemzésére használt csendes-óceáni régió SST anomáliája hasonló mértékű volt, mint az 1982/83-as és az 1997/98-as El Niño-k idején (*L'Heureux et al.*, 2016). Ezekkel összevetve különösen a nyugatabbi kulcsrégiókban volt erősebb az

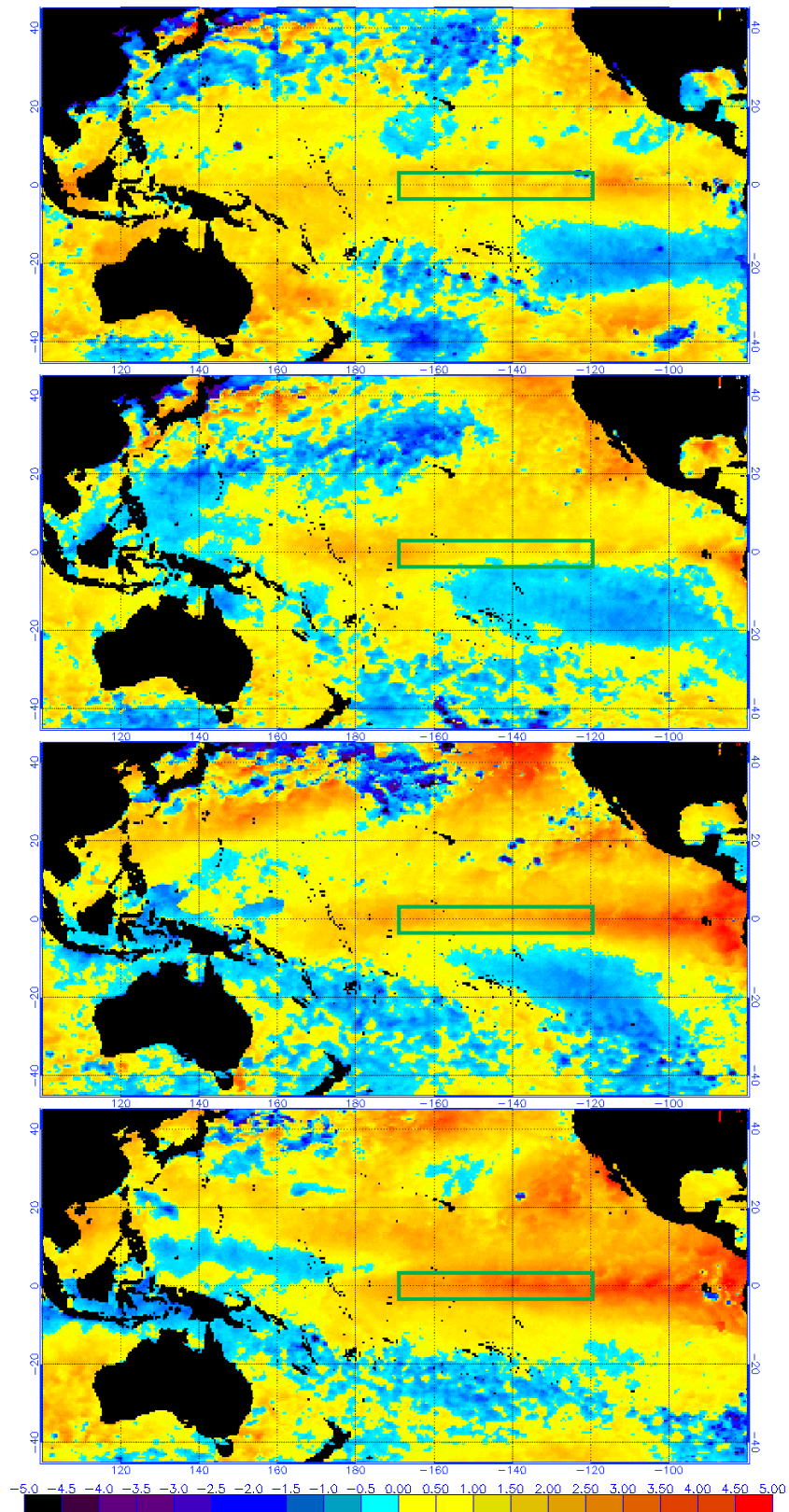
²⁰ A Niño 3.4 régió a Csendes-óceán 5°É - 5°D, ill. 170°Ny - 120°Ny közötti területét jelenti.

anomália, melynek maximális értéke 2015 novemberében a Niño 3.4 régióban (10. ábra) elérte a 3 fokot [12-ECMWF]. Ugyanakkor a SOI index negatív anomáliája, illetve a passzátszél nyugati irányúvá válása kevésbé volt erőteljes (*L'Heureux et al.*, 2016).

