

A sokasági éghajlati szimulációk alkalmazása az Arktisz cirkulációs viszonyainak vizsgálatára

DIPLOMAMUNKA



Készítette:

Topál Dániel

Meteorológus mesterszak,
Éghajlatkutató szakirány

Témavezetők:

Dr. Haszpra Tímea

ELTE TTK Elméleti Fizikai Tanszék

Dr. Herein Mátyás

ELTE TTK Elméleti Fizikai Tanszék
MTA-ELTE Elméleti Fizikai Kutatócsoport

Konzulensek:

Prof. Tasnádi Péter

ELTE TTK Meteorológiai Tanszék

Prof. Qinghua Ding

University of California, Santa Barbara

Prof. Jonathan Mitchell

University of California, Los Angeles

Eötvös Loránd Tudományegyetem Földrajz- és Földtudományi Intézet

Meteorológiai Tanszék

2019

Tartalom

Kivonat	2
1. Bevezetés: irodalmi áttekintés	4
1.1. Az Arktisz kiemelt szerepe.....	4
1.2. Az Arktikus Oszcilláció és távkapcsolatai.....	4
1.3. A jeges-óceáni tengerjég és belső változékonysága.....	5
1.4. Vizsgálataim motivációja: a várható változások bizonytalansága	6
1.5. Munkám jelentősége	7
2. Adat és módszer	8
2.1. A vizsgálat matematikai megalapozása: a sokasági éghajlati szimulációk	8
2.2. Reanalízis és megfigyelt tengerjég adatok.....	9
2.3. Alkalmazott klímamodellek: 3 sokasági szimuláció és 31 CMIP5 modell	9
2.4. Forgatókönyvek	10
2.5. EOF és PEOF analízis.....	11
2.6. Gyors-mínusz-lassú kompozit	13
2.7. Időskálák.....	15
2.8. Alkalmazott szoftverek	15
3. Eredmények és Diskusszió	17
3.1. Az Arktikus Oszcilláció és a hozzá kapcsolódó téli távkapcsolati jelenségek időfejlődése klímaváltozás hatására	17
3.1.1. A hagyományos szemlélet hátrányai.....	17
3.1.2. A sokaságkép és a PEOF előnyei.....	18
3.1.3. Az AO-felszínhőmérséklet távkapcsolat mérőszámai	19
3.1.4. Az AO-felszínhőmérséklet távkapcsolat időfejlődése	22
3.1.5. Összefoglalás és kitekintés.....	24
3.2. A nyári nagy térségi cirkuláció hatása a tengerjég minimum kiterjedésére: a belső változékonyság szerepe az Arktiszt érintő megfigyelt változásokban	25
3.2.1. A szeptemberi tengerjég változékonysága: múlt és jövő.....	25
3.2.2. A cirkuláció–tengerjég csatolás: megfigyelt és modellezett kapcsolat	27
3.2.3. A cirkuláció–tengerjég csatolás távoli, Pacifikus kényszerei	36
3.2.4. Összefoglalás	39
4. Összefoglalás	40
Köszönetnyilvánítás	42
Irodalomjegyzék	43

Kivonat

Az elmúlt évtizedekben tapasztalható éghajlatváltozás során az Arktisz területén a földi átlagnál 2-2,5-szer nagyobb mértékű melegedést mutattak ki, melynek leglátványosabb következménye a jeges-óceáni tengerjég kiterjedésének drasztikus zsugorodása. Az Arktiszt érintő éghajlatváltozás mind pontosabb dinamikájának megértése, ennek részeként az emberi tényező és az éghajlat természetes változékonyságának relatív szerepének meghatározása az utóbbi évek leginkább kutatott témái közé tartoznak az éghajlatkutatásban. Dolgozatom céljaként az Arktiszt érintő cirkulációs változások elemzését tűztem ki, melyhez a legmodernebb, ún. sokasági éghajlati szimulációkat alkalmazom, melyek lehetőségek biztosítanak arra, hogy az éghajlat természetes belső változékonyságát külön válasszuk az éghajlatdinamikai rendszerre külső kényszerként hatást gyakorló antropogén és egyéb kényszerektől (pl. vulkánkitörések).

Dolgozatom eredményeit két részben ismertetem. Az első részben a téli negyedév legprominensebb cirkulációs jelenségének, az Arktikus Oszcillációnak (AO) példáján egy nemrégiben, a disszipatív kaotikus dinamikájú rendszerekben fellépő, nem stacionárius időfejlődésű jelenségekre kidolgozott elméleti megközelítés, az ún. pillanatkép attraktorokon alapuló vizsgálat segítségével bemutatom, hogy a klímaváltozás hatására a légkör belső változékonysága is szignifikáns módon változhat. Dolgozatomban az AO-ra elsőként alkalmazott ún. pillanatkép empirikus ortogonális függvény (EOF) analízis során lehetőség nyílik a klímaváltozás AO-ra gyakorolt hatásának pillanatnyi vizsgálatára a sokaság felett minden időpillanatban számolt EOF analízis keretében.

Eredményeim második részében a nyári negyedévben megfigyelt cirkulációs viszonyok hatását elemzem a rákövetkező szeptemberi jeges-óceáni tengerjég minimum kiterjedésére szintén a sokasági éghajlati szimulációk alkalmazásával. A műszeres mérések 1979-2012 között a június–július–augusztus (JJA) időszakban egy regionális barotróp anticiklon felépülését jelzik Északkelet-Kanada és Grönland felett egészen a 200 hPa geopotenciál (Z200) szintig, mellyel együtt a felszíni levegő melegedését és nedvességtartalmának növekedését regisztrálták. Megmutatom, hogy a *Ding és mtsai.* (2019) cikkében felvázolt elmélet, miszerint az 1979 óta megfigyelt nyári sarki tengerjég olvadása ezen légköri cirkulációs jelenséghez kapcsolható – mely ráadásul 40-50%-ban az éghajlat természetes belső változékonyságából származik, függetlenül az antropogén kényszertől –, helytáll számos jelenleg létező klímamodellben. Azonban, vizsgálataim felhívják a figyelmet arra, hogy a klímamodellek jelentősen alulbecslik a megfigyelt

idősorban kimérhető cirkuláció–tengerjég csatolás mind lokális arktiszi, mind pedig távoli trópusi eredetű légköri kényszereit. A fentiek tükrében annak megbecsülése, hogy a belső változékonyság mekkora mértékben járulhat hozzá a megfigyelt múltunkban tapasztalt tengerjég olvadáshoz, a jelenlegi klímamodelljeinkkel egyelőre nehezen megvalósítható/számszerűsíthető, illetve a modellek esetleges pontosítása szükséges lehet.

Eredményeim összességében (i) felhívják a figyelmet a sokasági éghajlati szimulációk széleskörű alkalmazási lehetőségeire a nagytérségi dinamikus meteorológiai kutatásokban, (ii) rávilágítanak az újszerű tényre, miszerint az AO és a hozzá kapcsolódó téli távkapcsolati jelenségek az évszázad végéig szignifikáns változásokat szenvedhetnek, valamint, (iii) hogy a nyári negyedévben az Arktisz területén tapasztalt változások a korábban gondoltnál nagyobb mértékben származhatnak természetes belső változékonyságból, melynek számszerűsítésére a jelenlegi klímamodelljeink egyelőre alkalmatlannak bizonyulnak. Kutatásom alapvetően hozzájárul a sarki légkördinamikai változások megértéséhez, melynek mind pontosabb ismerete a felgyorsult klímaváltozás következtében mindinkább sürgető.

1. Bevezetés: irodalmi áttekintés

1.1. Az Arktisz kiemelt szerepe

Az Északi-sark és térsége, az Arktisz az utóbbi évtizedekben tapasztalt felgyorsult változások hatására a globális éghajlatváltozás szimbólumává vált (*Sereze és Francis, 2006; Vaughan és mtsai., 2013*). A tudományos közösség határozott álláspontra jutott, miszerint a megfigyelt változások hátterében nagymértékben az antropogén üvegházgáz (ÜHG) kibocsátás és az annak tulajdonítható pozitív visszacsatolási mechanizmusok, a kollektívan Arktikus Felerősödésnek (Arctic Amplification) nevezett hatások állnak (*Deser és mtsai., 2010; Simmonds, 2015; Notz és Stroeve, 2016; Screen és Simmonds, 2010; Screen és mtsai., 2018; Jahn, 2018*). Ugyanakkor az utóbbi években egyre inkább elfogadottá vált, hogy az éghajlati rendszer természetes belső változékonysága is hasonlóan szerepet játszhat egy-egy állapotátározó, vagy változó pl. a tengerjég évről-évre egyre csökkenő minimum kiterjedésének változékonyságában (*Day és mtsai., 2012; Zhang, 2015; Notz és Marotzke, 2012; England és mtsai., 2019*). Mindezek ellenére a belső változékonyság relatív szerepének mértéke, illetve a mögöttes fizikai mechanizmusok pontos volta még vitatott, ami jelentős bizonytalansággal terheli az évtizedes időskálájú éghajlati előrejelzéseinket.

A sarki változások mind pontosabb megértése kulcsfontosságú, hiszen az Arktisz a légköri cirkulációs rendszer egyik motorja, melyet alapvetően a jellemző fizikai mennyiségek gradiense szabályoz. Az egymástól nagy távolságra elhelyezkedő földrajzi régiók légköri mozgásrendszerei általában nem függetlenek egymástól, hiszen a légkör mint kontinuum közeg hullámmozgás formájában az állapotátározók fluktuációt mintegy közvetíti, ezáltal egy adott földrajzi helyen bekövetkező változás egy, a forrásrégiótól akár több ezer kilométer távolságban fekvő terület légköri helyzetére is hatással lehet.

Diplomamunkámban sokasági éghajlati szimulációk alkalmazási lehetőségeire mutatok példákat az Arktisz, mint a klímaváltozás szempontjából kiemelt fontosságú terület, nagyterségi cirkulációhoz kapcsolható jelenségeinek vizsgálatával.

1.2. Az Arktikus Oszcilláció és távkapcsolatai

Azon jelenségeket, melyek Földünk távoli régióinak éghajlati/időjárás viszonyai között fizikai kapcsolatot létesítenek, légköri távkapcsolatoknak nevezzük. Az északi félteke legprominensebb távkapcsolati jelensége az Arktikus Oszcilláció (AO), mely a széles körben ismert Észak-atlanti Oszcilláció teljes északi félgömbre kiterjedő változata. Az AO-t a hagyományos definíció szerint a tengerszinti légnyomáson (SLP) a 20. északi szélességtől északra végzett Empirikus Ortogonális Függvény (EOF) analízis vezető

módusaként, az AO-indexet pedig a hozzá tartozó első főkomponens idősor alapján definiálják (Kutzbach, 1970; Thompson és Wallace, 1998; Yeo és mtsai., 2017). Az AO a légnyomás meridionális dipólus szerkezetét jellemző kétfázisú rendszer, mely fázisok a poláris örvény erősségével hozhatóak kapcsolatba – az AO tehát a poláris örvény földfelszíni reprezentációjának is tekinthető (Thompson és Wallace, 1998; Wang és Chen, 2010). Pozitív AO-index esetén a poláris örvény a talajszinttől egészen a sztratoszféra alsó szintjéig megerősödik. Ez a zonalitást erősíti és a hideg sarki levegőt a sarkok környékén bezárva tartja. A negatív AO index a poláris örvény gyengülésére utal, melynek következménye, hogy a jellemző körkörös áramlatok helyett a jetstream „behullámzik” és meridionális irányú légmozgások veszik át az uralmat (Thompson és Wallace, 1998).

A szakirodalom bővelkedik olyan tanulmányokban, melyek az AO-t a közepes szélességek főként téli félévi időjárási jelenségeivel hozzák kapcsolatba szerte az északi félgömbön (Francis és Vavrus, 2012; Barnes, 2013; Francis, 2015; Cohen és mtsai., 2014; Screen és Simmonds, 2013; Cohen és Saito, 2003). Az AO időjárás-szabályozó hatását már régóta ismerik és használják is a középtávú előrejelzések során pl. Északkelet-Amerikában vagy Észak-Európában (Hurrell, 1995; Wallace és Gutzler, 1980; Wettstein és Mearns, 2002), de akár a Kárpát-medencében is (Babolcsai, 2011). Annak ellenére, hogy az AO-t belső változékonyságból származó jelenségnek tekinthetjük, számos olyan kutatás látott napvilágot, melyeknek szerzői sikeresen találtak olyan mechanizmusokat, melyek modulálhatják az AO-t évszakos vagy akár évtizedes időskálán. Ilyen például a trópusi óceán felszíni hőmérséklet-ingadozása (Dai és Tan, 2017; Yu és Lin, 2016; L’Heureux és mtsai., 2017) vagy az északi félteke őszi-kora téli hóborítottsága (Gong és mtsai., 2002; Allen, 2011; Cohen és mtsai., 2012; Henderson és mtsai., 2018) épp úgy, mint a tengerjég változékonysága (Wang és mtsai., 2017).

1.3. A jeges-óceáni tengerjég és belső változékonysága

A tengerjég a krioszféra egyik legfontosabb tényezője, melynek kiterjedésének jelentős éven belüli változékonysága a besugárzás mértékének megfelelően alakul: maximumát adott év márciusában, minimumát pedig szeptemberben éri el (Notz és Stroeve, 2016). A tengerjég várható kiterjedésének előrejelzése szerte a világon motiválja a kutatócsoportokat, hiszen az óceán felszínén kialakuló vékony jégréteg határfelületként viselkedik, melynek dinamikája messze nem triviális.

A tengerjég változékonyságának alapvető tényezői között az ÜHG koncentrációk növekedése okozta antropogén kényszer mellett jelentős szerepet játszik az éghajlati

rendszer belső változékonysága is, mely éppúgy származhat óceáni (Zhang, 2007;2015; Tokinaga, 2016), mint légköri eredetű folyamatokból (Swart és mtsai., 2015; Notz, 2014; Ding és mtsai., 2017; Wernli és Papritz, 2018). A legfrissebb tanulmányok a Kelet-Közép csendes-óceáni térségből származó tengerfelszín hőmérséklet (SST) változékonyságát sikerrel kapcsolták az Arktisz felszínhőmérséklet és tengerjég viszonyaihoz (Ding és mtsai., 2019, Screen és Deser, 2019). Meehl és mtsai. (2018) szerint azonban a nyári tengerjég inkább a trópusi atlanti térség SST viszonyaira érzékeny. Screen és Deser (2019) nemrég megjelent cikkükben a Csendes-óceán térségéből származó arktiszi tengerjeget befolyásoló kényszerekről írnak. Javaslatuk szerint az ún. Évtizedes Pacifikus Oszcilláció (Interdecadal Pacific Oscillation) – ami a csendes-óceáni SST 15-30 éves természetes változékonysága – jelenlegi meleg fázisba való áttérése felgyorsult arktiszi felmelegedést vetít előre annak ellenére, hogy Ding és mtsai. (2019) már korábban jelezték, hogy a Screen és Deser (2019) által használt modell hibás előjellel adja vissza a trópus–Arktisz távkapcsolatot. A megfigyelések szerint ugyanis a trópusi SST negatív anomáliája hozható kapcsolatba az arktiszi erősebb felmelegedéssel, míg a jelenleg használt legtöbb klímamodell a pozitív trópusi SST anomáliát hozza összefüggésbe a sarki felmelegedéssel. Ezen modellhiba jelentős mértékben megnöveli az Arktiszt érintő változások bizonytalanságát, így a tengerjég évtizedes skálájú előrejelzését is komolyan megnehezíti.

1.4. Vizsgálataim motivációja: a várható változások bizonytalansága

Diplomamunkám indíttatását az előbb említett, és ehhez hasonló nyitott kérdések adják. Arra a kérdésre sem létezik egységes válasz, hogy az utóbbi évtizedekben felismert és detektált éghajlatváltozás milyen módon és mekkora mértékben változtathatja meg az eddig jól ismert, megfigyeléseken alapuló légköri oszcillációs jelenségeket több évtizedes időskálán. Ellentmondásos hipotézisek is születtek az AO jövőbeni változásai kapcsán, korábbi tanulmányok például az AO-indexben tapasztalt pozitív trendet a poláris örvény erősödéséhez kötötték (Fyfe és mtsai., 1999), mely a legutóbbi IPCC jelentés szerint a jövőben is fennmarad (Vaughan és mtsai., 2013). Emellett a téli félévire fókuszáló kutatások szerint az ún. pozitív tengerjég–albedó visszacsatolás révén az olvadó tengerjég helyét átvevő, relatíve sötétebb tengerfelület a nyár folyamán extra energiát képes elnyelni, mely a sarki éjszaka beállta után a légkörbe kisugárzódva meggyengítheti a poláris örvényt és hidegbetörésekkel tarkított teleket okozhat Észak-Európában (Labe és mtsai., 2018; Cohen és mtsai., 2012). Azonban, Screen (2017) tanulmánya e hatást sokaság alapú modellkísérletek elvégzése után nem találta annyira erősnek, mint az egyébként hosszútávon

az üvegházgázok sugárzási kényszer növelő hatásának következtében várható melegedvekiót Szibéria felől Észak-Európa felé a téli félévben. Mindezek fényében az AO klímaváltozás hatására bekövetkező változásai körüli bizonytalanság csökkentése érdekében újabb, részletesebb és matematikailag korrektül megalapozott vizsgálatokra van szükség.

1.5. Munkám jelentősége

Diplomamunkámban a legmodernebb sokasági éghajlati szimulációk alkalmazására mutatok két példát. Bemutatom, hogy a sokaság képbén az éghajlati rendszer természetes belső változékonyságból származó AO és egy hozzá kapcsolódó távkapcsolati jelenség időbeli fejlődésének követésére is lehetőségünk nyílik. Ilyesfajta vizsgálatra a szakirodalomban elsőként került sor kutatásom keretében. A sokasági éghajlati szimulációk segítségével bemutatom, hogy egy adott fizikai állapotátározóra vagy változóra gyakorolt külső kényszerfeltételek (pl. antropogén ÜHG kibocsátás) hatásai különválaszthatók a változó belső változékonyságától. A dolgozat második részében ez a változó vizsgálataimban a jeges-óceáni tengerjég, melynek belső változékonyságának légköri cirkulációra visszavezethető kényszereit járom körbe és általános, jelenlegi számos klímamodellt érintő következtetéseket vonok le a nagytérségi cirkuláció–tengerjég csatolás fizikai mechanizmusával kapcsolatban, melyet a modellek alapvetően jól megfognak, azonban jelentősen alulbecsülnek a megfigyelt éghajlati rendszerbeli mechanizmushoz képest.

Diplomamunkám matematikailag korrektül megalapozott, újszerű vizsgálatokat mutat be, azok hasznosságára hívja fel a figyelmet, ugyanakkor klímamodelljeink fizikájának fejlesztésére is ösztönöz, mely nemcsak tudományos, hanem gazdasági szempontból is közös érdekünk.

