

Eötvös Loránd Tudományegyetem
Földrajz- és Földtudományi Intézet
Meteorológiai Tanszék

Egy jövőbeli Nagy Szoláris Minimum időszak hatásainak vizsgálata a déli félteke éghajlatának változására



Hegedüs Adrienn

meteorológus mesterképzés
időjárás-előrejelző szakirány

Témavezetők: **Prof. Dr. Ulrike Langematz**

Freie Universität Berlin, Berlin

Tobias Spiegl

Freie Universität Berlin, Berlin

dr. Breuer Hajnalka

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest

Budapest, 2017

Abstract

Electromagnetic radiation of the Sun is the fundamental source of energy for the terrestrial climate system. The Sun's output varies on a number of characteristic timescales. In the context of Earth's climate, the most frequently studied of these is the approximately 11-year solar cycle, which is typically associated with a maximum to minimum change in total solar irradiance (TSI) of 1 Wm^{-2} (or 0,07%). It has been suggested that the amplitude and persistence of the recent 11-year solar cycle 23 minimum and the relatively low cycle 24 maximum may be indicative of the onset of a period of lower solar activity over the 21st century.

This study examines the potential southern hemispheric tropospheric climate impacts of the onset of an extreme "Maunder Minimum like" Grand Solar Minimum using the chemistry-climate model EMAC coupled to an interactive ocean/sea ice model MPI-OM.

To explore the possible impacts of a future decline into a Grand Solar Minimum, a baseline experiment (*EMAC - O_RCP6.0*) will be compared with 3 Grand Solar Minimum (GSM) experiments. All simulations include time-varying greenhouse gases as specified by the Representative Concentration Pathway 6.0 (RCP6.0) scenario for the future period (2008-2095). The GSM experiments differ from the baseline experiment in the applied natural boundary condition. The latter one assumes a sinusoidal 11-year solar cycle in total solar irradiance over the 21st century, with repeating amplitude based on solar cycles 20-23. Compared to this, the GSM simulations contain a linear reduction of solar activity between 2027 and 2082, and include changes in UV irradiance, along with the representation of the solar cycle impact on stratospheric ozone.

The results for global mean near-surface temperature make clear that even a large reduction in solar output would only offset a small fraction of the projected global warming due to anthropogenic activities by a few tenths of a degree, but larger changes in regional climate occur. Correspondingly, the focus of this master's thesis is on future changes in Southern Annular Mode (SAM)-index, which is the leading mode of variability in the SH atmospheric circulation on month-to-month and interannual timescales and has large impacts on Antarctic surface temperatures, ocean circulation, and many other aspects of SH climate. The results of the research show a trend towards the high index polarity of the SAM. It has been shown that decrease in solar activity leads to less positive SAM-index, which suggests that the simulated trend in the SAM is due to the combined effects of stratospheric ozone recovery and increasing greenhouse gas concentrations in the troposphere.

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	5
2. Irodalmi áttekintés	7
2.1. A légkör vertikális felépítése	7
2.2. A földi klímát befolyásoló természetes tényezők	10
2.2.1. Szoláris változékonyság	10
2.2.2. A Föld pályaparamétereinek változása	17
2.3. Déli zonálszimmetrikus oszcilláció (SAM)	19
2.3.1. Marshall-index	21
2.3.2. A geopotenciális magasság első főkomponense	22
3. Felhasznált adatok és módszerek	23
3.1. A csatolt EMAC-O modell	23
3.1.1. Az EMAC MPI-OM-hez történő csatolása	25
3.2. A referenciaszimuláció	26
3.3. A GSM-szimulációk	28
3.4. A kiértékeléshez felhasznált módszerek	30
3.4.1. Szignifikancia-vizsgálat	30
3.4.2. Főkomponens-analízis	31
4. Természetes klímaváltozékonyság a troposzférában	33
4.1. A felszíni hőmérséklet alakulása	33
4.2. Az SAM-index fejlődése	37
4.2.1. A felszíni nyomásmező anomáliái	42
4.2.2. A zonális szél anomáliái	44
4.2.3. A geopotenciál anomáliái	46
5. Összefoglalás	49
Irodalomjegyzék	52
Függelék	58

1. fejezet

Bevezetés

A légkör egy erős belső változékonysággal és számtalan nemlineáris kölcsönhatással jellemzett komplex rendszer. Napjainkban ennek a komplex rendszernek a fejlődését a természetes befolyásoló tényezők mellett az antropogén hatások is egyre erőteljesebben befolyásolják. Miközben az emberi tevékenység által, az egyre növekvő légköri széndioxid-tartalom következtében bekövetkező változások rendszerint számtalan vizsgálat eredményeként megerősítésre kerülnek, addig a természetes változásból eredő klímaváltozékonyság gyakran figyelmen kívül marad.

A Föld légkörének felső határát elérő sugárzás mennyiségét egyrészt a Föld pályaparamétereinek változása, másrészt pedig a Nap által, különböző hullámhosszakon kisugárzott energiamennyiség változásai okozzák. A Nap energiakibocsátásának, illetve mágneses aktivitásának legszembetűnőbb és legismertebb időben változó jelei a napfoltok, amelyek 11 éves periodicitást mutatnak. Az egyes 11 éves ciklusok számtalan hasonlóságuk ellenére leginkább amplitúdójukban különböznek. A legjelentősebb amplitúdóbeli csökkenés a 17. században jelentkezett, amikor több, mint 50 éven keresztül alig voltak megfigyelhetőek napfoltok a Nap felszínén. Ezt az időszakot, ami alatt az amszterdami csatornák, valamint még a londoni Temze folyó is befagyott, Maunder Minimum időszaknak nevezzük. Az elmúlt 1000 évben legalább 5 hasonló fázist vehetünk észre az idősorok tanulmányozása során. Ezeket hívjuk Nagy Szoláris Minimum (GSM, *Grand Solar Minimum*) periódusoknak. A 23-as ciklus szokatlanul hosszúra nyúlt minimum időszaka, illetve az elmúlt 100 év leggyengébb maximuma a 24-es ciklus alatt egy újabb, a következő néhány évtizedben bekövetkező Grand Solar Minimum időszakra engednek következtetni.

Míg az északi féltekére vonatkozóan számtalan olyan tanulmánnyal találkozhatunk, amelyek egy GSM-periódus lehetséges következményeit vizsgálják, addig a déli félteke eddig gyakran figyelmen kívül maradt. Ennek nagyrészt az északi féltekéhez képest kevesebb rendelkezésre álló megfigyelési adat az oka, ezért a klímamodellek alkalmazása

nagy segítséget jelenthet egy jövőbeli Nagy Szoláris Minimum időszak következményeinek vizsgálatához.

A diplomamunkám célja egy lehetséges, a földi időjárást befolyásoló, 55 éven keresztül fennálló sugárzási energiacsökkenés vizsgálata az antropogén klímaváltozás jegyében a déli féltekén. Ez egy referenciaként tekintett, megszakítatlan 11 éves napfoltciklussal rendelkező szimuláció 3 különböző, ún. GSM-szimuláció összehasonlításával történik. Az egyes GSM-szimulációk a futtatás során alkalmazott sugárzásrekonstrukciós módszerben különböznek egymástól. A déli oszcillációs index (SAM-index) kiszámítása során a következő kérdéskörök megválaszolására irányuló vizsgálatok elvégzésére kerül sor:

- milyen mértékben képes egy GSM-időszak az antropogén klímaváltozás következtében fellépő klímaváltozás csökkentésére?
- meghatározható összefüggés az SAM-index pozitív fázisa által kifejezett felerősödött légköri cirkuláció és az alkalmazott sugárzási redukció között?

A dolgozat a következőképp kerül felépítésre: az első fejezetben a releváns elméleti alapok, mint például a természetes klímaváltozékonyság, illetve az SAM-index és a számításához szükséges módszerek bemutatására kerül sor. A második fejezet a kutatás során alkalmazott módszertant és a szimulációk előállításához használt modell leírását tartalmazza. A harmadik fejezetben a GSM-időszak hatására bekövetkező troposzférikus klímaváltozás bemutatására kerül sor, majd legvégül egy rövid összefoglalás zárja a dolgozatot.

2. fejezet

Irodalmi áttekintés

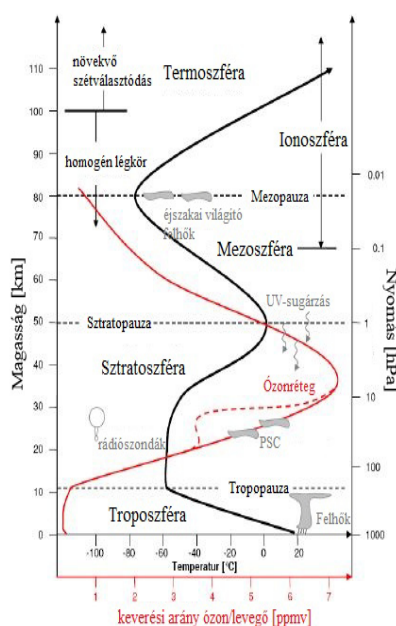
2.1. A légkör vertikális felépítése

A Föld légkörében a levegő sűrűsége a földfelszíntől távolodva folyamatosan csökken, miközben a hőmérséklet bizonyos tartományokban emelkedik, emiatt az atmoszférát különböző rétegekre osztjuk (2.1 ábra).

Az egyes rétegeket ún. vékony zárórétegek (pauzák) választják el egymástól, amelyekben a hőmérsékleti gradiens értékének előjele megváltozik, vagy az alatta megtalálható rétegre jellemző menetétől jelentősen különbözik [Petterssen, 1941]. A Föld légkörének legalsó, vagyis legsűrűbb rétege a troposzféra. Ez a réteg magába foglalja a légkör össztömegének körülbelül 80%-át, valamint a legtöbb időjárási jelenség (felhő- és csapadékképződés) is itt zajlik. Felső határát a tropopauza jelöli ki, amelynek magassága jelentősen függ a földrajzi szélességtől, illetve az évszakoktól (nyáron magasabban helyezkedik el, mint télen). Az Egyenlítő környékén magassága körülbelül 18 km-re, míg a poláris régiókban mindössze 8 km-re tehető [WMO, 1992]. A troposzférában a hőmérséklet a magassággal csökken, amelynek egyik oka, hogy a földfelszín eléré napsugárzás elsőként a talajközeli rétegeket melegíti fel, így a hőforrásként tekinthető felszíntől távolodva a hőmérséklet egyre alacsonyabbá válik. Másrészt, a felszín által emittált hosszúhullámú sugárzás az alsó rétegekben nagy koncentrációban jelenlevő üvegházhatású gázok által elnyelődik, amelyek a hőmérséklet további emelkedéséhez vezetnek.

Felfelé haladva a tropopauza felett a sztratoszféra helyezkedik el, amelyet a hőmérséklet függőleges irányú növekedése jellemez. Ez az ott található magas ózonkoncentrációnak köszönhető. Az ózon képződése oxigénmolekulák fotolízise során zajlik, majd a képződött gáz az ultraibolya sugárzás 220-280 nm hullámhosszúságú tartományát elnyeli, majd az abszorbeált energiát hőenergia formájában átadja a környezetének, ezáltal melegítve a réteget. A folyamatos melegedés körülbelül 50 km-es magasságig

tart, ahol a réteg legmagasabb hőmérsékletű, nagyjából -2°C -os tartománya található, miközben a maximális ózonkoncentráció körülbelül 25 km-es magasságban mérhető. Ez egyrészt azzal magyarázható, hogy a sztratoszféra alsóbb rétegeibe kevesebb UV-sugárzás érkezik, mint a tetejére, másrészt pedig a légkör 50 km-es magasságban jóval ritkább, így ugyanakkora mennyiségű elnyelt sugárzás nagyobb felmelegedést okoz [Labitzke, 1999]. A magassággal emelkedő hőmérséklet meggátolja a pozitív, felfelé irányuló vertikális légmozgást, így az időjárási jelenségek legnagyobb része a troposzférában történik.



2.1. ábra. A légkör vertikális felépítése [Bleßman, 2010] alapján. Fekete görbe és skála: átlagos hőmérsékleti profil, (szaggatott) piros görbe és skála: átlagos ózón/levegő keveredési arány kémiai ózombomlással (és anélkül), szürke szaggatott vonal: pauzák.

A sztratoszféra felett elhelyezkedő sztratopauzában, illetve mezoszférában ismét megváltozik a vertikális hőmérsékleti gradiens előjele, azaz ismét a hőmérséklet magassággal való csökkenése lesz jellemző. Ennek oka, hogy a sűrűség csökkenésével az ózon mennyisége is elenyésző, így csak az alacsonyabban elhelyezkedő sztratoszférából történő melegítés jelent energiabevételt, amely viszont a sztratopauzától távolodva egyre kisebb mértékű. A mezoszféra tetején, kb. 85 km-es magasságban uralkodik a legalacsonyabb hőmérséklet a teljes légkört tekintve (kb. -90°C), azonban még ebben a magasságban is előfordulhatnak vékony, ún. éjszakai világító felhők, amelyek a magas szélességeken a lemenő és már horizont alá bukó Nap megvilágítása által válnak láthatóvá.

A mezoszféra felett a termoszféra húzódik, amelyben ismét pozitív hőmérsékleti

gradiens jellemez. Itt az oxigénatomok az UV-sugárzás 200 nm-nél rövidebb hullámhosszúságú tartományát nyelik el, és mivel ebben a magasságban a légkör már rendkívül ritka, a kis mennyiségű elnyelt energia is jelentős hőmérséklet-emelkedést okoz, így például 300 km-es magasságban átlagos naptevékenység mellett a hőmérséklet kb. 700°C, aktív naptevékenység esetén akár 1700°C is lehet.

A légköri gázok aránya szempontjából két fő réteget különböztetünk meg a légkörben. Az alsó, kb. 80 km-es magasságig terjedőt homoszféranak nevezzük, ahol a gázok egymáshoz viszonyított aránya közel állandó, amelyet a sűrűbb levegőben kialakuló turbulens, átkeveredő mozgások biztosítják. Efölött a turbulens áramlást lamináris áramlás váltja fel, aminek következtében a légkör összetétele a molekula-, illetve atomsúly szerint alakul. Ezt a réteget heteroszféranak nevezzük.

2.2. A földi klímát befolyásoló természetes tényezők

A földi klíma fő hajtóereje a Napból származó energia, amely a légkört elérve termikus és dinamikai folyamatok kialakulását teszi lehetővé. A napsugárzás spektrális eloszlásában, illetve inzenzitásában bekövetkező változások mind globális, mind regionális skálán mérhető változásokat okoznak a Föld éghajlatában, amelyek ezáltal megkülönböztethetővé válnak az antropogén klímaváltozás jegyeitől.

A Földet elérő szoláris besugárzás mértéke időben nem konstans, amely alapvetően két fő indokra vezethető vissza: egyrészt, jelentősen befolyásolja a szoláris aktivitás mértéke, vagyis a Nap belsejében zajló folyamatok során létrejövő energia mennyiségének ingadozása, másrészt pedig a Föld pályaparamétereinek változása. A Föld légkörének múltbeli fejlődéséhez, illetve további, lehetséges klímaprognózisok készítéséhez elengedhetetlen tehát a szoláris aktivitás minél pontosabb megismerése és értelmezése.

A földi klímát befolyásoló tényezők időjárásra gyakorolt hatása a 20. század végéig meglehetősen vitatott volt a meteorológusok körében. Ennek egyik oka, hogy korábban még nem állt rendelkezésre elengedő mennyiségű és megfelelő minőségű mérési adat, amelyek az említett két tényező közötti kapcsolatot megfelelő pontossággal alátámaszhatták volna. Ezenkívül jelentős elhatárolódás mutatkozott az olyan tanulmányoktól, amelyek a 19. században kialakuló ún. asztrometeorológiai mozgalomhoz, amely az időjárás előrejelzéséhez az égitestek pozíciójának felhasználását szorgalmazta, kapcsolódtak [Anderson, 1999]. Azonban mióta a globális melegedés nemzetközi szinten is egyre növekvő tudományos érdeklődésnek örvend, egyre fontosabbá vált a természetes és antropogén hatások éghajlatra vonatkozó hatásainak egymástól történő elkülönítése. A manapság rendelkezésre álló korszerű mérési módszerek (pl. műholdas mérések) lehetővé tették a szoláris változékonyság és az éghajlatunk, időjárásunk közötti kapcsolat kimutatását. Ezenkívül a légkörünk időbeli fejlődését leíró numerikus modellek segítségével lehetőség nyílik a komplex és egymással összekapcsolt termikus, kémiai és dinamikai folyamatok leírására.

2.2.1. Szoláris változékonyság

A szoláris aktivitás földi klímára gyakorolt hatásának megértéséhez nemcsak magáról a szoláris változékonyságról szükséges átfogó ismeretekkel rendelkezni, hanem a Nap-Föld kölcsönhatásokról, illetve a mechanizmusokról is, amelyek a Földön észlelhető visszacsatolási folyamatokért felelősek. Mivel az elmúlt évtizedekben megfigyelt klímaváltozás minél pontosabb leírásához elengedhetetlen a földi klímát befolyásoló természetes mechanizmusok által okozott változások mértékének meghatározása, az említett kutatási területek manapság egyre nagyobb érdeklődésnek örvendenek [IPCC, 2007]. Habár az

első tanulmányokat gyakran, leginkább statisztikai okokból kétségbe vonták [Pittock, 1978], már a 19. század elejétől kezdődően találkozhatunk olyan vizsgálatokkal, amelyek a szoláris változékonyság és a földi klímarendszer közötti kölcsönhatást helyezték középpontjukba [Herschel, 1801; Hoyt and Schatten, 1997].

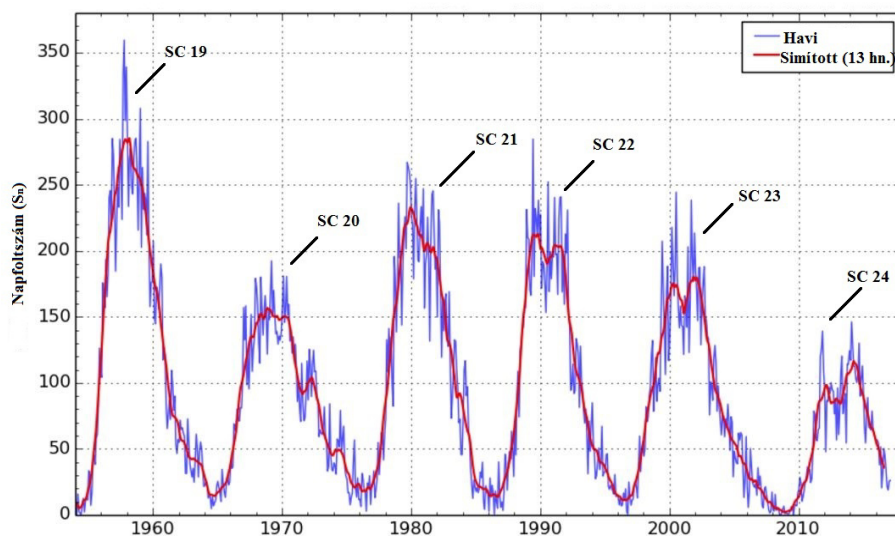
A múltbeli klímaváltozásokról gyűjtött korrekt ismeretek rendkívül hasznosak a jövőbeli prognózisok elkészítése során. A szoláris aktivitás-földi klíma kapcsolat vizsgálatához olyan adatbázisokra van szükség, amelyekből mind a múltbeli klíma, mind a szoláris változékonyság rekonstruálható. A szoláris változékonyság (avagy aktivitás) fogalma olyan folyamatokat foglal magába, amelyek többnyire a Nap konvekciós zónájában, a fotoszférában (felszín) és légkörében játszódnak le. A szakirodalomban többféle index, mennyiség létezik e folyamatok időben történő nyomonkövetésére, amelyek közül a legismertebb a napfoltok számának alakulása. A napfoltok Galileo Galilei által végzett megfigyelésének eredményei megmutatták, hogy számuk időben nem állandó. A Nap aktivitásának megfigyelése a Zürichi Obszervatóriumban 1749 óta napi rendszerességgel történik.

A napfoltok nevezzük a Nap felszínén megfigyelhető sötét foltokat, amelyek annak mágneses mezejének változása miatt alakulnak ki. Konvekció hatására a hidegebb, és ezzel együtt nehezebb gázok lesüllyednek, míg a magasabb hőmérséklettel rendelkező, könnyebb gázok felemelkednek. A napfoltok környezetükhöz képest körülbelül 2000°C -kal hűvösebbek, összehasonlítva a Nap felszíni, körülbelül 6000°C -os hőmérsékletével. A napfoltok észlelhetőségének időtartama néhány nap és hét között változik, és mágneses energiájuk közel ezerszer erősebb a Föld mágneses mezejében mérhető értékeknél. A 2.2. ábra a napfoltok számának átlagosan 11 éves ciklussal ismétlődő ingadozását mutatja az elmúlt 62 évre vonatkozóan. Ez a 11 éves periódus napfoltciklusként is ismert. A 19. század közepén a ciklusok 1749-től visszamenőleg számozásra kerültek a könnyebb azonosítás érdekében. A 23-as ciklus 1996 szeptemberében kezdődött, míg a 24-es sorszámú 2008 januárja óta tart. Ez utóbbi az elmúlt 100 évben látott leggyengébb maximummal rendelkezett, amelyet 2014 februárjában ért el.

A napfoltszám növekedésével egyidejűleg megnő a Naptól érkező sugárzási energia mennyisége is. A Föld által abszorbeált átlagos energiamennyiség a következő összefüggés alapján határozható meg:

$$(1 - A)I_{TS}/4, \quad (2.1)$$

ahol A a Föld albedója, míg I_{TS} a teljes sugárzási energiamennyiség (*Total Solar Irradiance*), azaz minden hullámhosszon integrált Naptól érkező sugárzási áram a Föld légkörének tetején átlagos Nap-Föld távolság ($149\,597\,890\text{km}$) esetén. A TSI vizsgálatára vonatkozó mérések, amelyek megfelelő pontossággal 1978 óta lehetsége-



2.2. ábra. Napfoltszám az elmúlt 5 ciklus alatt. Forrás: SIDC,
<http://sidc.oma.be/html/wolfmms.html>

sek, segítségével kimutathatóvá vált egy közel 1 Wm^{-2} -es nagyságrendű ingadozás egy teljes 11 éves szoláris ciklus (SC) minimuma (S_{min}) és maximuma (S_{max}) között. Élve a feltételezéssel, miszerint $I_{TS}=1366 \text{ Wm}^{-2}$ és $A=0,3$ a Földet egy teljes napfoltciklus alatt elérő energiamennyiség ingadozására $0,17 \text{ Wm}^{-2}$ adódik (avagy százalékosan kifejezve $0,07\%$ S_{min} és S_{max} között). Ezzel szemben az üvegházhatású-gázok légköri koncentrációjának növekedése által okozott TSI-változás $0,3 \text{ Wm}^{-2}$ egy évtized alatt [Hofmann et al., 2008]. A sugárzási energia és a Föld átlaghőmérséklete közti átszámítási faktor (λ , klímaérzékenységi-paraméter) segítségével megadható egy SC által okozott hőmérséklet-változás:

$$\Delta T_S = \lambda \Delta F, \quad (2.2)$$

ahol ΔF a Föld légkörének felső határára érkező sugárzási energiamennyiség megváltozása (ebben az esetben $0,17 \text{ Wm}^{-2}$), míg T_S a globálisan átlagolt felszíni hőmérséklet. A λ -ra vett $0,5 \text{ KWm}^{-2}$ -es érték [IPCC, 2007] meghatározásával a globálisan átlagolt hőmérséklet-ingadozásra $0,07 \text{ K}$ adódik egy SC alatt. Ennek megfelelően feltételezhető, hogy a szoláris változékonyság hatásai globális helyett inkább regionális skálán lesznek relevánsak.

Habár a napfoltok sötét foltokként jelennek meg a Nap felszínén, a napfoltok megfigyelési adatait a TSI műholdakkal történő méréseivel összehasonlítva hamar észrevehető, hogy a szoláris besugárzás mértéke akkor a legnagyobb, amikor a legtöbb napfolt észlelhető (1. ábra a mellékletben). Ez a napfoltokkal együtt megjelenő napfáklyáknak

köszönhető, amelyek a napfoltokhoz képesti kisebb mértetüknél fogva kevésbé megfigyelhetőek, azonban jóval fényesebbek. Átlagos hőmérsékletük körülbelül 6200°C .

A szoláris aktivitás időbeli változékonyságának vizsgálatára a Földön megfigyelt sarki fény kínál további lehetőséget. Sarki fény akkor alakul ki, ha a napszél elektromosan töltött részecskéi a Föld légkörének magasabb rétegeiben található oxigén-és nitrogénmolekulákkal kölcsönhatásba lépnek és ezáltal ionizálódnak. A sarki fény előfordulásának gyakorisága a Nap aktivitásától függ, legnagyobb számban szoláris maximum idején jönnek létre.

A napszél és a mágneses mező védik a Földet a galaktikus kozmikus sugárzástól (GCR, *Galactic Cosmic Rays*), vagyis hatalmas energiával rendelkező töltött részecskéktől, amelyek a Naprendszeren kívülről származnak. Ennek megfelelően inverz kapcsolat áll elő a szoláris aktivitás és a GCR-ek előfordulása között. Kozmikus izotópok vizsgálata, mint például Be-10 és C-14, amelyek a Föld légkörében GCR-ek atommagokkal történő interakciója során jönnek létre, ezáltal szintén lehetővé teszik a szoláris aktivitás földi klímára gyakorolt hatásának vizsgálatát, amely jégfuratminták és faévgűrű-kronológiák segítségével válik lehetővé. Ezen indikátorok alkalmazásának legnagyobb hátránya azonban abban rejlik, hogy nemcsak a GCR-ekkel történő kölcsönhatásról hordoznak információt, hanem olyan geofizikai és kémiai folyamatokról is, amelyek a földtörténet során ülepedésüket befolyásolták.

További, a szoláris aktivitás földi klímára gyakorolt hatásának vizsgálatához gyakran alkalmazott mennyiség még például a 10,7 cm-es elektromágneses sugárzás árama, amelynek megfelelő pontossággal történő mérési eredményei az '50-es évektől állnak rendelkezésre.

A geomágneses aktivitás, a megfigyelt sarki fényjelenségek száma, illetve a kozmikus izotópadatok olyan plusz információkat szolgáltatnak a szoláris változékonyságról, amelyek kizárólag a megfigyelt napfoltok száma alapján nem lennének meghatározhatóak. Az említett összefüggéseknek három különösen fontos következménye van [Gray et al., 2010]:

- a sugárzási energiamennyiség időbeli változékonyságára szolgáló proxiadatok lehetővé teszik a Nap-földi klíma kapcsolat megismerését a közvetlen megfigyelések előtti időszakra vonatkozóan is.
- amennyiben a geomágneses aktivitás és a TSI közötti kapcsolat megfelelő pontossággal megértésre kerül, lehetővé válik sugárzási rekonstrukciók elkészítése a múltira vonatkozóan.