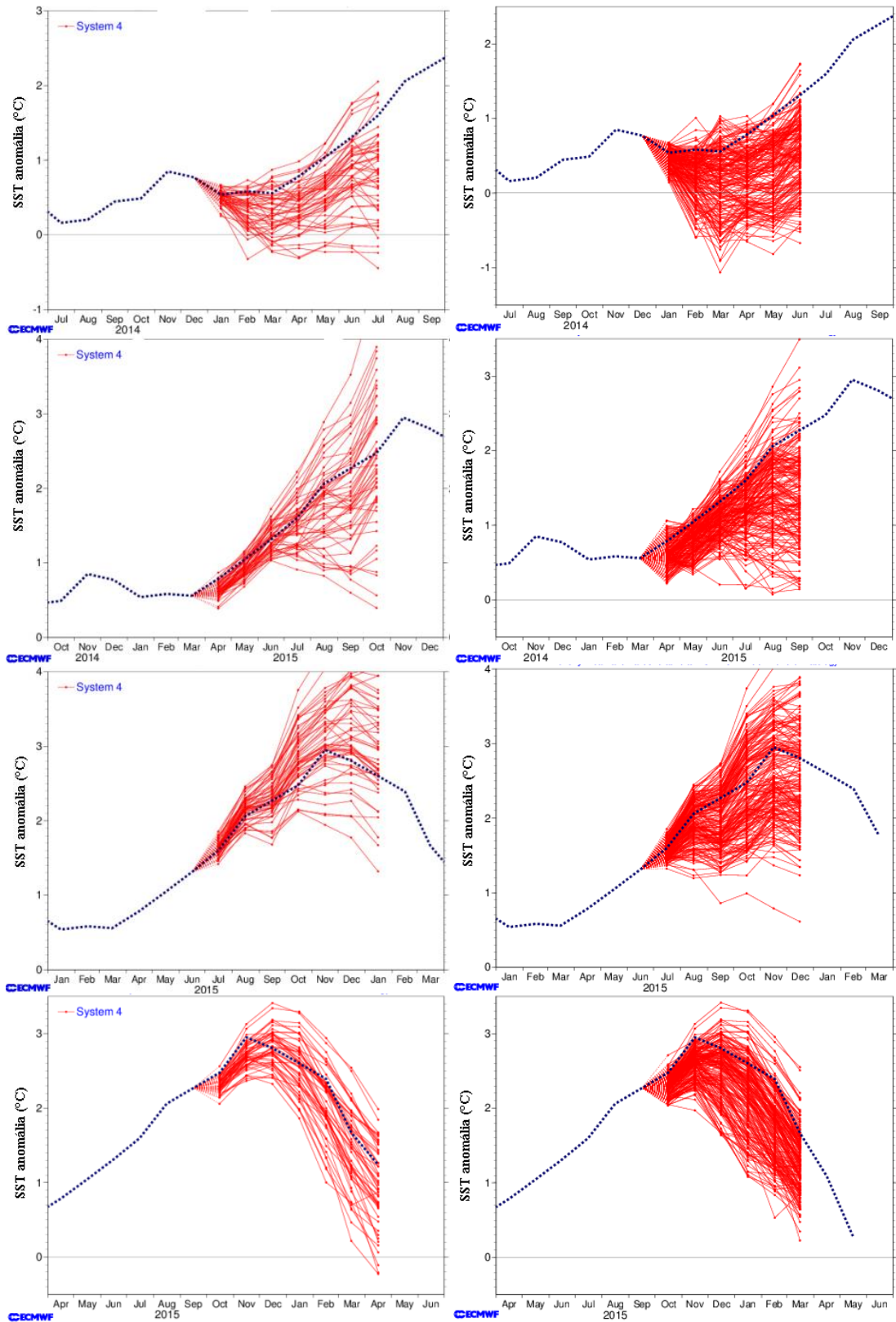
Az amerikai IRI²¹ statisztikai és dinamikus modellek eredményeit jeleníti meg multi-modellként fáklya diagramon, ami tartalmazza a Sys4 és a CFSv2 modelleket is. 2014/15 telén a modellek átlaga még csökkenő SST értékeket jelzett előre 2015 tavaszára és nyarára, a 2014-es semleges, de El Niño-hoz közeli értékekhez képest. Azonban a valóságban már tavasztól emelkedő tendencia következett be, ezzel együtt a modellek is egy jelentősebb El Niño eseményt valószínűsítettek. Így is a tavasz folyamán az év második felére előrejelzett átlaguk még alábecsülte az SST anomáliát, csak a 2015 nyarán indított futások esetében haladta meg a 2 fokot. Egyes modellek viszont, köztük a Sys4 is, már a tavasz folyamán felvetették ennek lehetőségét (11. ábra). Általános tapasztalat, hogy a statisztikai modellek a dinamikusoknál később jelezték a kiemelkedően erős El Niño lehetőségét. Az anomália korrelációt vizsgálva elmondható, hogy a 2015/16-os El Niño jobban előrejelezhető volt, mint az elmúlt 15 év kisebb eseményei (*L'Heureux et al.*, 2016).