2. Adat és módszer

2.1. A vizsgálat matematikai megalapozása: a sokasági éghajlati szimulációk

Éghajlati rendszerünk dinamikai szempontból a súrlódásos (disszipatív) kaotikus rendszerek közé tartozik, melyben a belső változékonyság inherens tulajdonság (*Romerias és mtsai.*, 1990; *Ghil és mtsai.*, 2008). Az utóbbi években széles körben elterjedtek az ún. perturbált kezdeti feltételű sokasági éghajlatszimulációk, melyekkel lehetőség nyílik a klimatikus rendszer belső változékonyságát és a külső kényszerekre adott válaszát („forced-response”) külön választani. Ilyen típusú sokaságnak az egyazon fizikájú modell különböző kezdeti feltételből indított futásainak összességét nevezzük. A sokaság elméleti háttere kapcsán képzeljük el, hogy a klímarendszert egy kezdeti eloszlásból indítjuk, azaz számos különböző kezdőfeltételt választunk. Ahány kezdeti feltételt választottunk, annyi tagunk lesz a sokaságban. Ezek az eltérően inicializált modellfutások egyenként egy-egy párhuzamos, a földihez hasonló, azonos fizikájú, de eltérő hidrodinamikai pályán mozgó „másolatai” a földi klímánknak. A disszipatív rendszerek általános viselkedése alapján a rendszer elfelejti kezdeti eloszlását, melynek következtében adott véges idő után (konvergenciaidő) az összes mozgás pillanatnyi állapota az inicializálás körülményeitől független lesz. Az ezekhez az állapotokhoz való közeledés a disszipáció tulajdonságai alapján exponenciális jellegű. A sokaság elemei ettől kezdve helyesen reprezentálják a modellben előírt kényszerek között lehetséges klímaállapotok tárházát, melyek szórása megadja a modellezett éghajlati rendszer belső változékonyságát, míg a sokaságtól a külső kényszer hatását reprezentálja (*Bódai és mtsai.*, 2017; *Checkroun és mtsai.*, 2011; *Drótos és mtsai.*, 2015; *Herein és mtsai.*, 2016, 2017; *Drótos és mtsai.*, 2017; *Lucarini és mtsai.*, 2017).

Vegyük észre, hogy a hagyományos szemléletben egyetlen idősor alapján vonnánk le következtetéseket a klímánkkal kapcsolatban (a megfigyelések idősora), melyről azonban nem lehetünk bizonyosak, hogy hol helyezkedik el az összes lehetséges klímaállapot tárházában. Ugyancsak fontos, hogy amennyiben a megfigyelt idősort használjuk valamilyen módon, szubjektív döntés előtt állunk, mikor a klímát mint valamilyen átlagos időjárást definiáljuk, azaz pl. az időablak megválasztásánál, amelyen átlagolást végezzük. *Drótos és mtsai.* (2017) kimutatták, hogy például a 30 éves mozgóátlagok használata félrevezető lehet egy nem stacionárius klímában. Természetesen valódi mért adatsorunk mindig csak egyetlen áll a rendelkezésünkre, azonban a sokasági éghajlatszimulációk új kapukat nyitottak a klímaprojekciók területén. Ezek használatával lehetőségünk nyílik korábbi módszertanaink újragondolására és az éghajlatot az adott időpillanatban definiálni,

mely során elkerüljük bármiféle szubjektív döntés (pl. időablak méretének megválasztása) használatát, amely a rendszerben nem teljesülő ergodicitás miatt egyébként is kétes matematikai alapokon nyugodna (*Romerias és mtsai.* 1990; *Ghil és mtsai.* 2008; *Checkroun és mtsai.* 2011).

Mindezen elméleti megfontolások ellenére a valóságos dinamikus meteorológiai kutatásokhoz nélkülözhetetlenek a megfigyelt múltunkban tapasztalt éghajlatunk mérési adatai, hiszen a modellek fizikájának pontosításához szükségünk van a megfigyelt környezetünkben megismerhető fizikai jelenségek helyes ismeretére.

2.2. Reanalízis és megfigyelt tengerjég adatok

A dolgozatom eredményeinek második részében bemutatott számolásokhoz az ERA-Interim reanalízis (ERA-I; *Dee és mtsai.*, 2011; ezentúl röviden csak „megfigyelések”) adatbázisból 27 nyomási szintre hőmérséklet (Homers.) és geopotenciál (Geop.), valamint a felszínhőmérséklet (TS) változókat használom. A tengerjég adatok a National Snow and Ice Data Center (NSIDC; *Cavalieri és mtsai.*, 1996, *Fetterer és Knowles*, 2004) honlapjáról származnak. Tanulmányomban a tengerjég teljes területi indexét (sea ice area index: SIA index) alkalmazom a tengerjég változékonyságának jellemzésére, melyet úgy kapunk, hogy az adott rácspont területét megszorozzuk az ott található tengerjég koncentrációval, majd összeadjuk azon rácspontok tengerjég területét, ahol a koncentráció értéke nagyobb, mint 15%.

2.3. Alkalmazott klímamodellek: 3 sokasági szimuláció és 31 CMIP5 modell

Tanulmányom során három modern, élvonalbeli éghajlati modell által előállított sokasági éghajlati szimulációt használok. A Max Planck Institute for Meteorology Earth System Model (MPI-ESM) 100 tagú Grand Ensemble (GE) szimuláció az MPI-ESM1.1 verziószámú csatolt Föld-rendszer modell alacsony felbontású változatával készült (a Coupled Model Intercomparison Phase 5 (CMIP5) során használt változat frissített változata; *Giorgetta és mtsai.*, 2013). Az MPI-GE légköri modellje az ECHAM6 spektrális, T63 felbontású, 47 vertikális szinttel rendelkező modell. A Community Earth System Model Large Ensemble Project (CESM-LE) keretében készült 40 tagú sokaság a csatolt CESM1 (légköri komponense a CAM5.2) modellel készült, ugyanazzal a modellel, melyet a CMIP5 során is használtak (*Kay és mtsai.*, 2015). A CESM1 névleges horizontális felbontása 1° hagyományos rácson és 30 vertikális szinttel rendelkezik. A Canadian Earth System Model Large Ensemble (CanESM-LE) 50 tagú sokasága pedig a csatolt Canadian Earth System Model 2-es verziójával készült (*Kirchmeier-Young és mtsai.*, 2017).

A CESM-LE sokaságot relatíve számos belső változékonyságot vizsgáló tanulmány használta (pl. *Ding és mtsai.*, 2017;2019; *Screen és Deser*, 2019), míg a CanESM-LE szimulációkat kevesebben. Egy új kutatásban azonban, *England és mtsai.* (2019) a CanESM-LE modellt is alkalmazták a belső változékonyság regionális hatásának vizsgálatára az Arktisz területén. Az MPI-GE szimulációkhoz használt MPI-ESM1.1 modellt validálták mind léggöri (*Giorgetta és mtsai.*, 2013), mind pedig óceáni (*Jungclaus és mtsai.*, 2013) és tengerjégre (*Notz és mtsai.*, 2013) vonatkozó megfigyelésekkel. Az MPI-GE szimulációkat is számos tanulmányban kiértékelték (pl. *Bittner és mtsai.*, 2016; *Hedemann és mtsai.*, 2017; *Stevens*, 2015; *Suarez-Gutierrez és mtsai.*, 2017;2018; *Manzini és mtsai.*, 2018; *Dessler és mtsai.*, 2018; *Niederdrenk és Notz*, 2018).

Mindemellett, megállapításaim robosztusságának növelésének céljából 31, különböző fizikával rendelkező CMIP5 modellt is bevontam az elemzésekbe (1. táblázat). A 31 modell kiválasztása azon alapult, hogy az említett modellek mindegyikének esetében rendelkezésre állt legalább 300 éves kontrollszimuláció, melyek külső kényszerfeltételek állandósága mellett, a modellek szabad futásainak eredményeit tartalmazzák, ezáltal pedig részletes képet adnak az adott modell fizikai működéséről. Habár a 31 kontrollfutás szigorúan nem tekinthető a különböző modellfizikák által generált teljes belső változékonyság reprezentációjaként – hiszen nem különböző kezdeti feltételből lettek inicializálva, azaz nem sokasági szimulációk – a kontrollfutások arra tökéletesek, hogy a modellfizikák általános korlátairól képet kapjunk, melyet az eredmények tárgyalásakor látni fogunk.

Az eredmények első részében kizárólag a CESM-LE és MPI-GE sokasági szimulációkat használom, ugyanis a CanESM-LE sokasága a vizsgálatok elkészültekor még nem állt a rendelkezésemre. A második esettanulmány során már mindhárom sokasági szimulációt és a 31 CMIP5 modell múltbeli és többszáz éves kontrollfutásait is felhasználom.

2.4. Forgatókönyvek

Mindhárom sokaság (MPI-GE; CESM-LE, CanESM-LE) és a 31 CMIP5 modell is 1950 és 2005 között a CMIP5 „historical” külső kényszerfeltételekkel került meghajtásra (*Taylor és mtsai.* 2012). A 31 CMIP5 modellből 2006–2012 és 2020–2050 időszakra az RCP8.5 forgatókönyv által hajtott modell eredményeket használtam. 2006-2100 között a CESM-LE és a CanESM-LE az RCP8.5, míg az MPI-GE az RCP2.6;4.5;8.5 forgatókönyvek szerint futott. Ennek értelmében az MPI-GE 100-100 tagot tartalmaz mindhárom

foratókönyvre, míg a CESM-LE 40, a CanESM-LE 50 tagot az RCP8.5 foratókönyvre. A három eltérő klímaszcenário az MPI-GE esetében azonos modellfizika mellett enged következtetni az AO-ban, illetve a tengerjég változékonyságában bekövetkező változásokra pusztán az alkalmazott kényszerfeltételek mértékének függvényében, a klíma belső változékonyságának helyes reprezentálása mellett.

2.5. EOF és PEOF analízis

Az eredmények első felében mind a hagyományos, mind pedig a módosított, pillanatképp EOF analízist alkalmazom. Céloom egy, a belső változékonyságból származó jelenség, az AO vizsgálata klímaváltozás, azaz nem-stacionárius kényszerfeltételek mellett, melyhez újszerű módszertant vezettem be.

A hagyományos szemléletben egy adott sokaságtag esetében az AO-t más tanulmányokhoz hasonlóan (*Kutzbach, 1970; Thompson és Wallace, 1998; Yeo és mtsai., 2017*) az é. sz. 20°-tól északra vett SLP mező vezető EOF módusaként definiálom egy adott referenciaidőszakra vonatkozóan. Az AO-indexet erre az EOF(1) módusra vetített SLP anomáliák adják, amit a kapott indexértékeknek az adott időintervallumra vonatkozó szórásával ezután normálnak. Látni fogjuk, hogy az EOF analízishez választott referencia időintervallum megválasztásának szubjektivitása azt eredményezi, hogy más-más AO-index idősorokat kapunk annak függvényében, hogy az EOF analízist milyen referenciaidőszakkal végezzük (2. ábra).

Az EOF analízis standard eljárás a klímakutatásban, melynek segítségével egy mező maximális variabilitással rendelkező területeit, ún. akciócentrumokat tudunk elkülöníteni. Az EOF analízis részletes leírása megtalálható Preisendorfer (1988) könyvében, most csak a módszer kutatásom szempontjából leglényegesebb elemeit emelem ki. Legyenek $x_1 \dots x_n \dots x_N$ M elemű vektorok a tengerszinti légnyomás megfigyelt értékei a különböző (N darab) földrajzi szélességen és hosszúságon (SLP mező) adott $t_1 \dots t_m \dots t_M$ időpillanatokban. Az EOF analízishez egy olyan \mathbf{F} ($M \times N$) mátrixba rendezzük az adatmezőket, melynek soraiban adott időpillanatra vonatkozó térbeli SLP mező, oszlopaiban pedig egy adott földrajzi hely SLP idősora található. Az \mathbf{F} oszlopaiban található idősorokat centralizáljuk az idősor átlagával, azaz anomáliákat képzünk. Azonban, ahogy azt fentebb részletesebben kifejtettem, szeretnénk elkerülni bármilyen időátlag alapú mennyiség használatát egy olyan nem stacionárius dinamikai rendszerben, mint a változó klíma (*Drótos és mtsai., 2017*). Láttuk, hogy egy éghajlati sokaság adott időpillanatban rendelkezésünkre bocsát adott számú eltérő kezdeti feltételből – a konvergencia idő után

már a kezdeti feltételtől függetlenül (*Herein és mtsai., 2016*) – fejlődő realizációkat, melyek együttesen jól jellemzik az adott kényszerek között lehetséges éghajlati állapotokat. Tehát a sokaság alkalmazásával az adatmátrixunk még egy dimenzióval, a sokaságtagok dimenziójával gazdagszik. Legyen tehát \mathbf{F}' olyan $(M \times N \times S)$ mátrix, ahol S a sokaságtagok száma. Ha az \mathbf{F}' mátrixot egy kockának képzeljük, amelynek a magassága a sokaságtagok száma és adott horizontális metszetei az SLP mezők idősorai, akkor \mathbf{F}' egy adott időpillanathoz tartozó vertikális metszeteit kiemelve a mátrixból olyan M darab \mathbf{A} $(S \times N)$ mátrixokat kapunk melyek száma az időpontok számával egyezik meg. Az \mathbf{A} mátrix tehát egy adott időpillanathoz tartozó összes sokaságtag SLP mezőit tartalmazza.

A pillanatkép EOF (PEOF) analízis során az adott időpillanathoz tartozó \mathbf{A} mátrixon végezzük el az EOF analízist a szokványos módon. Vegyük észre, hogy a fenti átrendezéssel az időátlaggal való centralizálás helyett a sokaságátlaggal történik az SLP mezősorok centralizálása (azaz kivonjuk a sokaságátlagot minden időpillanatban az egyes mezők minden pontjából). Az EOF analízis ezen adatelrendeződés után a következő sajátérték-problémára vezethető vissza (Preisendorfer, 1988):

$$\mathbf{A}^T \mathbf{A} * \mathbf{EOF} = \mathbf{EOF} * \mathbf{\Lambda} \quad (1)$$

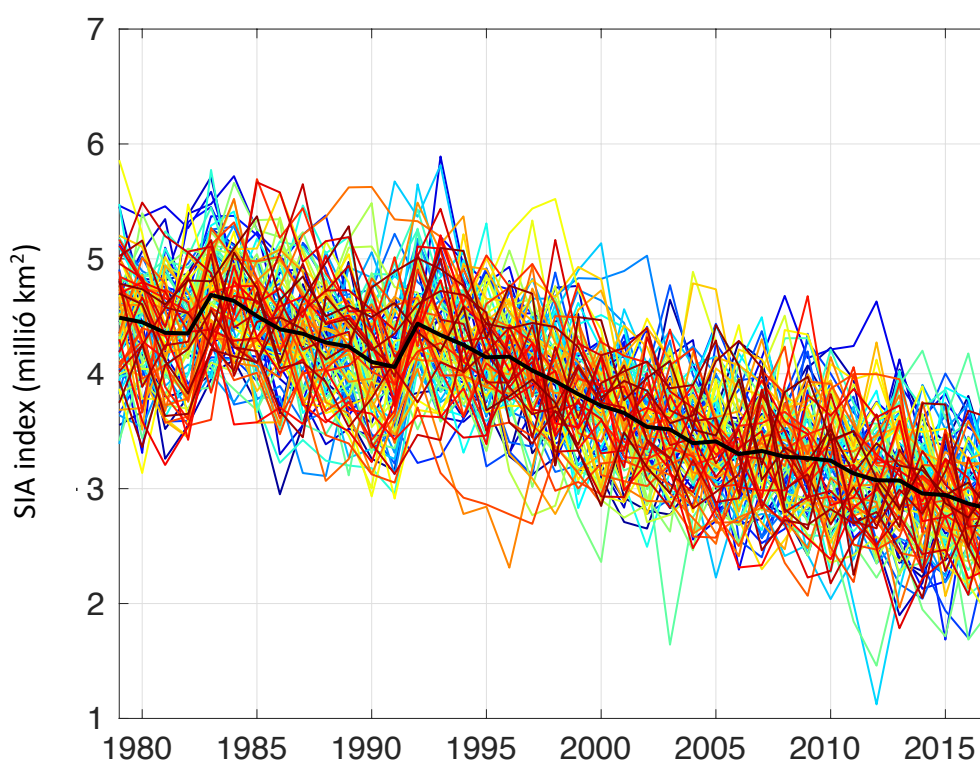
$$\text{PC} = \mathbf{A} * \mathbf{EOF}, \quad (2)$$

ahol az \mathbf{EOF} oszlopaiban az $\mathbf{A}^T \mathbf{A}$ kovarianciamátrix sajátvektorai (EOF-ek), a $\mathbf{\Lambda}$ diagonális mátrix főátlójában a sajátértékei $(\lambda_1, \lambda_2, \dots)$ találhatóak. Az i -edik módus által magyarázott variancia százalékosan a $\frac{\lambda_i}{\sum \lambda_i} \cdot 100\%$ képlettel adható meg. Az i -edik főkomponens (principal component, PC) adatsorához az eredeti adatmezőnket, \mathbf{A} -t vetítjük az i -edik \mathbf{EOF} mezőre: $\text{PC}_i = \mathbf{A} * \mathbf{EOF}_i$ (azaz az \mathbf{A} mátrixot összeszorozzuk az EOF mátrix i -edik oszlopával). A vezető módus (EOF(1)), amit az AO mintázat vizsgálatához használunk, a legnagyobb sajátértékhez tartozó sajátvektor, az ehhez tartozó PC(1) pedig az AO-index.

A PEOF analízis eredménye minden időpillanatban a párhuzamos éghajlati realizációk (azaz a sokaság tagjainak) számával megegyező hosszúságú PC adatsor, melyet minden időpillanatban a felszínhőmérséklet adatsorával korreláltatva egy időfüggő korrelációs együttható idősort kapunk. Ez az idősor objektíve és adott időpillanatra vonatkozóan jellemzi az AO és például felszínhőmérséklet közötti kapcsolatot *időfejlődését*.

2.6. Gyors-mínusz-lassú kompozit

A belső változékonyság terhére róható folyamatok különválasztása a külső kényszerek (pl. ÜHG kényszer) által okozott hatásoktól igen nehéz feladat. A sokasági éghajlatszimulációk alkalmazásával azonban erre lehetőségünk nyílik egy egészen egyszerű módszertan alkalmazásával, melyet *Ding és mtsai.* (2019) vezettek be. Egy adott modellváltozó, pl. a szeptemberi tengerjég területi index idősorában látott különbségek a sokaság adott tagjai között igen jelentősek lehetnek, hiszen az éghajlat belső változékonysága „helyet” biztosít sok különböző éghajlati állapotnak adott időpillanatban (1. ábra).