- a geomágneses aktivitási viszonyok minél pontosabbá váló feltárása lehetőséget ad arra, hogy a klíma sugárzási viszonyok megváltozására adott választ leírjuk.

A proxiadatokból nyerhető információk, illetve a TSI és SSI (*Solar Spectral Irradiance*) műholdokkal történő méréseinek kombinálásával lehetőség nyílik a szoláris aktivitás rekonstrukciójára (többek között Reid, 1997; Zhang et al., 1994; Steinhilber et al., 2009).

Habár az egyes napfoltciklusok számtalan hasonlósággal rendelkeznek, mégis mindegyik különbözik a többitől. Ezt a különbséget leginkább az amplitúdójukban láthatjuk. Az olyan fázisokat, amelyek a napfoltok csekély száma, és ezzel együtt a sugárzási energia csökkenése jellemez, Nagy Szoláris Minimum (GSM, *Grand Solar Minimum*) időszakoknak nevezzük. Az elmúlt 1000 évre visszatekintve legalább 5 ilyen GSM időszakot vehetünk észre. Ide tartozik többek között a Wolf Minimum (1280-1350), a Spörer Minimum (1450-1550), a Maunder Minimum (1645-1715) vagy a Dalton Minimum (1790-1820).

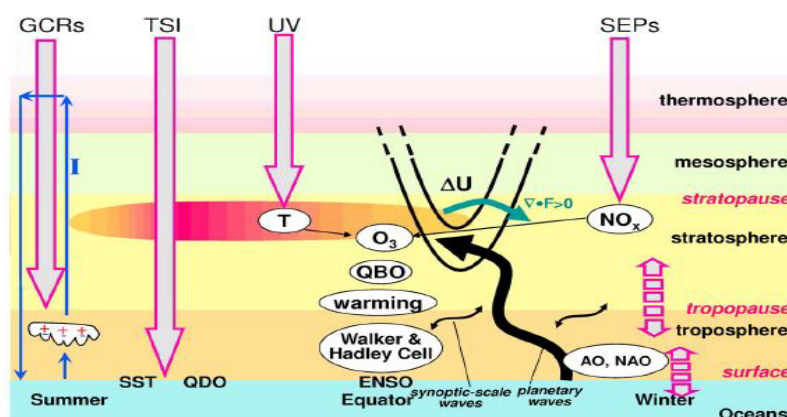
A feltételezés, hogy egy ilyen Nagy Szoláris Minimum periódus idején a rendszeres napfoltciklussal jellemzett időszakoktól eltérő klimatológiai feltételek uralkodtak és uralkodhatnak, számtalan kutatás tárgyát képezi. Többek között Langematz et al. [2004] a maihoz képest szignifikánsan melegebb sztratoszférát, illetve szignifikánsan hűvösebb troposzférát állapítottak meg a Maunder Minimum időszakra vonatkozóan. Kiderült továbbá, hogy S_{min} idején az északi féltekén a kiváltott klímaanomáliáknak köszönhetően gyengébb NAO-index volt jellemző. A sugárzás redukciója következtében a sztratoszféra és a troposzféra között megváltozó dinamikai kapcsolat a sztratoszférikus folyamatok troposzférikus klímára gyakorolt hatásának fontosságát jelzi.

2.2.1.1. Mechanizmusok

A szoláris aktivitás következtében a klímarendszerben kialakuló visszacsatolási mechanizmusok alapvetően két csoportra oszthatók. Az első csoportba azok a folyamatok tartoznak, amelyek a szoláris besugárzásban bekövetkező ingadozások miatt tudnak kialakulni.

A Föld légkörének tetejére érkező napsugárzás az UV, a látható és az infravörös spektráltartományokban helyezkedik el. Ennek a sugárzásnak körülbelül a fele jut át a légkörön és abszorbeálódik a talaj által. Habár az UV-sugárzás a teljes beérkező energiamennyiségnek csak egy kis részét teszi ki, mégis relatív nagy ingadozással rendelkezik egy SC alatt: maximális változása körülbelül 6%-ra tehető a 200 nm-es hullámhossz környékén, ahol az oxigén disszociációja, illetve az ózonképződés zajlik, illetve közel 4%-os a változás 240 és 320 nm között, ahol a sztratoszférikus ózon általi UV-sugárzás

elnyelődése történik [Gray et al., 2010]. Ezzel szemben a TSI egy teljes ciklus alatt mindössze 0,07%-ot változik. Míg a TSI-ben bekövetkező változások következményei direkt a talaj közelében fejtik ki hatásukat, addig az UV-tartományba eső sugárzásbeli ingadozások a sztratoszférában érzékelhetőek, ami a légkör alsóbb rétegeiben indirekt, a sztratoszféra és a troposzféra között lejátszódó vertikálisan kapcsolt folyamatok lejátszódása révén válik megfigyelhetővé (2.3. ábra). E mechanizmusoknak köszönhetően a légkörben két, környezetükhöz képest melegebb terület jelennek meg egy SC következményeként: egy a felszín közelében, míg a másik a sztratopauza régiójában.



2.3. ábra. A szoláris aktivitás következtében kialakuló folyamatok (S_{max} idején).

Forrás: Gray et al., [2010], Kodera and Kuroda [2002]. ("Summer"=nyár, "warming"=melegedés, "Cell"=cella, "Equator"=Egyenlítő, "synoptic-scale waves"=szinoptikus skálájú hullámok, "planetary waves"=planetáris hullámok, "Winter"=tél, "thermosphere"=termoszféra, "mesosphere"=mezoszféra, "stratopause"=sztratopauza, "stratosphere"=sztratoszféra, "tropopause"=tropopauza, "troposphere"=troposzféra, "surface"=felszín, "Oceans"=óceánok).

S_{max} idején bekövetkező TSI növekedés következtében egy pozitív visszacsatolási mechanizmus alakul ki, ez az ún. botom-up-mechanizmus, amelye a Hadley- és Walker-cirkuláció megváltozásával [Haigh, 1996], illetve egyes szubtrópusi régiók felett a felhőborítottság megnövekedett csökkenésével jár együtt [Meehl et al., 2009]. Az így kialakuló relatív felhőmentes területek a szubtrópusi óceán felett S_{max} idején még több napsugárzást nyelnek el [Cubasch et al., 1997]. Ennen következtében erőteljesebbé válik a párolgás, ami a klimatológiai csapadékmennyiséget és a felfelé irányuló vertikális mozgások mértékét növeli (2. ábra). Ebből a passzátszél megerősödése, a Csendes-óceánban az Egyenlítő-menti upwelling, valamint a hűvösebb óceáni felszíni hőmérséklet, illetve a Hadley- és Walker-cirkuláció erősödése következik [Meehl et al., 2008]. A légtömegek

mege erősödő leáramlása következtében a szubtrópusi régiókban tovább csökken a felhőborítottság mértéke, amivel S_{max} idején a szoláris aktivitás hatásai talajközelen még erősebben érvényesülnek [Meehl et al., 2009].

A másik mechanizmus, amely az UV-sugárzásban bekövetkező ingadozás miatt alakul ki, top-down-mechanizmusként ismert. Megfigyelési adatok kiértékelése során világossá vált, hogy egy 11 éves szoláris ciklus alatt az Egyenlítő menti, felső sztratoszférában a 3-5%-os ózonkoncentrációbeli növekedés miatt egy környezeténél 1-2 K-nel magasabb hőmérsékletű terület azonosítható [Hood et al., 1993]. Ennek megfelelően az egyenlítői és poláris sztratoszférikus régiók között mege erősödik a meridionális hőmérsékleti gradiens, amely következtében a téli hemiszférán a zonális szél erősödése következik be [Kodera and Yamazaki, 1990]. Ez a mege erősödött szélanómia befolyásolja a planetáris hullámok sztratoszférába történő propagációját [Hines, 1975] egy pozitív visszacsatolási mechanizmuson keresztül. A megváltozott hőmérsékleti gradiens következtében télen egy erős nyugatias szélanómia fejlődik ki a szubtrópusi felső sztratoszférában, amely az évszak folyamán a sarok felé, illetve a sztratoszféra alsóbb rétegeibe helyeződik át [Kodera and Kuroda, 2002]. Ez a planetáris hullámok megnövekedett meridionális (egyenlítői irányú) terjedésével együtt jelenik meg (3. ábra a mellékletben) [Matthes et al., 2004]. Ennek a szoláris szignálnak a magasabb sztratoszférikus rétegekből az alacsonyabbakba történő átvitele a poláris és közepes szélességeken a poláris jet (PNJ, *Polar Night Jet*) módosulásával, valamint a trópusi területeken a Brewer-Dobson-cirkuláció (BDC) erősségének megváltozása által jön létre. Ez a poláris örvény erősödésével, a BDC gyengülésével és a poláris alsó sztratoszféra hűlésével (a BDC gyengébb felszálló ága miatt) jár együtt [Matthes et al., 2004]. Eközben az egyenlítői alsó sztratoszférában dinamikai folyamatoknak köszönhetően megedés megy végbe (a BDC felszálló ágának gyengébb hűtőhatása miatt), aminek köszönhetően a sztratoszférikus ózontartalom, illetőleg a hőmérsékleti eloszlás és a cirkuláció a téli hemiszférán megváltozik [Hood and Soukharver, 2003].

Matthes et al. [2006] mege erősítette továbbá az északi féltekén ennek a szoláris szignálnak az alsó troposzféraig történő átvitelét: a S_{max} idején jellemző gyengébb BDC miatti troposzférikus cirkuláció változás, valamint a geopotenciál poláris régiókban történő csökkenése, ezzel egyidejűleg annak közepes szélességeken történő növekedése (amely az AO pozitív fázisának felel meg) figyelhető meg. Ezek az eredmények kiemelik a sztratoszféra és a troposzféra vertikálisan kapcsolt mechanizmusainak jelentőségét. A szoláris változékonyság időbeli megváltozásának sztratoszférikus hatásai tehát a felszínközelen a légköri cirkulációt leíró zonálszimmetrikus struktúrája által követhető

nyomon.

Fontos továbbá megemlíteni, hogy mind a bottom-up, mind a top-down-mechanizmus egyidejűleg lép fel és fejt ki a földi klímarendszerre gyakorolt hatását, amelynek köszönhetően regionális skálán erősebb szoláris szignál megfigyelése válik lehetővé. Tekintettel arra, hogy a déli féltekére vonatkozóan a mechanizmusok leírására irányuló korábbi vizsgálatok során a szoláris maximum került előtérbe, a dolgozatban is az erre vonatkozó, eddig megerősített ismeretek kerültek bemutatásra.

A mechanizmusok másik csoportja, amely a napfoltciklus ingadozásaival áll kapcsolatban, a GCR-ek változásai miatt alakul ki. A felhők a sugárzási hőháztartásban fontos szerepet játszanak azáltal, hogy látens hőt szállítanak az óceánból a légkör irányába. A feltételezés, hogy a kozmikus sugárzás időben nem-állandósága az időjárást a légkör alsó rétegeiben képződő ionok létrejötte által befolyásolja, Bazilevskaya et al. [2008] munkájához köthető. Két különböző lehetőség van, amely a megnövekedett ionizáción keresztül a felhőborítottság mennyiségét befolyásolni tudja:

- ionok által gerjesztett szulfátaeroszol képződés során, amely hatékony felhőelemként szolgál.
- a globális elektromos körforgás megváltoztatása által.

Mivel a GCR-ek az alacsonyabb felhőalappal rendelkező felhőtípusok képződését segítik elő, ez a mechanizmus alsó troposzférikus hűlést idéz elő S_{min} idején. Miközben a Földet érő napsugárzás időben történő ingadozása során fellépő mechanizmusokról már relatív sok ismerettel rendelkezik a tudomány, a GCR-ek és a földi klímarendszer közötti összefüggés kutatására irányuló vizsgálatok még csak nemrég kezdődtek [többek között Piere and Adams, 2009].

2.2.2. A Föld pályaparamétereinek változása

A Földet elérő összenergia mennyisége, az adott idő alatt beérkező szoláris energiafluxus, erősen függ a Föld Naptól számított távolságától is. Mivel a Föld Nap körüli pályája ellipszisformájú, így a szoláris energiafluxus évszakonként eltérő átlagos értékkel rendelkezik. Ebben a fejezetben a Föld pályaparamétereinek változásának rövid bemutatására, illetve az általuk előidézett folyamatok földfelszínen érzékelhető változásainak részletezésére kerül sor.

A Föld forgástengelye nem merőleges a keringési pálya síkjára, hanem kb. $66,56^\circ$ -os szöveget zár be vele. Ezáltal az Egyenlítő síkjának, illetve az égi egyenlítőnek az ekliptika

síkjával bezárt szöge kb. $23,44^\circ$, amelyet az ekliptika ferdeségének is nevezünk. Ennek a szögnek az értéke megegyezik a Föld forgástengelyének ferdeségével (merőlegestől vett eltéréssel), illetve a Nap maximális deklinációjával. Az évszakok változása ennek a pályaparaméternek a következménye. Az ekliptika ferdesége kis időbeli periodicitással rendelkezik, $21,8-24,4^\circ$ között ingadozik körülbelül 40 000 éves periódussal [Schönwiese, 1995]. Abban az esetben, amikor ez a szög a legnagyobb értéket veszi fel, mindkét féltekén a legforróbb nyarak, illetve leghűvösebb telek fordulnak elő.

A Nap és a Hold forgó Földre kifejtett nehézségi ereje forgatónyomatékként hat a lapult Földre (alakja forgási ellipszoid, azaz egyenlítői átmérője hosszabb, mint a sarki átmérő; ebből az eltérésből meghatározható a lapultságának mértéke), aminek következtében a Föld forgástengelye kitér a földpályára állított merőlegestől, közel 21 000 éves periódussal keringve akörül [Schönwiese, 1995]. Az ilyen jellegű, merev test forgástengelyének forgatónyomaték hatására bekövetkező elmozdulását precesszióknak nevezzük. A Föld precessziójának köszönhetően az évszakok pozíciója lassan változik a keringési pályán, azaz az aphélium és a perihélium dátumának változására kerül sor. Ezek a pontok határozzák meg a Föld Naptól számított legtávolabbi (152,5 millió km), illetve legközelebbi (147,5 millió km) helyzetét. Az aphélium július 3. körül következik be, aminek köszönhetően az északi féltekére a nyári félévben érkező napsugárzás mértéke valamivel csekélyebb, mint a déli féltekén. Ennek megfelelően enyhébb telek és hűvösebb nyarak jellemzőek az északi hemiszférán, míg a déli féltekén fordítva, tehát a precesszió az egyik félteke éven belüli hőmérsékleti különbségeit felerősíti, míg a másikon gyengíti.

A Föld harmadik pályaparamétere az excentricitás, amely a Föld Nap körüli keringési pályájának szabályos körtől vett eltérését fejezi ki. E paraméternek a változása 0,5 és 6% között változik körülbelül 100 000 éves periódussal [Brunotte et al., 2002]. Minél kisebb értéket vesz fel, annál kevésbé tér el a pálya a szabályos körformától. Az excentricitásnak köszönhető az, hogy az egyik féltekén szélsőségesebbé, míg a másikon mérsékeltébbé válnak az évszakok.

A fent említett, 21, 40, illetve 100 ezer éves periódusokkal rendelkező ciklusokat gyakran, az őket elsőként 1920-as években leíró geofizikus után Milankovitch-ciklusoknak is nevezzük. A róla elnevezett Milankovitch-elmélet a pályaelemek változásainak felhasználásával történő szoláris minimum, és az azokhoz kapcsolódó negyedidőszaki jégkorszakok kapcsolatát írta le. Ma már világos, hogy a jégkorszakok keletkezéseinek okait nem magyarázhatjuk csak kozmikus okokkal, hanem a természetes éghajlatváltozás leírásához minden földi és csillagászati tényezőt együttesen szükséges figyelembe venni.

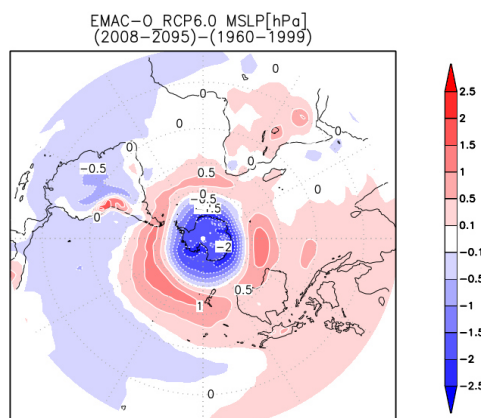
2.3. Déli zonálszimmetrikus oszcilláció (SAM)

A légköri cirkuláció időbeli változásának zonálisan szimmetrikus avagy gyűrűs szerkezetű struktúrájának felismerésére és további vizsgálatára vonatkozó tanulmányok legfőképp a 20. század végétől kezdve jelentek meg [Rogers and van Loon, 1982; Limpasuvan and Hartmann, 1999; Thompson and Wallace, 2000]. A déli félteke időjárásának változékonyságát többek között az SAM (*Southern Annular Mode*) polaritása és erőssége mutatja, amely a nemzetközi szakirodalomban gyakran SHAO (*Southern Hemisphere Annular Mode*) [Thompson and Wallace, 1998], SHC (*Southern Hemisphere Circulation*) [Károly et al., 1996], AO (*Antarctic Oscillation*) [Gong and Wang, 1998], HLM (*High Latitude Mode*) [Kidson and Watterson, 1999] vagy SAM (*Southern Annular Mode*) [Jones and Widmann, 2004; Gillett et al., 2006] néven is említésre kerül. Jelenlegi munkában ez utóbbi alkalmazására kerül sor.

Az SAM a közepes és magas szélességek között kialakuló és időben változó légnyomásmáskülönbség által kiváltott, a zonálisan átlagolt (nyugati) áramlás időszakos erősödésével és gyengülésével kifejezett gyűrűs szerkezettel rendelkező struktúra [Rogers and van Loon, 1982]. Polaritása és erőssége tehát évszakosan változik: a nyári hónapokban erős, zonálszimmetrikus szerkezetet mutat, amely az év későbbi szakaszában legyengül, majd télen és tavasszal a leggyengébb fázisai figyelhetők meg [Jones et al., 2009]. Az SAM-cirkulációt hajtó alapvető mechanizmus a földfelszínen egyenetlenül eloszló napsugárzás hatására kialakuló energiatranszport [King and Turner, 2007]. Az Egyenlítő környékén a napsugarak az év egészében közel merőlegesen érik a felszínt, ami által a levegő erősebben felmelegszik, mint a poláris régiókban, ahol a Nap télen egyáltalán nem, illetve nyáron is csak sekély szögben képes melegíteni a talajközeli légrétegeket. Ez, az Egyenlítő mentén kialakuló pozitív sugárzási- és energiamérleg felszíni konvergenciához vezet, aminek köszönhetően a meleg levegő a trópusi összeáramlási zóna (ITCZ, *Inter-Tropical Convergence Zone*) mentén feláramlik [Sturman and Tapper, 2006]. A felszálló levegő a poláris régió irányába áramlik, ezáltal lehűl, majd hideg légtömeggént lesüllyed. A lesüllyedő légáramlatok következtében a szubtrópusi régióban a talaj közelében egy magas nyomású zóna alakul ki (nyáron a 30-35. szélességek közelében, míg télen valamivel északabbra, 20-25. szélességen körül húzódik). A szubtrópusi régióból tovább dél felé áramló levegő összekeveredik a Déli-sark irányából az Egyenlítő irányába meginduló talajközeli áramlatokkal, majd felemelkedik. Ez a folyamat egy alacsony légnyomási értékekkel rendelkező cirkumpoláris örvényt eredményez az Antarktisz felett, körülbelül a 60. és 70. szélességi körök mentén.

A SAM pozitív fázisa a klimatológiai átlaghoz képest pozitív légnyomási anomáliát jelent a közepes, míg negatívát a poláris régiókban (2.4. ábra). A pozitív fázis erősödése

magával vonja ezáltal a közepes és magas szélességek között kialakuló nagyobb meridi-onális nyomási gradiens következtében a poláris örvény, illetve a zonális szél erősödését [Marshall, 2003], illetve a ciklonpályák déli irányú eltolódását [Kidson and Sinclair, 1995]. Ebben a fázisban megfigyelhetők továbbá pozitív hőmérsékleti anomáliák a közepes szélességeken, mint például Tazmániában, DK-Ausztráliában, Chilében, illetve Új-Zéland délen elhelyezkedő szigetein, valamint negatívak a Déli-sark környékén [Gillett et al., 2006]. Negatív fázis esetén az anomáliák előjele megfordul, amely a zonális áramlás gyengülésével, illetve a ciklonpályák Egyenlítő felé történő eltolódásával jár együtt.



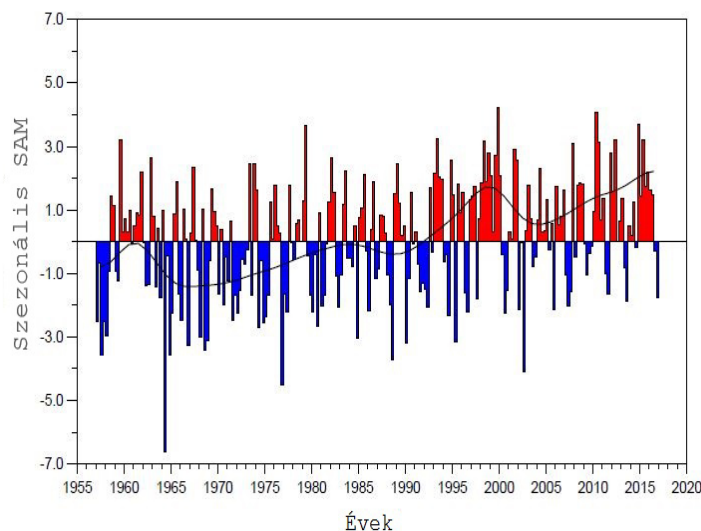
2.4. ábra. Az SAM pozitív fázisa a nyomási mező alapján

Az SAM időbeli menete SAM-indexként kerül bevezetésre. Ennek szemléltetésére többféle, egymással ekvivalens módszer és index létezik, amelyek között az alkalmazott meteorológiai változó, adathalmaz vagy a kiszámításhoz használt időszak eredményez eltérést. A leggyakrabban alkalmazott módszerek a következők:

- egy meteorológiai változó első főkomponense (PC1, *Principal Component*), például geopotenciál, felszíni légnyomás (MSLP, *mean sea level pressure*) vagy hőmérséklet.
- a Déli-sarkon mért hőmérséklet időbeli menete.
- az MSLP időbeli lefolyása a déli 40. és 65. szélességeken elhelyezkedő 6 állomás mérési adatai alapján [Marshall, 2003], vagy az ezzel szorosan összefüggő Marshall-Index, amely a következő fejezetben kerül bemutatásra, egyszerűsített formulája alapján, amely a két szélességi körön elhelyezkedő adatok zonális átlagát használja fel [Gong and Wang, 1999].

A 20. század utolsó évtizedeiben a SAM-Index erősségében és polaritásában pozitív trend vált megfigyelhetővé. Marshall et al. [2004] egy 1965-től jelentkező pozitív trendet

azonosítottak a SAM-Index nyári hónapokra (DJF) vonatkozó idősorában, még mielőtt az üvegházhatású gázok és ózontató anyagok antropogén folyamatok következtében kialakuló koncentrációbeli növekedése a déli féltekén kifejtette volna hatását. A pozitív értékek felé eltolódás jelenlegi vizsgálatok szerint együttesen természetes és antropogén kényszereknek köszönhető.



2.5. ábra. A megfigyelt szezonális Marshall-Index időbeli mente, az IPCC AR4 [2007] aktualizált verziójában alkalmazott idősor. (Forrás: BAS, <https://legacy.bas.ac.uk/met/gjma/sam.html>)

A 2.5. ábra a 2017-es év elejéig aktualizált szezonális Marshall-Indexet mutatja, a 2000-es évben megjelenő maximumértékkel. Az idősor évszakos bontását tekintve a legerősebb trend a nyári hónapokban (DJF) mutatkozik, ezt követik az őszi hónapok (MAM), miközben szignifikánsabb változás a téli (JJA), illetve tavaszi időszakban (SON) a 2000-es évig nem figyelhető meg. Egy évtizednyi kevésbé erősen kifejezett indexértékek után, 2010-től kezdve ismét magasabb értékek jelentkeznek.

2.3.1. Marshall-index

A Marshall-Indexet elsőként Garreth J. Marshall definiálta 2003-ban. Az index számítása Gong and Wang [1999] numerikus módszerén alapul:

$$SAM = P^*_{40^\circ S} - P^*_{65^\circ S}, \quad (2.3)$$

ahol P^* a normalizált, zonálisan átlagolt MSLP értéke minden vizsgált hónapra vonatkozóan. Az index számítása ez alapján a 40. és 65. szélességi körök közelében elhelyezkedő meteorológiai állomásokon mért MSLP értékek különbségeként áll elő (ld. 1. ábra,

Marshall [2003]). Az Marshall-Index 1957-től kezdődő időszora a következő weboldalon érhető el: <https://www.legacy.bas.ac.uk/met/gjma/sam.html>.

Marshall 2003-as tanulmányában a megfigyelési adatokból levezetett ún. "proxy zonális átlagok" az NCEP-NCAR (*National Center for Environmental Prediction- National Center for Atmospheric Research*), az ERA-15, illetve az ERA-40 reanalízis adatokkal kerültek összehasonlításra olyan módszerrel, hogy az adatbázisok esetében a zonális átlag számítása 144 gridpont ($2,5^\circ \times 2,5^\circ$ -os horizontális felbontású rács) adatai alapján áll elő az említett szélességi körök mentén. A vizsgálat alapján elmondható, hogy a modelleredmények megfelelő pontossággal közelítették a megfigyelési adatokból képezett átlagokat. Ennek megfelelően diplomamunkámban az index számításához hasonló módszert alkalmaztam. Jelen esetben a normalizált, zonális átlagok minden hónapra 128 pont adataiból állnak elő a két szélességi körre vonatkozóan.

2.3.2. A geopotenciális magasság első főkomponense

A SAM-Index reprezentálására további lehetőséget kínál a főkomponens-analízis (PC, *Principal Component*) módszer.