A Sys4 modell és az ezt a CFSv2-vel, a brit és a francia évszakos modellekkel kiegészítő EUROSIP multi-modell fáklya diagramjai alapján hasonló következtetésekre juthatunk (11. ábra). A januárban induló előrejelzések tavaszra és nyárra a bekövetkezettnél átlagosan kisebb anomáliákkal számoltak. Az áprilisban indított futások már jelezték a 2 fokot meghaladó anomália lehetőségét, viszont megjelentek túlzó, 4 fokos eltérésekkel számoló ensemble tagok is. Ezeket az értékeket maguk az előrejelző központok is a modellekben szimulált nem-lineáris folyamatok miatt bekövetkező irreális eredményeknek szokták tekinteni [12-ECMWF]. A júliusi előrejelzésben még több ilyen tagot láthatunk, számuk azonban az esemény novemberi csúcspontja előtt egy hónappal kiadott előrejelzésben jelentősen csökken. Az egyedi Sys4 modelleredményt összehasonlítva a multi-modellel azt láthatjuk, hogy hasonlóan viselkedik a két rendszer, ha az egymás utáni kiindulási időponttal rendelkező futásokat nézzük. A multi-modell jobb teljesítménye inkább abban mutatkozik meg, hogy az irreálisan nagy anomáliákat mutató modellfutások hatásai csökkennek. Ez különösen a júliusi fáklya diagramon látványos, ahol a Sys4 előrejelzését melegebb irányba torzítják ezek az eredmények, míg az EUROSIP esetében a hűvösebb értékeket mutató hozzáadott ensemble tagok kiátlagolják az előrejelzett irreálisan nagy anomáliákat.

²¹International Research Institute for Climate and Society / Klíma és Társadalom Nemzetközi Kutatóintézete



10. ábra: Csendes-óceáni SST anomália (°C) analízis-mezők 2015. január, április, július és október hónapok első napjaiban. A zöld téglalap a Niño 3.4 régiót jelöli. Forrás: [1-NOAA].



11. ábra: A System 4 (bal oldal) és az EURO-SIP (jobb oldal) rendszerek előrejelzett SST anomáliái (az 1981–2010-es éghajlati átlaghoz képest) a Niño 3.4 régióra, fáklya diagramokon. A futások kiindulási időpontja fentről lefelé: 2015. január, április, július, október hónapok első napja. A kék vonal a megfigyelt értékeket jelöli. Forrás: [13-ECMWF].