1. ábra. Szeptemberi tengerjég teljes területi index (SIA index) idősorok az MPI-GE 100 tagú sokaságában 1979-2017 között. A színes vonalak a különböző tagok tengerjég index realizációi, a vastag fekete vonal a sokaságátlag idősor. A sokaságátlag jól kirajzolja a modell külső kényszerfeltételében adott El Chichón 1982-es és a Pinatubo vulkán 1991-es kitörése okozta lehülés eredményeképpen növekvő SIA indexet is.

Az 1. ábrán látható szeptemberi tengerjég teljes területi index idősorokat sorba állíthatjuk az idősorokra egyenként illesztett lineáris trendegyenes meredeksége alapján, kiválasztva azon tagokat, melyek a leggyorsabb, illetve a leglassabb tengerjégolvadást jelzik adott időintervallumra. Feltételezvé, hogy a tengerjég index idősorok normális eloszlást követnek (*Ding és mtsai.*, 2019), a teljes elemszám 15%-ának megfelelő számú tagot választunk a gyors és a lassú csoportokba (MPI-GE 15, CanESM-LE 7, CESM-LE 6 tag a

gyors és lassú csoportokban külön-külön). Ezt követően kiátlagoljuk a gyors és lassú csoportokhoz tartozó sokaságtagok JJA Z200 (vagy bármely más változó, pl. TS) lineáris trendjének mezőit (minden rácspontban ugyanarra az időszakra, mint amire a tengerjég trendelemzést végeztük) és képezzük az így kiátlagolt gyors és lassú csoportok közötti Z200 (vagy TS) trendek mezőinek különbségét. Ezt a továbbiakban Z200 (TS vagy bármely más változó) gyors-mínusz-lassú kompozitnak, vagy röviden csak „kompozitnak” fogom nevezni.

Miután az összes sokaságtag ugyanazon külső kényszerfeltételnek engedelmeskedik, a gyors-mínusz-lassú kompozit számolása során kiesik a kényszerkomponens és csak belső változékonyságból származó jel marad meg. Ezért a gyors-mínusz-lassú kompozit mezők létrehozásával leválasztottuk azon változó belső változékonyságból eredő komponensét, amelyre a gyors-mínusz-lassú különbséget képeztük, ráadásul a változó gyors-mínusz-lassú kompozitja a tengerjég változékonyságához szorosan kapcsolt. Azt, hogy pontosan hogyan kapcsolt a 3.2.2. alfejezetben, a módszer alkalmazásánál fogom bemutatni.

Annak mérésére, hogy a gyors és a lassú tengerjégolvadás csoportokhoz tartozó Z200 (vagy TS) trendek átlagai szignifikánsan különböznek-e, azaz, hogy az adott változónak a tengerjég változékonyságához kapcsolt belső változékonyságának trendje szignifikáns-e, kétmintás t-próbát alkalmaztam, 95%-os szignifikancia szinten. Annak érdekében, hogy a kompozit trend magnitúdóját a megfigyelések trendjével összehasonlíthassam, kettővel leosztottam a kompozit értékét minden rácspontban: a megfigyelt éghajlatunk valamilyen külső kényszer és a belső változékonyság összegeként tekinthető és miután gyors és lassú csoportokra bontottam a modellezett belső változékonyságot, a felezés szükséges a magnitúdók korrekt összehasonlításához. Annak ellenére, hogy a vázolt módszertan lineáris feltételezéssel él a tengerjég és adott egyéb változó között, látni fogjuk, hogy a cirkulációs változások mechanizmusának megértése szempontjából kiváló módszert alkottunk.

A minél átfogóbb elemzés készítése céljából a gyors-mínusz-lassú kompozit módszertanát kiterjesztettem a 31 CMIP5 modell 300 évnél is hosszabb kontrollfutásaira ún. pszeudo-sokaság készítésével (*Rosenblum és Eisenmann, 2017; Ding és mtsai., 2019*). A pszeudo-sokaság készítésének lényege, hogy az egyes modellek hosszú kontrollfutásait felosztottam folytonos 34 éves időszakokra (az 1979-2012 időszak hosszának mintájára), így $n = 35$ db tagú pszeudo-sokaságot kaptam, ahol n a kontrollfutás hossza. Az így kapott pszeduo-sokaságokon szintén alkalmazható a gyors-mínusz-lassú kompozit, a valós sokaság tagok helyett, a szabad modellfutások (a külső kényszerek állandóak) 34 év hosszú

idősorain. Megtalálva a leggyorsabb és leglassabb tengerjégolvadást mutató időszakokat, képezhetjük az egyes csoportokhoz tartozó Z200 trendmezők különbségét, ezáltal hasonló fizikai jelentésű eredményre jutunk, ugyanis a külső kényszerek állandóak ezekben a szimulációkban. A sokasági éghajlatszimulációkra érvényes módszerünk így kiterjeszthetjük több, eltérő fizikájú modellre is, így pedig általánosabb képet kaphatunk a modellek által jelzett cirkulációs viszonyokról.

2.7. Időskálák

Az AO és távkapcsolatainak változását a téli negyedévre (december–január–február: DJF) átlagolt változókra számoltam az 1950-2100 időszakra. A tengerjéghez kapcsolódó cirkulációs vizsgálataimnál a nyári negyedév (JJA), illetve a szeptemberi tengerjég teljes területi indexének 1979-2012 és 2020-2050 időszakaira fókuszáltam. Az 1979-2012 időszakra azért esett a választásom, mert a műholdas mérések ezen időszakra mutatják a leggyorsabb tengerjégolvadást a nyári negyedévben, párhuzamosan a jelentős regionális Z200 emelkedéssel Északkelet-Kanada és Grönland felett (8. ábra).

2.8. Alkalmazott szoftverek

Kutatásom során Fortran kódokat, Matlab és GrADS scripteket használtam, az ábrák Matlabbal és GrADS-szal készültek. Az adatfeldolgozás során egyes modellek adatait az ERA-I 1,5°-os rácsára és 19 nyomási szintre interpoláltam át Fortran program segítségével, annak érdekében, hogy a különböző modelleredmények átlagát számíthassam adott esetben.

1. táblázat. A 31 CMIP5 klímamodell listája, melyek rendelkeznek többszáz éves kontrollfutással.

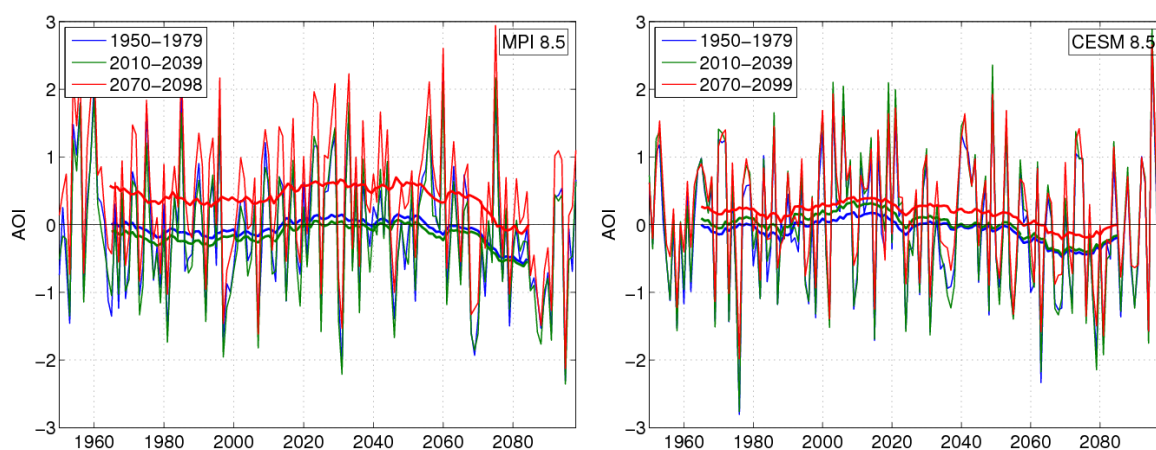
CMIP5 modell
<i>1. ACCESS1-0</i>
<i>2. ACCESS1-3</i>
<i>3. CanESM2</i>
<i>4. CESM1-CAM5</i>
<i>5. CSIRO-Mk3-6-0</i>
<i>6. CMCC-CESM</i>
<i>7. CMCC-CM</i>
<i>8. CMCC-CMS</i>
<i>9. CNRM-CM5</i>
<i>10. CNRM-CM5-2</i>
<i>11. GFDL-CM3</i>
<i>12. GFDL-ESM2G</i>
<i>13. GFDL-ESM2M</i>
<i>14. GISS-E2-H</i>
<i>15. GISS-E2-H-CC</i>
<i>16. GISS-E2-R</i>
<i>17. HadGEM2-CC</i>
<i>18. HadGEM2-ES</i>
<i>19. INM-CM4</i>
<i>20. IPSL-CM5A-LR</i>
<i>21. IPSL-CM5B-LR</i>
<i>22. IPSL-CM5A-MR</i>
<i>23. MIROC-ESM</i>
<i>24. MIROC-ESM-CHEM</i>
<i>25. MIROC5</i>
<i>26. MPI-ESM-LR</i>
<i>27. MPI-ESM-MR</i>
<i>28. MPI-ESM-P</i>
<i>29. MRI-CGCM3</i>
<i>30. NorESM1-M</i>
<i>31. NorESM1-ME</i>

3. Eredmények és Diskusszió

3.1. Az Arktikus Oszcilláció és a hozzá kapcsolódó téli távkapcsolati jelenségek időfejlődése klímaváltozás hatására

3.1.1. A hagyományos szemlélet hátrányai

Annak demonstrálására, hogy az előzőekben ismertetett PEOF analízis szükséges az AO jövőbeni változásainak vizsgálatához, megmutatom, hogy a hagyományos szemléletben alkalmazott, szubjektív időátlagon alapuló EOF analízis más és más AO-index idősorokat eredményez attól függően, hogy milyen időszakot választunk ki a vezető EOF módus kalkulálásához, amelyre az SLP anomália mezőket vetítjük.

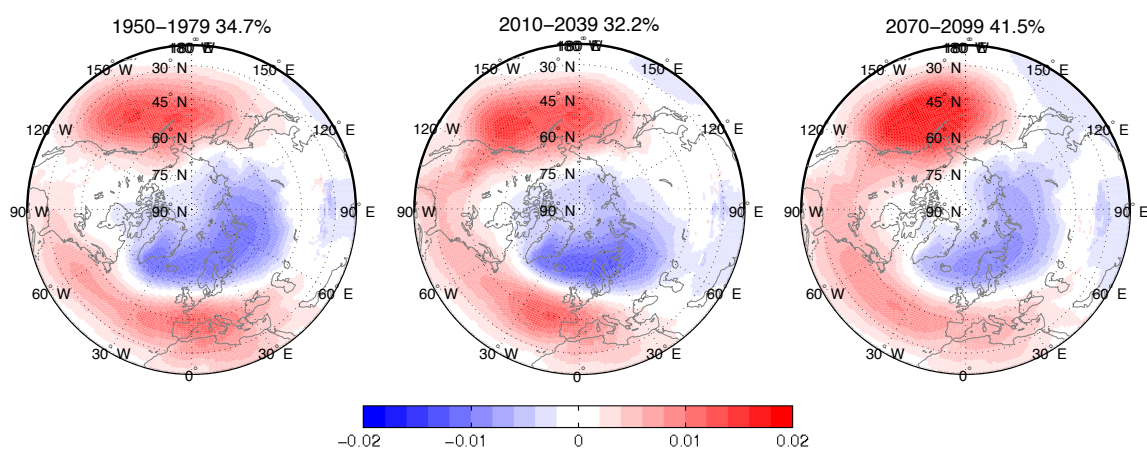


2. ábra. AO-index idősorok (vékony folytonos vonalak) az első sokaságtag realizációjára vonatkozóan az MPI-GE RCP8.5 és a CESM-LE RCP8.5 szcenáriók esetén 1950-2100 között három különböző (ábrafeliraton jelzett) időintervallumra vonatkozó EOF módusból számolva. A vastagított vonalak az adott intervallumra vonatkozó AO-index idősorok 30 éves mozgóátlagai.

A 2. ábrán szemlélteti a különböző időintervallumok alapján számolt EOF módusokból számolt AO-indexeket. Az ábrán az MPI-GE és a CESM-LE első sokaságtag realizációira vonatkozóan világosan látszik, hogy habár a különböző AO-index idősorok menete nagyon hasonló, nem ritka a 0,2-0,5 nagyságú eltérés sem köztük, amely jelentősnek tekinthető, figyelembe véve a kb. 1 nagyságú szórását az idősoroknak. Továbbá, a gyakorlatban sokszor alkalmazott 30 éves mozgóátlagok vastag vonalai egyértelműen jelzik, hogy a klímaváltozás során időben előre haladva a korábbi időszakokból számolt AO-indexekhez képest a későbbi időintervallumokból számolt AO-index értékek szisztematikusan nagyobbak. Az AO-hoz kapcsolódó távkapcsolati jelenségeket az AO-index alapján számolják, ezért jogosan merül fel a kérdés, hogy vajon melyik időszak alapján számolt AO-index idősort használjuk. A 2. ábra alapján levonhatjuk a

következtetést, miszerint az EOF analízishez használt időintervallum szerepe kulcsfontosságú és ezért az AO távkapcsolatainak hagyományos módon történő vizsgálata szubjektivitást hordoz magában.

A 2. ábrán látott különbségek oka, hogy a hagyományos szemléletben a vezető EOF módus egy egyhelyben álló oszcillációt ad eredményül, melyről azonban a változó klímában nem feltételezhetjük, hogy változatlan marad. Valóban, az eredmények azt igazolják, hogy az AO-t jellemző mintázat nem marad állandó a klímaváltozás során. A 3. ábrán láthatjuk a 2. ábrához tartozó EOF módusokat, melyeken feltűnik az AO mintázatának változása, mely főként az Atlanti akciócentrumban nyilvánul meg: a centrum 1950-79 időszakhoz képest 2070-2099 időszakra átkerül az Atlanti-óceán közepére az Azori-szigetek térségéből.



3. ábra. EOF(1) mintázatok és a magyarázott variancia a CESM-LE RCP8.5 első sokaságtag realizációjára vonatkozóan három különböző (ábrafeliraton jelzett) időintervallumra.

3.1.2. A sokaságkép és a PEOF előnyei

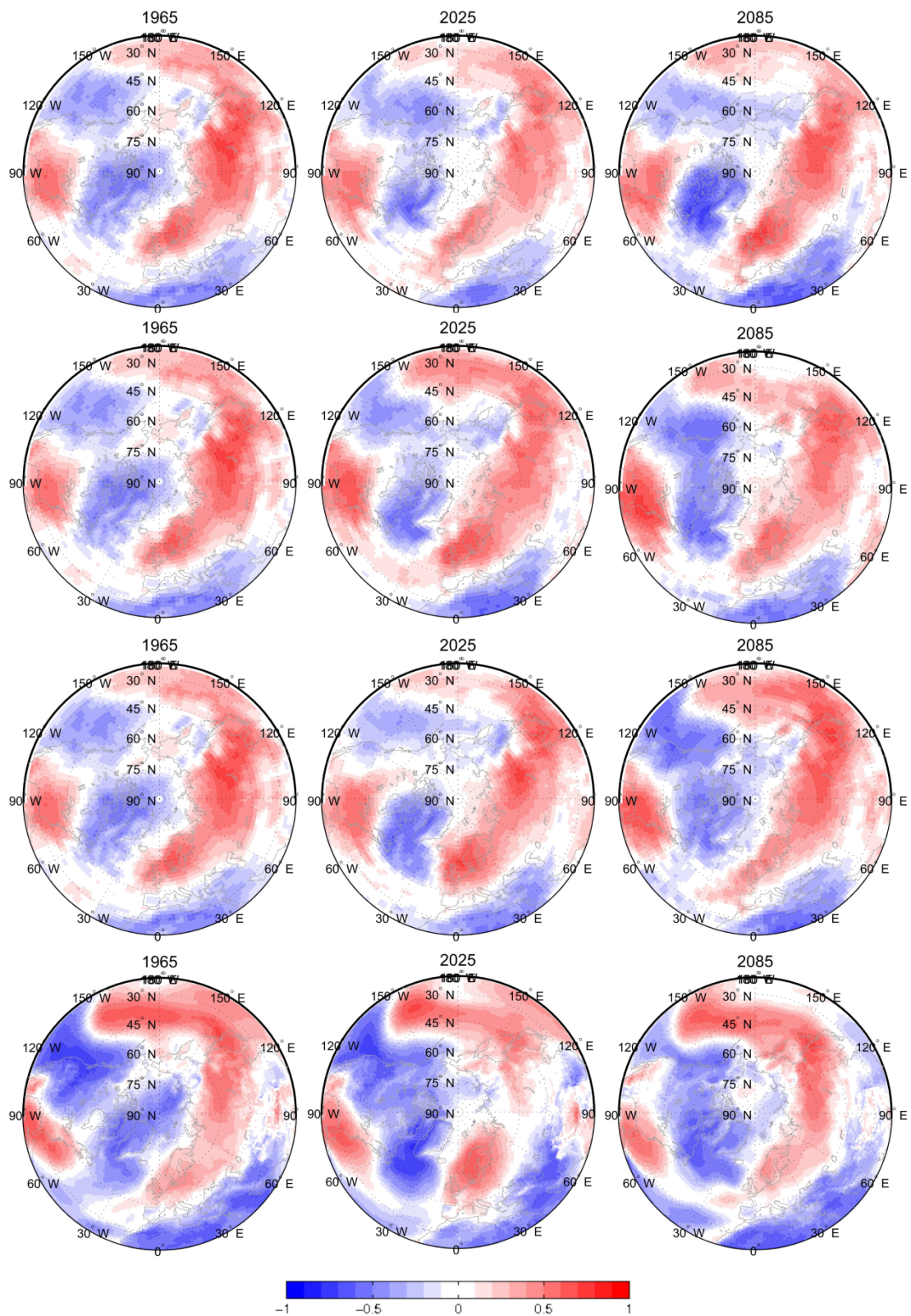
A pillanatkép EOF analízis alkalmazásával pillanatnyi EOF(1) mintázatokat kapunk, melyek annak az oszcillációnak felelnek meg, amely az adott időpillanatban a lehetségesen előforduló klímaállapotok összességét figyelembe véve az SLP mezők legnagyobb változékonyságát magyarázzák. Ennek következtében az AO mintázatának időbeli fejlődését is nyomon követhetjük. A PEOF analízis azonban további előnyökkel kecsegtet: adott időpillanatban a pillanatnyi EOF módusra vetítve a pillanatnyi (sokaságtalaggal centralizált) SLP anomáliákat pillanatnyi AO-index adatsorokat kapunk. Egy, az AO-hoz kötődő távkapcsolat illusztrálása végett a felszínhőmérséklet és az AO-index korrelációját vizsgáltam. A pillanatnyi AO-index értékeket összekorreláltattam (Pearson-korreláció) a pillanatnyi felszínhőmérséklet értékekkel. Így a távkapcsolat erősségének számításához nincs szükség időbeli detrendálásra, illetve a korrelációs számítás során sem időátlagokkal

számolunk. Ennek következménye egy adott időpillanatra vonatkozó korrelációs együttható, ezáltal pedig egy, az 1950-2100 időintervallumra vonatkozó korrelációs együttható idősor, amely az AO-index és a felszínhőmérséklet kapcsolatának időfejlődését írja le. Ilyen jellegű vizsgálat ismereteim szerint a szakirodalomban még nincs, elsőként ennek a kutatásnak a keretében valósult meg.