Thompson and Wallace [2000] különböző meteorológiai változók, mint például havi középhőmérséklet, MSLP, geopotenciális magasság (gph, *geopotential height*), szél és teljes ózontartalom, 7 egymástól eltérő adatbázisát használta fel a poláris régió légköri cirkuláció havi skálán történő vizsgálatához. A tanulmány eredményei alapján elmondható, hogy a térbeli eloszlás, amely SAM-ként került a jelenlegi dolgozatban bevezetésre, a 850 hPa-os nyomási szint geopotenciális magasságának anomáliáján keresztül - amely a PC-módszerrel állítható elő - is azonosítható. Az eredmények értelmében többféle olyan SAM-Index is definiálásra került, amely az említett módszerrel történő meghatározáson alapszik. Többek között Carvalho et al. [2005], Hendon et al. [2007] és Pohl et al. [2010] a 700 hPa-os nyomási szint geopotenciális magassági adatainak felhasználásával számította ki az SAM-Index időbeli menetét.

Jelenlegi munkában az SAM-Index számításához a PC-módszer, amely főkomponens-analízisen nyugszik (ld. 3.4.2. fejezet) is felhasználásra kerül. A havi felbontású SAM-Index a 850 és 700 hPa-os geopotenciáladatok anomáliáinak első főkomponensének idősoraként (PC1) áll elő, és minden esetben a 20. szélességi körtől délre található gridpontok adatainak figyelembevételével kerül számításra. Minden pont a saját szélességi körének koszinuszának négyzetgyökével kerül leosztásra annak érdekében, hogy a növekvő földrajzi szélességgel reprezentált felszín reális maradjon. A PC1-idősor standardizálásra kerül.

3. fejezet

Felhasznált adatok és módszerek

A vizsgálat során három, ún. Grand Solar Minimum (GSM) szimulációt hasonlítok össze egy, az 1960-2095-ös időszakra vonatkozó referenciaszimulációval. Mind a négy szimuláció az EMAC-O (ECHAM/MESSy Atmospheric Chemistry Model az MPI-OM óceánmodellhez csatolva) globális klímamoddellel készült. A referenciaszimuláció természetes és antropogén (RCP 6.0) hatások figyelembevételével létrehozott, az időszak teljes egészén 11 évenként ismétlődő napfoltciklus alapján számított értékeket tartalmaz, míg az egyes GSM szimulációk a sugárzási energia lineáris csökkenésének feltételezésén alapulnak. A "teljes szoláris besugárzás" (TSI, *Total Solar Irradiance*) műholdakkal történő pontos mérése csak 1978 óta lehetséges, ez a közel 3 évtizedes mérési adatsor nem elegendő arra, hogy a TSI éghajlattal való kapcsolatát vizsgáljuk. Ezért kibővítéséhez mindenképp szükséges az irradiancia modellezése, vagyis különböző becslések (pl. napfoltszámok, geomágneses aktivitás, kozmikus izotópok stb.) felhasználásával történő szimulációja, melyeket a GSM szimulációk tartalmaznak. A szimulációk közötti különbséget legfőképp ezekhez a TSI-rekonstrukciókhoz felhasznált adatok okozzák.

3.1. A csatolt EMAC-O modell

A légkör a földi rendszer legdinamikusabban változó eleme. Az éghajlat modellezése során azonban már nem csupán a légköri folyamatok minél pontosabban történő leírása a cél, hanem a légkör és az éghajlati rendszert alkotó másik 4 geoszféra (a felszíni és felszín alatti vizek, a szárazföld, a jégtakaró és az élővilág) kölcsönhatásainak vizsgálata. Az egyes komponensek bonyolult, nem-lineáris kölcsönhatásban állnak egymással, amelyek leírására az ún. kapcsolt globális modellek képesek, amelyek a komplex rendszer egészét együttesen tekintik, s ezáltal leírják az éghajlati rendszer választ egy feltételezett jövőbeli kényszerre. A globális légköri általános cirkulációs modelleket AGCM-nek (*Atmosphere General Circulation Model*), az óceáni mozgásokat leíró modellt OGCM-

nek, míg a csatolt légköri-óceáni cirkulációs modelleket AOGCM-nevezzük [Szépszó, 2013]. A csatolt AOGCM-ek a klímamodellek leggyakrabban alkalmazott csoportját alkotják.

A klímamodellek egy másik csoportját az ún. kémiai klímamodellek (CCM, *Chemistry Climate Model*) alkotják. Ezek legfőbb előnye a GCM-ekhez képest, hogy a légköri kémiai folyamatokat expliciten figyelembe tudják venni, így nem szükséges a sugárzás szempontjából releváns légköri ózontartalom statikusan történő előírása a modellezés során, hanem időbeli fejlődésre képes, így a meteorológia és a kémia közötti kölcsönhatások leírhatóvá válnak.

A globális EMAC (ECHAM/MESSy Atmospheric Chemistry) modell a klímamodellek ezen csoportjához tartozik. A modell különböző almodellekből tevődik össze, amelyek a troposzférában és a "középső atmoszférában" lejátszódó folyamatok, valamint azok óceánnal, felszínnel, illetve emberi tevékenységgel összefüggő kölcsönhatásainak számítását végzik. A modell alapját az ECHAM5, 5. generációs [Roeckner et al., 2006] általános cirkulációs modell szolgáltatja, amely a MESSy1 (*Modular Earth Submodel System*) [Jöckel et al., 2005] rendszerrel van összekapcsolva. Az ECHAM fejlesztésére Hamburgban, az MPI-M-nél (*Max-Planck Institut für Meteorologie*) kerül sor, az ECMWF időjárás-előrejelző modell felhasználásával.

A modell horizontális felbontása $2,8^\circ \times 2,8^\circ$, míg a felszín és a modell legfelső rétege között (0,01 hPa, kb. 80 km) 39 modellszint helyezkedik el.

A Max-Planck-Institut Kémiai Intézetében az ECHAM5 modell további almodellekkel történő kibővítésére is sor került. A jelenlegi kutatás során ezek közül a legfontosabbak:

- MECCA (*Module Efficiently Calculating the Chemistry of the Atmosphere*) modul [Sander et al., 2005]: segítségével a troposzférában és/vagy a sztratoszférában lejátszódó, közel 500 különböző kémiai folyamat (például az ózon és a metán reakciói) leírása vált elérhetővé.
- MESSy-1-Interface [Jöckel et al., 2005] modul: az alapmodell és az egyes almodellek közötti kommunikációért felelős. 2016-os adatok alapján közel 60 olyan modul irányításáért felelős, amelyek segítségével a különböző esetekben bizonyos folyamatok esetlegesen figyelembe vehetők vagy figyelmen kívül hagyhatók, lehetővé téve ezzel a modell releváns, folyamatorientált alkalmazását. Ennek a modulnak a kikapcsolásával az EMAC modell GCM-ként használható.

A Freie Universität Berlin Meteorológiai Intézetében kifejlesztésre került továbbá egy olyan nagyfelbontású sugárzási parametrizáció (RAD4ALL-FUBRAD) [Nissen et al., 2007], amely 49 különböző intervallumra bontja fel az ultraibolya és a látható tarto-

mányt (121,56 nm - 685 nm) és számítja a rövidhullámú sugárzási járulékot a sztratoszférában és a mezoszférában 70 és 0,01 hPa között (kb. 18-80 km). Ezzel szemben az eredeti rövidhullámú sugárzási parametrizáció egy spektrális sávval dolgozott az UV és a látható, míg hárommal a közeli infravörös tartományban [Fouquart und Bonnel, 1980]. A 70 hPa-os nyomási szinttől a felszín felé haladva továbbra is ezt a sémát alkalmazzák a modellben. Az FUBRAD séma alkalmazásával lehetővé válik a különböző hullámhosszúságú sugárzás változásának figyelembevétele, amely a korábban említett termikus és dinamikai folyamatok kialakulásáért felelős.

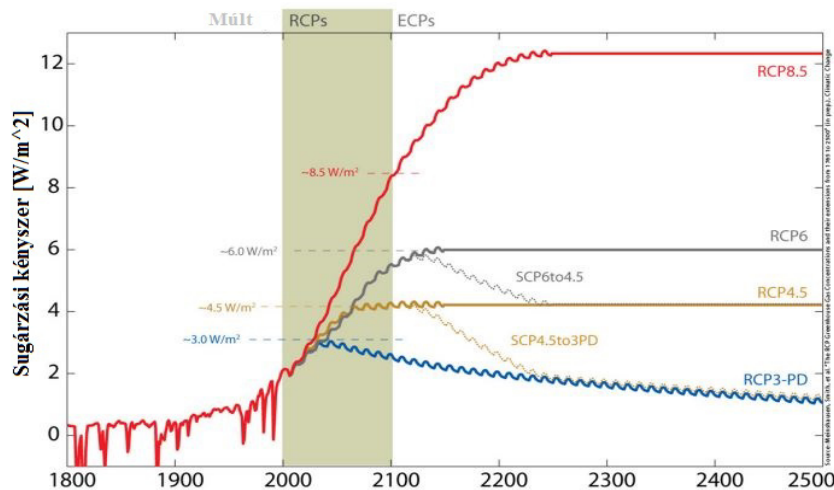
3.1.1. Az EMAC MPI-OM-hez történő csatolása

Az EMAC MPI-OM óceánmodellhez történő csatolására elsőként szintén a Freie Universität Berlin Meteorológiai Intézetében került sor [Kerschbaumer]. A szélnyírásra, a felszínközeli szélesebességre, a szoláris besugárzásra, illetve a hő- és édesvízáramlásra vonatkozó adatok cseréjét az EMAC és az MPI-OM között, illetve a tengerfelszín hőmérsékletére, a tengerjég koncentrációjára és annak felszínén történő áramlására vonatkozó adatokat az MPI-OM és az EMAC között az OASIS3 nevű külső kapcsoló végzi [Valcke, 2006]. A két modell közti adatok átvitelére modellenként egyszer kerül sor, ekkor összesen 21 mezőre vonatkozó információ kerül be egyik modellből a másikba. A modellverzió, amely a jelenlegi kutatásban is alkalmazásra kerül, $1,5^\circ \times 1,5^\circ$ horizontális felbontással, illetve 40 vertikális modellszinten szolgáltat információt egészen 6000 m-es mélységig. A beépített tengerjég modul $T = -1,9^\circ\text{C}$ -os hőmérséklet alatt teszi lehetővé a tengeri jég képződését, valamint ezáltal számol a nyílt vízfelszín (ún. leads) kialakulásával az óceán felső rétegeiben.

3.2. A referenciaszimuláció

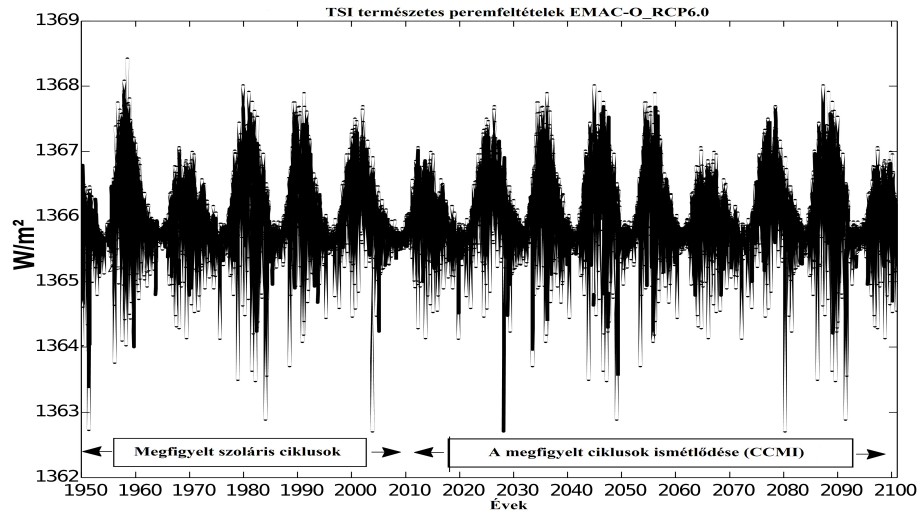
Ahogy korábban már említésre került, a kutatás során referenciaszimulációként tekintett szimuláció természetes és antropogén hatások figyelembevételével készült, melyben 11 évenként ismétlődő napfoltciklus alkalmazásával kerülnek számításra az adatok. A szimuláció az 1960-2095-ös időszakra vonatkozik, elkészítése Abalichin [2016] nevéhez fűződik. A futtatás meghatározott előírások alapján történt:

- üvegházgáz-szenárió: RCP6.0 -szenárió [Meinshausen et al., 2011], amely forgatókönyv alapján a 21. század végére az emberi tevékenység következtében növekvő üvegházhatású gázok légköri koncentrációja miatt 6 Wm^{-2} -es sugárzási járulékkal számolhatunk (ld. 3.1 ábra).



3.1. ábra. RCP-szenáriók Meinshausen et al. [2011] alapján

- szoláris változékonyság: a szoláris ciklus változékonysága Lean et al. [2005] rekonstrukciója alapján kerül figyelembevételre, amelyben a 20-23-as ciklusok feltételei ismétlődnek (3.2. ábra) [Eyring et al., 2008].
- ózonbomlást (ODS, *Ozone Depleting Substances*) segítő anyagok: WMO A1-szenáriót követik [WMO, 2007].
- az alkalmazott vertikális felbontás mellett a trópusi sztratoszférikus szél közel kétéves ciklussal rendelkező oszcillációja (QBO, *Quasi Biennial Oscillation*) [Giorgetta et al., 2006] nem állítható elő, ezért a megfigyelési adatokhoz történő illesztése (nudging) szükséges.
- a vulkáni tevékenységből származó aeroszolok adatai a RETRO-adatbázisból (*Reanalysis of the Tropospheric chemical composition* származnak [Schultz et al.,



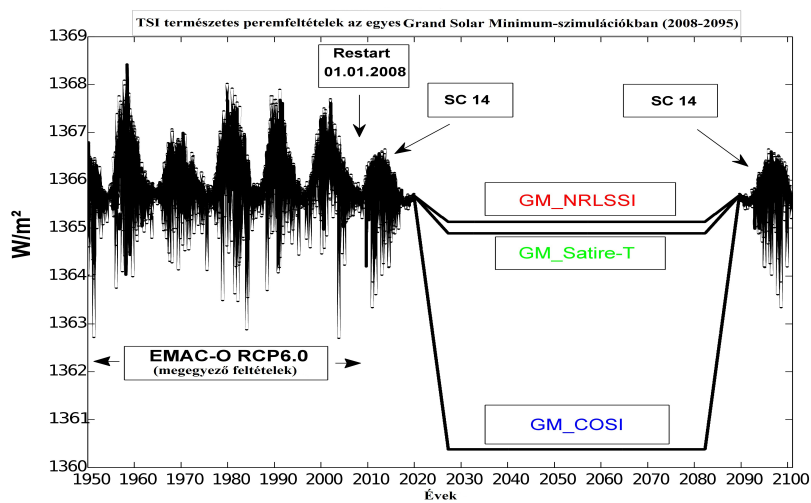
3.2. ábra. A 11 éves periódussal ismétlődő napfoltciklus a referenciaszimulációban
Spiegl and Langematz [2016] alapján

2008]).

Az említett előírások a SPARC CCMVAL-Initiative (*Stratospheric Processes and Their Role in Climate, CCM Validation* [Eyring et al., 2008]) javaslati alapján kerültek megválasztásra, amely a tudományos közösség számára létrehozott CCM-ek validációjának céljából lett létrehozva.

3.3. A GSM-szimulációk

A GSM-szimulációk szintén, az előző fejezetben felsorolt előírásoknak megfelelően készültek, azaz ugyanazt az antropogén peremfeltételt tartalmazzák. Az egyetlen különbség a természetes peremfeltételnél adódik, ugyanis a GSM-szimulációk a szoláris energia egy lineáris redukcióját tartalmazzák 2027 és 2082 között a 11 évenként ismétlődő napfoltciklus helyett (3.3. ábra). A sugárzási redukció következtében megváltozik a TSI mértéke, illetve a beérkező napsugárzás spektrális eloszlása, amelynek köszönhetően a referenciaszimulációhoz képest alacsonyabb ózonkoncentráció jelenik meg a sztratoszférában, valamint troposzférikus visszacsatolási mechanizmusok is kialakulnak.



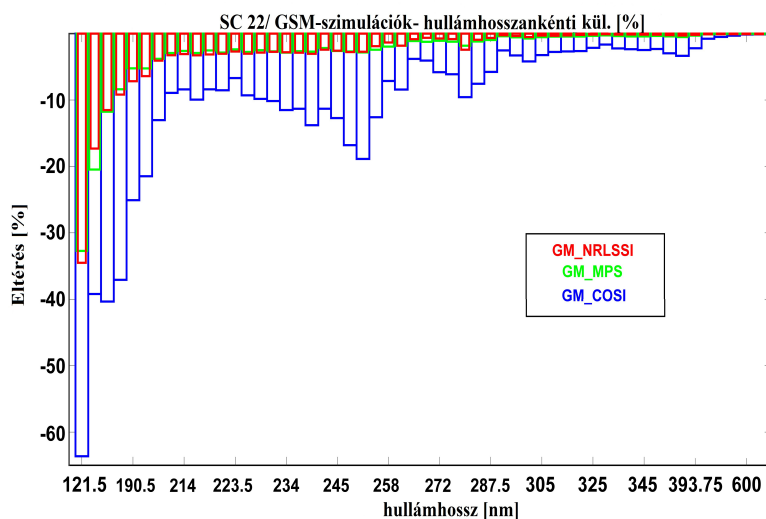
3.3. ábra. A lineáris sugárzási redukció sematikus ábrázolása Spiegl and Langematz [2016] alapján

Az egyes szimulációk, név szerint az *NRLSSI_GM*, a *Satire – T_GM* és a *COSI_GM* a TSI- és SSI-rekonstrukciók készítéséhez felhasznált proxidatok alkalmazásában különböznek egymástól. A legcsekélyebb redukció Lean [2000] módszerében jelentkezik. Ez a rekonstrukció az *NRLSSI* (*Naval Research Laboratory Solar Spectral Irradiance*) modellel készült és megfigyelési napfoltadatokat (például napfolt-csoportok) és napfáklyadatokat (CA II C/W- index) alkalmaz a Maunder Minimum (és ezáltal az ahhoz hasonló Grand Solar Minimum) időszakra vonatkozóan. A rekonstrukciós adatsor 1675-től áll rendelkezésre.

A második, mérsékelt redukciót tartalmazó szimuláció Krivova et al. [2010] sugárzási rekonstrukciós módszerét veszi figyelembe. A TSI és SSI idősorok 1610-től állnak rendelkezésre és az előző módszerhez hasonlóan napfoltadatokat használ fel. Különbség, hogy a napfoltadatok felhasználása a Nap felszíni mágneses mezejének időbeli fejlődésének rekonstruálására szolgál [Solanki et al., 2000], amely aztán irradianciává számítható

át. A módszer elkészítése a *Satire-T (Spectral And Total Irradiance REconstructions - Telescope era)* modellel történik.

A harmadik módszer, amely napfolt- és kozmikus izotópadatokat használt fel (Be^{10} -arány jégfuratmintákban és faévgyűrű-kronológiákban), Shapiro et al. [2011] nevéhez fűződik és a *COSI (COde for Solar Irradiance)* modellel készül. A teljes és spektrális irradiancia idősorok szintén az 1610-es évtől szolgáltatnak paleoklimatológiai információt.



3.4. ábra. A beérkező sugárzás megváltozott spektrális eloszlása a GSM-szimulációkban Spiegl and Langematz [2016] alapján

A 3.4. ábra a napsugárzás spektrális eloszlásának százalékos megváltozását mutatja az egyes GSM-szimulációkra vonatkozóan. A legnagyobb, közel 60%-os csökkenés mindhárom szimuláció esetében a Lyman- α -vonalnál jelentkezik. Az UV-sugárzás tartományában (kb. 200-380 nm között) a 22-es szoláris ciklushoz képesti maximális csökkenés az *NRLSSI_GM* és *Satire - T_GM*-szimulációkban közel 5%-os, míg a *COSI_GM* esetében valamivel nagyobb, körülbelül 20%-ra tehető. A látható tartományú sugárzásból (380-780 nm) maximálisan 5%-kal kevesebb érkezik a Földre egy Nagy Szoláris Minimum időszak következtében 2027 és 2082 között. A referenciaszimulációban alkalmazott sugárzási parametrizáció esetén 0,01% a látható, több, mint 8% az UV és maximálisan 50% a Lyman- α -tartományokban jelentkező sugárzási energia-változás [Abalichin, 2016].

3.4. A kiértékeléshez felhasznált módszerek

Ebben a fejezetben az eredmények kiértékeléséhez felhasznált matematikai és statisztikai módszerek kerülnek bemutatásra.

3.4.1. Szignifikancia-vizsgálat

Modellszimulációk eredményeinek kiértékelésénél meglehetősen fontos az eredmények statisztikai relevanciájának becslése és meghatározása. Két valószínűségi változó átlagának összehasonlításakor (például két eltérő adatbázisból eredően) azt vizsgáljuk, hogy a 0 értéktől eltérő különbség szignifikáns-e. Ez az ún. t-teszttel történik. Ebben a munkában a Student-féle t-teszt kerül alkalmazásra az egyes meteorológiai paraméterek normális eloszlásának feltételezésével [Schönwiese, 2006] a referenciaszimuláció és az egyes GSM-szimulációk közötti lehetséges szignifikáns különbségek feltárása során.

A t-teszt alkalmazásakor két alapvető feltételnek kell teljesülnie. Egyrészt, a vizsgált változónak arányskálán mérhetőnek kell lennie, másrészt pedig megközelítően normális eloszlással kell rendelkeznie. Két minta átlagbeli különbségének becsléséhez elsőként a nullhipotézist kell megfogalmazni. Ez kimondja, hogy a két különböző adatbázisból származó valószínűségi változó átlagai nem szisztematikusan térnek el egymástól. Ebből kifolyólag abból indulunk ki, hogy az átlagok különbsége a véletlen műve és emiatt nincs szignifikáns különbség köztük. Az alkalmazott t-teszttel az kerül tehát vizsgálatra, hogy milyen valószínűséggel rendelkezik jelentős változással a két átlagérték közötti különbség. Diplomamunkámban az eredmények 90, illetve 95%-os szignifikanciaszinten kerülnek vizsgálatra. Egyéb munkák, amelyek többek között a felszínközeli antarktiszi klímaváltozással foglalkoztak, a 90%-os szignifikanciaszintet alkalmazzák [Van den Broeke and Van Lipzig [2004], Abalichin [2016]]. A felszínközeli légköri paraméterek, mint például a hőmérséklet nagy évközi változékonysággal rendelkeznek az alsó troposzférában, ezért a változás mértéke legtöbbször ezen belül marad. Az IPCC irányelvek alapján a 90 és 95%-os szinteken szignifikánsnak mutató eredmények nagyon, illetve extrém valószínűnek tekinthetők [Mastrandrea et al., 2010].

A reprezentatív tesztek eloszlása a variancia χ felhasználásával kerül leírásra. Ez a szórás segítségével definiálható, amely a következő összefüggésből adódik:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}, \quad (3.1)$$

ahol \bar{x} a próba átlagértéke:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i, \quad (3.2)$$

ahol x_i az adatsor i . eleme, míg n a mintaelemszámot jelöli.

A variancia pedig a szórás négyzeteként áll elő:

$$\chi = \sigma^2 \tag{3.3}$$

A dolgozatban a minta átlaga havi adatokból számított hosszútávú, illetve szezonális átlagokat fejez ki a teljes időszakra (2008-2095) vonatkozóan.

Ha két különböző szimuláció átlagértékeinek különbsége egy meghatározott, a szignifikanciaszinttől függő kritikus értéket meghalad, akkor a kiszámított különbség értéke szignifikánsnak tekinthető. Ezt a határértéket t -értéknek nevezzük, amelynek kiszámítása a t -eloszlást követve a következőképp történik:

$$t = \frac{|\bar{x}_1 - \bar{x}_2|}{\sqrt{(\chi_1 + \chi_2)\frac{1}{n}}}, \tag{3.4}$$

ahol \bar{x}_1 és \bar{x}_2 az átlagok, χ_1 és χ_2 a varianciák az egyes szimulációkra vonatkozóan. A t -eloszlás a szabadsági fokok számától (df , *degrees of freedom*) is függ, amely az olyan értékek számát fejezi ki, amelyek szabadon változtathatók a végső eredmény megváltoztatása nélkül. Jelen esetben a szabadsági fokok mértéke 88-cal egyenlő a teljes időszakra. A szabadsági fokok növelésével a t -eloszlás egyre inkább közelít a normális eloszláshoz.

A Student-féle t -teszt részletesebb leírása Wilks [2006] munkájában érhető el.

3.4.2. Főkomponens-analízis

A főkomponens-analízis módszere, vagy másnéven sajátvektor-, vagy EOF (*Empirical Orthogonal Function*), empirikus ortogonális függvények)-analízis, alkalmas nagy területek hosszú időszakra vonatkozó idő- és térbeli változékonyságának kimutatására [Preisendorfer, 1988]. A légkör fizikájának tudományterületén történt bevezetése óta [Lorenz, 1956] gyakran alkalmazzuk meteorológiai és klimatológiai mezők leírására.

A klimatológiai adatbázisok általában nagyszámú dimenzióval rendelkeznek, ami azt jelenti, hogy a klimatológiai rendszer állapotát adott időpontban reprezentáló változók száma meglehetősen nagy. Az EOF-analízis kisskálájú zavarok kiszűrésének segítségével lehetővé teszi az adatbázis redukcióját, miközben az információveszteség minimális marad.