Összefoglalás

Dolgozatomban áttekintettem a ma használt évszakos előrejelző rendszerek tulajdonságait. Az elmúlt évtizedek fejlődése nyilvánvaló a meteorológia ezen területén, ám a további fejlesztések elengedhetetlenek. Ehhez segítségünkre lehet a távkapcsolatok mögött rejlő összefüggések pontos leírása, majd ezek beépítése a modellekbe. Ahogy például a sztratoszféra esetében láttuk, a felbontás finomítása jelentős előnyökkel járhat az ilyen folyamatok szimulációja során. Ez pedig növeli az előrejelezhetőséget, köszönhetően a folyamatok időben késleltetett felszín közeli hatásainak. A nagyobb felbontás alkalmazása számos előnnyel jár más jelenségek leírásakor is, és ez nem csak a légköri modellkomponensre igaz. További pozitív hatása van annak, ha az éghajlati rendszer minél több elemét figyelembe vesszük az előrejelzés készítésekor, és egységes modellbeállítással dolgozunk a különböző időtávokon. Az ECMWF már tervezi szezonális rendszerének frissítését (*Stockdale et al.*, 2017), ebben a felsorolt fejlesztési lehetőségeket mind alkalmazzák majd: növelik a felbontást, dinamikus tengerjég modellt terveznek használni, és a havi rendszerhez jobban fog igazodni az évszakos rendszer.

A legutóbbi nagy El Niño esemény példáján látható volt, hogy a trópusi folyamatokat már meglehetősen magabiztosan képes a meteorológus szakma prognosztizálni. Köszönhető ez a jelenségeket kiváltó mechanizmusok intenzív kutatásának, a modellek fejlesztésének, és nem utolsósorban az óceáni megfigyelő rendszer – a dolgozatban is bemutatott – jelentős kibővítésének.

Európában, így hazánk térségében is – mint ahogy azt a modellek teljesítményét összehasonlító részben láttuk – általában alacsonyabb beválásúak az évszakos előrejelzések, pedig a kontinensünket erőteljesen érinteni fogják a klímaváltozás hatásai, ezért különösen fontos erre felkészülni. A távoli területek aktív távkapcsolati jelenségeinek a térségünkben megjelenő hatásait (pl. az AO-ra, NAO-ra) is igyekeztem röviden bemutatni. Ezen a területen további intenzív kutatásokra van szükség, abban a reményben, hogy javítható lesz a prognózisok beválása.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretném köszönetemet kifejezni témavezetőimnek, Dr. Pieczka Ildikónak és Soósné Dr. Dezső Zsuzsannának, akik hasznos szakmai észrevételeikkel, tanácsaikkal folyamatosan segítettek szakdolgozatom elkészítését.

Köszönöm továbbá családomnak és barátaimnak, hogy tanulmányaim során mindvégig támogattak és kitartásra ösztönöztek.

Irodalomjegyzék

- André, K., Balogh, M., Baranka, Gy., Bozó, L., Bölöni, G., Grosz, B., Gyöngyösi, A.Z., Horányi, A., Lagzi, I. L., Leelőssy, Á., Mészáros, R., Mile, M., Szépszó, G., Szűcs, M., Tasnádi, P., Weidinger, T., 2013: Alkalmazott számszerű előrejelzés: numerikus időjárási és csatolt modellek a gyakorlatban, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 247 p.
- Baldwin, M. P., Dunkerton, T. J., 2001: Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, 294, 581-584.
- Barcza, Z., Bartholy, J., Bihari, Z., Lakatos, M., Mészáros, R., Pieczka, I., Pongrácz, R., Práger, T., Radics, K., 2013: Klímaváltozás, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 180 p.
- Bartholy, J., Práger, T., 1998: Közép és hosszú távú meteorológiai előrejelzés: módszerek, korlátok, új lehetőségek, *Természet Világa*, 1998./I. különszám, 50-56.
- Bartholy, J., Geresdi, I., Matyasovszky, I., Mészáros, R., Pongrácz, R., 2010: A meteorológia alapjai, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 158 p.
- Boer, G. J., Hamilton, K., 2008: QBO influence on extratropical predictive skill. *Climate Dynamics*, 31, 987-1000.
- Buizza, R., Bidlot, J. R., Janousek, M., Keeley, S., Mogensen, K., Richardson, D., 2017: New IFS cycle brings sea-ice coupling and higher ocean resolution, *ECMWF Newsletter*, No. 150, 14-17.
- Butler, A. H., Seidel, D. J., Hardiman, S. C., Butchart, N., Birner, T., Match, A., 2015: Defining sudden stratospheric warmings. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(11), 1913-1928.
- Cane, M. A., Zebiak, S. E., Dolan, S. C., 1986: Experimental forecasts of El Niño. *Nature*, 321, 827-832.
- Charlton, A. J., Polvani, L. M., 2007: A New Look at Stratospheric Sudden Warmings. Part I: Climatology and Modeling Benchmarks. *Journal of Climate*, 20, 449-469.
- Chen, M., Wang, W., Kumar, A., 2013: Lagged ensembles, forecast configuration, and seasonal predictions. *Monthly Weather Review*, 141, 3477-3497.
- Doblas-Reyes, F. J., García-Serrano, J., Lienert, F., Biescas, A.P., Rodrigues, L. R. L., 2013: Seasonal climate predictability and forecasting: status and prospects, *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 4, 245-268
- Fischer, E. M., Seneviratne, S. I., Vidale, P. L., Lüthi, D., Schär, C., 2007: Soil moisture-atmosphere interactions during the 2003 European summer heat wave. *Journal of Climate*, 20, 5081-5099.
- Götz, G., Rákóczi F., 1981: A dinamikus meteorológia alapjai. Tankönyvkiadó, Budapest, 475 p.
- Götz, G., Kaba, M., 1986: A havi és évszakos előrejelzések elméleti alapjai és gyakorlati módszerei, OMSZ kisebb kiadványai, 59.szám, Országos Meteorológiai Szolgálat Budapest, 269 p.