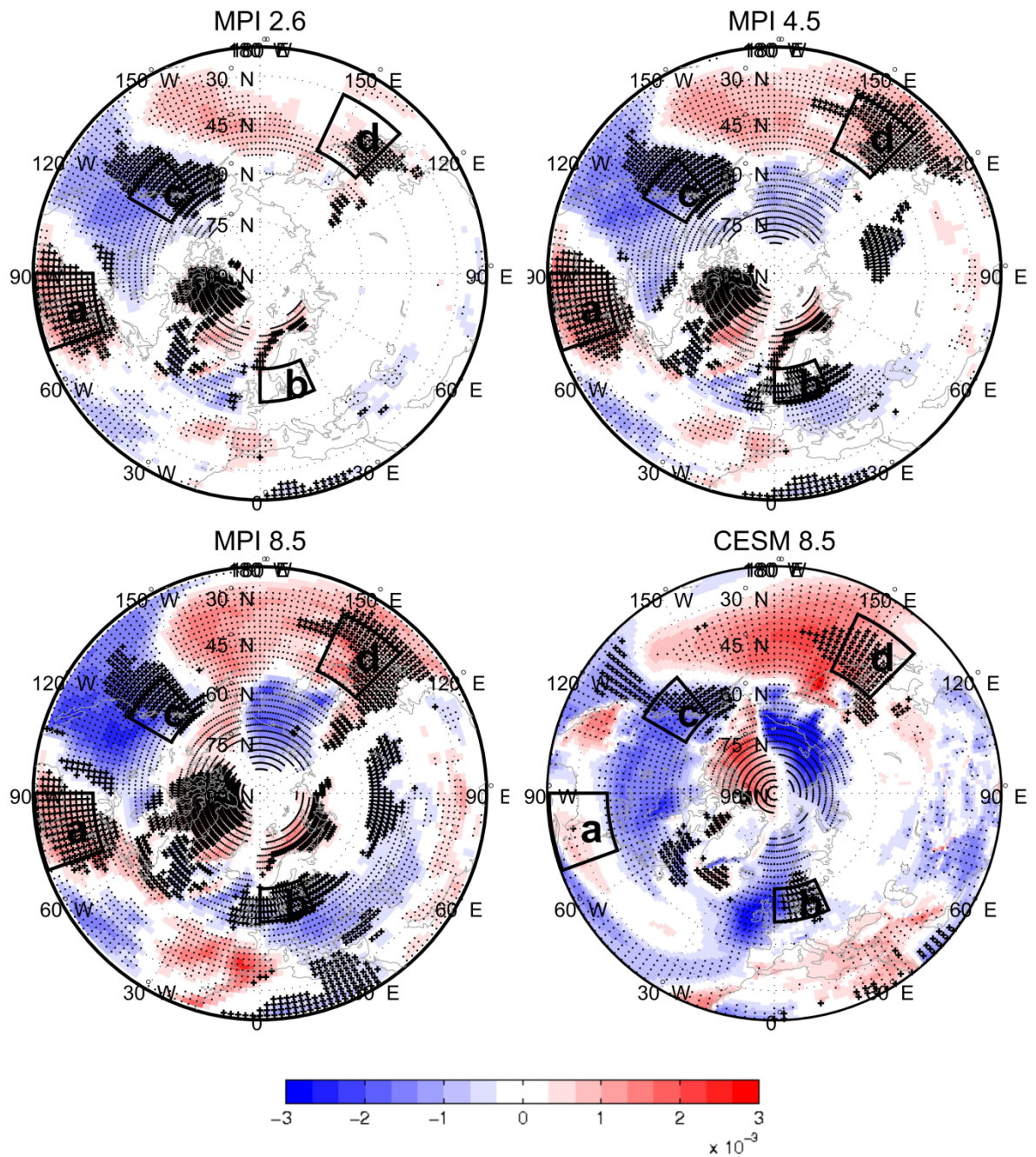
3.1.3. Az AO-felszínhőmérséklet távkapcsolat mérőszámai

A 4. ábrán nyomon követhetjük az AO-index és a felszínhőmérséklet pillanatnyi sokaság felett számolt korrelációjának időfejlődését a két modell mind a négy klíma scenáriójában. A bevezetőben említett számottevő kutatásnak megfelelően az AO-index és a felszínhőmérséklet vizsgálataimban is számos földrajzi régióban erős korrelációban áll egymással. Kiemelném Észak-Európát, amely területen a korábbi tanulmányokkal összhangban szignifikáns pozitív korrelációkat láthatunk az ábrán (*Wallace és Gutler, 1980; Babolcsai, 2011*). Emellett megfigyelhetünk az egyes évek közötti jelentős változékonyságot is a korreláció erősségében, azaz a távkapcsolat korántsem tekinthető állandónak. Grönland esetében például néhány évben akár zérusra is csökken az egyébként 0,7-0,8 nagyságú korreláció.

Annak érdekében, hogy a távkapcsolat időfejlődéséről az egész északi féltekére kiterjedő képet kaphassunk, az 5. ábra az AO-index és a felszínhőmérséklet közötti korrelációs együttható idősorokon végzett lineáris illesztés meredekségét ábrázolja minden földrajzi rácspontban (színezés). A lineáris regresszió mellett nem-paraméteres Mann-Kendall statisztikai tesztet is végeztem (*Mann, 1945; Kendall, 1975*), mely alapján láthatjuk azon területeket, ahol a korrelációs együttható 95%-os szinten szignifikáns (nem feltétlenül lineáris) trenddel rendelkezik, azaz ahol a távkapcsolat statisztikailag szignifikáns módon változik az évszázad végéig.



4. ábra. Az AO-index és a felszínhőmérséklet közötti korreláció eloszlása három kiválasztott időpontban az MPI-GE RCP2.6 (1. sor); RCP4.5 (2. sor); RCP8.5 (3. sor), illetve a CESM-LE RCP8.5 szcenáriók estében (4. sor).

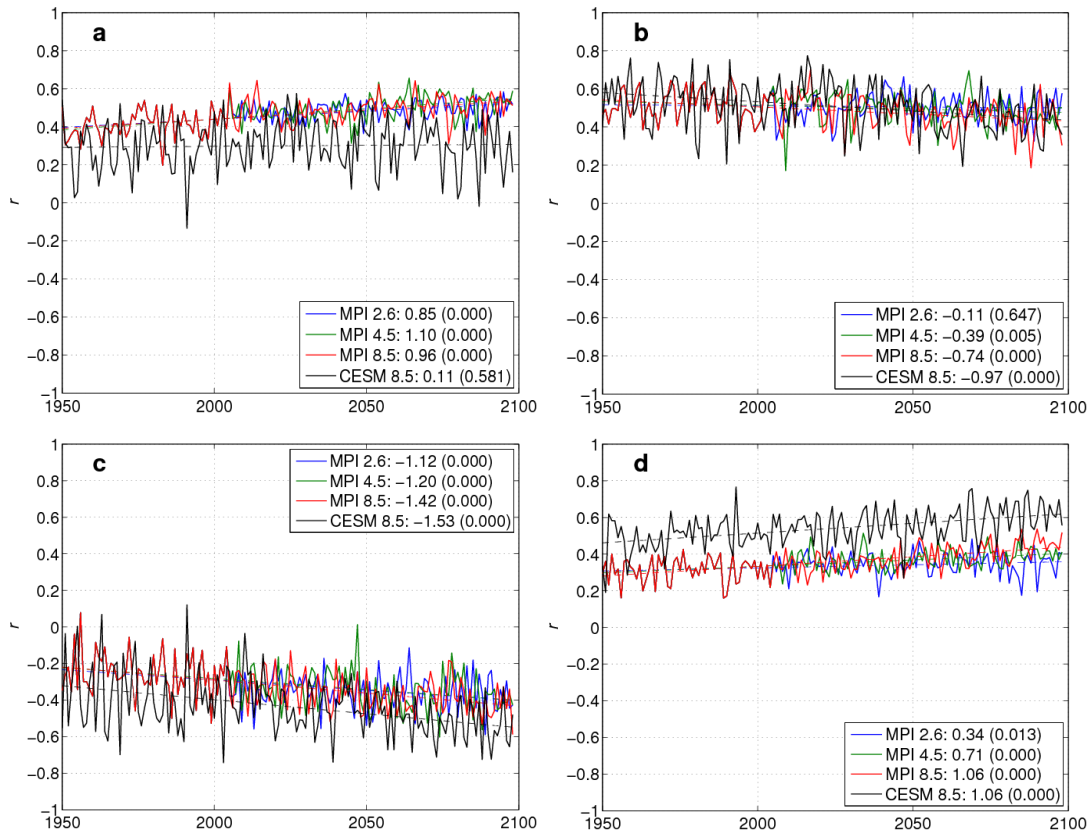


5. ábra. Az AO-index és a felszínhőmérséklet közötti sokaság alapú korrelációs együttható idősorok $(r(t))$ lineáris trendjének (a regressziós egyenes meredeksége) erőssége szerint színezett rácsponatok a 1950-2099 időszakra az MPI-GE RCP2.6;4.5;8.5 a CESM-LE RCP8.5 scenáriókra. A pontozott (keresztezett) területek azon földrajzi területeket jelentik, ahol a Mann-Kendall teszt szerint 95%-os szignifikanciaszinten szignifikáns trend figyelhető meg (ahol 95%-os szinten szignifikáns a trend és ahol a korrelációs együttható is átlagosan szignifikáns a vizsgált időszakban). A 6. ábrán látható idősorok az itt négyszögekkel és latin betűkkel jelölt területek területi átlagaira vonatkoznak.

3.1.4. Az AO-felszínhőmérséklet távkapcsolat időfejlődése

Az 5. ábra áttekintést nyújt az AO és a felszínhőmérséklet közötti kapcsolat különböző éghajlatváltozási scenáriók során várható időfejlődéséről a két modell sokaságainak példáján. Szembetűnő, hogy a magasabb értékű RCP scenáriók általában jelentősebb változásokat vetítenek előre, amelyek nagyobb területeket is érintenek, azaz az AO változása az erősebb CO₂ kényszer hatására nagyobb lehet. Azon területeket, ahol a korrelációs együttható trendjében a legszembetűnőbb változásokat véltem felfedezni a 5. ábrán, közelebről is megvizsgáltam. Az Egyesült Államok keleti partja, Kelet-Ázsia, Észak-Európa Északkelet-Kanada és Grönland térségében az AO-index és a felszínhőmérséklet közötti korrelációs együttható átlagosan szignifikáns a 95%-os konfidenciaszinten a vizsgált időszakban, illetve a Mann–Kendall-teszt szerint szignifikáns változás is mutatkozik a korrelációs együttható idősorában. A trend akár $\pm 1-3 \times 10^{-3} \text{ év}^{-1}$ nagyságú is lehet, ami a 1950-2099 időszakra vonatkozóan 0,15-0,44 mértékű változást jelent korrelációs együtthatóban, azaz a távkapcsolat erősségében, mely jelentősnek mondható. Az MPI-GE RCP8.5 és a CESM-LE RCP8.5 scenáriói igen hasonlóak a távkapcsolat erősségének változásának szemponjából, azonban felfedezhetünk jelentős különbséget is. Épp úgy, mint az MPI-GE RCP8.5 esetén, a CESM-LE RCP8.5 szerint is negatív trendeket láthatunk Észak-Európában és az Aleut-szigetek környékén, és figyelemreméltó pozitív (negatív) trendeket a Csendes-óceán nyugati (keleti) medencéjében. Azonban, a CESM-LE egyáltalán nem, vagy csupán enyhén növekvő trendet mutat például az Egyesült Államok délkeleti részén (6. ábra (a) panel). Továbbá Grönland és térségére az MPI-GE mindhárom scenáriója pozitív trendet mutat a távkapcsolat erősségében, míg a CESM-LE nem jelez szignifikáns változást. Szintén, éppen az Azori akciócentrum környékén vagy az Arktisz oroszországi részén láthatunk ellentétes előjelű változásokat a két modell szerint.

Az 5. ábra négyszögekkel jelölt területein vett korrelációs együttható területi átlagait az 6. ábrán az idő függvényében ábrázoltam. Az esetek döntő többségében az RCP kényszer növekedése mellett egyre nagyobb mértékű változásokat tapasztalhatunk (az MPI-GE esetében), azonban például az (a) terület esetében a trendegyenesek meredekségében nincs szembetűnő különbség. Összességében a 6. ábra felhívja a figyelmet arra, hogy az AO-felszínhőmérséklet távkapcsolat erősségének változásai Földünk eltérő régióiban különböző módon fejlődhetnek.



6. ábra. Az r korrelációs együttható az idő függvényében a) [ny.h. 90°, ny.h. 110°] × [ész. 20.5°, ész. 40°], b) [k.h. 0°, k.h. 25°] × [ész. 52°, ész. 62°], c) [k.h. 140°, k.h. 120°] × [ész. 45°, ész. 60°], d) [k.h. 135°, k.h. 155°] × [ész. 30°, ész. 50°] területekre. A görbék a modell (MPI-GE; CESM-LE) és a scenáriók szerint lettek színezve. Az ábrafeliraton a lineáris regressziós egyenes meredeksége [10-3év-1] és zárójelben a Mann-Kendall teszt p-értéke szerepel.

3.1.5. Összefoglalás és kitekintés

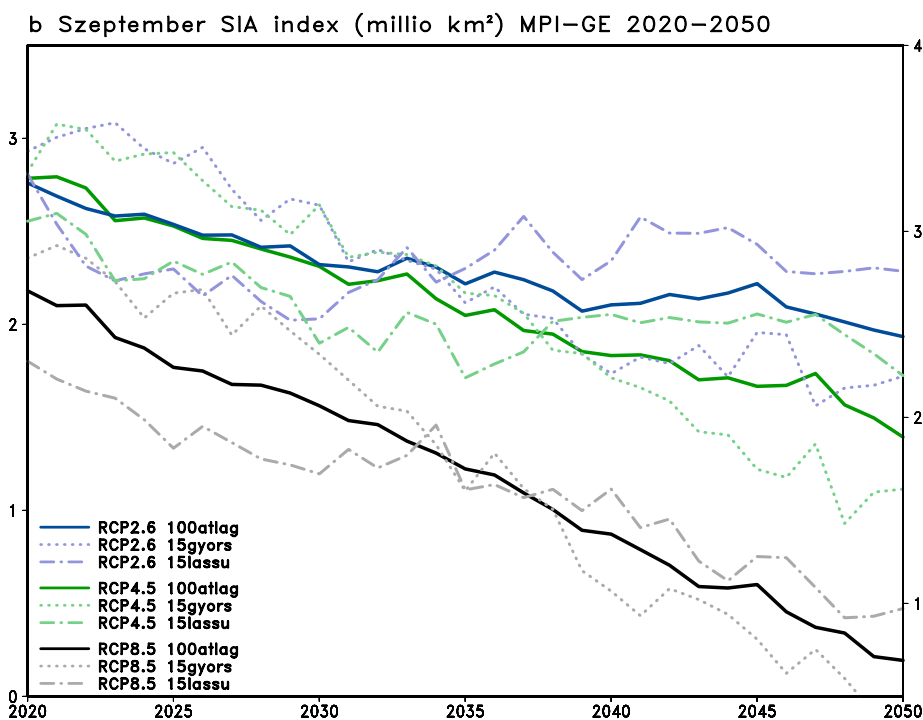
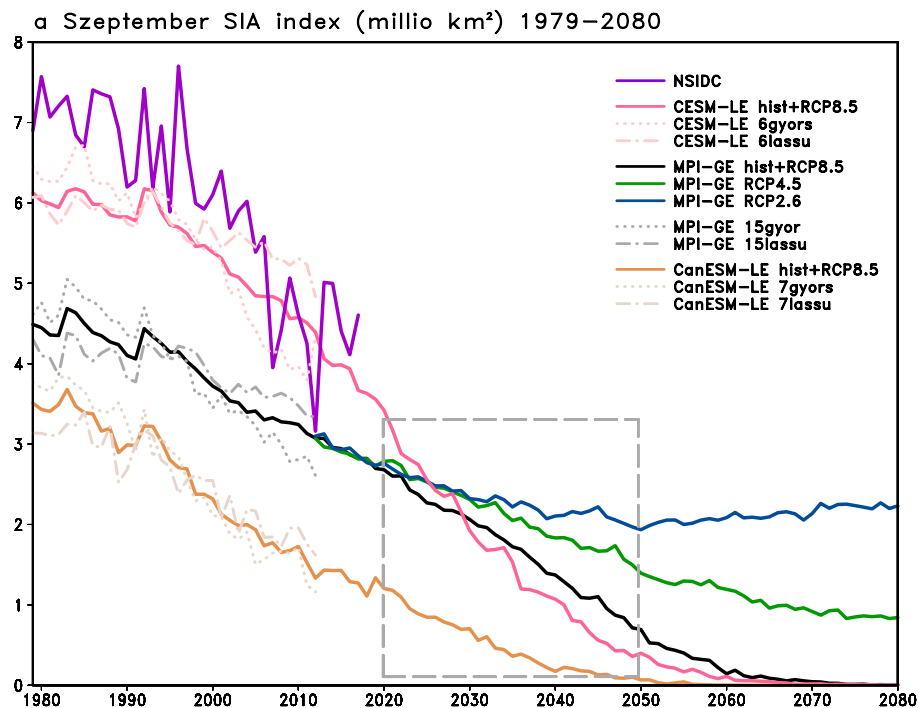
Az első esettanulmányban az Arktikus Oszcillációhoz kapcsolódó egyik téli távkapcsolat, az AO-index és a felszínhőmérséklet kapcsolatának jövőbeni viszonyát vizsgáltam modern éghajlati modellek sokasági szimulációinak segítségével. Az MPI-GE és a CESM-LE modellek lehetőséget nyújtottak arra, hogy a légkör belső változékonyságából származó légköri oszcillációs jelenséget matematikailag korrekt formában vizsgálhassam, ugyanis a klímaváltozás hatására a paraméterek (pl. üvegházgázok koncentrációjának növekedése) folytonos csúszása mellett a dinamikai rendszer nem stacionárius, így a hagyományos időátlagon alapuló vizsgálatok jogosultsága – ahogyan azt a 2. ábra mutatja – megkérdőjelezhető. Ennek feloldására sikeresen alkalmaztam a pillanatkép EOF analízist, melynek segítségével az AO-hoz köthető távkapcsolat időfejlődését mutattam be. A sokaság felett adott időpillanatban alkalmazott PEOF pillanatnyi AO-index adatsorát a felszínhőmérséklet adatsorával korreláltatva egy időfüggő korrelációs együtthatót kaptam, mely objektíven jellemzi a távkapcsolat időfejlődését. A korrelációs együttható idősoron statisztikai tesztek segítségével kimutattam, hogy az északi félgömb számos területén szignifikáns trend várható a távkapcsolat erősségében a téli negyedévben. A legnagyobb eltérések elérhetik a 0,15-0,44 mértékű korrelációs együttható változást az 1950-2099 időszakra vonatkozóan, melyek igen jelentősnek tekinthetők. A távkapcsolatok időfejlődésének pontosabb felderítéséhez a jövőbeni kutatásokhoz joggal javasolható az 1000-es elemszámot elérő sokaságok vizsgálata.