Tekintsünk egy eltérést x' , egy n -dimenziós idősorban x , az átlaga körül \bar{x} . Az átlagtól vett eltérés (anomália) az empirikus ortogonális függvényeinek (EOF-ek), illetve azok főkomponenseinek (engl. *Principal Component - PC*) szorzatainak összegeként áll elő:

$$x' = \sum_{k=1}^n PC_k EOF_k, \quad k = 1, \dots, n \quad (3.5)$$

Egy anomáliamező x' , ami egy $M \times N$ -es mátrixként írható fel, ahol M a gridpontok, N pedig az időlépcsők száma, változékonyságának meghatározásához az EOF-ek kiszámítása szükséges. Ezek számításához a bemeneti adatokból számított kovarianciamátrix \underline{K} meghatározása szükséges:

$$\underline{K} = \sum_{k=1}^n x' x'^T \quad (3.6)$$

A kovarianciamátrix az idősor különböző komponensei közötti kovarianciákat tartalmazza. Ennek a kovarianciamátrixnak a diagonalizálása (egy négyzetes mátrix olyan mátrix-szá történő lineáris transzformációja, amelynek a főátlón kívüli elemek mindegyike nulla) által létrejön egy új, az x' anomáliamező legnagyobb változékonysága által meghatározott koordináta-rendszer. Ez egy sajátérték-problémához vezet, mivel az új bázis a normált sajátvektorok felhasználásával kerül meghatározásra:

$$\underline{K} \vec{e}_k = l_k \vec{e}_k \quad (3.7)$$

A kovarianciamátrix sajátvektorai \vec{e}_k reprezentálják az EOF-eket és a hozzájuk tartozó sajátértékek az egyes EOF-ek teljes változékonysághoz történő hozzájárulásának mértékét (megmagyarázott variancia) l_k . A sajátértékek és a hozzájuk tartozó sajátvektorok az összváltozékonysághoz történő hozzájárulásuk alapján kerülnek sorrendezésre, úgy, hogy az első sajátvektor a legnagyobb változékonyság irányába mutat. A sajátvektorok további fontos tulajdonsága, hogy egymásra merőlegesen állnak (skalárszorzat=0) és ezáltal mindannyian függetlenek egymástól. Jelen esetben a térbeli rácshálózat 64×32 pontot foglal magába (déli félteke), és ezzel pontosan 2048 db sajátvektor és ugyanennyi hozzátartozó sajátérték áll rendelkezésre, amelyek között térbeli korreláció nem áll fenn. A vizsgálat során csak az első, legnagyobb változékonysággal rendelkező EOF kerül számításra és bemutatásra.

A főkomponensek (PC-k) az EOF-ek adathalmazra vett vetületéből állnak elő:

$$PC_k = x' \vec{e}_k, \quad k = 1, \dots, n. \quad (3.8)$$

A PC-k az adathalmaz adott EOF-hez tartozó térbeli minta időbeli ingadozásait írják le.

A módszer a dinamikus meteorológiában gyakran a légnyomási mező egyes, olyan ingadozási móduszainak meghatározásához használatos mint például az SAM. Ennek megfelelően a PC1 az SAM-Indexet, míg a hozzá tartozó első EOF az SAM-et reprezentálja.

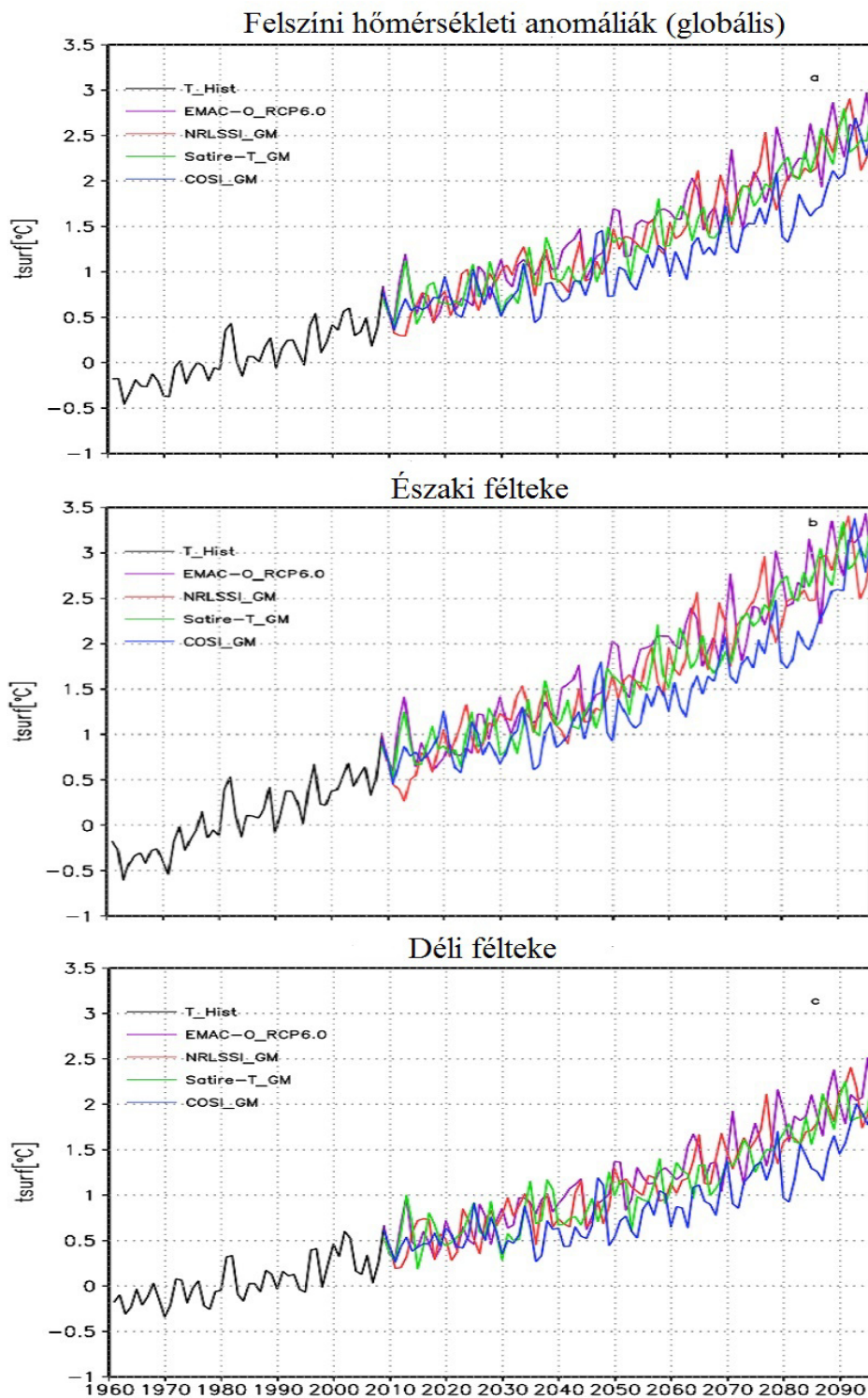
4. fejezet

Természetes klímaváltozékonyság a troposzférában

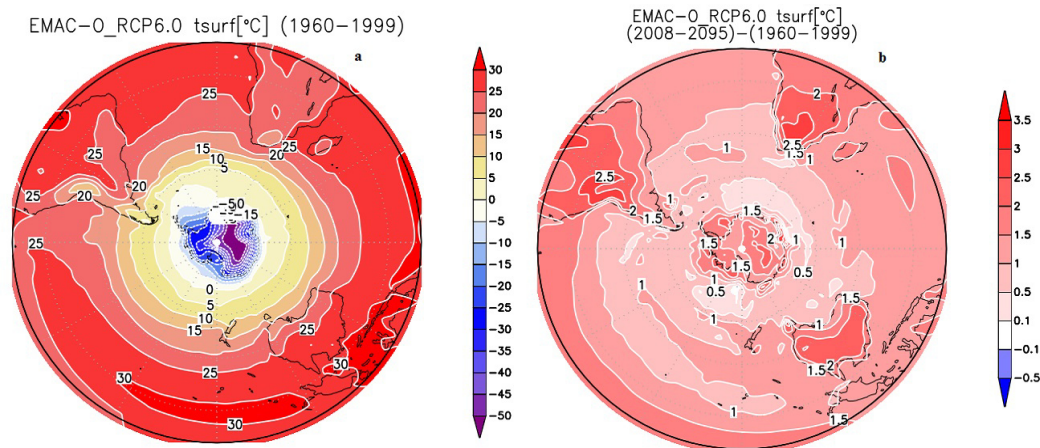
4.1. A felszíni hőmérséklet alakulása

A globálisan, illetve hemiszférikus skálán átlagolt felszínközeli hőmérsékletre vonatkozó eredmények csak kis mértékben térnek el a referenciaszimulációtól egy jövőbeli Grand Solar Minimum-időszak feltételezése esetén. A 4.1. a) ábrán a globálisan, évenként átlagolt eredmények láthatóak mind a négy szimulációra vonatkozóan. A jövőben továbbra is 11 évenként ismétlődő napfoltciklus esetén globális átlagban $2,5^{\circ}\text{C}$ -os hőmérséklet-emelkedés várható a 21. század végére az 1960-1999-es referenciaidőszakhoz képest. Egy Nagy Szoláris Minimum esetén 2095-re az *NRLSSI_GM* (legcsekélyebb sugárzási redukció) és a *COSI_GM* (legerősebb sugárzási redukció) szimulációk alapján ugyanekkora mértékű hőmérséklet-emelkedés várható, míg a harmadikban, amely közepes mértékű sugárzási energia csökkenést feltételez a GSM-időszakra vonatkozóan (*Satire - T_GM*) az említett értéknél $0,3^{\circ}\text{C}$ -kal magasabb globálisan átlagolt felszíni hőmérséklet-emelkedés adódik.

A b) és c) alábrák az északi, illetve a déli féltekére vonatkozó évenként átlagolt hőmérsékleti menetet ábrázolják (4.1. ábra), amelyen az látható, hogy 2095-re az északi félteke nagyobb mértékben válhat érintetté a klímaváltozásban (várható hőmérséklet-emelkedés az egyes szimulációk alapján $2,9$ - $3,3^{\circ}\text{C}$ között) mint a déli félteke ($2,0$ - $2,3^{\circ}\text{C}$). Ez részben annak köszönhető, hogy a hőmérséklet emelkedése legerőteljesebben a szárazföldeken figyelhető meg, és az északi féltekén a szárazföldek aránya a teljes felszín mennyiségéhez képest nagyobb, mint a déli féltekén. A 4.2. a) ábra a déli félteke felszíni hőmérsékletének klimatológiáját mutatja az 1960-1999-es referenciaidőszak alapján. Ehhez képest a legnagyobb emelkedés ($1,5$ - $2,5^{\circ}\text{C}$, havi adatokból átlagolva 2008 és 2095 között) a kontinensek területén, illetve az óceánok szubtrópusi régióiban figyel-



4.1. ábra. A felszíni hőmérséklet anomáliája a referenciaszimuláció (lila) és a GSM-szimulációk alapján (piros - legcsekélyebb redukció, zöld - közepes mértékű redukció, kék - legerősebb redukció) az 1960-1999-es referenciaidőszakhoz képest (a) globális, b) északi félteke, c) déli félteke)

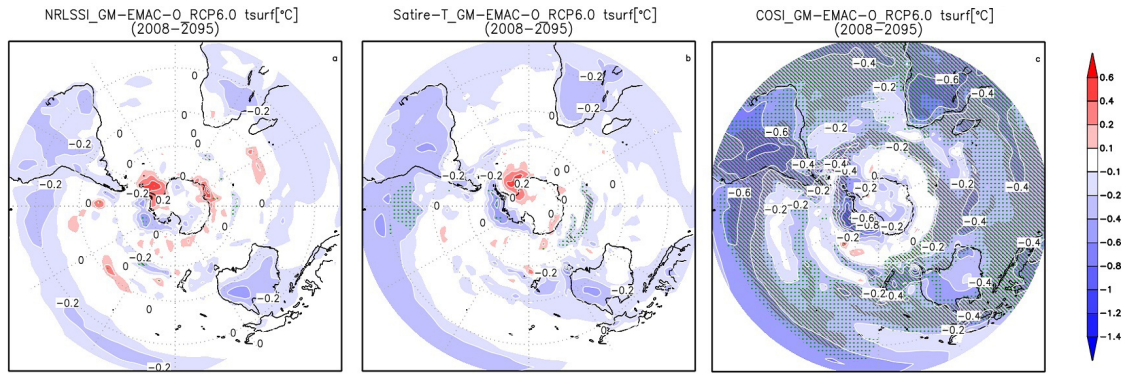


4.2. ábra. a) A felszíni hőmérséklet klimatológiája (1960-1999), b) a referenciaidőszakhoz képest (1960-1999) várható hőmérséklet-emelkedés területi eloszlása a referenciaszimuláció alapján ábrázolva

hető meg (4.2 b)). Az ábrázolt eltérések a 95%-os szignifikanciaszinten szignifikánsak, tehát extrém valószínűek (4. ábra a függelékben).

A 4.3. ábra a GSM és a megszakítatlan 11 évenként ismétlődő naptevékenységgel jellemzett szimulációk hőmérsékleti különbségét mutatja a jövőre vonatkozóan. Az egyes alábrák a hosszútávú átlagok (2008-2095) különbségét ábrázolják az egyes GSM-szimulációk (a) *NRLSSI_GM*, b) *Satire - T_GM*, c) *COSI_GM*) és a 4.2. b) ábrán bemutatott referenciaszimuláció között. A szignifikáns eltérések a 90, illetve 95%-os szinten zölddel (pontozott) és barnával (vonalkázott) kerülnek megjelenítésre. Eltekintve a Weddell-tenger régiójától, amelynek nemszignifikáns melegedése annak földrajzi elhelyezkedésre [Cai et al., 2005] és a tengerjég-albedó visszacsatolási mechanizmusra vezethető vissza, a déli félteke 0,2-0,6°C-os hűlése várható 2008 és 2095 között. A hőmérséklet-csökkenés mértéke a szoláris energiacsökkenés mértékével arányosan nő. Habár az *NRLSSI_GM* és *Satire - T_GM* szimulációkra vonatkozóan az eredmények az ebben a munkában megvizsgált szinteken többnyire nem mutatnak szignifikáns különbséget (4.3 a) és b) ábrák) a referenciaszimulációhoz képest, addig a *COSI_GM* szimulációnál jelentős szignifikáns eltérések adódnak (4.3. c) ábra), ahol a legerőteljesebb hőmérséklet-csökkenés a kontinentális területeken látható. Ezek a területek megegyeznek azokkal, amelyek az antropogén klímaváltozás következtében leginkább érintettek a melegedéstől (4.2. b) ábra).

A bemutatott eredmények megfelelő pontossággal egyeznek hasonló tanulmányok eredményeivel. Többek között Feulner and Rahmstorf [2010] 3,7 és 4,5°C-os globális hőmérséklet-emelkedést prognosztizál az 1960-1990-es referenciaidőszakhoz képest egy olyan tanulmányban, amely egy GSM-időszak következményeit vizsgálja az A1B



4.3. ábra. A hőmérséklet hosszútávú átlagának különbsége a GSM szimulációk (a) *NRLSSI_GM*, b) *Satire – T_GM*, c) *COSI_GM*) és a referenciaszimuláció között (2008-2095). Szignifikancia: zöld (pontozott): 90%, barna (vonalkázott): 95%

és A2-szenáriók figyelembevételével. Előbbiben a meghatározott, a század végéig várható sugárzási energiátöbblet 4,5, míg utóbbiban a jelenlegi munkában alkalmazott scenárióhoz hasonlóan 6 Wm^{-2} . Az említett vizsgálat során megállapított magasabb hőmérséklet-emelkedés többek között a rövidebb referenciaidőszak alkalmazásából is adódik. A GSM-időszak következtében feltételezett 0,1-0,3°C-os eltérés megegyezik a diplomamunka eredményeivel.

A bemutatott eredmények értelmében megállapítható, hogy egy Nagy Szoláris Minimum globális és hemiszférikus skálán a hőmérsékleti viszonyokat alig befolyásolná (4.1. ábra). Ezáltal az antropogén tevékenység következtében, a légkörben levő üvegházhatású-gázok koncentrációjának növekedése következtében kialakult hőmérsékleti emelkedést egy GSM-időszak nem tudja kiegyenlíteni, azonban lassítani, illetve késleltetni igen. Ebből következően adódik a feltételezés, hogy a naptevékenység hosszabb időtávon fennálló minimumának következményeit regionális, illetve havi-évszakos skálán érdemes vizsgálni.

4.2. Az SAM-index fejlődése

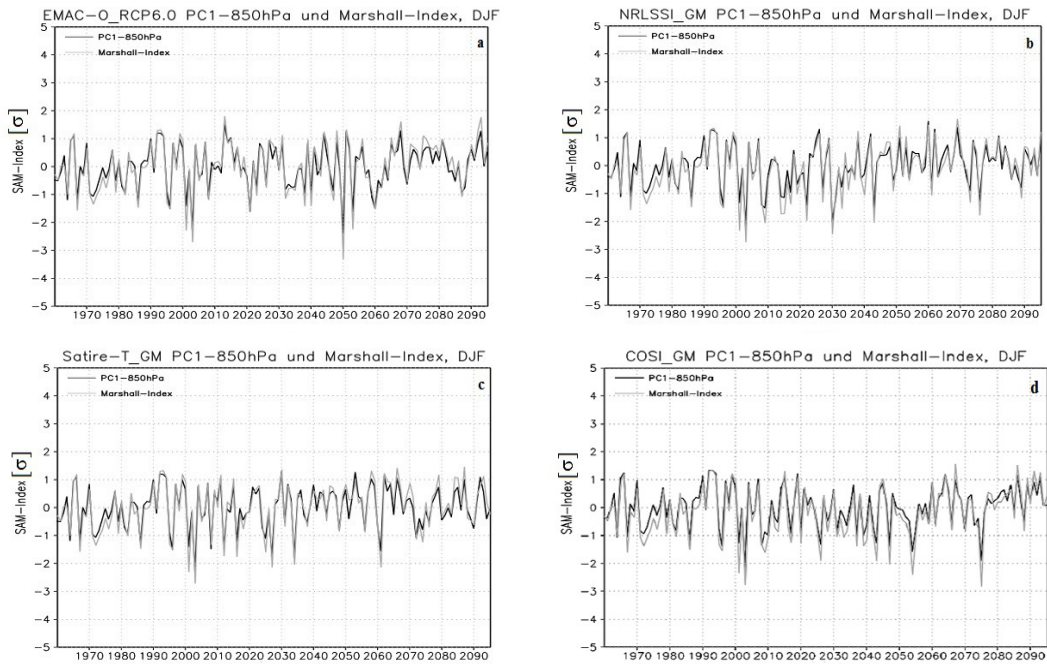
A déli félteke időben havi és évszakos, valamint térben regionális skálára korlátozódó légköri változékonysága többek között az SAM erősségén és polaritásán keresztül vizsgálható. Az SAM legerősebben a nyári hónapokban (DJF) mutatható ki, míg legkevésbé a téli, illetve tavaszi időszakban. Thompson and Solomon [2002] az elmúlt évtizedek megfigyelései alapján egy erős pozitív trendet azonosítottak az SAM-index idősorában, amely a nyári hónapokban a legerősebb, köszönhetően az akkor minimális ózonkoncentrációnak. Az eredmény további tanulmányok segítségével is megerősítésre került. Abalichin [2016] munkája alapján a DJF SAM-index további erősödése várható a 21. század végéig, habár az összózonmennyiség historikus értékhez történő visszaépülése feltételezhetően már a század közepén megtörténik (az ebben a munkában referenciaszimulációként tekintett szimuláció alapján). Ennek következtében elengedhetetlen annak a kérdéskörnek vizsgálata, hogy hogyan változik az SAM erőssége és polaritása egy jövőbeli Nagy Szoláris Minimum időszak következtében, és mely mechanizmusok lehetnek felelősek a prognosztizált változásért.

A 4.4. ábra a második fejezetben ismertetett módszerekkel kiszámított Marshall-index, illetve 850 hPa-os geopotenciál első főkomponense alapján előállított idősorát ábrázolja a) a referenciaszimuláció és b)-d) az egyes GSM-szimulációk esetében DJF-ra a teljes időszakra vonatkozóan (1960-2095). A 700 hPa-os geopotenciáladatok felhasználásával készült idősor a mellékletben látható (5. ábra). A PC1-módszerrel számított SAM-indexek nagyobb változékonysága abból ered, hogy ennek a módszernek az alkalmazása során a déli féltekének egy nagyobb területe kerül figyelembevételre, mint a Marshall-index esetében. Látható, hogy a legnagyobb indexértékek a referenciaszimulációnál jelentkeznek, miközben a jövőben, de különösen a 21. század végére a DJF-ra átlagolt SAM-index minden szimuláció esetében egyre inkább a pozitívabb fázis felé tolódik el.

Mivel a jelenlegi munkában vizsgált SAM-indexek alapvetően havi adatok kiértékelésén alapulnak, a további eredmények bemutatása ennek figyelembevételével történik.

Az SAM-index pozitívabb fázisai felé történő eltolódása a havi adatsor alapján is kimutatható. Ehhez adott időszak alatt meghatározott átlagértékek kerülnek kiszámításra: a historikus érték az 1960-1999-es referenciaidőszak alapján kerül meghatározásra, míg a jövőre vonatkozó átlagos SAM-indexérték a 2008-2095 közötti havi értékekből áll elő. A havi indexértékek meghatározása az 1960-2095-ös, teljes bázisperiódus figyelembevételével történik, amelynek célja, hogy a pozitívabb fázis felé eltolódás minden időlépés felhasználásával is kimutatható legyen.

A felszínközeli SAM-index historikus értéke $-0,23 \sigma$, amely a magassággal egyre nagyobbá (pozitívabbá) válik (4.5. ábra, a), b), c) alábrák első oszlopa). Az ehhez az



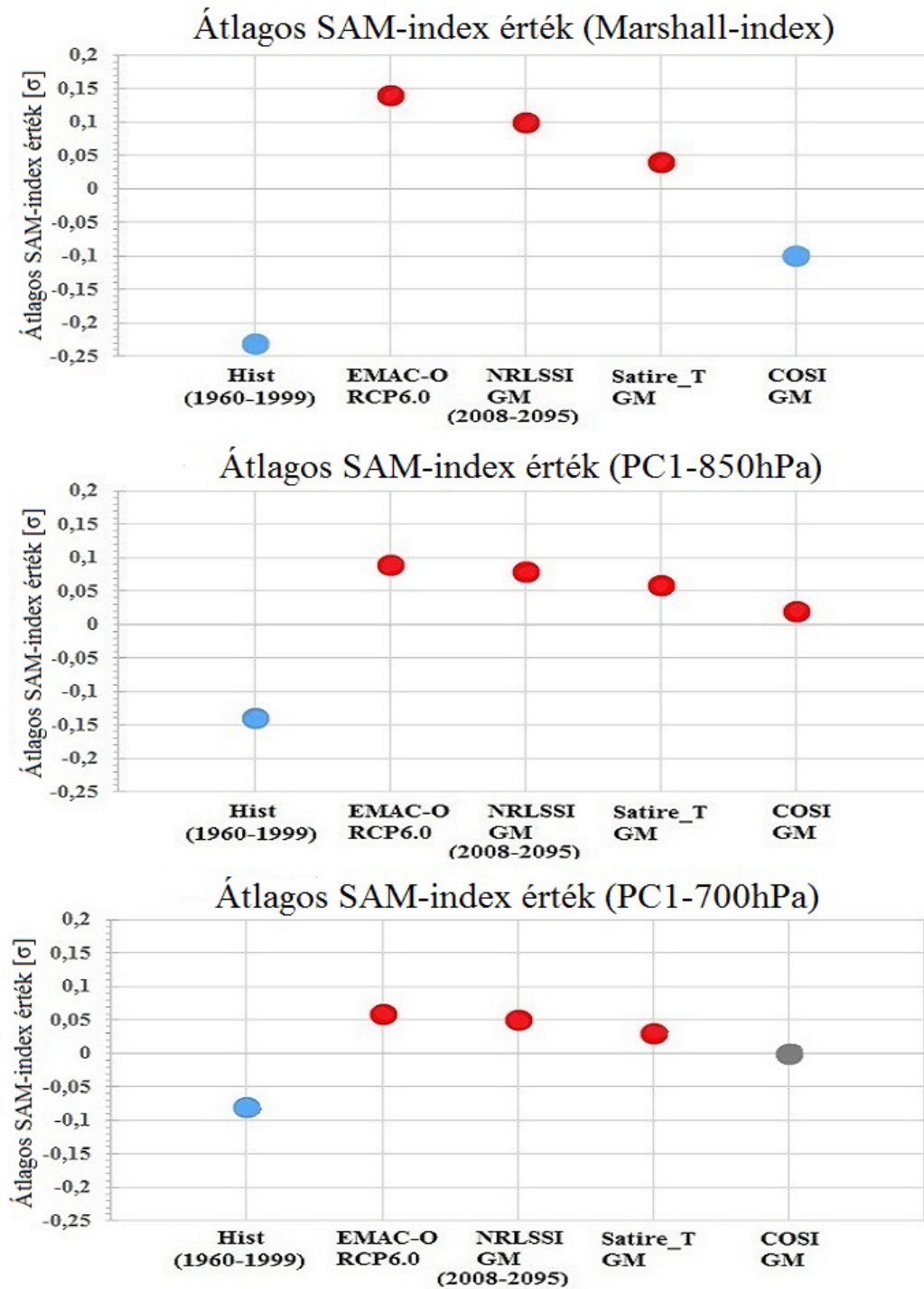
4.4. ábra. A Marshall-index, illetve a PC1-módszerrel számított SAM-index időszora a 850hPa-os geopotenciáladatok figyelembevételével (1960-2095). a) referenciaszimuláció, b) *NRLSSI_GM*, c) *Satire - T_GM*, d) *COSI_GM*

értékhez képest vett legnagyobb különbségek a jövőre vonatkozóan a referenciaszimulációnál jelentkeznek (második oszlop). Ez a különbség a magassággal egyre csökken (a Marshall-index esetében $0,37 \sigma$, a PC1-850 hPa esetében $0,3 \sigma$ míg $0,14 \sigma$ a PC1-700 hPa-nál). Ennek megfelelően a SAM-index legerőteljesebben a talajszinten mutatható ki. A referenciaszimulációhoz hasonlóan, a GSM-szimulációkban is megjelenik a jövőre vonatkozóan az SAM-indexek erősségének emelkedése, habár ez a sugárzási redukció növekedésével egyre csekélyebben mutatkozik meg. Ez már a legkisebb sugárzási redukcióval rendelkező szimuláció esetében (*NRLSSI_GM*) havi skálán közel $\approx 29\%$ -os kiegyenlítést jelent az antropogén tevékenység következtében kialakuló pozitív Marshall-index-trenddel szemben. 850 hPa-os magasságban a csökkenés $\approx 11\%$, míg 700 hPa-os magasságban $\approx 17\%$ -ot tesz ki. Ahogy a 4.5. ábrán is látható, a kiegyenlítés mértéke a szoláris aktivitás mértékének csökkenésével nő.

Konzisztenciában a bemutatott eredményekkel, Maycock et al. [2015] körülbelül 25% -os csökkenést talált a pozitív SAM-trend értékében OND-re egy Nagy Szoláris Minimum feltételezése esetén.

Az SAM-indexek havi adatsorai, amelyek alapján a fent említett eredmények meghatározásra kerültek a mellékletben láthatóak (6. ábra).