- Götz, G., 2001: Káosz és prognosztika. Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 490 p.
- Götz, G., 2002: Az ensemble előrejelzések elmélete és gyakorlata. In 28. Meteorológiai Tudományos Napok, A meteorológiai előrejelzések és alkalmazásai, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 7-23.
- Horányi, A., Szépszó, G., Szűcs, M., 2013: Valószínűségi előrejelzések: áldás vagy átok?, Természet Világa, 2013/II. különszám, 56-61.
- Hurrell, J. W., Y. Kushnir, M. Visbeck, G. Ottersen, 2003: An overview of the North Atlantic Oscillation. In The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact, Geophysical Monograph Series, 134, American Geophysical Union, 1–35.
- Ihász, I., 2016: Az időjárás előrejelezhetősége egy héten túl, Természet Világa, 147, 21-24.
- Kalnay, E., 2003: Atmospheric modeling, data assimilation and predictability, Cambridge University Press, New York, 341 p.
- Kim, H. M., Webster, P. J., Curry, J. A., 2012: Seasonal prediction skill of ECMWF System 4 and NCEP CFSv2 retrospective forecast for the Northern Hemisphere Winter. *Climate Dynamics*, 39(12), 2957-2973.
- Kiss, G., 2003: Szezonális előrejelzések, In 28. Meteorológiai Tudományos Napok, Az időjárás numerikus előrejelzése, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest, 145-156.
- Lázár, D., 2011: Az ECMWF ensemble dekád és havi fáklya előrejelzések verifikációja. Szakdolgozat, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 52 p.
- L'Heureux, M. L., Takahashi, K., Watkins, A. B., Barnston, A. G., Becker, E. J., Di Liberto, T. E., Mosquera-Vásquez, K., 2016: Observing and Predicting the 2015-16 El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Early Online Release. BAMS-D-16-0009.1
- Maller, A., 2004: Befejződött az analógiás távelőjelzés, *Légkör*, 49(1), 2-6.
- Marshall, A. G., Scaife, A. A., 2010: Improved predictability of stratospheric sudden warming events in an atmospheric general circulation model with enhanced stratospheric resolution. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D16).
- McPhaden, M. J., Ando, K., Bourles, B., Freitag, H. P., Lumpkin, R., Masumoto, Y., V. S. N. Murty, V. S. N., Nobre, P., Ravichandran, M., Vialard, J., Vousden, D., Yu, W., 2010: The global tropical moored buoy array. *Proceedings of OceanObs*, 9, 668-682.
- Molteni, F., Stockdale, T., Balmaseda, M., Balsamo, G., Buizza, R., Ferranti, L., Magnusson, L., Mogensen, K., Palmer, T., Vitart, F., 2011: The new ECMWF seasonal forecast system (System 4). ECMWF Research Department Technical Memorandum No. 656, 49 p.