Összességében eredményeim az AO és annak távkapcsolatainak állandóságát cáfolják, a klímaváltozás hatására szignifikáns változások elé nézhetünk. A dolgozatomban bemutatott módon akármelyik másik távkapcsolat és oszcillációs jelenség időfejlődését is megvizsgálhatjuk, mely bőven hagy helyet jövőbeni kutatásoknak.

3.2. A nyári nagytérségi cirkuláció hatása a tengerjég minimum kiterjedésére: a belső változékonyság szerepe az Arktiszt érintő megfigyelt változásokban

3.2.1. A szeptemberi tengerjég változékonysága: múlt és jövő

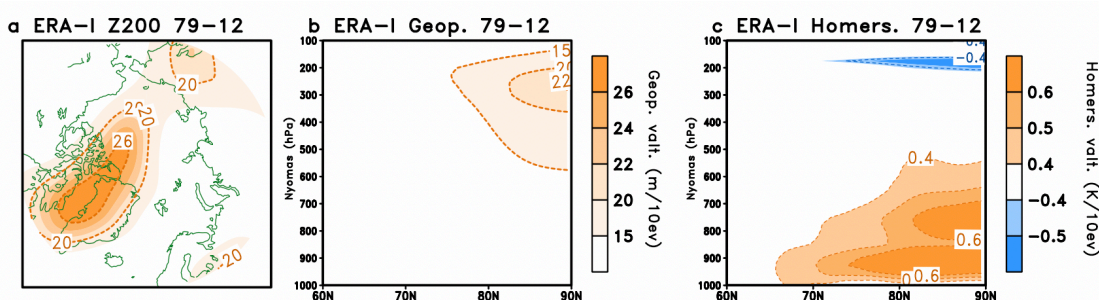
A 7. ábra összefoglalást nyújt a szeptemberi tengerjég teljes területi indexének (SIA index) időfejlődéséről a megfigyelésekben, illetve a sokasági modellszimulációkban 1979-2080 között. A megfigyelt SIA index idősort (7. ábra lila folytonos vonal) összességében negatív trend jellemzi 1979-2017 között. A modellszimulációk közül legkevésbé a CESM becsli alul a megfigyelt tengerjég területének nagyságát, azonban számításaim szempontjából a SIA index konkrét értéke nem, csak a trendje lényeges, így a 7. ábra célja inkább szemléltetés, mintsem a modellek kiértékelése. A színes pontozott (szaggatott) vonalak a 7. ábrán a gyors (lassú) tengerjég olvadást mutató tagok átlagának időbeli menetét mutatják 1979-2012 között. Látható, hogy a kezdetben a gyors olvadást mutató tagok több tengerjeget tartalmaznak, mint a lassú csoport. A 2020-2050 időszakra vonatkozó gyors (lassú) csoportátlagok az 1979-2012 közötti időszakhoz hasonlóan több (kevesebb) jeget tartalmaznak eleinte, az ábra átláthatósága miatt azonban csak az MPI-GE 3 RCP forgatókönyvére ábrázoltam a 7b ábrán.



7. ábra. A szeptemberi tengerjég teljes területi index idősorainak megfigyelt (lila) és modellezett értékei 1979–2080 között az ábrafeliraton jelzett színekkel. A szürke doboz az (a) ábrán a jövőbeli vizsgálatok időablakát jelzi (2020–2050), amelyre a (b) ábra készült. A (b) ábra jobb oldali skálája az RCP8.5 szcenárióhoz tartozik a jobb átláthatóság végett.

3.2.2. A cirkuláció–tengerjég csatolás: megfigyelt és modellezett kapcsolat

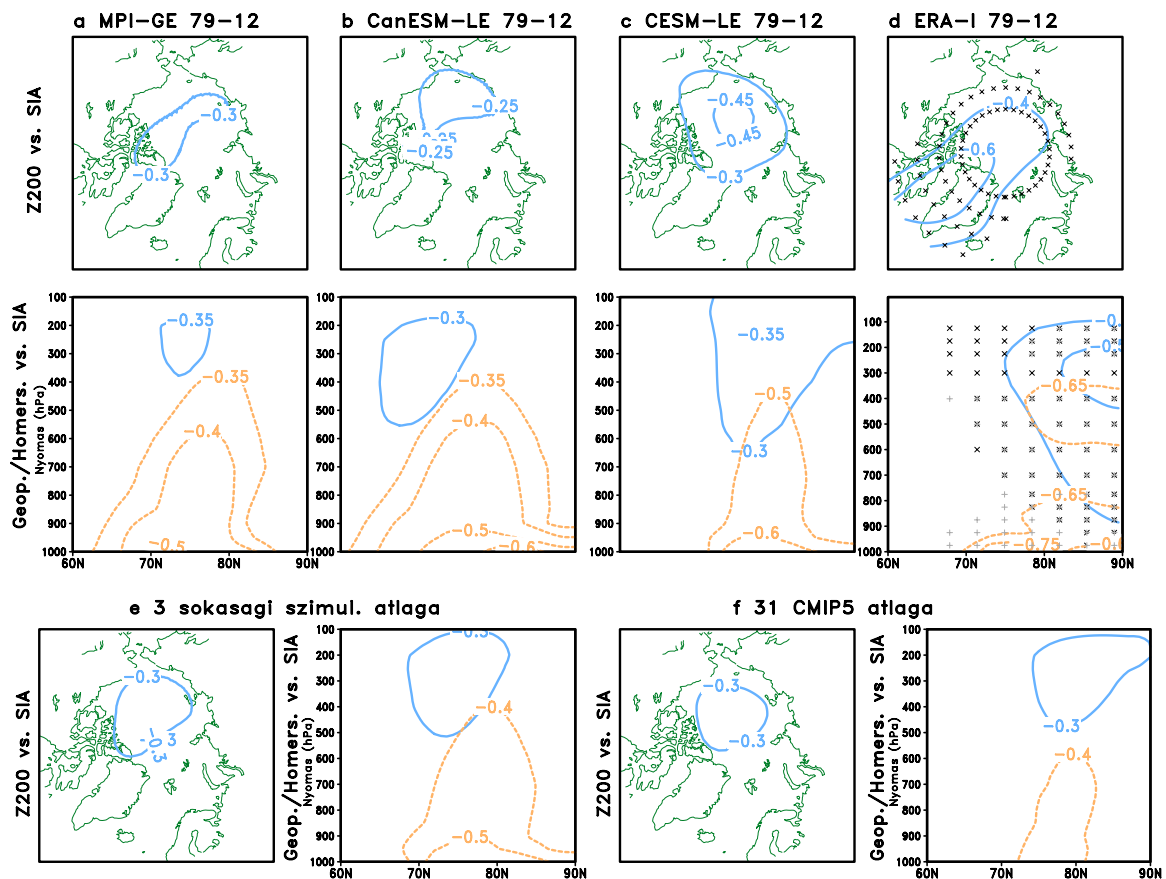
Vizsgálataim korrekt megalapozásához először tekintsük át milyen változások jellemzik a megfigyelt arktiszi cirkulációt az utóbbi évtizedekben. Az ERA-I reanalízisben 1979-2012 között a nyári negyedévben (JJA) egy regionális geopotenciál emelkedést figyelhetünk meg Északkelet-Kanada és Grönland térségében, melynek maximumát a 200-300 hPa geopotenciál szinteken figyelhetjük meg (8a-b ábra). *Ding és mtsai.* (2017) cikkének 1. ábrájának és az alábbi, 8. ábra alapján elmondható, a magasban jelentkező geopotenciál emelkedéshez a felszínen nagymértékű melegedés társul, melynek következtében a troposzféra alsóbb rétegeiben a nedvességtartalom, illetve a hosszuhullámú kisugárzás mértéke is növekszik. A kialakuló cirkulációs mintázat leginkább egy barotróp anticiklonhoz hasonlítható, belsejében adiabatikusan melegedő és nedvesedő levegővel (ld. *Ding és mtsai.* (2017) 1. ábra, ahol az áramlási vonalak is ábrázolva vannak). A megfigyelt nyári cirkulációs mintázat *Ding és mtsai.* (2017) alapján a rákövetkező szeptemberi tengerjég olvadásához szorosan kapcsolt.



8. ábra. Megfigyelt (ERA-Interim reanalízis) (a) Z200 (m/évtized), (b) zonális átlag geopotenciál magasság (m/évtized) és (c) zonális átlag hőmérséklet (K/évtized) lineáris trendek az 1979-2012 nyári negyedévre átlagolt (JJA) időszakban.

Annak illusztrálására, hogy az arktiszi cirkuláció hajtotta tengerjég változékonysága a klímamodellekben mennyire reprezentált, elsőként lineáris korreláció analízist végeztem. A Z200, illetve a geopotenciál (kék kontúrvonalak a 9. ábrán) és a hőmérséklet (narancs kontúrvonalak a 9. ábrán) zonális átlagát a JJA időszakra időben, lineáris detrendálás elvégzése után korreláltattam a rákövetkező szeptember teljes területi index idősorával az elérhető sokasági szimulációk minden egyes tagjának, a 31 CMIP5 modell, illetve a megfigyelések 1979-2012 időszakára vonatkozóan. Ezek után a sokasági szimulációk egyes tagjain kapott, illetve a 31 CMIP5 modellből kapott korrelációs térképeket kiátlagoltam (9. ábra). A megfigyelésekben (9d ábra) látott szignifikáns negatív, -0,6 nagyságú korreláció a Z200 és a tengerjég között figyelemreméltó annak ismeretében, hogy a Z200 szint akár 10-12 km távolságra is lehet az Arktisz felszínétől. Annak érdekében, hogy a különböző

modellek fizikájából adódó különbségeket minél inkább csökkentsem, további átlagolással kiátlagoltam a 3 sokasági szimulációra kapott 9a-c térképeket, valamint 31 CMIP5 modellből egyenként kapott korrelációs térképeket (9e-f ábra).



9. ábra. Lineáris korreláció a JJA geopotenciál (kék kontúr) és a hőmérséklet (narancs kontúr) zonális átlaga (detrendált) és a szeptemberi tengerjég (lineárisan detrendált) teljes területi indexe között az Arktiszra (ész. 60-90°) (a)-(c) a 3 sokasági szimulációban (a korrelációkat egyenként számoltam minden tagban, majd kiátlagoltam a sokaságra) és (d) ERA-I reanalízisben 1979-2012 között. (e) a 3 sokasági szimulációra és (f) a 31 CMIP5 modellre átlagolt korrelációk (a korrelációkat minden egyes modell idősorain végeztem, majd a kapott 3 (31) korrelációs térkép átlagolásával kaptam a 3 (31) tagú multimodell sokaságra vonatkozó korrelációs mintázatokat). A megfigyelések ábráin a szignifikáns értékeket 95%-on keresztekkel (geopotenciál) és plusz jelekkel (hőmérséklet) jeleztem.

A 9e-f ábrák alapján elmondható, hogy a modellek alapvetően jól megfogják a feltételezett fizikai mechanizmust: a Z200 szint geopotenciál és a tengerjég közötti szignifikáns korrelációk a cirkuláció–tengerjég csatolás létezését jelzik. Azonban már ezen egyszerű vizsgálat alapján elmondható, hogy a megfigyelt (9d ábra) korrelációhoz képest a modellek jelentősen alulbecslik a cirkuláció és a tengerjég közötti kapcsolat erősségét. További számolásokat végeztem és a gyors-mínusz-lassú kompozit alkalmazásával is megvizsgáltam az előbbi részben egyszerű korreláció számítással igazolt légkör–tengerjég csatolási mechanizmust.

A 9. ábrán láttuk, hogy a tengerjég a légköri cirkulációhoz a korrelációs számítás alapján csatolt, azonban a kapcsolat trendek elemzése alapján is éppúgy megfigyelhető, ahogyan azt *Ding és mtsai.* (2019) megmutatták a CESM-LE sokaságára. A CESM modell azonban csupán egy a sok közül, ezért kézenfekvőnek tűnt minél több klímamodellt bevonni a kutatásba annak érdekében, hogy robosztusabb eredményre juthassunk. Az egyéni modelldinamikák fizikai sajátosságainak hatásait az eredményekre szerettem volna minél inkább kiszűrni, így a modellek átlagos teljesítményére fókuszáltam. A továbbiakban a 2.6. alfejezetben ismertetett gyors-mínusz-lassú kompozit három sokasági éghajlatszimuláción és 31 db CMIP5 modell szimulációiban történő alkalmazásával több évtized időszakra vonatkozó trendek elemzésével tovább vizsgálom a cirkuláció tengerjéghez kapcsolható fizikai mechanizmusát.

Vizsgálataimban a JJA Z200, TS, valamint a geopotenciál (Geop.) és a hőmérséklet (Homers.) 19 nyomási szintjére számolt zonális átlagainak gyors-mínusz-lassú kompozit térképeit készítettem el mind az 1979-2012, mind pedig a 2020-2050 időszakra. A 2.6. alfejezetben ismertetett módszertanban említettem, hogy egy adott változóra számolt gyors-mínusz-lassú kompozit kapcsolatban áll a tengerjég változékonyságával és az éghajlat belső változékonyságának szerepét tükrözi. Arra, hogy pontosan milyen kapcsolatban állhat a kompozit értékei alapján következtethetünk. *Ding és mtsai.* (2019) eredményei szerint a megfigyelt nyári cirkulációs mintázat mechanizmusa – regionális barotróp anticiklon Grönland és a Jeges-óceán felett – a CESM-LE sokaság alapján számolt gyors-mínusz-lassú kompozitban megmutatkozik. Az általuk alkalmazott mintázatkereső (ún. „pattern matching”) eljárással a megfigyelt tengerjég olvadás trendek 40-50%-át tulajdonították a kompozit mintázatban reprezentált belső változékonyság által hajtottak (*Ding és mtsai.*, 2019).

Mielőtt eredményeimre rátérnék, tekintsük át, hogy a kompozit számolása során pontosan milyen kapcsolatra következtethetünk pl. a Z200 és a tengerjég között. Tegyük fel, hogy a kompozit (a gyors-mínusz-lassú trendek különbsége) értéke szignifikáns pozitív, ami háromféleképpen következhet be.

- (1) A gyors tengerjég olvadáshoz tartozó Z200 trendcsoport átlaga (15/7/6 tag átlaga az MPI-GE, CESM-LE és CanESM-LE modellekben) szigorúan pozitív, és a lassú csoporthoz tartozó Z200 trendek átlaga szigorúan negatív. Ekkor a gyors-mínusz-lassú kompozit értéke maximális, hiszen kivonjuk a negatív előjelű trendet a pozitív előjelűből.

- (2) A gyors csoport Z200 trendje szigorúan pozitív és a lassú csoport Z200 trendje is szigorúan pozitív. Ekkor a kompozit értéke kisebb a maximálisnál, azonban abból, hogy a kompozit szignifikáns pozitív az is következik, hogy a lassú csoport trendje szigorúan kisebb, mint a gyors csoporté.
- (3) A gyors csoport és a lassú csoport Z200 trendjei is negatív előjelűek. Ekkor a kompozit értéke szintén kisebb a maximálisnál, azonban a különbség szignifikáns pozitív voltából az is következik, hogy a gyors csoport Z200 trendje nagyobb (kisebb mértékben negatív), mint a lassú csoporté.

Következésképp, a kompozit akkor szignifikáns pozitív, ha gyors tengerjég olvadáshoz tartozó Z200 trendek *inkább* emelkedő tendenciát mutatnak, mellyel párhuzamosan a lassú csoporthoz tartozó Z200 trendek *inkább* csökkenő tendenciát mutatnak. Annak ellenére, hogy csak az (1) esetben tudjuk biztosra, hogy a kompozit értéke azért szignifikáns pozitív, mert a gyors csoporthoz pozitív a lassúhoz pedig negatív Z200 trend társul, a köztes (2)-(3) esetekben is *inkább* ez a viselkedés társul. Ugyanis a (2) esetben a lassú csoport trendje *kisebb*, mint a gyorsé (negatívabb) és a (3) esetben pedig a gyors csoport trendje *nagyobb* (kevésbé negatív), mint a lassú csoporté. Így a *Ding és mtsai. (2017)* szerint megfigyelt cirkulációs kényszere a tengerjég olvadásnak a kompozit szignifikáns pozitív értékeiben nyilvánul meg.