A 88 éves, jövőre vonatkozó periódus (2008-2095) három rövidebb, egymással átfedésben levő, 40 éves (a referenciaidőszakkal megegyező) időszakra történő felosztá-



4.5. ábra. Az SAM-indexek változása

sa lehetővé teszi az SAM-index fejlődésének pontosabb vizsgálatát. A 4.1. táblázat a korábbiakban ismertetett módszerrel számított átlagos Marshall-index értékeket tartalmazza a 2008-2047, 2035-2074 és 2056-2095 közötti periódusokra. Az első 40 éves időszak a GSM-periódus első 20 évét, illetve az azt megelőző éveket tartalmazza 2008-tól, a második teljesen a Nagy Szoláris Minimum időszakban helyezkedik el, miközben a harmadik a GSM-időszak utolsó 27 évét, illetve az azt követő éveket veszi figyelembe 2095-ig. Az egyszerűbb összehasonlítás érdekében a 4.5. a) ábrán bemutatott eredmények is feltüntetésre kerülnek.

Szimuláció	1960-1999	2008-2047	2035-2074	2056-2095	2008-2095
EMAC-O_RCP6.0	-0,23	0,02	0,09	0,27	0,14
NRLSSI_GM	-0,23	-0,03	0,16	0,26	0,10
Satire-T_GM	-0,23	-0,14	0,07	0,21	0,04
COSI_GM	-0,23	-0,23	-0,10	0,06	-0,10

4.1. táblázat. A Marshall-index $[\sigma]$ pozitívabb fázis felé eltolódása

A 4.1. táblázat alapján a Marshall-index antropogén klímaváltozás következtében történő emelkedése a korábban bemutatott eredményekhez hasonlóan megállapítható. A GSM-szimulációkban alkalmazott sugárzási redukciós módszereknek köszönhetően a 21. század elején az átlagos Marshall-index érték még a negatív tartományban helyezkedik el. Habár az emelkedés megfigyelhető, pozitív 40 éves átlag az *NRLSSI_GM* és *Satire - T_GM*- szimulációknál először a második, míg a *COSI_GM* esetében először a harmadik periódusban jelenik meg. Ez arra enged következtetni, hogy az antropogén klímaváltozás hatásai a szoláris aktivitás egy újabb, több évtizeden keresztül fennálló minimumának köszönhetően csökkenthetőek. Különösen érdekes még, hogy a *COSI_GM*-szimuláció 2008 és 2047 között még a referenciaidőszakkal megegyező értéket vesz fel, tehát az antropogén tevékenység hatásainak 40 évvel késleltetett megjelenését tükrözi.

Ezenkívül egyértelműen látható a kapcsolat mind az 5 időszakban a csekélyebb indexérték-növekedés és a sugárzási energiacsökkenés növelése között. Az egyetlen kivételt az *NRLSSI_GM*-szimuláció képezi 2035 és 2074 között, amikor 0,08 σ -val magasabb értéket ér el, mint ami a megszakítatlan napfolttevékenység következtében várható. Ez a különbség a belső modellváltozékonyság következtében alakul ki.

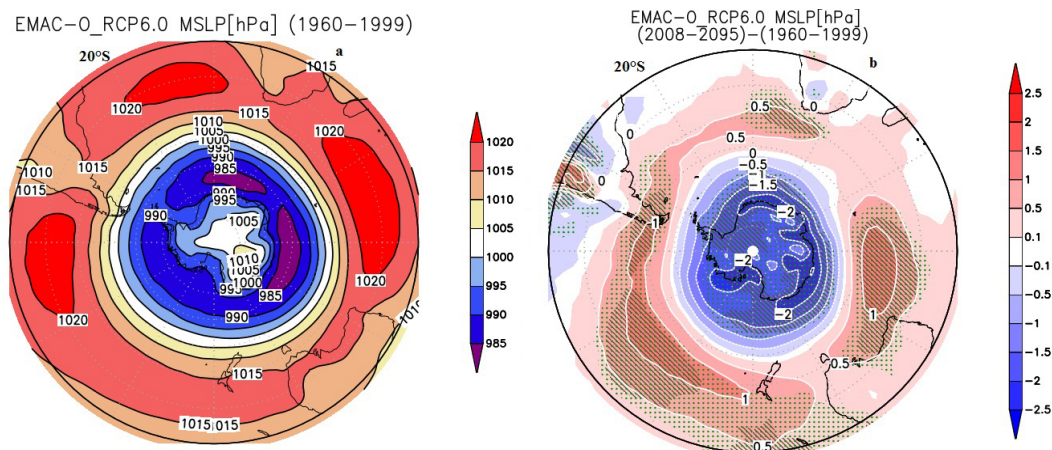
A bemutatott eredmények tekintetében különösen fontos annak a kérdésnek a megválaszolása, hogy milyen hatásai lehetnek az SAM-index pozitívabb fázis felé történő eltolódásának. A (pozitív) SAM-index erősödése magával vonja a légköri cirkuláció fel erősödését a megnövekedett meridionális nyomási gradiensnek köszönhetően. Ez a hatás

az intenzívebb Ekman-pumpálás hatására a felsőbb óceánrétegek melegedését eredményezi, amely a jég északabban fekvő régiókba történő szállítását eredményezi [Hall and Visbeck, 2002]. Ennek következtében kisebb jégfelszín alakul ki a sarki területeken, illetve kisebb hőmérsékleti gradiens várható a poláris és közepes szélességek között, ami a zonális áramlást (a troposzféra magasabb rétegeiben is) is módosítja. Ezzel együtt a planetáris hullámok sztratoszférába történő terjedési feltételei is megváltoznak, amely a poláris légtömegek adiabatikus melegedését eredményezheti. Ennek következtében csökken a felhőborítottság mértéke, ami szezonális skálán az Antarktisz hűléséhez vezet. A GSM-szimulációkban megjelenő csekélyebb mértékű pozitivitás, amely a zonális áramlás csökkenésével jár együtt (az erre vonatkozó eredmények a következő fejezetben kerülnek bemutatásra) a téli félévben a sztratoszférikus poláris örvényt befolyásolja.

Ennek következtében elengedhetetlen a kutatás további fázisában a változások szezonális skálán történő követése, aminek segítségével a dinamikai és sugárzási folyamatok által okozott változások egymástól elkülöníthetők. Habár a megfigyelések alapján a legerősebb SAM-trend a nyári hónapokban jelentkezik, az ózonkoncentráció folyamatos növekedése következtében, amely várhatóan a század közepén éri el a historikus értéket, is megfigyelhető az SAM-index további növekedése a pozitív értékek irányába [Abalichin, 2016]. Ez részben az üvegházhatású gázok légköri koncentrációjának növekedésével magyarázható, amely a tengerfelszín meridionális hőmérsékleti gradiensek növekedésével járhat együtt. Ezenkívül a dinamikailag aktív évszakban (tavasz - SON) relevánsabb lenne a meteorológiai változók troposzférikus változásának vizsgálata mellett a kutatást a sztratoszférikus cirkuláció változásaira is kiterjeszteni. Ezt követően fontos az egyes mechanizmusok által okozott változások arányának becslése a meghatározott havi jelben.

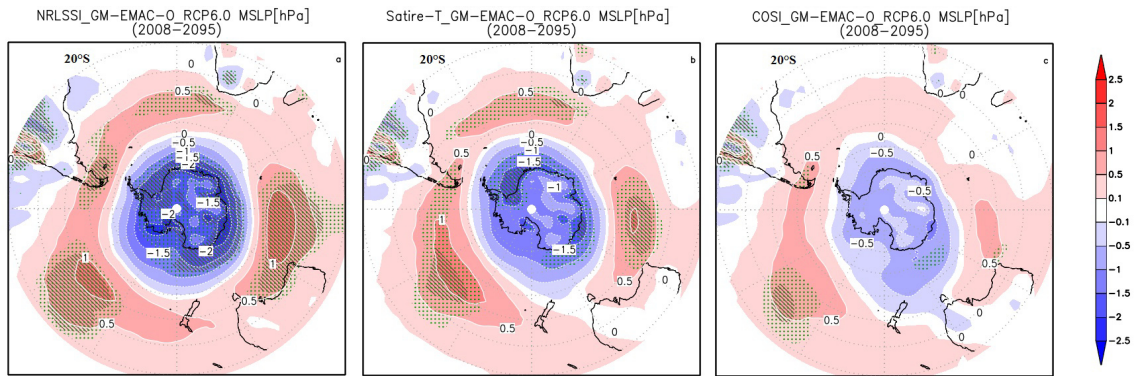
4.2.1. A felszíni nyomásmező anomáliái

A Southern Annular Mode erősségének és polaritásának megjelenítésére a felszíni nyomásmező kínálja a legkézenfekvőbb megoldást. A 4.6. a) ábrán a klimatológiai (1960-1999) nyomásmező látható a referenciaszimuláció alapján. Jól látszik a közepes szélességeken megjelenő, körülbelül 1020 hPa körüli értékekkel jellemzett magas nyomású terület, míg az alacsonyabb szélességek, SAM számára releváns alacsonynyomású területei körülbelül 985 hPa-os értékekkel rendelkeznek. Az antropogén klímaváltozás következtében a referenciaszimuláció alapján a meridionális nyomási gradiens növekedése várható a 2008-2095-ös időszakra átlagolva, az 1960-1999-es éveket véve referenciaként. A 4.6. b) ábrán ábrázolt mező az SAM pozitív fázisának felel meg. A légnyomás 40. szélességi kör környékén történő emelkedése, illetve a poláris régiókban történő csökkenése a 95%-os szinten szignifikánsnak adódik, így az SAM-index extrém valószínű jövőbeli emelkedése várható.



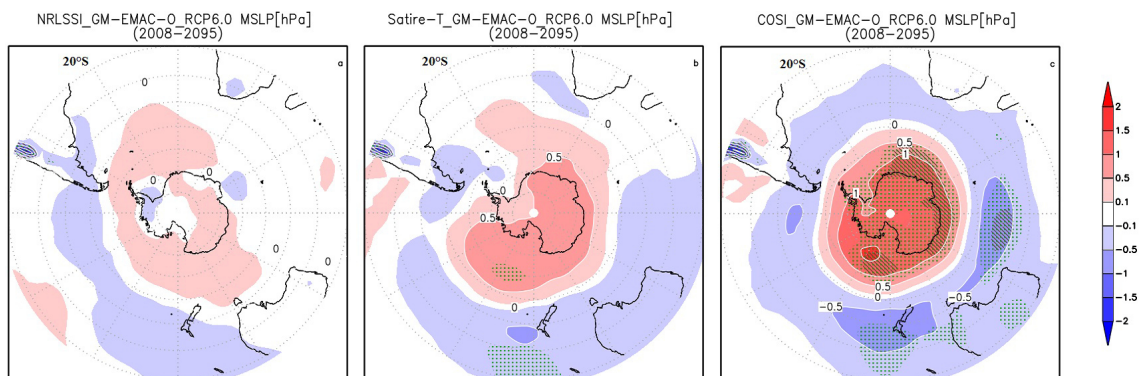
4.6. ábra. a) A légnyomás klimatológiája (1960-1999), b) a referenciaidőszakhoz képest (1960-1999) várható felszíni légnyomás-emelkedés területi eloszlása a referenciaszimuláció alapján ábrázolva

Az előző fejezetben bemutatásra került az SAM erőssége és a sugárzási redukció közötti inverz összefüggés. A 4.7. ábrán a nyomási mező változásai láthatóak az antropogén klímaváltozás, illetve a GSM következtében az egyes szimulációkra vonatkozóan. Habár az SAM pozitív fázisa a referenciaszimulációhoz hasonlóan mindhárom GSM-szimuláció esetén jól kivehető, a meridionális nyomási gradiens az egyre erősebb sugárzási redukciós módszer alkalmazásával egyre kisebbé és kevésbé szignifikánssá válik. Ennek megfelelően a leggyengébb pozitív fázist a *COSI_GM*-szimulációnál találjuk, legfeljebb 0,5 hPa-os eltérésekkel a közepes és magas szélességeken (c) ábra). Ez konzisztens azokkal az eredményekkel, amelyek a 4.5. ábrán kerültek bemutatásra: habár az SAM-index a jövőben a pozitívabb fázisai felé tendál, az emelkedés mértéke a meg-



4.7. ábra. Az antropogén és természetes klímaváltozás következtében várható légnyomásváltozás térbeli eloszlása az a) *NRLSSI_GM*, b) *Satire – T_GM* és c) *COSI_GM*-szimulációkban

szakított napfoltciklus erősségétől függ.



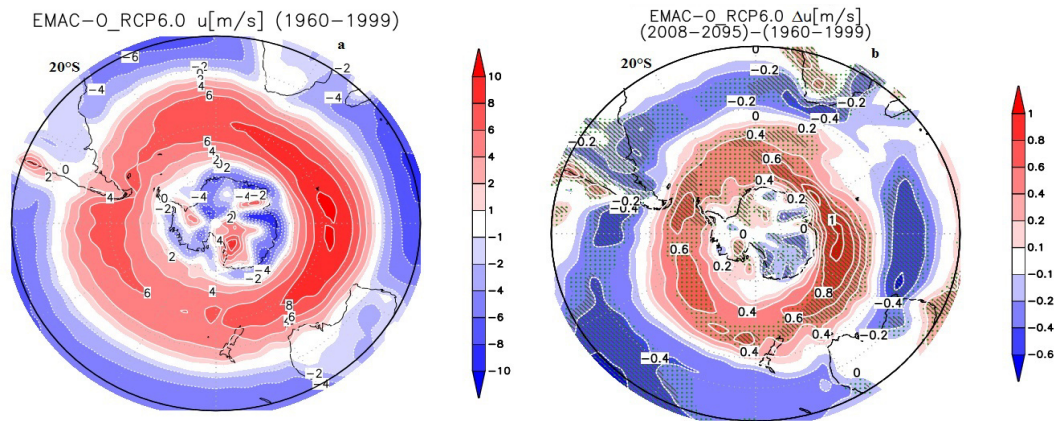
4.8. ábra. A felszíni légnyomás hosszútávú átlagának különbsége a GSM szimulációk (a) *NRLSSI_GM*, b) *Satire – T_GM*, c) *COSI_GM*) és a referenciaszimuláció között (2008-2095). Szignifikancia: zöld (pontosított): 90%, barna (vonalkázott): 95%

Amennyiben közvetlenül a jövőbeli GSM-időszak következményeit szeretnénk ábrázolni, az egyes GSM-szimulációk és referenciaszimuláció 2008-2095-ös időszakra vonatkozó eredményeit szükséges egymással összehasonlítani. A 4.8. ábrán a felszíni légnyomás hosszútávú átlagának különbségei láthatók az egyes GSM-szimulációk és a referenciaként tekintett, megszakítatlan 11 éves napfoltciklussal futtatott szimuláció között. A módszer a 4.3. ábrán láthatóval megegyező. Ezáltal ábrázolhatóvá válik a várható pozitív SAM-trend csökkenése az antropogén klímaváltozás és a szoláris aktivitás több évtizeden keresztül fennálló minimumának egyidejű lefolyásának következtében. A csökkenés sugárzási redukcióval történő arányossága itt is jól kivehető: a legerősebb negatív SAM a *COSI_GM*-szimulációnál jelenik meg. Habár az *NRLSSI_GM* és *Satire – T_GM*-szimulációk ezt a negatív mintát ugyanúgy felmutatják, esetükben egyáltalán nem, vagy nagyon kevés olyan, az SAM szempontjából releváns terület fi-

gyelhető meg, amelyek a teljes időszakra havi skálán átlagolt adatokból szignifikáns eltéréseket eredményeznek a referenciaszimulációhoz képest.

4.2.2. A zonális szél anomáliái

A közepes és poláris szélességek között kialakuló erősebb nyomási gradiens a nyugatias áramlás erősödését eredményezi. Ebben a fejezetben a 10 m-en mért zonális szélességre vonatkozó eredmények kerülnek bemutatásra. Mivel az SAM a zonálisan átlagolt nyugati szél megerősödése és gyengülése alapján került definiálásra, az ábrákon a szélnek csak az u-komponense (NY-K irányú), illetve annak klimatológiai átlagtól való eltérése (Δu) kerül megjelenítésre. Ennek megfelelően a pozitív értékek (piros) a nyugati, míg a negatív értékek (kék) a keleti szelet jelölik.

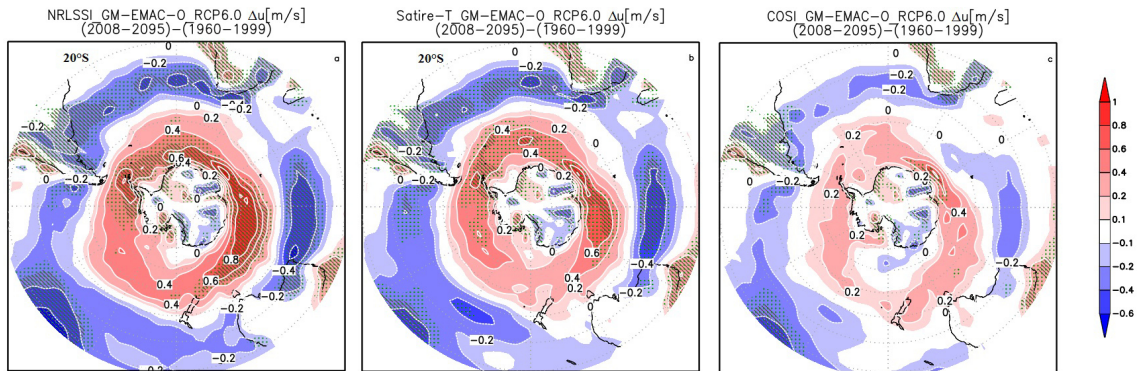


4.9. ábra. a) A zonális szél klimatológiai átlaga (1960-1999), b) a referenciaidőszakhoz képest (1960-1999) várható zonális szélesség-változás területi eloszlása a referenciaszimuláció alapján ábrázolva

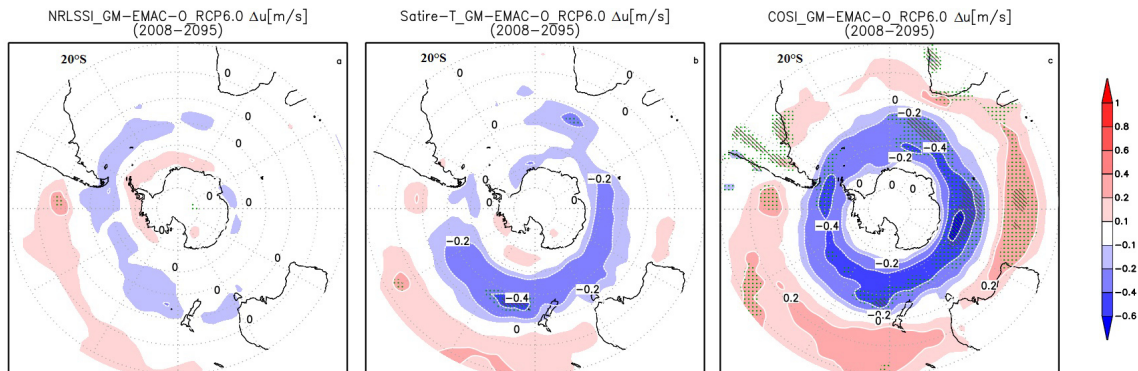
A 4.9. a) ábra a zonális szél klimatológiáját mutatja a referenciaidőszak alapján (1960-1999). A 4.6. a) ábrával összhangban, körülbelül a 35. és 65. szélességi körök között húzódik a nyugatias szelek öve, 6-8 m/s-os maximális átlagos szélességi értékekkel a Déli-óceán területén. A b) ábra alapján az antropogén klímaváltozás következtében a nyugati szél körülbelül további 1 m/s-mal történő erősödése figyelhető meg az SAM szempontjából releváns területek között (40-65. déli szélességek). Ez az antraktiszi kontinens közepes szélességei enyhébb légtömegektől való elhatárolódását eredményezi. A legnagyobb különbségek az Indiai-óceán déli területein figyelhetőek meg, amely differenciák extrém valószínűek.

A felszíni nyomásra kapott eredményekkel megegyezően, az antropogén klímaváltozás hatásai a szoláris besugárzás redukációjának növelésével csökkenésre kerülnek: az

egyre kevésbé pozitívabb fázis, amely a 4.7. ábrán is látható volt, a zonális szélkomponens megváltozásánál is megfigyelhetőek. A leggyengébb jel a *COSI_GM*-szimulációnál jelentkezik. A legnagyobb, szignifikáns különbségek a Déli-óceánban jelennek meg, északkeletre a Keleti-Antarktisztól (4.10. ábra). Habár a felszíni nyomás esetében a *COSI_GM*-szimulációnál az SAM számára releváns szignifikáns eltérések már nem voltak megfigyelhetőek, az 1960-1999-es referenciaidőszakhoz képesti megerősödött nyugati szélanomália a 90%-os szinten még ennél a szimulációnál is szignifikáns marad, maximálisan 0,4 m/s-os eltérésekkel a referenciaszimulációhoz képest.



4.10. ábra. Az antropogén és természetes klímaváltozás következtében várható zonális szélességi anomália térbeli eloszlása az a) *NRLSSI_GM*, b) *Satire – T_GM* és c) *COSI_GM*-szimulációkban



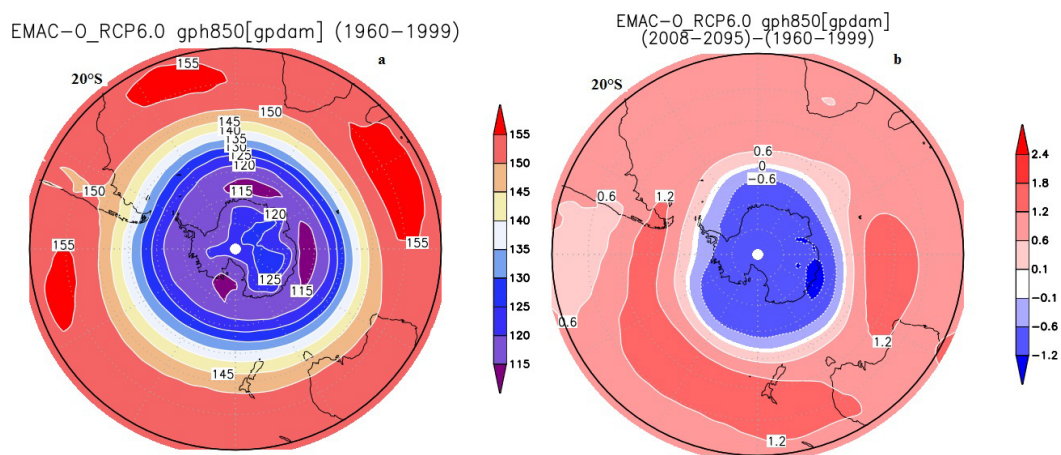
4.11. ábra. A nyugatias áramlás hosszútávú átlagának sebességkülönbsége a GSM-szimulációk (a) *NRLSSI_GM*, b) *Satire – T_GM*, c) *COSI_GM*) és a referenciaszimuláció között (2008-2095). Szignifikancia: zöld (pontozott): 90%, barna (vonalkázott): 95%

A jövőre vonatkozóan a nyugati áramlás erősségének hosszútávú átlagának különbségei az egyes GSM-szimulációk és a referenciaszimuláció között a 4.11. ábrán láthatóak. A legcsekélyebb és mérsékelt sugárzási redukciónal futtatott szimulációk

esetében egyáltalán nem, avagy rendkívül minimális mennyiségű szignifikáns különbség látható a megszakítatlan napfolteklussal rendelkező esethez képest (a) és b) ábrák). Ezzel szemben a *COSI_GM*-szimulációban látott kisebb meridionális nyomásgradiens (4.8. c) ábra) többnyire a 90%-os szinten szignifikáns eltéréseket mutat a Déli-óceánban a 65. szélességi kör mentén az Antarktisz körül (4.11. c) ábra). A negatív értékek itt értelemszerűen nem keleti szelet jelölnek, csak a nyugatias zonális áramlás gyengülését. Ez ismét az SAM negatív fázisát reprezentálja, amely az Antarktiszon megfigyelhető hőmérséklet-emelkedéssel jár együtt. Habár a 4.3. c) ábrán minden havi adatot figyelembe véve az egész déli hemiszférán hőmérséklet-csökkenés várható a GSM-időszak következtében, megfigyelhető az enyhébb mértékű (nem szignifikáns) hűlés az Antarktisz területén, amely a legyengülő nyugati áramlásra vezethető vissza.

4.2.3. A geopotenciál anomáliái

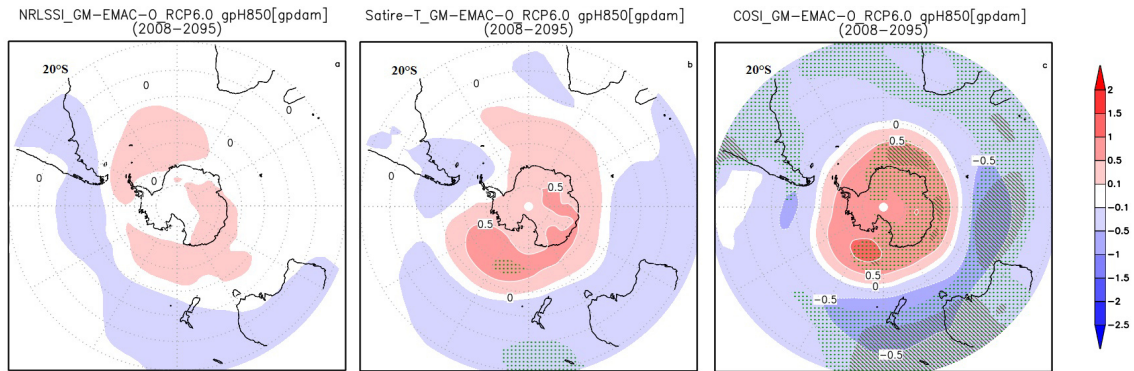
A megerősödő nyugatias áramlás az antarktisi kontinens hűlését eredményezi azáltal, hogy jobban elszigeteli a közepes szélességek enyhébb légtömegeitől. A 4.12. a) ábra a 850 hPa-os szint geopotenciális magasságának klimatológiáját ábrázolja a referenciaidőszakra vonatkozóan, míg a b) ábrán annak antropogén klímaváltozásnak köszönhető megváltozása látható. Ez utóbbi a 850 hPa-os szinten a poláris régiókban csökkenést mutat, 0,6 gpdam-es maximális értékekkel. Ezt a régiót leszámítva a déli félteke többi területein emelkedés várható, összhangban a prognosztizált hőmérséklet-emelkedéssel, amely a 4.1 fejezetben került bemutatásra.