- National Research Council (NRC), 2010: Assessment of Intraseasonal to Interannual Climate Prediction and Predictability. The National Academies Press, Washington, D.C., 193 p.
- National Research Council (NRC), 2016: Next Generation Earth System Prediction: Strategies for Subseasonal to Seasonal Forecasts. The National Academies Press, Washington, D.C., 335 p.
- Saha, S., Moorthi, S., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Behringer, D., Hou, Y., Chuang, H., Iredell, M., Ek, M., Meng, J., Yang, R., Mendez, M. P., Dool, H. V. D., Zhang, Q., Wang, W., Chen, M., Becker, E., 2014: The NCEP climate forecast system version 2. *Journal of Climate*, 27(6), 2185-2208.
- Stockdale, T., Balmaseda, M., Ferranti, L., 2017: The 2015/2016 El Niño and beyond. *ECMWF Newsletter*, No. 151, 16-21.
- Szépszó, G., 2014 A REMO regionális éghajlati modellen alapuló klímadinamikai vizsgálatok a Kárpát-medence éghajlatának jellemzésére. Doktori értekezés. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 162 p.
- Szűcs, M., 2009: Évszakos előrejelzések kalibrációja és verifikációja, Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 79 p.
- Thompson, D. W., Wallace, J. M., 2001: Regional climate impacts of the Northern Hemisphere Annular Mode. *Science*, 293, 85-89.
- Troccoli, A., 2010: Seasonal climate forecasting. *Meteorological Applications*, 17, 251-268.
- Vitart, F., Balsamo, G., Buizza, R., Ferranti, L., Keeley, S., Magnusson, L., Molteni, F., Weisheimer, A., 2014: Sub-seasonal predictions. ECMWF Research Department Technical Memorandum No. 738, 47 p.
- Wallace, J. M., 2000: On the Arctic and Antarctic oscillations. In *Lecture from the 2000 NCAR Advanced Studies Program Summer Colloquium on Dynamics of Decadal to Centennial Climate Variability*. Eds: Eric De Weaver, Michael Palmer. http://research.jisao.washington.edu/wallace/ncar_notes/
- Waugh, D. W., Sobel, A. H., Polvani, L. M., 2016: What Is the Polar Vortex, and How Does it Influence Weather?. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98, 37-44.
- Zhang, C., 2005: Madden-Julian oscillation. *Reviews of Geophysics*, 43(2), 1-36.
- Zhang, C., 2013: Madden-Julian oscillation: Bridging weather and climate. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(12), 1849-1870.
- Zsilinszki, A., 2014: A 2012-13-as tél szinoptikus sajátosságainak értékelése NAO, AO távkapcsolat elemzések bevonásával. Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 76 p.

Internetes Források:

- [1-NOAA]: <http://www.ospo.noaa.gov/Products/ocean/sst/anomaly/2015.html>
- [2-NOAA]: <http://www.pmel.noaa.gov/elNiño/impacts-of-el-Niño>
- [3-North Carolina State University]: http://climate.ncsu.edu/secc_edu/images/NAO2.jpg
- [4-NOAA]: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/MJO_summary.pdf
- [5-University of Albany]: http://www.atmos.albany.edu/student/ventrice/real_time/timeLon/r.anom.90.5S-5N.gif
- [6-ARGO]: <http://www.argo.ucsd.edu>
- [7-NOAA]: <http://www.pmel.noaa.gov/gtmba/mission>
- [8-ECMWF]: <https://software.ecmwf.int/wiki/display/S2S/Models>
- [9-S2S Project]: <http://gpvjma.ccs.hpc.jp/S2S/>
- [10-ECMWF]: <http://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2016/16924-evaluation-ecmwf-forecasts-including-2016-resolution-upgrade.pdf>
- [11-OMSZ]: http://www.met.hu/omsz/tevekenysegek/idojaras_eforejelzes/kiadvanyok/index.php
- [12-ECMWF]: <http://www.ecmwf.int/en/about/media-centre/news/2016/how-predictable-was-current-el-Niño>
- [13-ECMWF]: <http://www.ecmwf.int/en/forecasts/charts/seasonal/Niño-plumes-public-charts-long-range-forecast>