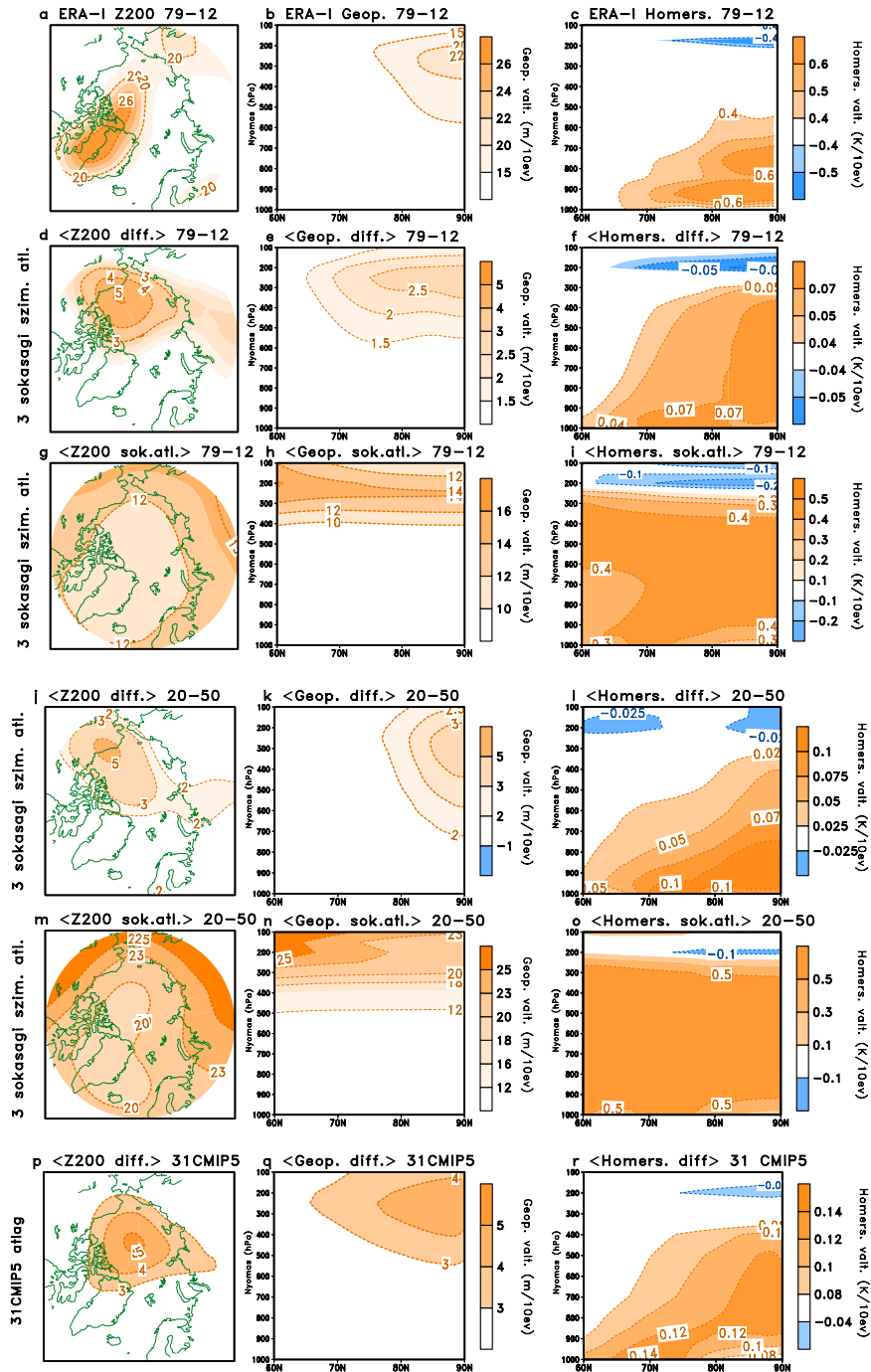
A 10d-f ábrákon látható, 1979-2012 időszakra elkészített és a 3 sokasági éghajlatszimulációra kiátlagolt kompozit térképek szignifikáns pozitív trendeket mutatnak és a megfigyelt (10a-c ábrák) trendekhez hasonlóak, melyekből *Ding és mtsai. (2017;2019)* alapján jogosan következtethetünk a cirkulációs viszonyokra: az Arktisz területén kiépülő regionális barotróp anticiklon belsejében adiabatikusan leszálló, melegedő és nedvesedő levegő a megnövekvő hosszúhullámú kisugárzása által olvaszthatja a tengerjeget. *Ding és mtsai. (2017)* megemlíti, hogy az ERA-I reanalízisben sarki alacsonyszintű felhők megjelenése is megfigyelhető. A nedvességtartalom, a hosszúhullámú kisugárzás növekedése és a következtükben létrejövő alacsonyszintű felhők a hőmérséklettel szorosan összefüggnek, így azok ábrázolását az ábrák egyszerűsége végett nem végeztem el (ld. *Ding és mtsai., 2019: 3. ábra*, illetve *Ding és mtsai. 2017: 1. ábra*), vizsgálataim a geopotenciálra és a hőmérsékletre fókuszálok.

Jogosan merül fel a kérdés, hogy a megfigyelt cirkulációs mintázat (10a-c ábrák) mennyiben származik az éghajlati rendszer belső változékonyságából és mennyiben a külső kényszerek velejárója. A 10g-i ábrákon a 3 sokasági szimuláció Z200, zonális átlag geopotenciál és hőmérséklet változóinak sokaságátlag idősorainak lineáris trendjét láthatjuk

a három modellre kiátlagolva. Figyelemreméltó, hogy a sokaságátlag trendek, azaz a külső kényszerek hatása, kevésbé hasonlít a megfigyelt trendmintázatra, mint a gyors-mínusz-lassú kompozit eredményeként kapott, a belső változékonyság hatását tükröző trendek. A modellek fizikai szerint a sokaságátlagban reprezentált felmelegedés az ÜHG gázok koncentrációjának emelkedése okozta sugárzási kényszer melegítő hatása, mely egységes az Arktisz területén, mellőzve bármilyen anticiklonhoz hasonló cirkulációs mintázatot. A modellezett belső változékonyság által produkált regionális jellegű barotróp mintázat (10. ábra, *Ding és mtsai.*, 2019) magnitúdói pedig igen kicsik. Mindezekből következtethetünk arra, hogy (i) a modellek fizikai túlérzékenységet mutatnak az ÜHG kényszerre, vagy, hogy (ii) a modelldinamikákban valós fizikai hatások alulreprezentáltak (például a cirkuláció–tengerjég csatolás, mint korábban láttuk a 9. ábrán) (*Swart és mtsai.*, 2015; *Ding és mtsai.*, 2017;2019).

A következő lépésben, annak felderítésére, hogy vajon az 1979-2012 időszakra számolt kompozit térképek alapján látott belső változékonysághoz köthető cirkulációs mintázat a jövőben is fennáll-e, a számolásokat megismételtem a 2020-2050 időszakra. A 10j-l ábrákon a Z200, zonális átlag geopotenciál és hőmérséklet gyors-mínusz-lassú kompozit térképei láthatóak a három sokasági szimuláció RCP8.5 forgatókönyvére átlagolva, míg a 10m-o ábrák a sokaságátlag idősorok lineáris trendmezőit mutatják szintén a három szimulációra átlagolva. Látható, hogy a fizikai mechanizmus az időszak megválasztásától függetlenül megjelenik, a sokaságátlag lineáris trendek pedig továbbra is egységes felmelegedést jósolnak az Arktisz területére. A 10j-l ábrákon látható, hogy a belső változékonyságból adódó jel magnitúdója a jövőre vonatkozó számolások esetén is meglehetősen kicsi a sokaságátlagban reprezentált, külső kényszerekből adódó (10m-o ábrák) jelenségekéhez képest.

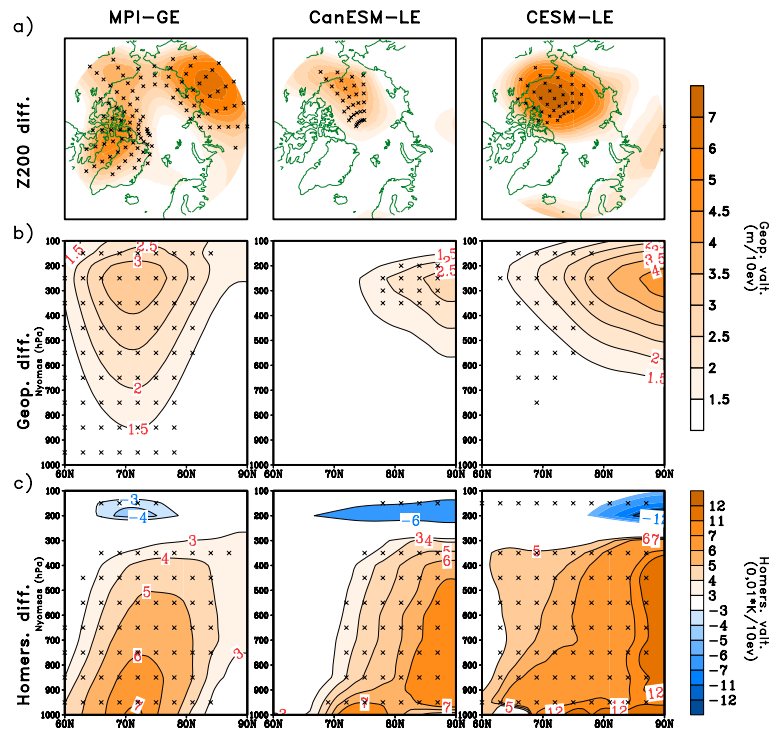
Sokasági éghajlatszimulációk óriási számításgényük miatt jelenleg csak 3 globális klímamoddellel valósultak meg hozzáférhető formában. Azonban céлом, hogy minél általánosabb következtetéseket vonhassak le a látott cirkuláció–tengerjég csatolás fizikai mechanizmusáról, így vizsgálataimba bevontam 31 db CMIP5 modell szabad, állandó külső kényszerfeltételek mellett futtatott kontrollfutásait (1. táblázat). A 2.5 alfejezetben említett módon, az egyes, többszáz éves modellszimulációkat 34 éves időszakokra daraboltam (az 1979-2012 időszak mintájára), majd a belőlük készített pszeudo-sokaság tagjain minden egyes modell szimulációira külön-külön kiszámoltam a gyors-mínusz-lassú kompozitok trendmintázatait. Az így kapott 31 db kompozit átlaga (10p-r ábra) nagyban hasonlít a megfigyelt és a sokasági szimulációkkal modellezett cirkulációs mintázathoz.



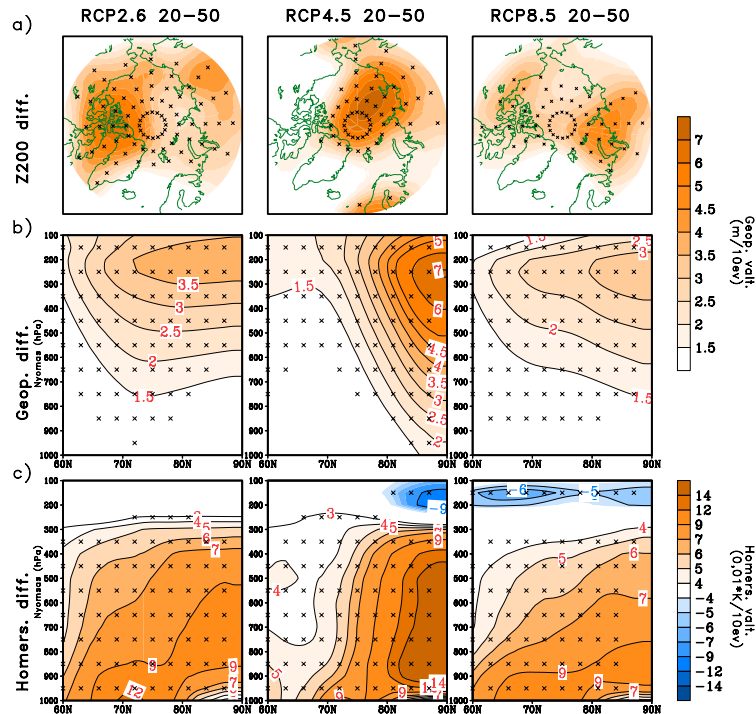
10. ábra. Megfigyelt (ERA-Interim reanalysis) (a) Z200 (m/évtized), (b) zonális átlag geopotenciál magasság (m/évtized) és (c) zonális átlag hőmérséklet (K/évtized) lineáris trendek 1979-2012 JJA időszakra. Múltra vonatkozó (1979-2012) (d) Z200, (e) zonális átlag geopotenciál magasság és (f) zonális átlag hőmérséklet gyors-mínusz-lassú kompozitok és a sokaságátlag idősor (g) Z200, (h) zonális átlag geopotenciál magasság és (i) zonális átlag hőmérséklet lineáris trendek átlagolva a három sokasági szimulációra (MPI-GE, CanESM-LE és CESM-LE) (az ábrafeliraton < > szimbólum utal az átlagolás műveletére). Jövőre vonatkozó (2020-2050) (j) Z200, (k) zonális átlag geopotenciál magasság és (l) zonális átlag hőmérséklet gyors-mínusz-lassú kompozitok és a sokaságátlag idősor (m) Z200, (n) zonális átlag geopotenciál magasság és (o) zonális átlag hőmérséklet lineáris trendek átlagolva a három sokasági szimuláció RCP8.5 forgatókönyvére (MPI-GE, CanESM-LE és CESM-LE) (az ábrafeliraton < > szimbólum utal az átlagolás műveletére). Gyors-mínusz-lassú (p) Z200, (q) zonális átlag geopotenciál magasság és (r) zonális átlag hőmérséklet kompozitok, melyek a 31 db CMIP5 modell többszáz éves kontrol futásainak 34 éves időszakokra történt feldarabolásával elkészített pseudo-sokaságán készült 31 db gyors-mínusz-lassú kompozit átlagai.

A teljesség kedvéért, a 11. ábrán bemutatom az egyes sokasági szimulációk 1979-2012 időszakra vonatkozó kompozit térképeit, a 12. ábrán pedig az MPI-GE 3 különböző kényszerforgatókönyvének kompozit mintázatait. A feltételezett folyamat – az Arktisz területén felépülő regionális barotróp anticiklon belsejében leszálló és az adiabatikus melegedés következtében nedvesedő levegő, mely a megnövekedő hosszuhullámú kisugárzása által felülről olvasztja a tengerjeget – a modell kiválasztásától függetlenül létezik.

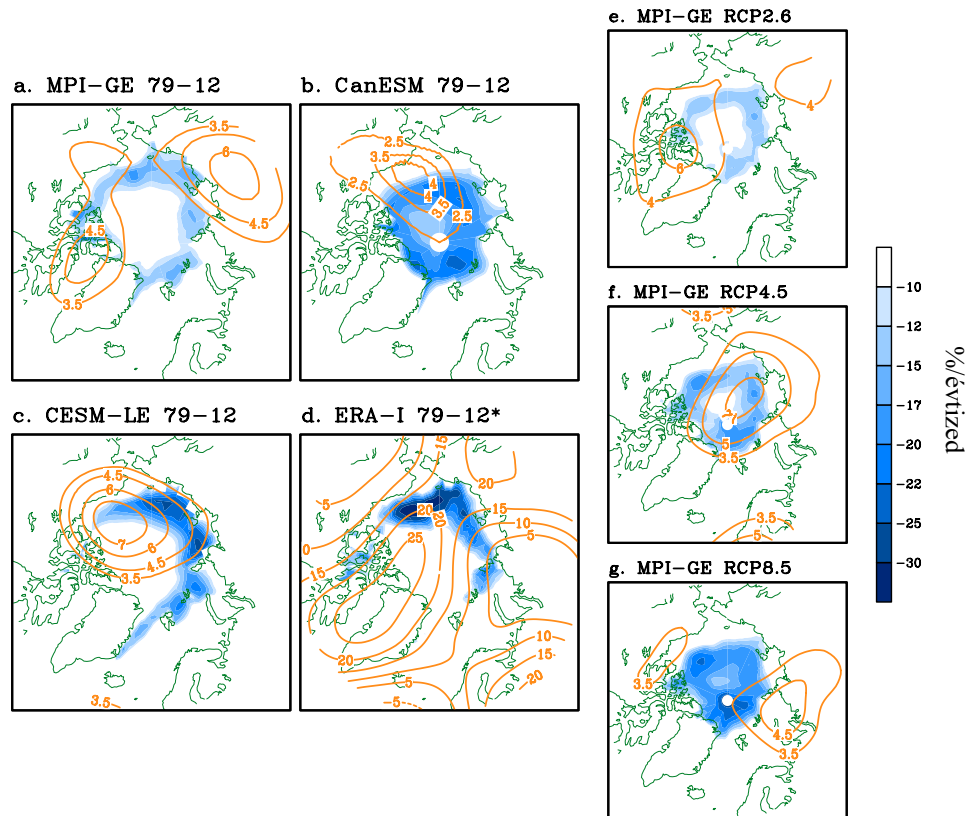
Elmondható, hogy a különböző modellfizikák, illetve kényszerfeltételek hatással vannak a kompozitok mintázataira, mely különbségek egyik oka a modellek tengerjég klimatológiáiban tapasztalt különbségekre vezethető vissza. A tengerjég az egyik legnehezebben modellezhető változó az Arktisz területén, így a modellek teljesítménye jelentősen eltér a tengerjég klimatológiák helyes reprezentációjában. A 13. ábra a szeptemberi tengerjég klimatológiák hatását mutatja a gyors-mínusz-lassú kompozitok térbeli szerkezetére. A 13. ábrán narancsszínű kontúrvonalakkal a 11. és 12. ábrák (a) sorában már bemutatott Z200 kompozitokat jeleztem, míg színezéssel az egyes sokaságokból a gyors tengerjég olvadást mutató csoport (15/7/6 tag átlaga) szeptemberi tengerjég teljes területi indexének lineáris trendjét (% terület/évtized a 13a-c ábra), illetve a megfigyelt tengerjég olvadás ütemét (13d ábra) ábrázoltam az Arktiszra. A gyors tengerjég olvadást mutató tagok átlagának ábrázolásával a tengerjég klimatológiára is következtethetünk, hiszen a 13. ábrán fehéres területek még a leggyorsabb tagokban sem mutatnak jelentős olvadást, így a tengerjég azokon a területeken a legstabilabb az egyes modelldinamikák szerint. Látható, hogy a modellekben a Z200 kompozitok térbeli eloszlása a tengerjég szélei felett összpontosul, hiszen azok azok a területek, ahol a fent részletezett légköri folyamat hatásosan tud olvasztó hatást kifejteni. A megfigyelésekben (13d ábra) a Z200 trendjének maximuma Északkelet-Kanada és Grönland felett található, míg a tengerjég olvadásának maximuma a Beaufort-tengeren figyelhető meg. A három sokasági modell közül a CESM-LE modell adja vissza a tengerjég klimatológiáit a legjobban, az MPI és a CanESM modellekben a tengerjég maximuma a sarok körül összpontosul, míg a megfigyelésben Észak-Kanada partjainál. Ezen modelldinamikai tényezőt későbbi vizsgálatok során sem szabad figyelmen kívül hagyni.



11. ábra. 1979-2012 időszakra vonatkozó gyors-mínusz-lassú (a) JJA Z200 (m/évtized), (b) JJA zonális átlag geopotenciál magasság (m/évtized) és (c) zonális átlag hőmérséklet ($0,01^{\circ}\text{K}/\text{évtized}$) kompozitok a három sokasági szimulációban. A szignifikáns értékeket 95%-os konfidenciaintervallum mellett jelöltem (kétmintás t-próba).



12. ábra. 2020-2050 időszakra vonatkozó gyors-mínusz-lassú (a) JJA Z200 (m/évtized), (b) JJA zonális átlag geopotenciál magasság (m/évtized) és (c) zonális átlaghőmérséklet ($0,01^{\circ}\text{K}/\text{évtized}$) kompozitok az MPI-GE sokasági szimuláció 3 RCP forgatókönyvére. A szignifikáns értékeket 95%-os konfidencia intervallum mellett jelöltem (kétmintás t-próba).