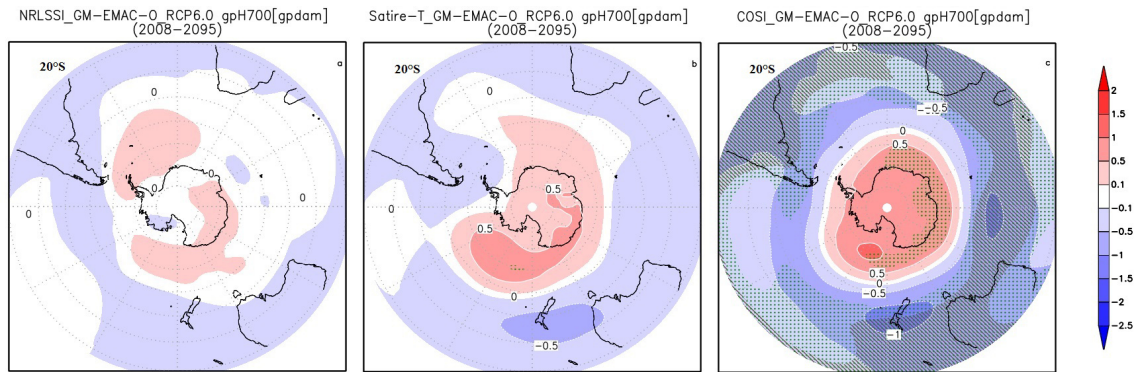
4.12. ábra. a) A 850hPa-os geopotenciál klimatológiai átlaga (1960-1999), b) a referenciaidőszakhoz képest (1960-1999) várható geopotenciál-változás (850 hPa) területi eloszlása a referenciaszimuláció alapján ábrázolva

A 700 hPa-os magassági szintre végzett vizsgálatok eredményei hasonló szignált mutatnak (7. ábra a mellékletben).

Habár a troposzféra magasabb rétegeiben detektált geopotenciál-csökkenés a megvizsgált szignifikanciaszinteken nem tér el szignifikánsan a referenciaszimuláció eredményeitől, a 0,6 gpdam-es csökkenés a 850 hPa-os nyomási szinten a legerősebb nyugati áramlás területeivel megegyező régiókban a 90%-os szinten szignifikánsnak adódik (8. ábra a mellékletben). A referenciaidőszakhoz képesti pozitív anomáliák mindkét nyomási szinten szignifikánsak a 95%-os szignifikanciaszinten.



4.13. ábra. A 850 hPa-os geopotenciál hosszútávú átlagának különbsége a GSM-szimulációk (a) *NRLSSI_GM*, b) *Satire – T_GM*, c) *COSI_GM*) és a referenciaszimuláció között (2008-2095). Szignifikancia: zöld (pontozott): 90%, barna (vonalkázott): 95%



4.14. ábra. A 700 hPa-os geopotenciál hosszútávú átlagának különbsége a GSM-szimulációk (a) *NRLSSI_GM*, b) *Satire – T_GM*, c) *COSI_GM*) és a referenciaszimuláció között (2008-2095). Szignifikancia: zöld (pontozott): 90%, barna (vonalkázott): 95%

A korábbi fejezetekben bemutatott eredményekhez képest ennél a meteorológiai változónál is kimutatható a sugárzási redukció mértékének növelésével együttjáró jel. A GSM-szimulációk referenciaszimulációval történő összehasonlítása során az első szignifikáns eltérések a *COSI_GM*-szimulációnál, 850 hPa-os nyomási szint esetén jelennek

meg (4.13. ábra). Ebben a magasságban a geopotenciál-emelkedés az Antarktisz felett és környezetében 0,5 gpdam-es értékekkel többnyire a 90%-os szinten szignifikáns. A sugárzási redukció növelésével többnyire az alacsony szélességeken jelentkező szignifikáns csökkenésre lehet számítani a 2008-2095-ös időszak havi adatainak átlaga alapján.

A magassággal változik a pozitív és negatív eltérések aránya: habár az Antarktisz felett a 700 hPa-os geopotenciál az előbbiekkal megegyező mértékű emelkedést mutat, szignifikánsnak tekintett különbségek csak a 90%-os szinten adódnak. Ezzel egyidejűleg a 700 hPa-os nyomási szint magasságának csökkenése a poláris régiókon kívül erőteljesebben megmutatkozik (4.14. ábra). Ez a sztratoszféra-troposzféra vertikális kapcsolatra vezethető vissza, amelynek hatásai a troposzféra vertikálisan magasabban elhelyezkedő rétegeiben érvényesülni tudnak.

5. fejezet

Összefoglalás

Az elmúlt évtizedek politikai, technikai és gazdasági vívmányai az üvegházhatású gázok légköri koncentrációjának emberi tevékenység általi növekedése következtében jelentősen megváltoztatták a Föld klímáját. Annak ellenére, hogy az antropogén tevékenység jövőbeli fejlődését leíró különböző forgatókönyvek nagy bizonytalansági faktorral terheltek, az eddig megfigyelt és érzékelhető pozitív trend további folytatása kétségtelen.

Azonban a földi klíma az antropogén tevékenységen túl természetes mechanizmusok, különösen a szoláris aktivitás által is befolyásolásra kerül, amelynek hatásai a jövőbeli klímarealizációk elkészítésénél azonban gyakran még nem kerülnek kellőképpen megértésre. Az elmúlt 1000 évre legalább 5 olyan fázis lelhető fel a Föld történetében, amelyek a Földet érő sugárzási energia több évtizeden fennálló redukciója által jellemezhetőek. Ezeket az időszakokat Nagy Szoláris Minimumnak nevezzük. A 23-as számú napfoltciklus szokatlanul hosszúra nyúlt minimum időszaka, illetve a 24-es számú ciklus 100 éve nem látott gyenge maximuma egy, a következő évtizedekben bekövetkező újabb Nagy Szoláris Minimum időszakra engednek következtetni.

Jelen diplomamunkában egy ilyen jövőbeli Nagy Szoláris Minimum időszak a déli félteke klímaváltozására gyakorolt hatásainak vizsgálatára került sor az antropogén tevékenység figyelembevételével. Ez egy referenciaszimulációként tekintett futtatás három, ún. GSM-szimuláció összehasonlításával történt. A referenciaszimuláció az 1960-2095-ös időszakra szolgáltat havi felbontású adatokat, míg a GSM-szimulációk 2008-tól állnak rendelkezésre. Mind a 4 szimuláció az EMAC-O kapcsolt, klíma-kémiai modellel készült és ugyanazt az antropogén peremfeltételt tartalmazzák (RCP6.0). Míg a referenciaszimulációban a természetes peremfeltételt egy megszakítatlan, 11 éves periódussal ismétlődő napfoltciklus szolgálja, addig a GSM-szimulációkat a sugárzási energia lineáris redukciója jellemzi 2027 és 2082 között. Az egyes GSM-szimulációk közötti különbséget az alkalmazott sugárzási redukciós módszer képezi. A vizsgálat mindenekelőtt a Southern Annular Mode-Index számítására és analizésére koncentrálódik.

A bemutatott eredmények értelmében elmondható, hogy egy jövőbeli Nagy Szoláris Minimum időszak a felszínközeli hőmérsékleti viszonyokat globális és hemiszférikus skálán alig befolyásolja a megszakítatlan napfoltciklussal jellemzett realizációhoz képest. Ennek következtében relevánsabb, ha egy újabb GSM időszak következményeit regionális skálán vizsgáljuk. A déli féltekén a légköri változékonyság regionális és havi, illetve évszakos skálán az SAM erőssége és polaritása által követhető nyomon.

A havi adatokból számított eredmények alapján a 21. század végéig az SAM-index fokozatos, egyre pozitívabb fázisai felé történő eltolódás várható. Ez a növekedés legerősebben a referenciaszimulációnál mutatható ki, és a sugárzási redukció csökkenésével egyre csekélyebbé válik. Ez az antropogén tevékenység következtében kialakuló pozitív trend csökkentésére utal. Ez a Marshall-index havi adatsorának esetében a leggyengébb sugárzási redukcióval rendelkező szimuláció esetében is már 29%-os kiegyenlítést jelent. A további vizsgálatok alapján elmondható, hogy a pozitívabb fázis felé tolódás a GSM-szimulációkban lassabban megy végbe. Ez a *COSI_GM*-szimulációnál, amely a legerősebb sugárzási redukciós módszerrel került futtatásra, egy egyértelmű 40 éves eltolódást jelent.

A GSM időszak következtében fellépő gyengébb mértékű SAM-index növekedés különböző meteorológiai változók segítségével mutatható meg, mint például a felszíni légnyomás, a szél zonális komponense vagy a geopotenciál. A Nagy Szoláris Minimum miatt, a poláris és közepes szélességek között létrejövő kisebb meridionális nyomási gradiens a sugárzási redukció mértékének növelésével a 35. és a 65. szélességi körök közötti nyugatias áramlás gyengülését eredményezi. Ez a poláris régiók környezetükhöz képesti nem szignifikáns hűlésével együtt jelenik meg. Ennek megfelelően a GSM-szimulációkban a geopotenciál növekedése várható azon területek felett, amelyek a legerősebb szignifikáns eltérést mutatják a zonális áramlási mezőben, míg csökkenése a poláris régiókon kívül jellemző. A referenciaszimulációtól vett pozitív és negatív eltérések aránya a magassággal változik, amely a troposzféra magasabb rétegeiben erőteljesebben érvényesülni tudó sztratoszféra-troposzféra-kapcsolatra enged következtetni, befolyásolva ezzel különösen a dinamikailag aktív időszakban az SAM-index változását.

A szoláris perturbáció következtében az SAM időbeli fejlődésére kapott jel alapvetően két mechanizmus együttes hatásának köszönhető. Az egyik a top-down mechanizmus, amely az UV-sugárzásbeli változásokon keresztül befolyásolja a sztratoszféra hőmérsékleti viszonyait és ezáltal az ózonmennyiséget, illetve a légréteg cirkulációját. A másik mechanizmus a bottom-up mechanizmus, amely a felszínközeli látens és szenzibilis hőáram megváltoztatásán keresztül járul hozzá az SAM-index változásához. Ebből kifolyólag elengedhetetlen a további troposzférikus változók (óceánok felszíni hőmérséklete és hőtartalma) vizsgálatán túl a kutatás sztratoszférára történő kiterjesztése (pl.

ózon tartalom, hőmérsékleti eloszlás, cirkuláció, hullámok). Ez évszakos skálán relevánsabb lehet, aminek segítségével a dinamikai és sugárzási folyamatok miatt létrejövő kölcsönhatások vizsgálhatóak. Az említett troposzférikus és sztratoszférikus mechanizmusok egymástól való elkülönítése lehetővé tenné az SAM-index fejlődéséhez történő hozzájárulásuk mértékének meghatározását. A jövőbeli vizsgálatok további célja a déli féltekén a szoláris minimum időszakot jellemző mechanizmusok részletes leírása.

Az eredmények különösen további jövőbeli klímaprojekciók készítésénél lehetnek hasznosak, amelyen keresztül a klímát befolyásoló természetes tényezők hatásai jobban megértésre kerülhetnek. Ezáltal a klímarealizációkban rejlő hatalmas bizonytalanságok legalább egy kis mértékben csökkenthetővé válnak.

Irodalomjegyzék

- [Abalichin, 2016] Abalichin, J., 2016: *Natürliche Variabilität und anthropogener Einfluss in Simulationen mit gekoppeltem Klima-Chemie-Modell EMAC-O: Atmosphären-Ozean-Wechselwirkungen im Klimawandel der Südhemisphäre*. Dissertation, Freie Universität Berlin, 184 pp.
- [Anderson, 1999] Anderson, K., 1999: The weather prophets: science and reputation in Victorian meteorology. *History of Science*, 37, 179-216.
- [Bazilevskaya et al., 2008] Bazilevskaya, G. A., Usoskin, I. G. and Flückiger, E. O. et al., 2008: Cosmic Ray Induced Ion Production in the Atmosphere. *Space Sci. Rev.*, 137, 149.
- [Brunotte et al., 2002] Brunotte, E., Martin, C., Gebhardt, H. and Meurer, M., 2002: *Lexikon der Geographie*, Spektrum Akademischer Verlag, 1648 pp.
- [Cai et al., 2005] Cai, W., Cowan, T., Bi, D. and Ribbe, J., 2005: The response of the Southern Annular Mode, the East Australian Current, and the southern mid-latitude ocean circulation to global warming. *Geophys. Res. Lett.*, 32.
- [Carvalho et al., 2005] Carvalho, L. M. V., Jones, C. and Ambrizzi, T., 2005: Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. *J. Climate*, 18, 702-718.
- [Chapman, 1930] Chapman, S., 1930: A theory of upper-atmospheric ozone. *Mem. of the Roy. Met. Soc.*, 3, 103-125.
- [Cubasch et al., 1997] Cubasch, U. R., Voss, R., Hegerl, G. C., Waszkewitz, J. and Crowley, T. C., 1997: Simulation with an O-AGCM of the influence of variations of the solar constant on the global climate. *Clim. Dyn.*, 13, 757-767.
- [Eyring et al., 2008] Eyring, V., Chipperfield, M. P., Giorgetta, M. A., Kinnison, D. E., Matthes, K., Newman, P. A., Pawson, S., Shepherd, T. G. and Waugh, D. W., 2008: Overview of the New CCMVal Reference and Sensitivity Simulations in Support of Upcoming Ozona and Climate Assessments and the Planned SPARC CCMVal Report 1. *SPARC Newsletter*.
- [Feulner and Rahmstorf, 2010] Feulner, G. and Rahmstorf, S., 2010: On the effect of a new grand minimum of solar activity on the future climate on Earth. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L05707.
- [Fröhlich, 2006] Fröhlich, C., 2006: Solar irradiance variability since 1978: Revisor of the PMOD composite during solar cycle 21. *Space Sci. Rev.*, 125, 53-65.

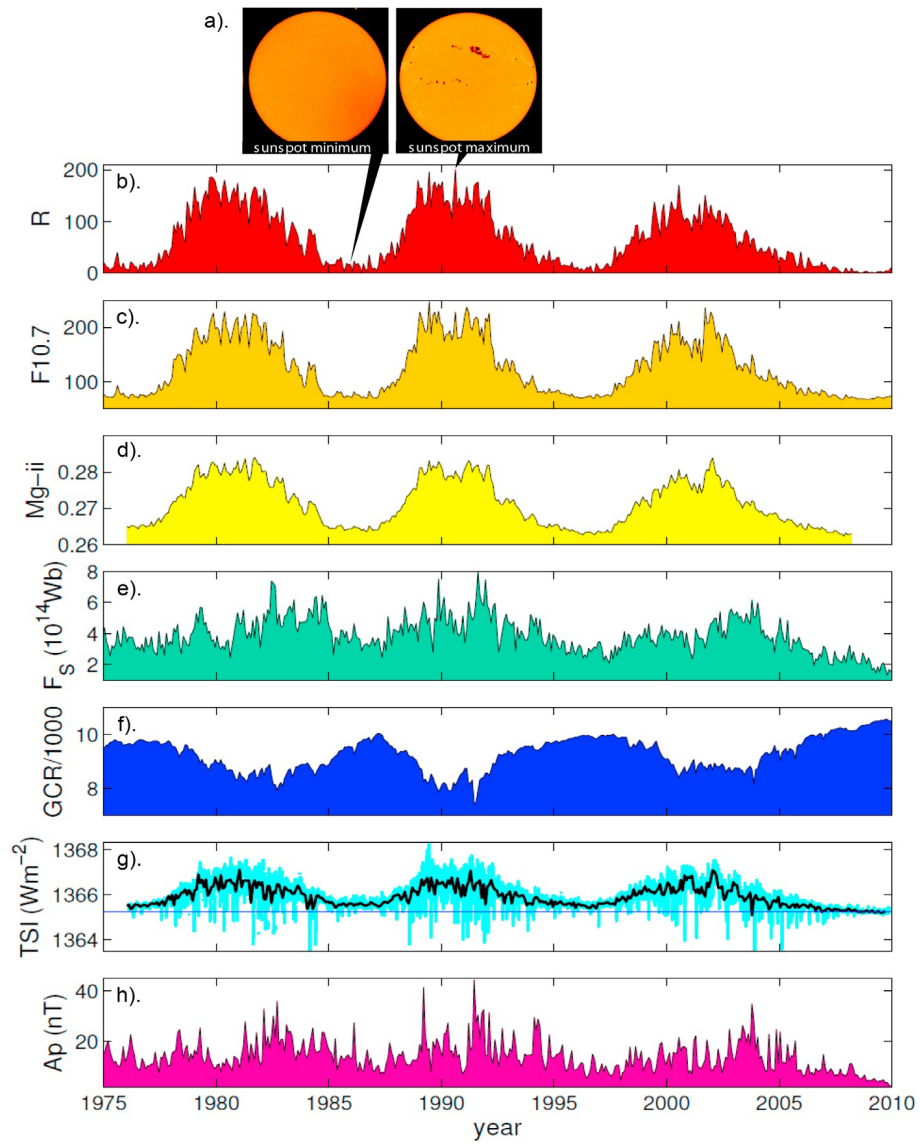
- [Gillett et al., 2006] Gillett, N. P., Kell, T. D. and Jones, P. D., 2006: Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L23704.
- [Giorgetta et al., 2006] Giorgetta, M. A., Manzini, E., Roeckner, E., Esch, M. and Bengtsson, L., 2006: Climatology and forcing of the quasi-biennial oscillation in the maechem5 model. *J. Clim.*, **19**, 3882-3901.
- [Gong and Wang, 1999] Gong, D. and Wang, S., 1999: Definition of Antarctic oscillation index. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 459-462.
- [Gray et al., 2010] Gray, L. J., Beer, J., Geller, M., Haigh, J. D., Lockwood, M., Matthes, K., Cubasch, U., Fleitmann, D., Harrison, G., Hood, L., Luterbacher, J., Meehl, G. A., Shindell, D., van Geel, B. and White, W., 2010: Solar influences on climate. *Rev. Geophys.*, **48**, RG4001.
- [Haigh, 1996] Haigh, J. D., 1996: The impact of solar variability on climate. *Science*, **272**, 981-984.
- [Hall and Visbeck, 2002] Hall, A. and Visbeck, M., 2002: Synchronous variability in the southern hemisphere atmosphere, sea ice, and ocean resulting from the annular mode. *J. Clim.*, **15**, 3043-3057.
- [Hendon et al., 2007] Hendon, H. H., Thompson, D. W. and Wheeler, M. C., 2007: Australian rainfall and surface temperature variations associated with the Southern Hemisphere annular mode. *J. Climate*, **20**, 2452-2467.
- [Herschel, 1801] Herschel, W., 1801: Observations tending to investigate the nature of the Sun, in order to find the causes or symptoms of its variable emission of light and heat: With remarks on the use that may possible be drawn from solar observations. *Philos. Trans. R. Soc. London*, **91**, 265-318.
- [Hines, 1974] Hines, C. O., 1974: A possible mechanism for the production of Sun weather correlations. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 589-591.
- [Hofmann et al., 2008] Hofmann, D. J., Butler, J. H. and Tans, P. P., 2008: A new look at atmospheric carbon dioxide. *Atmos. Environ.*, **43**, 2084-2086.
- [Hood et al., 1993] Hood, L. L., Jirikowic, J. L. and McCormack, J. P., 1993: Quasi decadal variability of the stratosphere: Influence of long term solar ultraviolet variations. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3941-3958.
- [Hood and Soukharev, 2003] Hood, L. L. and Soukharev, B. E., 2003: Quasi decadal variability of the tropical lower stratosphere: The role of extratropical wave forcing. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 2389-2403.
- [Hoyt and Schatten, 1997] Hoyt, D. V. and Schatten, K. H., 1997: *The Role of the Sun in Climate Change*. Oxford Univ. Press, Oxford, 279 pp.
- [IPCC, 2007] *Climate Change 2007 - The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*).
- [Jones and Widmann, 2004] Jones, J. M. and Widmann, M., 2004: Atmospheric science: Early peak in Antarctic oscillation index. *Nature*, **432**, 290-291.

- [Jones et al., 2009] Jones, J. M., Fogt, R. L., Widmann, M., Marshall, G. J., Jones, P. D. and Visbeck, M., 2009: Historical SAM Variability, Part I: Century-Length Seasonal Reconstructions. *J. Climate*, 22, 5319-5345.
- [Jöckel et al., 2005] Jöckel, P., Sander, R., Kerkweg, A., Tost, H. and Lelieveld, J., 2005: Technical note: The modular earth submodel system (messy) - a new approach towards earth system modeling. *Atm. Chem. and Phys.*, 5, 433-444.
- [Karoly et al., 1996] Karoly, D. J., Hope, P. and Jones, P. D., 1996: Decadal variations of the Southern Hemisphere circulation. *Int. J. Climatol.*, 16, 723-738.
- [Kidson and Sinclair, 1995] Kidson, J. W. and Sinclair, M. R., 1995: The Influence of Persistent Anomalies on Southern Hemisphere Storm Tracks. *J. Climate*, 8, 1938-1950.
- [Kidson and Watterson, 1999] Kidson, J. W., 1999: Principal modes of Southern Hemisphere low-frequency variability obtained from NCEP-NCAR reanalyses. *J. Climate.*, 12, 2808-2830.
- [King and Turner, 2007] King, J. C. and Turner, J., 2007: *Antarctic Meteorology and Climatology*. Cambridge University Press, 409 pp.
- [Kodera and Yamazaki, 1990] Kodera, K. and Yamazaki, K., 1990: Long term variation of upper stratospheric circulation in the Northern Hemisphere in December. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 68, 101-105.
- [Kodera and Kuroda, 2002] Kodera, K. and Kuroda, Y., 2002: Dynamical response to the solar cycle. *J. Geophys. Res.*, 107, 4749.
- [Krivova et al., 2010] Krivova, N. A., Vieira, L. E. A., and Solanki, S. K., 2010: Reconstruction of solar spectral irradiance since the Maunder Minimum. *J. Geophys. Res.*, 115, A12112.
- [Kunze et al., 2014] Kunze, M., Godolt, M., Langematz, U., Grenfell, J. L., Hamann-Reinus, A. and Rauer, H., 2014: Investigating the Early Earth Faint Young Sun Problem with a General Circulation Model. *Planet. Space Sci.*, 98, 77-92.
- [Labitzke, 1999] Labitzke, K., 1999: *Die Stratosphäre*. Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg, 177 pp.
- [Langematz et al., 2004] Langematz, U., Claussnitzer, A., Matthes, K. and Kunze, M., 2004: The climate during the Maunder Minimum: a simulation with the Freie Universität Berlin Climate Middle Atmosphere Model (FUB-CMAM). *J. Atm. and Solar-Terr. Phys.*, 67, 55-69.
- [Lean, 2000] Lean, J., 2000: Evolution of the Sun's Spectral Irradiance Since the Maunder Minimum. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2425-2428.
- [Lean et al., 2005] Lean, J., Rottman, G., Harder, J. and Kopp, G., 2005: SORCE Contributions to New Understanding of Global Change and Solar Variability. *Sol. Phys.*, 230, 27-53.
- [Limpasuvan and Hartmann, 1999] Limpasuvan, V. and Hartmann, D. L., 1999: Eddies and the annular modes of climate variability. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3133-3136.
- [Lorenz, 1956] Lorenz, E. N., 1956: *Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction*. MIT, Dept. of Meteorology, Science Report I, 44 pp.

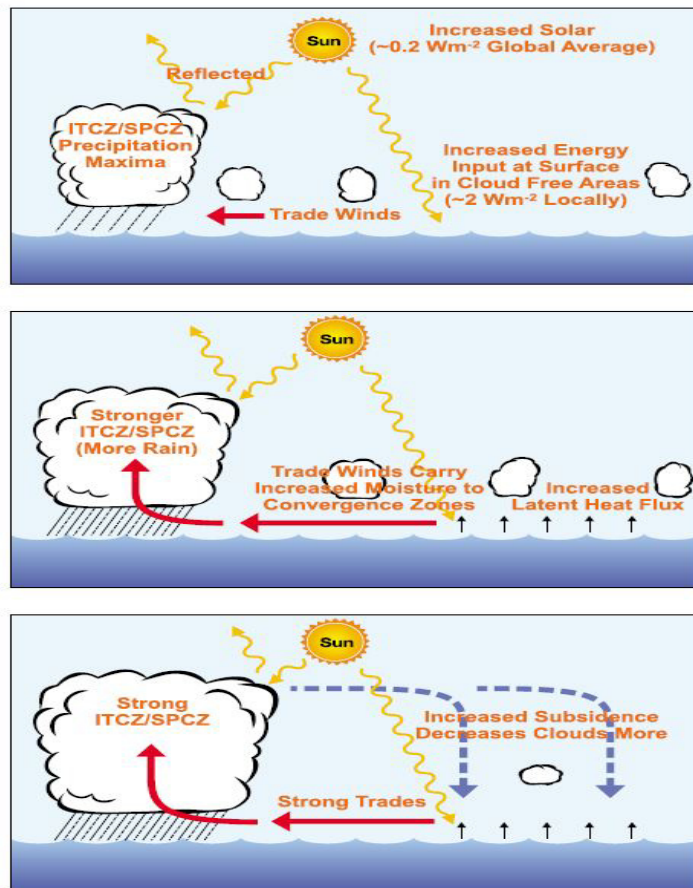
- [Marshall, 2003] Marshall, G. J., 2003: Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalyses. *J. Climate.*, 16, 4134-4143.
- [Marshall et al., 2004] Marshall, G. J., Stott, P. A., Turner, J., Connolley, W. M., King, J. C. and Lachlan-Cope, T. A., 2004: Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L14205.
- [Marshall, 2007] Marshall, G. J., 2007: Half-century seasonal relationships between the southern annular mode and antarctic temperatures. *Int. J. Climatol.*, 27, 373-383.
- [Mastrandrea et al., 2010] Mastrandrea, M., Field, C., Stocker, T., Edenhofer, O., Ebi, K., Frame, D., Held, H., Kriegler, E., Mach, K., Matschoss, P., Plattner, G.-K., Yohe, G. and Zwiers, F., 2010: *Guidance note for lead authors of the ipcc fifth assessment report on consistent treatment of uncertainties. IPCC*
- [Matthes et al., 2004] Matthes, K., Langematz, U., Gray, L. J., Kodera, K. and Labitzke, K., 2004: Improved 11 year solar signal in the Freie Universität Berlin Climate Middle Atmosphere Model (FUB CMAM). *J. Geophys. Res.*, 109, D06101.
- [Matthes et al., 2006] Matthes, K., Kuroda, Y., Kodera, K. and Langematz, U., 2006: Transfer of the solar signal from the stratosphere to the troposphere: Northern winter. *J. Geophys. Res.*, 111, D06108.
- [Meehl et al., 2008] Meehl, G. A., Arblaster, J. M., Branstator, G. and van Loon, H., 2008: A coupled air-sea response mechanism to solar forcing in the Pacific region. *J. Clim.*, 21, 2883-2897.
- [Meehl et al., 2009] Meehl, G. A., Arblaster, J. M., Matthes, K., Sassi, F., and van Loon, H., 2009: Amplifying the Pacific climate system response to a small 11 year solar cycle forcing. *Science*, 325, 1114-1118.
- [Meinshausen et al., 2011] Meinshausen, M., Smith, S. J., Calvin, K., Daniel, J. S., Kainuma, M. L. T., Lamarque, J. F., Matsumoto, K., Montzka, S. A., Raper, S. C. B., Riahi, K., Thomson, A., Velders, G. J. M. and Vuuren, D. P., 2011: The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Clim. Chan.*, 109, 213-241.
- [Nissen et al., 2007] Nissen, K. M., Matthes, K., Langematz, U. and Mayer, B., 2007: Towards a better representation of the solar cycle in general circulation models. *Atm. Chem. and Phys. Disc.*, 7, 45-64.
- [Petterssen, 1941] Petterssen, S., 1941: *Introduction to meteorology*. McGraw-Hill Book Company Inc., New York and London, 236 pp.
- [Pierce and Adams, 2009] Pierce, J. R. and Adams, P. J., 2009: Can cosmic rays affect cloud condensation nuclei by altering new particle formation rates?. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L09820.
- [Pittock, 1978] Pittock, A. B., 1978: A critical look at long term Sun weather relationships. *Rev. Geophys.*, 16, 400-420.
- [Pohl et al., 2010] Pohl, B. N., Fauchereau, C. J., Reason, C. and Rouault, M., 2010: Relationships between the Antarctic Oscillation, the Madden-Julian oscillation, and ENSO, and consequences for rainfall analysis. *J. Climate*, 23, 238-254.