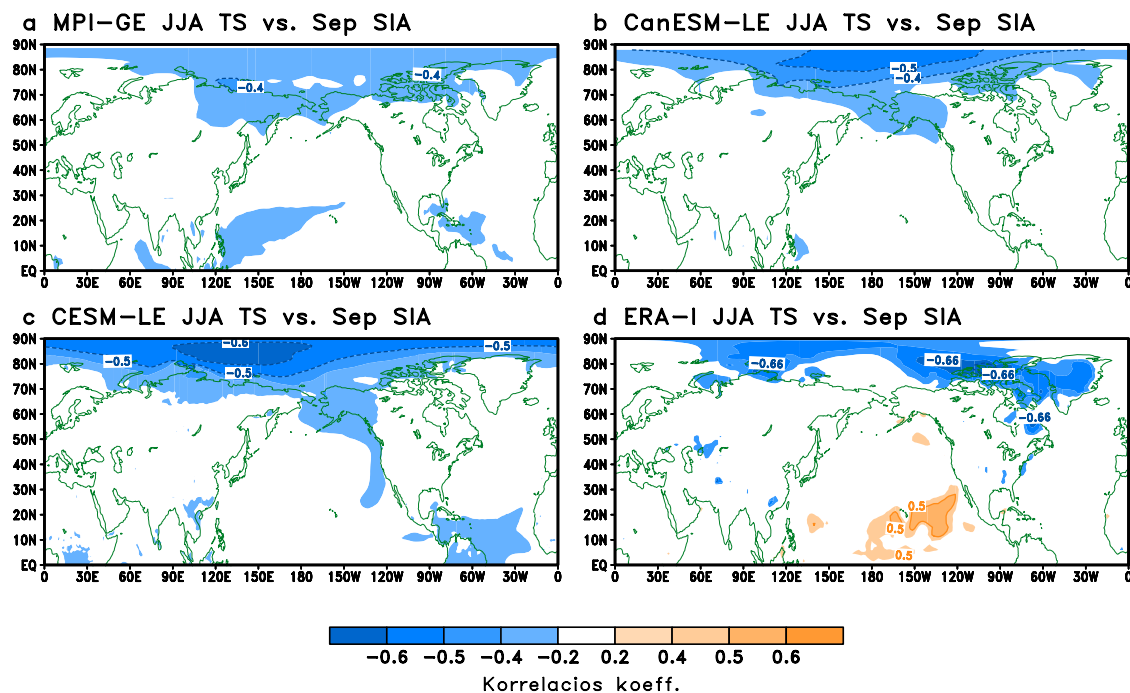
13. ábra. 1979-2012 időszakra vonatkozó gyors-mínusz-lassú JJA Z200 (kontúrvonalak: m/évtized) kompozitok és a gyors tengerjég olvadást mutató csoport átlagának jégolvadás trendje (színezett: %/évtized) az (a) MPI-GE, (b) CanESM-LE és (c) CESM-LE sokaságokra, valamint (d) megfigyelt JJA Z200 és a szeptemberi tengerjégolvadás lineáris trendje minden rácspontban az ERA-I reanalízisből. (e)-(g) ugyanaz, mint (a)-(c) csak az MPI-GE három RCP forgatókönyvére vonatkozó 2020-2050 időszakra számolva.

3.2.3. A cirkuláció–tengerjég csatolás távoli, Pacifikus kényszerei

Az előzőekben részletesen tárgyalt fizikai mechanizmusról megbizonyosodtunk, hogy a modellszimulációk alapján részben a légkör természetes belső változékonyságából adódó jelenség. Annak számszerűsítésére, hogy ez a relatív arány pontosan mekkora, egy jelentős, a klímamodellek dinamikáit érintő fizikai hiányosság miatt egyelőre nem kerül sor. Ebben az alfejezetben ezzel a modelleket érintő korláttal foglalkozom.

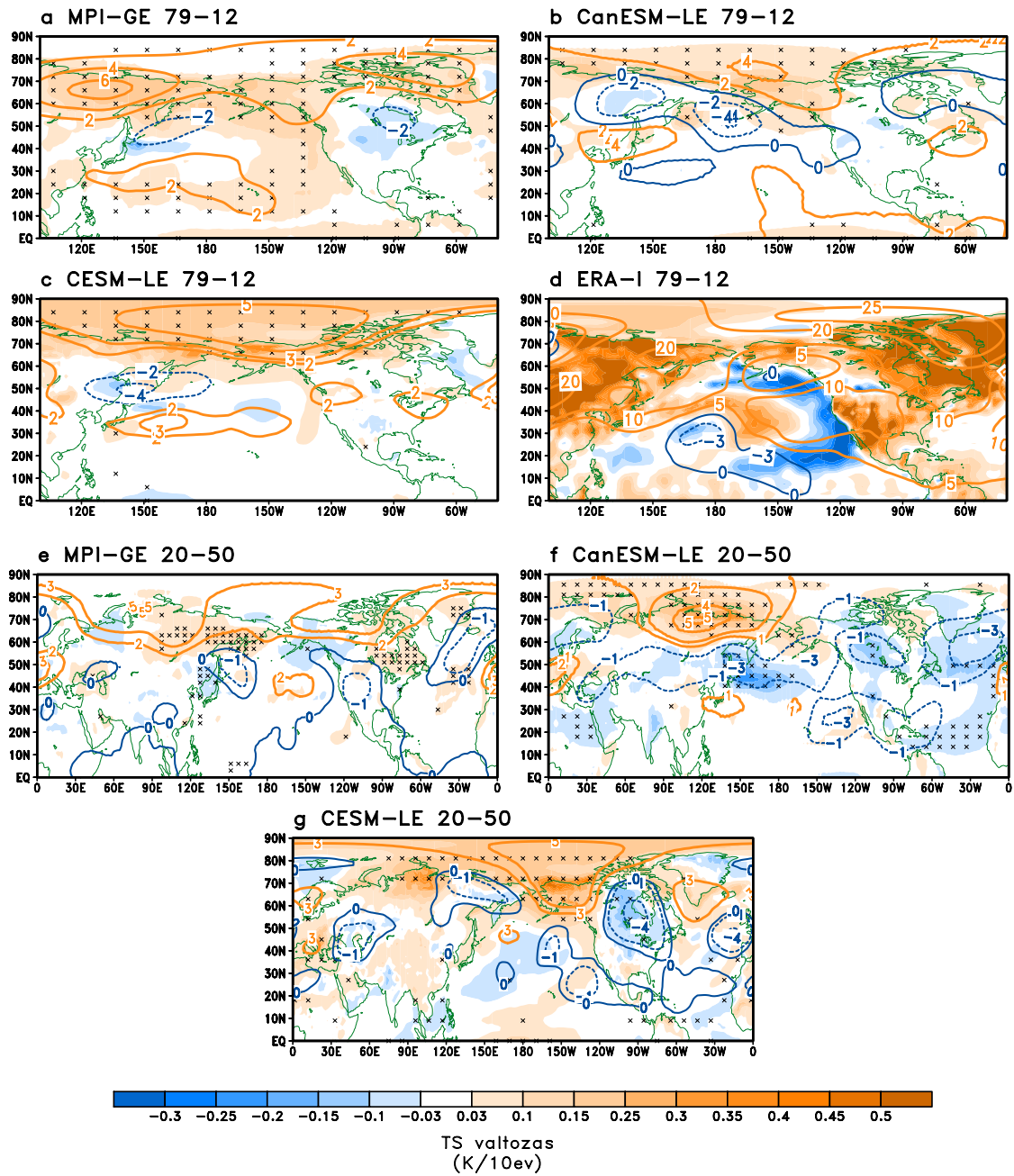
Az eddigiekben azzal foglalkoztunk, hogy az Arktisz felett megfigyelt trendmintázat miként reprezentálódik a modelljeinkben, illetve, hogy a nyári cirkuláció milyen mechanizmus által kapcsolódhat a szeptemberi tengerjég változékonyságához. Most számításaim fókuszát a nagytérségi folyamatokra helyezve megvizsgálom, hogy milyen fizikai mechanizmus alakíthatja ki a reanalízisben megfigyelhető és a modellszimulációkban reprezentált regionális anticiklont Északkelet-Kanada és Grönland felett. *Ding és mtsai.* (2014) hullámaktivitás sűrűség analízissel (*Plumb*, 1985) megmutatták, hogy a megfigyelt arktiszi változások éves átlagban egy, a trópusokról az Arktisz felé propagáló Rossby-hullám által szállított energiához kapcsolhatók. A propagáló hullám forrása a Csendes-óceán középső keleti medencéjében megfigyelt negatív SST anomália, melynek következtében a lokálisan csökkenő konvekció negatív csapadék-, és pozitív felszíni divergencia anomáliát von maga után. Ez a magasban pozitív konvergencia anomáliát eredményez, mely kedvez a propagáló Rossby-hullámok kialakulásának (*Plumb*, 1985; *Matsuno*, 1966; *Gill*, 1980). Ezt a jelenséget *Baxter és mtsai.* (2019) jelenleg bírálat alatt álló cikke tovább vizsgálta és Pacifikus–Arktisz távkapcsolatnak (Pacific-ARctic: PARC) nevezte.

Mindezek által motiválva megvizsgáltam az 1979-2012 időszakban, hogy a sokasági szimulációkban a szeptemberi tengerjég teljes területi indexe mely területek felszínhőmérséklet (TS) értékeivel korrelál az azt megelőző nyári negyedév időszakában (14. ábra). A megfigyelések (14d ábra) szignifikáns pozitív korrelációt mutatnak a Csendes-óceán középső keleti medencéjének TS értékeivel, azaz a tengerfelszín hőmérséklet negatív anomáliája a nyári időszakban a rákövetkező szeptember tengerjégének erősebb olvadását vonja maga után. A modellekben azonban nem találtam szignifikáns korrelációt a megfigyelésnél jelzett térségben, ráadásul ellentétes előjelű, negatív korrelációs koefficienseket láthatunk a 14a-c ábrákon a Csendes-óceán más térségeiben.



14. ábra. Korreláció a JJA felszínhőmérséklet (TS) és a szeptemberi tengerjég teljes területi indexe (Sep SIA) között az 1979-2012 időszakban (d) a megfigyelésekben és a három sokasági éghajlatszimulációban: (a) MPI-GE, (b) CanESM-LE, (c) CESM-LE. A korrelációkat a sokaság minden tagjában külön számoltam, majd kiátlagoltam a sokasági tagok számával megegyező korrelációs térképeket. Az egyes idősorokat 1979-2012 időszak lineáris trendjének eltávolításával detrendáltam a számítások előtt.

Következő lépésben a gyors-mínusz-lassú kompozitok felszínhőmérsékletre történő alkalmazásával első közelítésben arról kaphattam információt, hogy a nyári felszínhőmérséklet és a szeptemberi tengerjég között mutatnak-e kapcsolatot a modellek, ha több évtized hosszúságú trendek viszonylatában vizsgálódok. A korrelációs számítással nem láttam szignifikáns kapcsolatot a Pacifikus térségre vonatkozóan, ezért elkészítettem a felszínhőmérséklet gyors-mínusz-lassú kompozitokat, melyeket a 15. ábrán az előzőekben már látott Z200 gyors-mínusz-lassú kompozit térképekkel egyetemben ábrázoltam. Az MPI-GE sokaság (15a ábra) a Csendes-óceán északi medencéjére kiterjedő pozitív TS anomáliát jelez, mely azonban pont ellentétes előjelű változásokra utal, mint amit a megfigyelésekben láthatunk (15d ábra). A CESM-LE és a CanESM-LE sokasága egyik időablakra sem jelez szignifikáns hőmérsékletváltozásokat a kérdéses trópusi területekről.



15. ábra. 1979-2012 JJA időszakra vonatkozó gyors-mínusz-lassú kompozitokat a Z200 (m/évtized - kontúrvonalak) és a felszínhőmérsékletnek (K/évtized - színezett) az (a) MPI-GE, (b) CanESM-LE és (c) CESM-LE sokaságokra, valamint (d) a megfigyelt JJA Z200 (kontúrozott) és a felszínhőmérséklet (színezett) lineáris trendek. (e)-(g) ugyanaz, mint (a)-(c) csak 2020-2050 időszakra a 3 modellsokaság RCP8.5 forgatókönyve alapján. A szignifikáns kompozit értékeket a 95%-os szignifikancia szinten keresztekkel jeleztem (kétmintás t-próba).

A 14. ábra alapján elmondható, hogy a megfigyelt negatív felszínhőmérséklet trend a Csendes-óceán keleti medencéjében nem jelenik meg a sokasági modellszimulációkban, a modellek ellentétes előjelű jelet látnak (vagy semmilyen). A megfigyelésekben, a szakirodalomból ismert Matsuno–Gill mechanizmus (Matsuno, 1966; Gill; 1980) által kialakuló, trópusokról az Arktisz felé propagáló Rossby-hullám tevékenységhez (*Ding és mtsai.*, 2014) hasonló nem fedezhető fel a modellszimulációkban, hiszen ennek alapkövetelménye lenne a trópusi negatív tengerfelszín hőmérséklet anomália.

Mindezek fényében a modellek által reprodukált arktiszi cirkulációs mintázat modellezett fizikai mechanizmusa egyelőre rejtve marad. Személyes véleményem, hogy a modelldinamikákban alulreprezentált cirkuláció–tengerjég csatolás (9. ábra) – ezáltal pedig a belső változékonyság alulreprezentáltsága (10. ábra) – hozzájárulhat a trópusi kényszer modellbeli hiányához. Így az évtizedes skálájú tengerjég előrejelzéseink bizonytalansága továbbra is nagymértékű marad. Későbbi terveim között szerepel saját globális klímamodell futtatásokat végezni, mely során részletesebben körüljárhatom a külső kényszerek és a belső változékonyság okozta jelenségek körét.

3.2.4. Összefoglalás

Összefoglalásként elmondható, hogy a gyors-mínusz-lassú kompozit módszer széleskörű alkalmazásával, mind sokasági, mind pedig CMIP5 modelldinamikákon beláttuk, hogy a mérésekben megfigyelt trend – amely a nyári negyedévben az Arktisz területére kiterjedő barotróp anticiklon formájában a tengerjég változékonyságának fontos befolyásoló tényezője – alapvető fizikai mechanizmusa lokálisan jól reprezentált mind a modern sokasági éghajlati szimulációkban, mind pedig 31 CMIP5 modellben. A modellek azonban a lokális cirkuláció–tengerjég csatolást jelentősen alulbecslik (8. ábra), a távoli, trópusi kényszerek hatását pedig vagy rossz előjellel, vagy egyáltalán nem adják vissza. Ennek következtében a belső változékonyság relatív szerepének meghatározása a modellekben, azaz, hogy a gyors-mínusz-lassú kompozitok milyen arányban lehetnek felelősek a külső kényszerek hatásaival szemben a megfigyelt, valódi éghajlatunk dinamikájában látott változásokért, még nem lehetséges.

Eredményeim felhívják a figyelmet, hogy a jelenlegi klímamodelljeinkkel a trópusi óceán változékonysága alapján végzett évtizedes skálájú tengerjég előrejelzéseink (pl. *Screen és Deser*, 2019) félrevezetőek lehetnek. Az óceán változékonyságának mind pontosabb reprezentálása klímamodelljeinkben alapvetően javíthatná az évtizedes klímaprojekciónk megbízhatóságát.

4. Összefoglalás

Diplomamunkámban a sokasági éghajlati szimulációk és 31 CMIP5 éghajlati modell többszáz éves kontrollfutásainak alkalmazhatóságát mutattam be az Arktisz cirkulációs viszonyainak vizsgálatával mind a téli, mind pedig a nyári negyedévre vonatkozóan. Kutatási munkám során az éghajlatváltozás szempontjából két fontos tényezőt vizsgáltam: az Arktikus Oszcilláció példáján megmutattam, hogy egy nem-stacionárius klímában a hagyományos, időátlag alapú módszereink félrevezetőek lehetnek. Sikeresen módosítottam és alkalmaztam a hagyományos EOF analízist a sokaság képre, amivel időpillanathoz rögzített statisztikák számolásával megadtam az AO és a hozzá kapcsolódó egy távkapcsolati jelenség időbeli fejlődését. Az AO-hoz hasonlóan a többi időjárási távkapcsolat időfejlődése is megadható a sokasági éghajlatszimulációk segítségével, melynek kulcsfontosságú tényezője, hogy modelljeink minél tökéletesebbek legyenek.

A második részben az Arktisz szempontjából egyik leglényegesebb tényező, a szeptemberi tengerjég kiterjedésének a nagytérségi cirkulációból származó kényszereit vizsgáltam. A sokasági éghajlatszimulációkkal lehetőségem nyílt a külső kényszerek hatását külön választani a belső változékonyság okozta változásoktól, melynek módszertani alapját a gyors-mínusz-lassú kompozit eljárás alkotta. A tengerjég belső változékonyság okozta kényszereinek körüljárásával az évtizedes skálájú előrejelzéseink pontosítását tűztem ki célul. Az Északkelet-Kanada és Grönland felett a nyári negyedévben megfigyelt regionális geopotenciál emelkedést sikerrel kapcsoltam a szeptemberi tengerjég változékonyságához és egységes, számos klímamodellre jellemző korlátokat fogalmaztam meg a modellek teljesítményére vonatkozóan. Láthattuk, hogy a jelenlegi éghajlati modelldinamikák jelentősen alulbecslik a megfigyelt cirkuláció-tengerjég csatolást, azonban annak fizikai mechanizmusának lokális, Arktiszi mivoltát helyesen reprezentálják. Az azonban, hogy az Arktisz felett a megfigyeléseket reprodukáló modellbeli cirkulációs mintázat milyen fizikai mechanizmus útján épül ki, rejtve marad. A megfigyelt Pacifikus–Arktisz távkapcsolatot egyik klímamodell sem adja vissza, melynek okai között a modellek ÜHG kényszerekre adott válaszában túlérzékenysége vagy a tengerjég klimatológiák helyes reprezentálása körüli bizonytalanság is szerepelhet.

Modelljeink fizikájának pontosítása a jelenleg zajló éghajlatváltozás felgyorsult ütemének viszonylatában felettébb sürgető. A probléma rendkívül összetett, hiszen csak „tökéletes” modelldinamikákkal tudunk megfelelő sokasági szimulációkat végezni, melyek alkalmazásával a hagyományos időátlag alapú módszereinket felülvizsgálhatjuk. A

modellek jelen dolgozat keretében ismertetett gyengeségei azonban egyelőre megakadályozzák, hogy a cirkuláció–tengerjég csatolást a sokaságképben is vizsgáljuk.

A jövőben a szisztematikus adatgyűjtésen és állapotfelmérésen alapuló kutatásainkkal tovább pontosíthatjuk az éghajlati rendszer fizikai működéséről alkotott képünk, mellyel hozzájárulhatunk bolygónk mind pontosabb leírására, mellyel védelmére szolgálhatunk.

Köszönetnyilvánítás

Hálásan köszönöm témavezetőim, Dr. Haszpra Tímea és Dr. Herein Mátyás türelmét és technikai segítségét a dolgozat elkészültében, valamint, hogy megkeresésemre pozitív választ kaptam, hogy csatlakozhassak csoportjukhoz. Köszönöm Dr. Drótos Gábornak az MPI-GE adatainak részemre megküldését és hasznos számításmódszertani tanácsait. Köszönöm külső konzulenseim, Prof. Qinghua Ding és Prof. Jonathan Mitchell hasznos tanácsait és támogatását, főként, hogy a University of California, Santa Barbara szuperszámítógépének tárhelyét és számítási kapacitását rendelkezésemre bocsátották, mely nélkül munkám nem valósulhatott volna meg. Köszönöm továbbá belső konzulensem Prof. Tasnádi Péter támogatását és hasznos tanácsait a munka készülése során.

Irodalomjegyzék

Allen, R.J., Zender, C.S., 2011: Forcing of the Arctic Oscillation by Eurasian Snow Cover. *J. Climate*, 24, 6528–6539. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI4157.1>

Babolcsai, Gy., 2011: A decemberi országos havi átlaghőmérséklet előrejelzése távkapcsolatok alapján, www.met.hu/omsz/kiadvanyok/legkor/index.php?id=59

Barnes, E.A., 2013: Revisiting the evidence linking Arctic amplification to extreme weather in midlatitudes. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 4734–4739. <https://doi.org/10.1002/grl.50880>

Bittner, M., Schmidt, H., Timmreck C., Sienz, F., 2016: Using a large ensemble of simulations to assess the Northern Hemisphere stratospheric dynamical response to tropical volcanic eruptions and its uncertainty. *Geophys. Res. Lett.*, 43, 17, 9324–9332. doi: 10.1002/2016GL070587

Bódai, T., Drótos, G., Haszpra, T., Herein, M., Márffy, J., Tél, T., 2017: A párhuzamos földi klímák elmélete. *Magyar Tudomány*, 2017/2, 188–201.

Cavalieri, D. J., Parkinson, C. L., Gloersen, P., Zwally, H. J., 1996: *Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS Passive Microwave Data, Version 1*. Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center.

Chekroun, M.D., Simonnet, E., Ghil, M., 2011: Stochastic climate dynamics: Random attractors and time-dependent invariant measures. *Physica D*, 240, 1685–1700. doi:10.1016/j.physd.2011.06.005

Cohen, J.L., Furtado, J.C., Barlow, M.A., Alexeev, V.A., Cherry, J.E., 2012: Arctic warming, increasing snow cover and widespread boreal winter cooling. *Environ. Res. Lett.*, 7, 014007. doi:10.1088/1748-9326/7/1/014007

Cohen, J.L., Saito, K., 2003: Eurasian snow cover, more skillful in predicting U.S. winter climate than the NAO/AO? *Geophys. Res. Lett.* 30, 23, 2190.

Cohen, J., Screen, J.A., Furtado, J.C., Barlow, M., Whittleston, D., Coumou, D., Francis, J., Dethloff, K., Entekhabi, D., Overland, J., Jones, J., 2014: Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nat. Geosci.* 7, 627–637. DOI:10.1038/NNGEO2234

Dai, P., Tan, B., 2017: The nature of the Arctic Oscillation and diversity of the extreme surface weather anomalies it generates. *J. Climate*, 30, 5563–5584. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0467.1>

Day, J. J., Hargreaves, J. C., Annan, J. D., and Abe-Ouchi, A., 2012: Sources of multi-decadal variability in Arctic sea ice extent. *Environ. Res. Lett.*, 7, 034011.

Dee, D.P., és mtsai., 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 553–597.

Deser, C., Tomas, R., Alexander, M., Lawrence, D., 2010: The Seasonal Atmospheric Response to Projected Arctic Sea Ice Loss in the Late Twenty-First Century. *J. Climate*, 23, 333–351. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3053.1>

Dessler, A.E., Mauritsen, T., Stevens, B., 2018: The influence of internal variability on Earth's energy balance framework and implications for estimating climate sensitivity. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18, 5147–5155. doi:10.5194/acp-18-5147-2018

Ding, Q., Schweiger, A., L'Heureux, M., Battisti, D.S., Po-Chadley, S., Johnson, N.C., Blanchard-Wrigglesworth, E., Harnos, K., Zhang, Q., Eastman, R., Steig, E., 2017: Influence of high-latitude atmospheric circulation changes on summertime Arctic sea ice. *Nat. Clim. Chang.*, 7, 289–295. DOI:10.1038/NCLIMATE3241

Ding, Q., Schweiger, A., L'Heureux, M., Steig, E.J., Battisti, D.S., Johnson, N.C., Blanchard-Wrigglesworth, E., Po-Chadley, S., Zhang, Q., Harnos, K., Bushuk, M., Markle, B., Baxter, I., 2019: Fingerprints of internal drivers of Arctic sea ice loss in observations and model simulations, *Nat. Geosci.*, 12, 28–33.

Ding, Q., Wallace, J. M., Battisti, D. S., Steig, E. J., Gallant, A. J., Kim, H. J., Geng, L., 2014: Tropical forcing of the recent rapid Arctic warming in northeastern Canada and Greenland. *Nature*, 509, 209–212.

Drótos, G., Bódai, T., Tél, T., 2015: Probabilistic concepts in a changing climate: A snapshot attractor picture. *J. Climate*, 28, 3275–3288. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00459.1>

Drótos, G., Bódai, T., Tél, T., 2016: Quantifying nonergodicity in nonautonomous dissipative dynamical systems: An application to climate change. *Phys. Rev. E*. 94. 022214. DOI: 10.1103/PhysRevE.94.022214

- Drótos, G., Bódai, T., Tél, T., 2017: On the importance of the convergence to climate attractors *Eur. Phys. J. Spec. Top.*, 226, 2031-2038. <https://doi.org/10.1140/epjst/e2017-70045-7>
- England, M., Jahn, A., Polvani, L., 2019: Non-uniform contribution of internal variability to recent Arctic sea ice loss. Accepted, *J. Climate*, doi: 10.1175/JCLI-D-18-0864.1
- Fetterer, F., and Knowles, K., 2004: Sea ice index monitors polar ice extent, *Eos Trans. AGU*, 85, 163.
- Francis, J.A., Skific, N., 2015: Evidence linking rapid Arctic warming to mid-latitude weather patterns, *Philos Trans A Math Phys Eng Sci.*, 373, 2045. DOI: 10.1098/rsta.2014.0170
- Francis, J.A., Vavrus, S.J., 2012: Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L06801. <https://doi.org/10.1029/2012GL051000>
- Fyfe, J.C., Boer, G.J., Flato, G.M., 1999: The Arctic and Antarctic oscillations and their projected changes under global warming. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 11, 1601-1604. <https://doi.org/10.1029/1999GL900317>
- Ghil, M., Chekroun, M.D., Simonnet, E., 2008: Climate dynamics and fluid mechanics: Natural variability and related uncertainties. *Physica D*, 237, 2111–2126. doi:10.1016/j.physd.2008.03.036
- Gill, A.E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 106, 447–462.
- Giorgetta, M.A., és mtsai., 2013: Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in MPI-ESM simulations for the Coupled Model Intercomparison Project phase 5. *J. Adv. Model. Earth Syst.* 5, 572–597.
- Gong, G., Entekhabi, D., Cohen, J., 2002: A Large-Ensemble Model Study of the Wintertime AO–NAO and the Role of Interannual Snow Perturbation. *J. Climate*, 15, 3488–3499. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<3488:ALEMSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<3488:ALEMSO>2.0.CO;2)
- Hedemann, C., Mauritsen, T., Jungclaus, J., Marotzke, J., 2012: The subtle origins of surface-warming hiatuses. *Nat. Clim. Chan.*, 7, 5, 336. doi:10.1038/NCLIMATE3274
- Henderson, G.R., Peings, Y., Furtado, J.C., Kushner, P.J., 2018: Snow-atmosphere coupling in the Northern Hemisphere. *Nat. Clim. Chang.*, 8, 954-963. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0295-6>
- Herein, M., Drótos, G., Haszpra, T., Márffy, J., Tél, T., 2017: The theory of parallel climate realizations as a new framework for teleconnection analysis, *Sci. Rep.* 7, 44529, DOI: 10.1038/srep44529
- Herein, M., Márffy, J., Drótos, G., Tél, T., 2016: Probabilistic concepts in intermediate-complexity climate models: A snapshot attractor picture. *J. Climate*, 29, 1, 259-272. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0353.1>
- Hurrell, J.W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 5224, 676-679. DOI: 10.1126/science.269.5224.676
- Jahn, A. (2018). Reduced probability of ice-free summers for 1.5 °C compared to 2 °C warming. *Nature Clim. Change*, 8, 409–413.
- Jungclaus, J. H., és mtsai., 2013: Characteristics of the ocean simulations in MPIOM, the ocean component of the MPI-Earth system model, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 5, 422–446.
- Kay, J.E., és mtsai., 2015: The Community Earth System Model (CESM) large ensemble project: A community resource for studying climate change in the presence of internal climate variability. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 96, 1333-1349. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00255.1>
- Kendall, M.G., 1975: Rank Correlation Methods. 4th edition, Charles Griffin, London.
- Kirchmeier-Young, M.C., F.W. Zwiers, and N.P. Gillett, 2017: Attribution of Extreme Events in Arctic Sea Ice Extent. *J. Climate*, 30, 553–571. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0412.1>
- Kutzbach, J.E., 1970: Large-scale features of monthly mean northern hemisphere anomaly maps of sea-level pressure, *Mon. Wea. Rev.*, 98, 708-716. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1970\)098<0708:LSFOMM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1970)098<0708:LSFOMM>2.3.CO;2)
- L'Heureux, M.L., Tippet, M.K., Kumar, A., Butler, A.H., Ciasto, L.M., Ding, Q., Harnos, K.J., Johnson, N.C., 2017: Strong relations between ENSO and the Arctic Oscillation in the North American Multimodel Ensemble, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 22, 11654-11662. <https://doi.org/10.1002/2017GL074854>
- Labe, Z., Peings, Y., Magnusdottir, G., 2018: Contributions of ice thickness to the atmospheric response from projected Arctic sea ice loss. *Geophys. Res. Lett.*, 45, 11, 5635-5642. <https://doi.org/10.1029/2018GL078158>

- Lamarque, J.F. és mtsai., 2010: Historical (1850–2000) gridded anthropogenic and biomass burning emissions of reactive gases and aerosols: methodology and application. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 7017–7039. <https://doi.org/10.5194/acp-10-7017-2010>
- Lucarini, V., Ragone, F., Lunkeit, F., 2017: Predicting Climate Change Using Response Theory: Global Averages and Spatial Patterns, *J. Stat. Phys.*, 166, 3–4, 1036–1064. <https://doi.org/10.1007/s10955-016-1506-z>
- Mann, H.B., 1945: Non-parametric tests against trend, *Econometrica*, 13, 163–171. DOI: 0012-9682(194507)13:3<245:NTAT>2.0.CO;2-U
- Manzini, E., Karpechko, A.Y., Kornbluh, L., 2018: Nonlinear Response of the Stratosphere and the North Atlantic-European Climate to Global Warming. *Geophys. Res. Lett.*, 45, 9, 4255–4263. doi:10.1029/2018GL077826
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteorol. Soc. Jpn*, 44, 25–43.
- Meehl, G.A., Chung, C.T., Arblaster, J.M., Holland, M.M., Bitz, C. M., 2018: Tropical decadal variability and the rate of Arctic sea ice decrease. *Geophys. Res. Lett.*, 45, 20, 11,326–11,333. <https://doi.org/10.1029/2018GL079989>
- Niederdrenk, A.L., Notz, D., 2018: Arctic Sea Ice in a 1.5°C Warmer World. *Geophys. Res. Lett.*, 45, 4, 1963–1971. doi: 10.1002/2017GL076159
- Notz, D., Stroeve, J., 2016: Observed Arctic sea-ice loss directly follows anthropogenic CO2 emission. *Science*, 354, 747–750.
- Notz, D., Haumann, F. A., Haak, H., Jungclaus, J. H., and Marotzke, J., 2013: Arctic sea-ice evolution as modeled by Max Planck Institute for meteorology's Earth system model, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 5, 173–194.
- Notz, D., 2014: Sea-ice extent and its trend provide limited metrics of model performance, *The Cryosphere*, 8, 229–243. <https://doi:10.5194/tc-8-229-2014>
- Notz, D., Marotzke, J., 2012: Observations reveal external driver for Arctic sea-ice retreat, *Gephys. Res. Lett.*, 39, L08502. <https://doi:10.1029/2012GL051094>
- Plumb, R.A., 1985: On the three-dimensional propagation of stationary waves., *J. Atmos. Sci.* 42, 217–229.
- Preisendorfer, R.W., 1988: *Developments in Atmospheric Science*, 17, Elsevier
- Romeiras, F.J., Grebogi, C., Ott, E., 1990: Multifractal properties of snapshot attractors of random maps., *Phys. Rev. A*, 41, 784. <https://doi.org/10.1103/PhysRevA.41.784>
- Rosenblum, E., and Eisenman, I., 2017: Sea ice trends in climate models only accurate in runs with biased global warming. *J. Climate*, 30, 6265–6278.
- Screen, J.A., 2017: The missing Northern European winter cooling response to Arctic sea ice loss *Nat. Commun.* 8, 14603, DOI: 10.1038/ncomms14603
- Screen, J.A., Simmonds, I., 2013: Exploring links between Arctic amplification and mid-latitude weather, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 959–964. <https://doi.org/10.1002/grl.50174>
- Screen, J.A., Deser, C., 2019: Pacific Ocean variability influences the time of emergence of a seasonally ice-free Arctic Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 46, 4, 2222–2231. <https://doi.org/10.1029/2018GL081393>
- Screen, J.A. Simmonds, I., 2010: The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification, *Nature*, 464, 1334–1337
- Screen, J.A., Deser, C., Smith, D.M., Zhang, X., Blackport, R., Kushner, P.J., Oudar, T., McCusker, K.E., Sun, L. (2018): Consistency and discrepancy in the atmospheric response to Arctic sea-ice loss across climate models. *Nat. Geosci.*, 11, 155–163. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0059-y>
- Serezze, M. C., Francis, J.A., 2006: The Arctic Amplification debate. *Clim. Chan.*, 76, 241. <https://doi.org/10.1007/s10584-005-9017-y>
- Serreze, M.C., Francis, J.A., 2006: The Arctic Amplification Debate. *Clim. Chan.*, 76, 241. <https://doi.org/10.1007/s10584-005-9017-y>
- Simmonds, I., 2015: Comparing and contrasting the behaviour of Arctic and Antarctic sea ice over the 35 year period 1979–2013. *Annals of Glaciology*, 56(69), 18–28. <https://doi.org/10.3189/2015AoG69A909>

- Smith, K.L., Kushner, P.J., Cohen, J., 2011: The role of linear interference in Northern Annular Mode variability associated with Eurasian snow cover extent. *J. Climate*, 24, 6185-6202. <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00055.1>
- Stevens, B., 2015: Rethinking the Lower Bound on Aerosol Radiative Forcing. *J. Climate*, 28, 12, 4794-4819. doi:10.1175/JCLI-D-14-00656.1
- Suarez-Gutierrez, L., Li, C., Müller, W., Marotzke, J., 2018: Internal variability in European summer temperatures at 1.5°C and 2°C of global warming. *Environ. Res. Lett.*, 13, 064026. doi: 10.1088/1748-9326/aaba58
- Suárez-Gutiérrez, L., Li, C., Thorne, P.W., Marotzke, J., 2017: Internal variability in simulated and observed tropical tropospheric temperature trends. *Geophys. Res. Lett.*, 44, 11, 5709–5719. doi:10.1002/2017GL073798
- Swart, N.C., Fyfe, J.C., Hawkins, E., Kay, J.E., Jahn, A., 2015: Influence of internal variability on Arctic sea-ice trends. *Nat. Climate Change*, 5, 86-89.
- Taylor, K. E., Stouffer, R.J., Meehl, G.A., 2012: An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, 485-498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
- Thompson, D.W., Wallace, J.M., 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 9, 1297-1300. <https://doi.org/10.1007/s10584-005-9017-y>
- Tokinaga, H., Xie, SP., Mukougawa, H., 2017: Early 20th-century Arctic warming intensified by Pacific and Atlantic multidecadal variability. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 114, 6227-6232. <https://doi.org/10.1073/pnas.1615880114>
- Van Vuuren, D.P., és mtsai., 2011: The representative concentration pathways: an overview. *Clim. Chan.*, 109, 5-31. DOI:10.1007/s10584-011-0148-z
- Vaughan, D. G., Comiso, J.C., Allison, I., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., Mote, P., Murray, T., Paul, F., Ren, J., Rignot, E., Solomina, O., Steffen, K., Zhang, T., 2013: Observations: Cryosphere. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Wallace, J.M., Gutzler, D.S., 1980: Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 784-812. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1981\)109<0784:TITGHF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<0784:TITGHF>2.0.CO;2)
- Wang, L., Chen, W., 2010: Downward Arctic Oscillation signal associated with moderate weak stratospheric polar vortex and the cold December 2009. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L09707. <https://doi.org/10.1029/2010GL042659>
- Wang, L., Ting, M., Kushner, P.J., 2017: A robust empirical seasonal prediction of winter NAO and surface climate. *Sci. Rep.*, 7, 1, 279. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-00353-y>
- Wernli, H., Papritz, L., 2018: Role of polar anticyclones and mid-latitude cyclones for Arctic summertime sea-ice melting. *Nat. Geosci.*, 11, 108–113.
- Wettstein, J.J., Mearns, L.O., 2002: The Influence of the North Atlantic–Arctic Oscillation on Mean, Variance, and Extremes of Temperature in the Northeastern United States and Canada. *J. Climate*, 15, 3586-3600. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<3586:TIOATNA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<3586:TIOATNA>2.0.CO;2)
- Yeo, SR., Kim, W., Kim, KY., 2017: Eurasian snow cover variability in relation to warming trend and Arctic Oscillation. *Clim. Dyn.*, 48, 499. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3089-4>
- Yu, B., Lin, H., 2016: Tropical atmospheric forcing of the wintertime North Atlantic oscillation. *J. Climate*, 29, 5, 1755-1772. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0583.1>
- Zhang, R., 2015: Mechanisms for low-frequency variability of summer Arctic sea ice extent. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 201422296, 4570-4575.
- Zhang, R., 2007: Anticorrelated multidecadal variations between surface and subsurface tropical North Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L12713. <https://doi.org/10.1029/2007GL030225>