- [Preisendorfer, 1988] Preisendorfer, R. W., 1988: *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*. Elsevier, 425 pp.
- [Reid, 1997] Reid, G. C., 1997: Solar forcing and the global climate change since the mid 17th century. *Clim. Change*, 37, 391-405.
- [Rogers and van Loon, 1982] Rogers, J. C. and van Loon, H., 1982: Spatial variability of sea level pressure and 500-mb height anomalies over the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1375-1392.
- [Roeckner et al, 2006] Roeckner, E., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., Hagemann S., Kornbluh, L., Manzini, E., Schlese, U. and Schulzweide, U., 2006: Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution in the ECHAM5 atmosphere model. *J. Clim.*, 19, 3771-3791.
- [Schönwiese, 1995] Schönwiese, C., 1995: *Klimaänderung: Daten, Analyse, Prognosen*. Springer, 240 pp.
- [Schönwiese, 2006] Schönwiese, 2006: *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. 4. Auflage. Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 302 pp.
- [Schultz et al., 2008] Schultz, M. G., Heil, A., Hoelzemann, J. J., Spessa, A., Thonicke, K., Goldammer, J. G., Held, A. C., Pereira, J. M. C. and van het Bolscher, M., 2008: Global wildland fire emissions from 1960 to 2000. *Global Biogeochemical Cycles.*, 22.
- [Shapiro et al., 2011] Shapiro, A. I., Schmutz, W., Rozanov, E., Schoell, M., Haberreiter, M. Shapiro, A. V., and Nyeki, S., 2011: A new approach to the long-term reconstruction of the solar irradiance leads to large historical solar forcing. *A&A.*, 529, A67.
- [Solanki et al., 2000] Solanki, S. K., Schüssler, M., and Fligge, M., 2000: Evolution of the Sun's large-scale magnetic field since the Maunder Minimum. *Nature*, 408, 445-447.
- [Son et al., 2009] Son, S. W., Tandon, N., Polvani, L. and Waugh, D. W., 2009: Ozone hole and Southern Hemisphere climate change. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L15705.
- [Spiegel and Langematz, 2016] Spiegel, T. and Langematz, U., 2016: Potential impacts of a future Grand Solar Minimum on decadal regional climate change and interannual hemispherical climate variability, *EGU General Assembly*, Vienna, Austria.
- [Steinhilber et al., 2009] Steinhilber, F. J., Beer, J. and Fröhlich, C., 2009: Total solar irradiance during the Holocene. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L19704.
- [Sturman and Tapper, 2006] Sturman, A. and Tapper, N., 2006: *The weather and climate of Australia and New Zealand*. Oxford University Press, 520 pp.
- [Szépszó, 2013] Szépszó, G., 2013: *A numerikus időjárás modellek felépítése: tér- és időskála, adat-asszimiláció, diszkrétizáció, parametrizációk, valószínűségi előrejelzések, éghajlati modellezés*. Elektronikus jegyzet, Budapest, 70-78.
- [Thompson and Solomon, 2002] Thompson, D. W. J. and Solomon, S., 2002: Interpretation of Recent Southern Hemisphere Climate Change. *Science*, 269, 895-899.

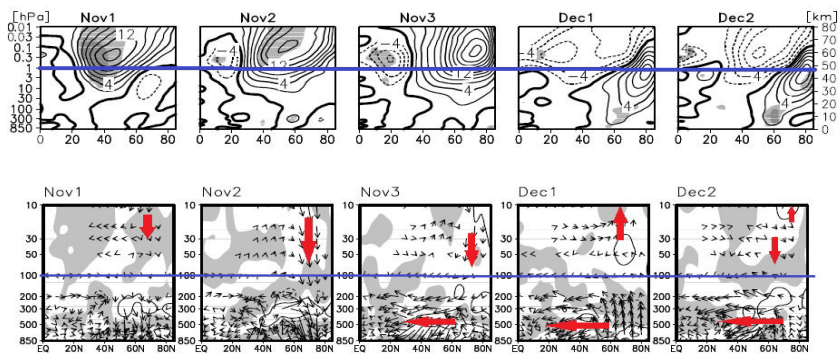
- [Thompson and Wallace, 1998] Thompson, D. W. J. and Wallace, J. W., 1998: The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297-1300.
- [Thompson and Wallace, 2000] Thompson, D. W. J. and Wallace, J. W., 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Climate*, 13, 1000-1016.
- [Valcke, 2006] Valeke, S., 2006: An Infrastructure Project for Climate Research in Europe. *J. Clim.*, 16, 426-444.
- [Van Den Broeke und Van Lipzig, 2004] Van den Broeke, M. and Van Lipzig, N., 2004: Changes in antarctic temperature, wind and precipitation in response to the antarctic oscillation. *Ann. Glaciol.*, 39, 119-124.
- [Wilks, 2006] Wilks, D., 2006: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Second Edition. Academic Press, Burlington, San Diego, 704 pp.
- [WMO, 1992] WMO, 1992: *International meteorological vocabulary*. Second Edition. Secretariat of the World Meteorological Organisation, Geneva, 636 pp.
- [WMO, 2007] WMO, 2007: *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006*. World Meteorological Organization Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 50, Geneva, Switzerland.
- [Zhang et al., 1994] Zhang, Q., Soon, W. H., Baliunas, S. L., Lockwood, G. W., Skiff, B. A. and Raddick, R. R., 1994: A method of determining possible brightness variations of the Sun in past centuries from observations of solar type stars. *Astrophys. J.*, 427, L111-L114.



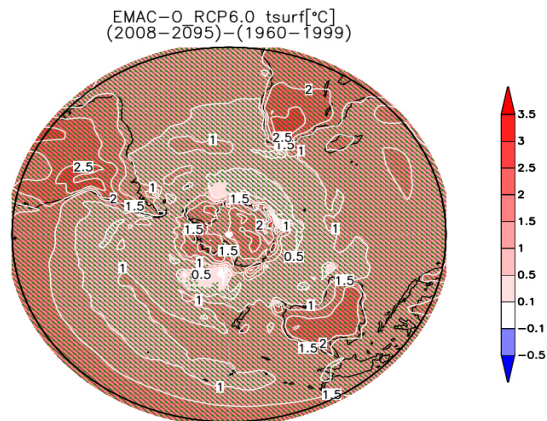
1. ábra. A napfoltciklust mutató proxik adatsorai [Gray et al., 2010] alapján



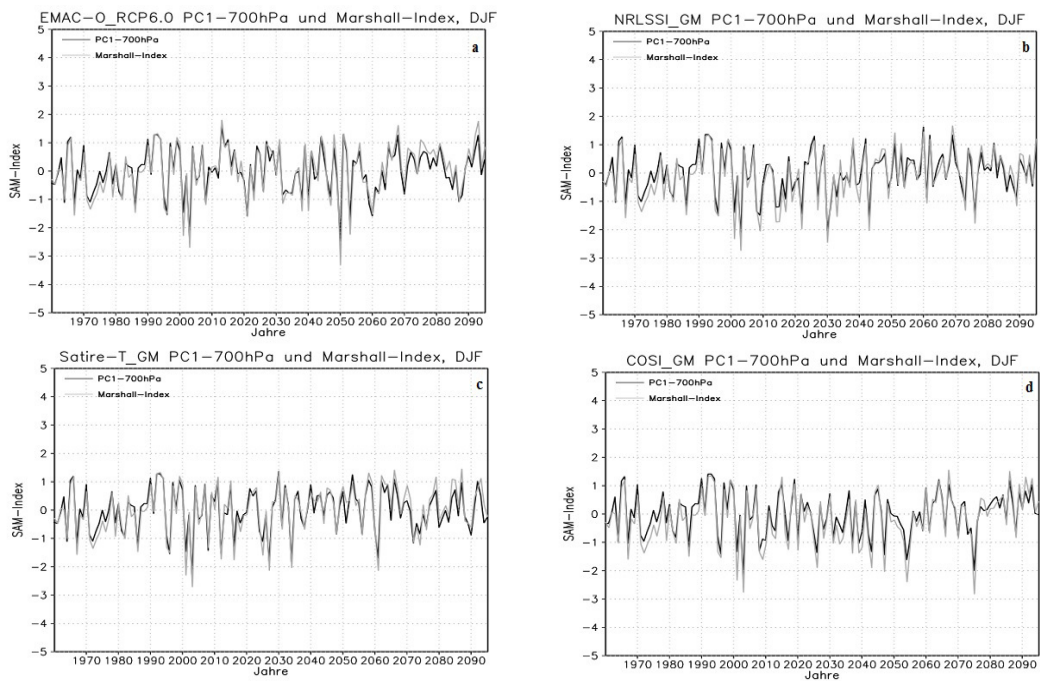
2. ábra. A bottom-up-mechanizmus sematikus ábrázolása [Meehl et al., 2008]



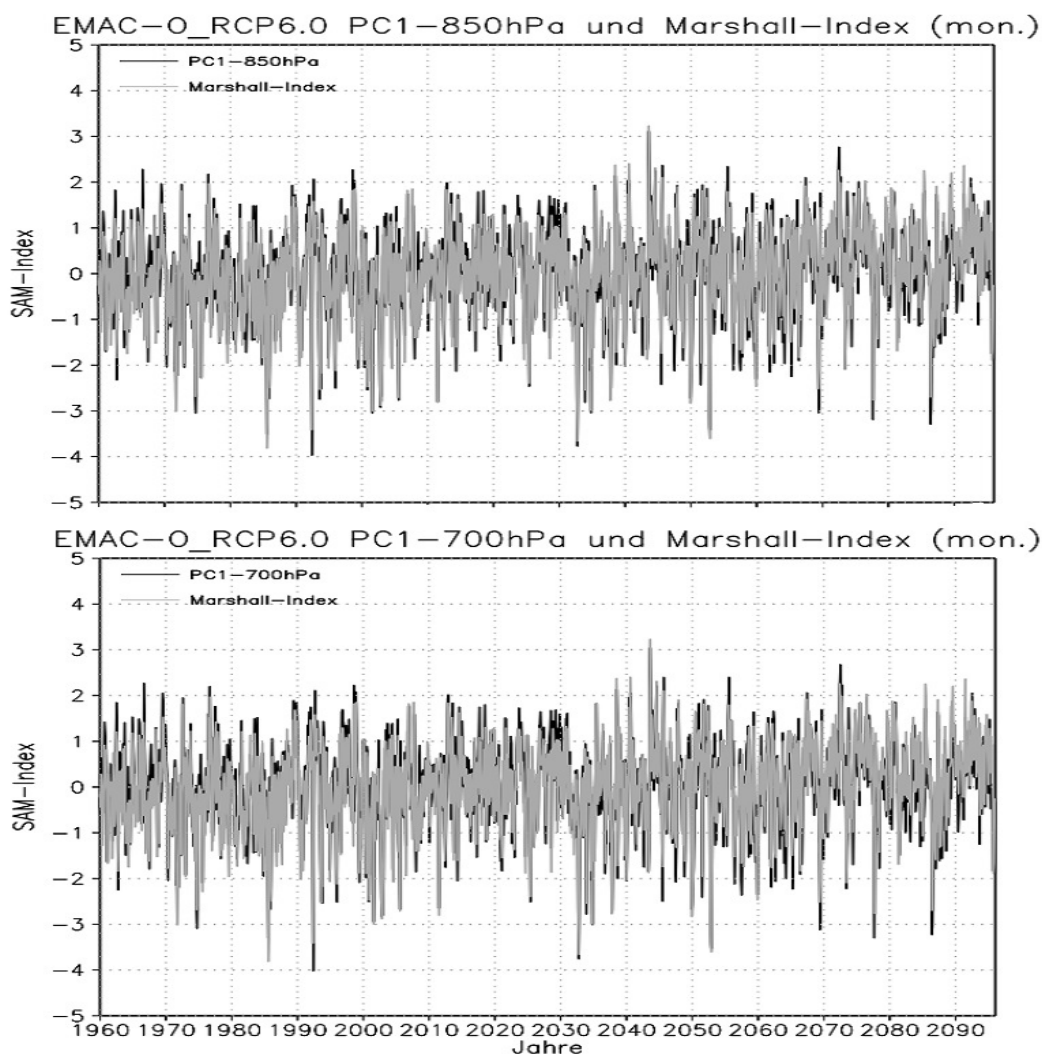
3. ábra. A top-down-mechanizmus sematikus ábrázolása [Matthes et al., 2006] alapján



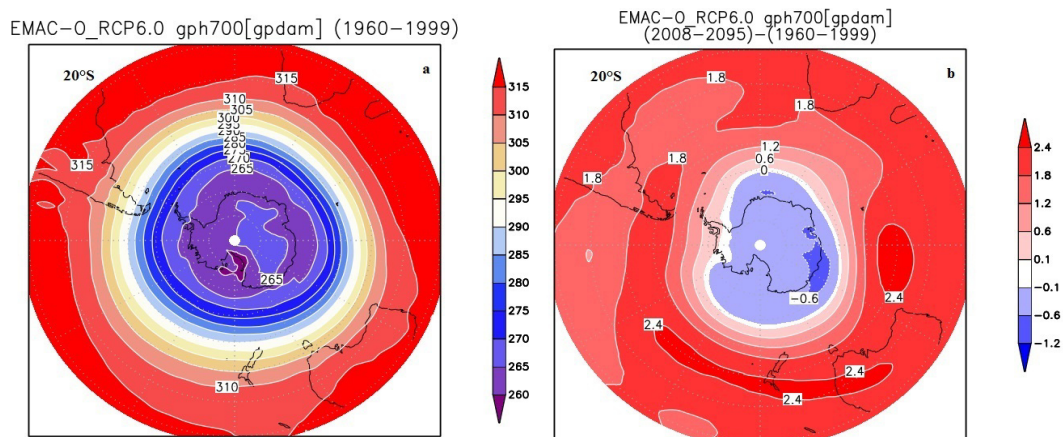
4. ábra. A hőmérséklet hosszútávú átlagaiból képzett különbség ((2008-2095) mínusz (1960-1999)) a szignifikáns eltérésekkel rendelkező területekkel. Zöld (pontozott): 90%, barna (vonalkázott): 95%.



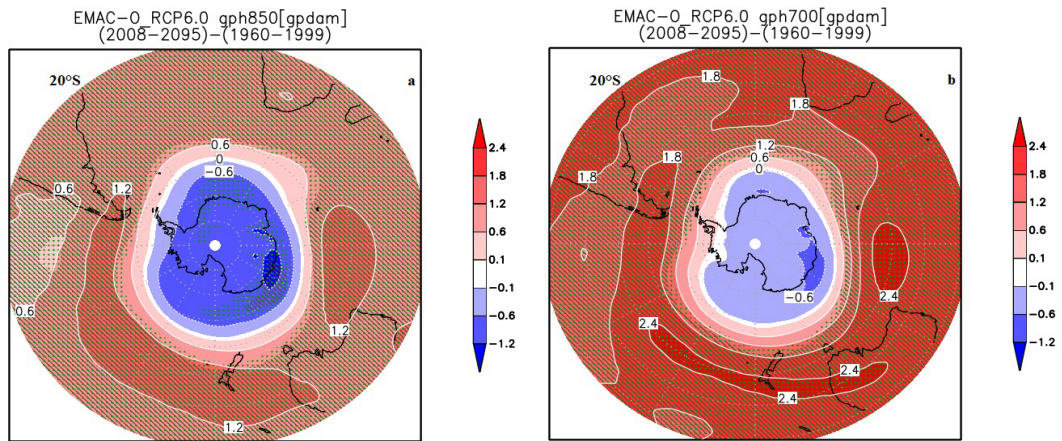
5. ábra. A Marshall-index és a 700 hPa-os geopotenciál első főkomponensének idősorai (1960-2095)



6. ábra. A havi felbontású SAM-indexek idősorai a referenciaszimuláció alapján



7. ábra. a) A 700 hPa-os geopotenciális magasság klimatológiája (1960-1999), illetve b) az antropogén klímaváltozás következtében létrejövő megváltozásának térbeli eloszlása a referenciaszimuláció alapján



8. ábra. A geopotenciális magasság hosszútávú átlagainak különbsége ((2008-2095) mínusz (1960-1999)) a szignifikáns eltéréssel rendelkező területekkel. Zöld (pontozott): 90%, barna (vonalkázott): 95%. a) 850hPa b) 700hPa

"Wer immer tut, was er schon kann, bleibt immer das, was er schon ist."

Ez a diplomamunka a Freie Universität Berlin Meteorológiai Intézetében készült Prof. Dr. Ulrike Langematz és Tobias Spiegl vezetésével. Szeretném megköszönni a Légekördinamika csoport minden munkatársának az együttműködést és a barátságos környezetet a munkához, amelyet biztosítottak számomra. Külön köszönet a heti izgalmas és hasznos prognózismegbeszélésekért.

Elsőként szeretném megköszönni témavezetőmnek, **Professor Dr. Ulrike Langematz**-nak, hogy lehetővé tette számomra a diplomamunkám kutatócsoportjában való elkészítését. Illetve azért a rengeteg időért is, amit a kutatás során fellépő kérdéseimre, problémáimra és kéréseimre szánt.

Külön köszönöm másik témavezetőmnek, **Tobias Spiegl**-nek a szakmai tanácsokat, segítő javaslatokat, a támogatást a CDO program használatához és megértéséhez, illetve a türelmet, amit nagy valószínűséggel gyakran a kelleténél jobban lestrapáltam.

Köszönöm tanészki konzulensemnek, **Dr. Breuer Hajnalkának**, hogy elvállalta a magyar nyelvű munkám felügyeletét és a sok-sok hasznos tanácsot, amit kaptam tőle. És azt is, hogy megküzdött a néha nem kissé magyartalan mondataimmal.

Köszönöm szépen páromnak, **Toralf Darkow**-nak, amiért mindig elsőként olvasta és javította a hibás németemet.:) És természetesen a támogatásért, illetve az időről-időre újra szükségessé váló vigasztalásért.

Köszönettel tartozom **Dominik Ehnert**-nek a dolgozatom átolvasására szánt idejéért és a rengeteg hasznos javítási ötletért. Mindezt a saját diplomamunkájának elkészítése mellett.

Szeretném megköszönni **Szénási Barbarának** is a német nyelvű diplomamunkám korrigálásával töltött idejét. Barbi, valószínűleg nem tudod elképzelni, milyen sokat jelentettek az elmúlt 8 hónapban a "mindigpozitív" szavaid.:)

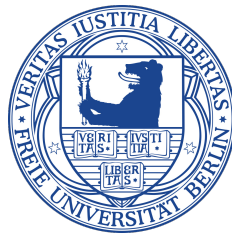
Köszönöm **Kovács Tamásnak** a helyesírási hibák gondos felkutatását a magyar nyelvű verzióban.

Legjobb barátnőmnek, **Matula Ramónának**, amiért mindig motivált, hogy ezt itt elkészítsem... még ha ez néha teljesen reménytelen Skype-beszélgetések formájában nyilvánult is meg;)

Hatalmas hálával tartozom szüleimnek, **Andreának** és **Sándornak**, akiknek sokkal többet köszönhetek, mint amit ezen a helyen ki tudnék fejezni.

Eötvös Loránd Universität
Institut für Meteorologie

Auswirkungen eines zukünftigen Grand Solar Minimum auf die Klimaentwicklung und Klimavariabilität der Südhemisphäre



Masterarbeit von
Adrienn Hegedüs

Gutachter: **Prof. Dr. Ulrike Langematz**

Freie Universität Berlin, Berlin

Tobias Spiegl

Freie Universität Berlin, Berlin

dr. Breuer Hajnalka

Eötvös Loránd Universität, Budapest

Budapest, 2017

Abstract

Electromagnetic radiation of the Sun is the fundamental source of energy for the terrestrial climate system. The Sun's output varies on a number of characteristic timescales. In the context of Earth's climate, the most frequently studied of these is the approximately 11-year solar cycle, which is typically associated with a maximum to minimum change in total solar irradiance (TSI) of 1 Wm^{-2} (or 0,07%). It has been suggested that the amplitude and persistence of the recent 11-year solar cycle 23 minimum and the relatively low cycle 24 maximum may be indicative of the onset of a period of lower solar activity over the 21st century.

This study examines the potential southern hemispheric tropospheric climate impacts of the onset of an extreme "Maunder Minimum like" Grand Solar Minimum using the chemistry-climate model EMAC coupled to an interactive ocean/sea ice model MPI-OM.

To explore the possible impacts of a future decline into a Grand Solar Minimum, a baseline experiment (*EMAC - O_RCP6.0*) will be compared with 3 Grand Solar Minimum (GSM) experiments. All simulations include time-varying greenhouse gases as specified by the Representative Concentration Pathway 6.0 (RCP6.0) scenario for the future period (2008-2095). The GSM experiments differ from the baseline experiment in the applied natural boundary condition. The latter one assumes a sinusoidal 11-year solar cycle in total solar irradiance over the 21st century, with repeating amplitude based on solar cycles 20-23. Compared to this, the GSM simulations contain a linear reduction of solar activity between 2027 and 2082, and include changes in UV irradiance, along with the representation of the solar cycle impact on stratospheric ozone.

The results for global mean near-surface temperature make clear that even a large reduction in solar output would only offset a small fraction of the projected global warming due to anthropogenic activities by a few tenths of a degree, but larger changes in regional climate occur. Correspondingly, the focus of this master's thesis is on future changes in Southern Annular Mode (SAM)-index, which is the leading mode of variability in the SH atmospheric circulation on month-to-month and interannual timescales and has large impacts on Antarctic surface temperatures, ocean circulation, and many other aspects of SH climate. The results of the research show a trend towards the high index polarity of the SAM. It has been shown that decrease in solar activity leads to less positive SAM-index, which suggests that the simulated trend in the SAM is due to the combined effects of stratospheric ozone recovery and increasing greenhouse gas concentrations in the troposphere.

Inhaltsverzeichnis

1	Einführung	5
2	Theoretische Grundlagen und der Stand der Forschung	7
2.1	Thermische Struktur der Atmosphäre	7
2.2	Natürlicher Einfluss auf das Klima der Erde	9
2.2.1	Solare Variabilität	9
2.2.2	Variationen der Erdbahnparameter	16
2.3	Southern Annular Mode (SAM)	18
2.3.1	Marshall-Index	20
2.3.2	Erste PC der geopotentiellen Höhe	21
2.4	Die stratosphärische Ozonchemie	22
3	Daten und Methoden	24
3.1	Das gekoppelte Klima-Chemie-Modell EMAC-O	24
3.1.1	Kopplung von EMAC an MPI-OM	26
3.2	Die Referenzsimulation	27
3.3	Die GSM-Simulationen	29
3.4	Zur Auswertung verwendete Methoden	31
3.4.1	Signifikanztest	31
3.4.2	Empirische Orthogonalfunktion	32
4	Natürlicher Einfluss in der Troposphäre	34
4.1	Entwicklung der bodennahen Temperatur	34
4.2	Entwicklung des SAM-Index	38
4.2.1	Anomalien des Bodendruckfeldes	43
4.2.2	Anomalien der Westwindströmung	45
4.2.3	Anomalien der geopotentiellen Höhe	47
5	Zusammenfassung und Ausblick	50
	Literaturverzeichnis	53
	Anhang	59

Kapitel 1

Einführung

Die Atmosphäre ist ein komplexes System mit starker interner Variabilität, vielen Abhängigkeiten und nicht-linearen Wechselwirkungen. Die Entwicklung dieses komplexen Systems wird heutzutage neben den natürlichen Mechanismen immer stärker durch anthropogene Aktivitäten beeinflusst. Während die Auswirkungen des anthropogenen Antriebs aufgrund der steigender CO₂-Konzentration in zahllosen Studien gut belegt sind, erfordert die Rolle der solaren Variabilität noch weitere gründlicheren Nachforschungen. Die zeitliche Änderung der solaren Einstrahlung ist einerseits durch die Variationen der Erdbahnparameter und andererseits durch die Veränderung der Energie, die von der Sonne produziert wird, abhängig. Das bekannteste zeitabhängige solare Phänomen ist der Sonnenfleckenzyklus mit einer Periode von ungefähr 11 Jahren. Innerhalb dieser Zeitperiode nimmt die Anzahl der Sonnenflecken ab und zu, die auf der Sonnenoberfläche erscheinen. Trotz zahlreicher Ähnlichkeiten unterscheiden sich die jeweiligen Zyklen voneinander, am deutlichsten in der Amplitude. Eine wesentliche Änderung ereignete sich im 17. Jahrhundert, als in einem Zeitraum von mehr als 50 Jahren kaum Sonnenflecken sichtbar waren. Diese Periode wird als Maunder Minimum Periode bezeichnet, in der unter anderem die Kanäle Amsterdams und die Londoner Themse teilweise gänzlich zugefroren waren. Für die vergangenen 1000 Jahre sind mindestens 5 ähnliche Phasen belegt. Diese gehören zu den sog. Grand Solar Minimum Perioden.

Das ungewöhnlich lange solare Minimum des Sonnenzyklus 23 sowie das seit 100 Jahren schwächste solare Maximum des Sonnenzyklus 24 können als Anzeichen für ein weiteres Grand Solar Minimum innerhalb der nächsten Jahrzehnte angesehen werden.

Während bezüglich des Einflusses des vergangenen oder eines zukünftigen Grand Solar Minimum auf die nördliche Hemisphäre einschlägige Studien existieren, sind solche mit Fokus auf die südliche Hemisphäre eher selten. Dies liegt in hohem Maße an der wesentlich spärlicheren Verfügbarkeit von Beobachtungsdaten. Deshalb können hier

Klimamodellsimulationen ein wichtiges Instrument sein, um die Einflüsse eines Grand Solar Minimum auf die Südhemisphäre zu überprüfen.

Das Ziel dieser Arbeit ist die Darstellung der Auswirkungen einer möglichen Reduktion der solaren Strahlkraft über 55 Jahre auf das Klima der Südhemisphäre vor dem Hintergrund des anthropogenen Klimawandels. Dies geschieht durch Vergleich einer Simulation, die durch ununterbrochenen 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus charakterisiert ist, mit drei sog. Grand Solar Minimum-Simulationen, die sich in der angewendeten Strahlungsreduktion voneinander unterscheiden. Dabei kann die Rolle eines Grand Solar Minimum (GSM) gegenüber der Auswirkung ansteigender Treibhausgase an den aufgetretenen Veränderungen des troposphärischen Klimas der Südhemisphäre bestimmt werden. Nach der Berechnung des Southern Annular Mode (SAM)-Index werden folgende Fragestellungen untersucht:

- inwiefern kann ein Minimum der solaren Strahlkraft die infolge des anthropogenen Klimawandels aufgetretenen Veränderungen reduzieren?
- kann ein Zusammenhang zwischen der intensivierten atmosphärischen Zirkulation der Südhemisphäre, ausgedrückt durch die positive Phase des SAM-Index, und der möglichen Strahlungsreduktion aufgestellt werden?

Die Arbeit ist wie folgend aufgebaut: Im ersten Kapitel werden die relevanten theoretischen Grundlagen wie der natürliche Klimaeinfluss sowie die Beschreibung der SAM und zur Berechnung des SAM-Index benutzten Methoden vorgestellt. Das zweite Kapitel beschäftigt sich mit der Beschreibung des Modells, mit dem die in dieser Arbeit zur Vergleichung verwendeten Simulationen durchgeführt wurden. Außerdem wird es ein Überblick über die zur Auswertung verwendeten mathematischen Methoden geben. Die Entwicklung des troposphärischen Klimas infolge eines GSM wird in der dritten Kapitel dargestellt. Eine Zusammenfassung schließt die Ausführungen ab.

Kapitel 2

Theoretische Grundlagen und der Stand der Forschung

2.1 Thermische Struktur der Atmosphäre

Der vertikale Temperaturverlauf gliedert die Atmosphäre von unten nach oben in unterschiedliche Schichten wie die Troposphäre, Stratosphäre, Mesosphäre und die Thermosphäre (Abbildung 2.1). Diese sind durch sog. Pausen voneinander getrennt. Die Pausen sind dünne Schichten, in denen der Temperaturgradient entweder sein Vorzeichen wechselt oder einen signifikant geänderten Verlauf aufzeigt [Petterssen, 1941]. Die Troposphäre enthält ca. 85% der Gesamtluftmasse und stellt die atmosphärische Schicht dar, in der das Wettergeschehen stattfindet (Wolken-, Niederschlagsbildung usw.). Ihre Obergrenze wird durch die Tropopause bestimmt, die in den Tropen in der Höhe von ca. 18 km und in den polaren Breiten von ungefähr 8 km liegt [WMO, 1992]. In der Troposphäre nimmt die Temperatur vom Erdboden bis zur Tropopause ab. Der Grund dafür liegt einerseits darin, dass die Troposphäre durch die Absorption der solaren Einstrahlung durch die Erdoberfläche von unten erwärmt wird und andererseits darin, dass die von der Erdoberfläche emittierten Wärmestrahlen in der unteren Troposphäre von den hier besonders stark konzentrierten Treibhausgasen absorbiert werden.

Über der Tropopause schließt sich die Stratosphäre an, die durch einen positiven Temperaturgradienten charakterisiert wird. In dieser stabilen Schichtung kommt es zur Erwärmung infolge der Absorption der solaren UV-Strahlung durch die Ozonmoleküle. Das Ozon wird hier durch Photolyse (d.h. Spaltung durch UV-Strahlung) von Sauerstoffmolekülen erzeugt. Die höheren Temperaturen in der Stratosphäre begrenzen die vertikale Luftbewegung und schränken damit das Wettergeschehen auf die Troposphäre ein [Labitzke, 1999].

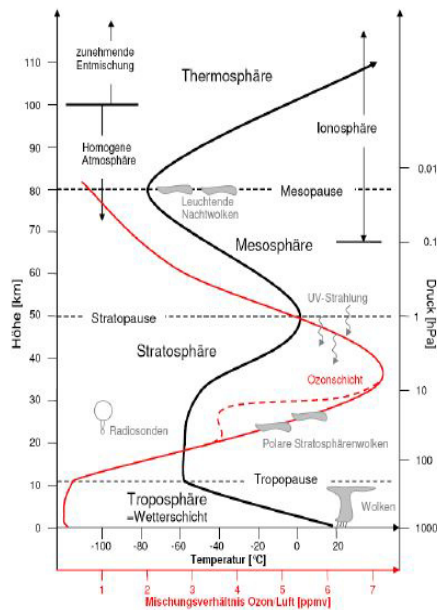


Abbildung 2.1: Thermische Struktur der Erdatmosphäre [Bleßman, 2010]. Schwarze Kurve und Skala: mittleres Temperaturprofil, (gestrichelte) rote Kurve und Skala: mittleres Ozonmischungsverhältnis ohne (und mit chemischem Ozonabbau), graue gestrichelte Linien: Atmosphärenschichtenübergänge.

In der sich darüber anschließenden Stratopause und der Mesosphäre kehrt sich wieder der Temperaturverlauf zu einer Abnahme mit der Höhe um, wobei in der Höhe von ca. 80 km das Temperaturminimum der Atmosphäre eintritt und sich die leuchtenden Nachtwolken ausbilden können. Eine rasche, durch UV-Strahlung getriebene Photochemie und eine zunehmende Ionisierung der Luftmoleküle am oberen Rand kennzeichnen diese Schicht.

Infolge der Absorption solarer Strahlung durch molekularen Sauerstoff erfolgt ein markanter Temperaturanstieg in der Thermosphäre (oberhalb von 85 km Höhe), in der die Gase durch Sonnenstrahlung und kosmische Strahlung ionisiert und aufgrund ihres unterschiedlichen Gewichts zunehmend entmischt werden. Diese Entmischung beginnt bei rund 100 km Höhe und gliedert die Atmosphäre in die gut durchmischte und im mittleren Molekulargewicht konstante Homosphäre und die darüberliegende Heterosphäre.

2.2 Natürlicher Einfluss auf das Klima der Erde

Die Sonne ist der Motor des Erdklimas. Sie stellt die Energie zur Verfügung, durch die dynamische und chemische Prozesse in der Erdatmosphäre angetrieben werden können. Schwankungen in der spektralen Verteilung oder in der Intensität der Sonnenstrahlung, die die Erdoberfläche erreicht, verursachen Veränderungen auf globalen und regionalen Skalen in dem Klimasystem der Erde. Diese Veränderungen unterscheiden sich von denen, die infolge der anthropogenen Mechanismen entstanden sind.

Die zeitliche Änderung der solaren Einstrahlung kann auf zwei Hauptgründe zurückgeführt werden. Einerseits gibt es Prozesse im Inneren der Sonne, die die Menge der Energie, die von der Sonne während bestimmter Zeitperiode produziert wird, beeinflussen. Dieser Effekt wird als solare Aktivität bezeichnet. Andererseits hängt die Menge und räumliche Verteilung der die Erde erreichenden solaren Strahlungsstärke von den Variationen der Erdbahnparameter ab.

Es ist unerlässlich, die Rolle der solaren Aktivität zu verstehen, um die Entwicklung des vergangenen Erdklimas zu interpretieren und weitere mögliche Klimaprognosen anfertigen zu können. Trotz einiger Studien, die sich mit dem Zusammenhang zwischen der Anzahl der Sonnenflecken und dem Wetter beschäftigten, wurde die Wichtigkeit des solaren Einflusses auf das Klima der Erde von den meisten Meteorologen in der Vergangenheit wegen mehrerer Gesichtspunkte nicht anerkannt. Der wichtigste Grund war der Mangel an robusten Messungen, die den Zusammenhang bestätigen könnten. Außerdem wurde von der sich im 19. Jahrhundert entwickelnden "astrometeorologischen Bewegung", in der die Entwicklung des Klimasystems der Erde auf der Position der Himmelskörper beruht, Abstand gehalten [Anderson, 1999]. Diese Entfremdung von den Studien über die Rolle der solaren Aktivität hat die wissenschaftliche Gesellschaft bis zum Ende des 20. Jahrhunderts gekennzeichnet. Seitdem die globale Erwärmung ein besonders starkes öffentliches Interesse erfährt, ist es immer wichtiger geworden, die natürlichen und anthropogenen Antriebsmechanismen voneinander zu trennen.

Die heutzutage zur Verfügung stehenden Messmethoden ermöglichen die Bestätigung der Einflüsse der solaren Variabilität auch auf das Klima der unteren Atmosphärenschichten. Zusätzlich bieten die numerischen Modelle, die die komplizierte Entwicklung unserer Atmosphäre für die Zukunft beschreiben können, die Möglichkeit, die komplexen und verkoppelten Mechanismen besser zu verstehen.

2.2.1 Solare Variabilität

Um den Einfluss der solaren Variabilität auf das Klima der Erde zu verstehen, benötigt man nicht nur Kenntnisse über die solare Variabilität selbst, sondern auch über

die solar-irdischen Wechselwirkungen und die Mechanismen, die für die Rückkopplungsprozesse der Erde verantwortlich sind. Es ist unerlässlich, den Beitrag der natürlichen Klimavariabilität zu den in den letzten Dekaden beobachteten Klimaveränderung einzuschätzen, deswegen erleben heutzutage die oben genannten Bereiche wesentliche wissenschaftliche Entwicklungen [IPCC, 2007]. Obwohl die ersten Studien oft wegen fehlender statistischer Evidenzen in Frage gestellt wurden [Pittock, 1978], gibt es bereits ab dem Anfang des 19. Jahrhunderts Studien, die von dem Zusammenhang zwischen der solaren Variabilität und dem Erdklima berichten [Herschel, 1801; Hoyt and Schatten, 1997].

Korrekte Kenntnisse der Klimaänderungen bezüglich der Vergangenheit sind die Schlüssel für zukünftige Prognosen. Dazu werden Archive benötigt, aus denen sich sowohl das Klima als auch die solare Aktivität rekonstruieren lassen. Der Begriff "solare Variabilität" bezeichnet eine Menge verschiedener, meistens in der Konvektionszone, Photosphäre (Oberfläche) und Atmosphäre der Sonne entstehender Prozesse. Es gibt mehrere Indikatoren, durch die die solare Variabilität gezeigt werden kann. Der bekannteste ist die Anzahl der Sonnenflecken. Die ersten Beobachtungen der Sonnenflecken in Europa im Jahre 1610 von Galileo Galilei haben gezeigt, dass ihre Anzahl mit der Zeit variiert. Tägliche Beobachtungen der Sonne erfolgen seit 1749 durch das Züricher Observatorium.

Die Sonnenflecken sind auf der Sonne als dunkle Flecken beobachtbar und entstehen durch die Variation des Magnetfeldes der Sonne. Durch Konvektion sinken kühlere und somit schwerere Gase ab, während heißere und somit leichtere Gase aufsteigen. Die Sonnenflecken sind im Verhältnis zu ihrer Umgebung ca. 2000°C kühler, verglichen mit der durchschnittlichen Oberflächentemperatur der Sonne von ca. 6000°C. Die Sichtbarkeit der Sonnenflecken hält für die Zeit von einigen Tagen bis einigen Wochen an und ihre magnetische Stärke ist tausendmal stärker als das Magnetfeld der Erde. Die Abbildung 2.2 zeigt die Anzahl der Sonnenflecken während der letzten 62 Jahre mit einer sich wiederholenden Periode von ungefähr 11 Jahren. Diese 11-jährige Periode ist auch als Sonnenfleckenzyklus bekannt. In der Mitte des 19. Jahrhunderts wurden die Zyklen rückwirkend seit 1749 numeriert. Der Zyklus 23 hat im September 1996 begonnen und der Zyklus 24 dauert seit Januar 2008. Der letztere hat das seit 100 Jahren schwächste Maximum im Februar 2014 erreicht.

Mit der zunehmenden Anzahl der Sonnenflecken erhöht sich auch der Energiefluss der Sonne. Die von der Erde durchschnittlich absorbierte Energiemenge kann durch die folgende Formel bestimmt werden:

$$(1 - A)I_{TS}/4, \tag{2.1}$$

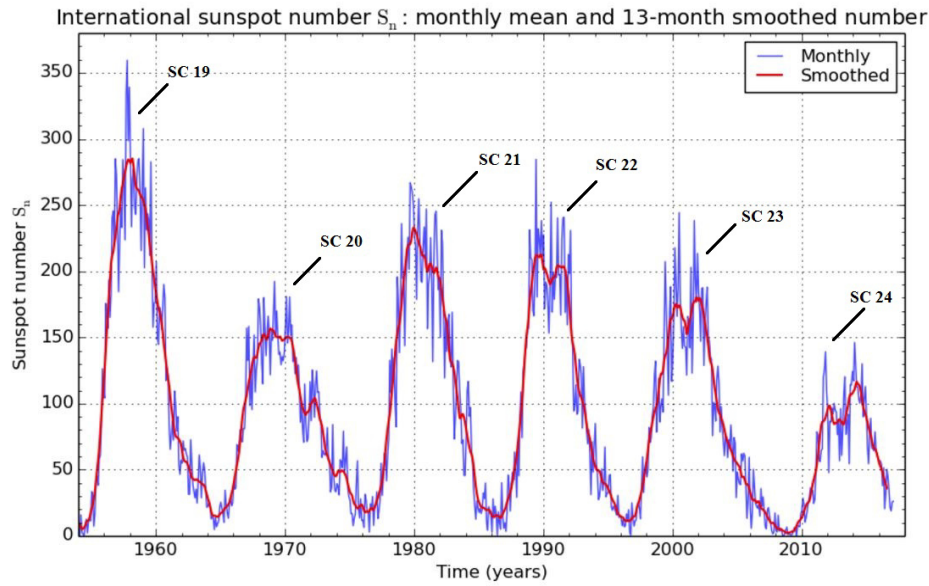


Abbildung 2.2: Anzahl der Sonnenflecken während der letzten fünf Sonnenfleckenzyklen. Quelle: SIDC, <http://sidc.oma.be/html/wolfmms.html>

mit der Erdalbedo A und der totalen Bestrahlungsstärke (TSI, *Total Solar Irradiance*) I_{TS} , also der über alle Wellenlängen integrierte Strahlungsfluss der Sonne oberhalb der Erdatmosphäre im Fall einer durchschnittlichen Entfernung zwischen der Sonne und der Erde von 149 597 890 km. Die Messungen der TSI, die mit hinreichender Genauigkeit seit 1978 möglich sind, haben auch einen deutlichen, sich ungefähr alle 11 Jahre wiederholenden solaren Zyklus (SZ) zwischen Sonnenfleckenminimum (S_{min}) und Sonnenfleckenmaximum (S_{max}) mit einer Schwankung von 1 Wm^{-2} gezeigt [Fröhlich, 2006]. Unter Annahme von $I_{TS}=1366 \text{ Wm}^{-2}$ und $A=0,3$ bekommt man für die Variation der die Erde erreichenden solaren Energiemenge über einen 11-jährigen Aktivitätszyklus einen Wert von $0,17 \text{ Wm}^{-2}$ (oder $0,07\%$ zwischen Minimum und Maximum). Im Vergleich dazu liegt die Rate der TSI-Änderung infolge der zunehmenden Konzentration der Treibhausgase bei $0,3 \text{ Wm}^{-2}$ pro Dekade [Hofmann et al., 2008]. Mithilfe des Umrechnungsfaktors zwischen dem Strahlungsantrieb und der Temperaturänderung der Erde (λ , Klimasensitivitäts-Parameter) kann der Einfluss eines SZ angegeben werden:

$$\Delta T_S = \lambda \Delta F, \quad (2.2)$$

wobei ΔF die Veränderung des Strahlungsantriebs oberhalb der Erdatmosphäre (in diesem Fall $0,17 \text{ Wm}^{-2}$) und T_S die globalgemittelte bodennahe Temperatur sind. Durch die Annahme von $0,5 \text{ KWm}^{-2}$ für λ [IPCC, 2007], ergibt sich für die Variation der T_S ein Wert von $0,07 \text{ K}$. Dementsprechend müssen die Einflüsse der solaren

Aktivität statt auf einer globalen Skala lieber auf einer regionalen untersucht werden.

Obwohl die Sonnenflecken als dunkle Gebiete an der Oberfläche der Sonne erscheinen, ist klar geworden, dass die TSI während eines SZ am größten ist, wenn die Anzahl der Flecken maximal ist (Abbildung 1 im Anhang, Unterbilder b und g). Grund hierfür sind die sog. "Faculae", die kleinere und deswegen weniger erkennbare, aber mehr strahlende Regionen mit Temperaturwerten um 6200°C an der Sonnenoberfläche sind.

Einen weiteren Hinweis auf die Variation der solaren Aktivität bieten die Anzahl der beobachteten Aurora. Polarlichter entstehen, wenn elektrisch geladene Teilchen des Sonnenwindes aus der Magnetosphäre auf Sauerstoff- und Stickstoffatome in den oberen Schichten der Atmosphäre treffen und diese ionisieren. Deren Häufigkeit hängt auch von der Sonnenaktivität ab, wobei insbesondere während des Aktivitätsmaximums mehrere auftreten.

Der Solarwind und das solare Magnetfeld beschützen die Erde vor der galaktischen kosmischen Strahlung (GCR, *Galactic Cosmic Rays*), die aus riesigen Energiemengen besitzenden geladenen Teilchen besteht, deren Herkunft außerhalb unseres Sonnensystems liegt. Dementsprechend gibt es einen inversen Zusammenhang zwischen der solaren Aktivität und dem Vorkommen der GCRs. Die Messung kosmischer Isotope, wie z.B. das Beryllium-10 und das Karbon-14, die durch Interaktion der GCRs mit Atomkernen in der Erdatmosphäre entstehen, bieten eine weitere Methode, um den Einfluss der solaren Aktivität zu untersuchen. Die Ablagerungen dieser Isotope können in Eisbohrkernen und Baumring-Chronologien aufgefunden werden, die dadurch Informationen über das Erdklima auf längeren Zeitskala aufbewahren können. Der größte Nachteil der Anwendung dieser Indikatoren liegt darin, dass sie nicht nur von ihrer Produktion durch GCRs Informationen beinhalten, sondern auch von verschiedenen geophysikalischen und chemischen Prozessen, die ihre Ablagerung beeinflussen.

Eine andere, häufig genutzte Messgröße der solaren Variabilität ist der Radioflux, entsprechend einer Wellenlänge von 10,7 cm. Messungen mit hinreichender Genauigkeit stehen seit den '50er Jahren zur Verfügung.

Die geomagnetische Aktivität, die Anzahl der beobachteten Polarlichterscheinungen und kosmische Isotope zeigen zusätzliche Informationen über die solare Variabilität, die nur durch die Anzahl der Sonnenflecken nicht dargestellt werden könnten. Diese Zusammenhänge haben drei wichtige Konsequenzen [Gray et al., 2010]:

- die Proxies für solare Bestrahlungsstärke ermöglichen, das Sonne-Erdklima-Verhältnis für den Zeitraum vor direkten Beobachtungen zu untersuchen.
- wenn der Zusammenhang zwischen der TSI und der magnetischen Aktivität der Sonne gut genug verstanden wird, können verschiedene TSI-Rekonstruktionen für

die Vergangenheit durchgeführt werden.

- mithilfe zunehmender Genauigkeit der Wiedergabe solaren magnetischen Verhältnisse kann die Reaktion des Klimasystems der Erde auf die Variationen der Sonnenstrahlung genauer prognostiziert werden.

Durch die Kombination von aus den Proxies gewonnenen Informationen sowie den TSI- und SSI (*Solar Spectral Irradiance*)-Messungen durch Satelliten können Rekonstruktionen der solaren Variabilität erstellt werden [unter anderem Reid, 1997; Zhang et al., 1994; Steinhilber et al., 2009].

Obwohl die einzelnen Sonnenfleckenzyklen zahlreichen Ähnlichkeiten aufweisen können, unterscheiden sie sich doch voneinander. Diesen Unterschied sieht man am deutlichsten in der Amplitude. Solche Phasen, welche durch die geringe Anzahl der Sonnenflecken und damit verbunden durch die Reduktion der solaren Strahlkraft charakterisiert sind, nennt man Grand Solar Minimum Perioden. Für die vergangenen 1000 Jahre sind mindestens 5 sog. Grand Solar Minimum-Phasen belegt, unter anderem das Wolf Minimum (1280-1350), das Spörer Minimum (1450-1550), das Maunder Minimum (1645-1715) oder das Dalton Minimum (1790-1820).

Es konnte in mehreren Studien bestätigt werden, dass während der Minimum Phase der solaren Aktivität signifikant unterschiedliche Klimabedingungen herrschen können. Unter anderem Langematz et al. [2004] haben signifikant wärmere Stratosphäre und signifikant kühlere Troposphäre während des Maunder Minimum identifiziert. Es konnte weiterhin gezeigt werden, dass die auf der Nordhemisphäre durch S_{min} ausgelösten Anomalien des Klimasystems mit der geringeren Stärke des NAO-Index verbunden sind. Die geänderte dynamische Kopplung zwischen der Stratosphäre und der Troposphäre weist auf die Wichtigkeit der Rolle der Stratosphäre in der Klimavariabilität hin.

2.2.1.1 Mechanismen

Die Rückkopplungsprozesse des irdischen Klimasystems infolge kleiner solarer Schwankungen können in zwei Gruppen eingeteilt werden. Die erste Gruppe beinhaltet die Mechanismen, die infolge der Variationen der solaren Bestrahlungsstärke entstehen.

Die spektrale Verteilung der oberhalb der Erdatmosphäre ankommenden Sonnenstrahlung liegt im ultravioletten, sichtbaren und infraroten Bereichen und ungefähr die Hälfte dieser Strahlung dringt in die Atmosphäre ein und wird vom Boden absorbiert. Obwohl die Absorption der UV-Strahlung nur einen kleinen Anteil der totalen ankommenden solaren Energie ausmacht, hat sie eine relativ große Schwankung während eines 11-jährigen Zyklus: Variationen bis zu 6% sind bei 200 nm, wo die Dissoziation von

Sauerstoff und die Produktion von Ozon stattfindet, sowie bis zu 4% in dem Spektralbereich zwischen 240 und 320 nm, wo die Absorption durch stratosphärisches Ozon erfolgt [Gray et al., 2010]. Im Gegensatz dazu liegt die Variation der TSI bei 0,07% über einen SZ. Variationen der TSI haben direkte Einflüsse am Boden, während sich die Veränderungen in der UV-Strahlung direkt auf die Stratosphäre auswirken, wobei der Boden durch indirekte, zwischen der Stratosphäre und der Troposphäre ablaufende Kopplungsmechanismen beeinflusst wird (Abbildung 2.3). Dementsprechend entstehen in der Atmosphäre zwei im Vergleich zu ihrer Umgebung wärmere Gebiete: eins in der Nähe der Oberfläche der Erde und das andere in der Stratopausenregion.

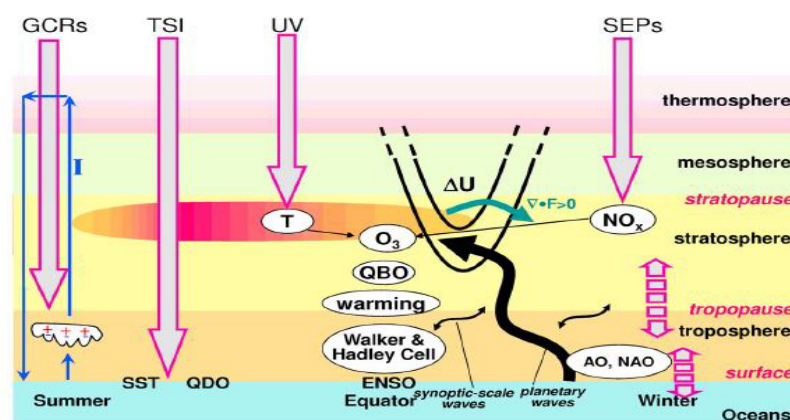


Abbildung 2.3: Effekte der solaren Variabilität während S_{max} auf das Klima. Quelle: Gray et al., [2010], Kodera and Kuroda [2002]

Durch die Verstärkung der TSI während S_{max} wird ein positiver Rückkopplungsmechanismus hervorgerufen, der sog. bottom-up-Mechanismus, der mit der Veränderung der Hadley- und Walker-Zirkulationen [Haigh, 1996] und mit der verstärkten Abnahme des Bedeckungsgrades über einigen subtropischen Regionen einhergeht [Meehl et al., 2009]. Diese relativ wolkenfreien subtropischen Ozeanregionen werden dadurch während S_{max} mehr Sonnenstrahlung absorbieren [Cubasch et al., 1997]. Demzufolge intensiviert sich die Evaporation, was die klimatologische Niederschlagsmenge und das Maß der sich aufwärts bewegenden Vertikalbewegungen verstärkt (Abbildung 2 im Anhang). Daraus resultieren die Verstärkung der Passatwinde, das Upwelling in dem Pazifischen Ozean entlang des Äquators sowie die kühlere Oberflächentemperatur des Ozeans und die Intensivierung der Hadley- und Walker-Zirkulationen [Meehl et al., 2008]. Das verstärkte Absinken der Luftmassen in den Subtropen reduziert weiter den Bedeckungsgrad, damit prägen sich die Einflüsse der solaren Variabilität in Bodennähe während S_{max} stärker aus [Meehl et al., 2009].

Der andere Mechanismus, der infolge der Variationen der UV-Strahlung entsteht, ist

der sog. top-down-Mechanismus. Die Auswertungen der Beobachtungsdaten haben eine Ozonkonzentrationszunahme von 3-5% und damit verbunden einen Temperaturanstieg von 1-2 K in der oberen, äquatorialen Stratosphäre über einen 11-jährigen Aktivitätszyklus identifiziert [Hood et al., 1993]. Dementsprechend entsteht ein verstärkter Temperaturgradient zwischen den äquatorialen und polaren Regionen der Stratosphäre, wodurch der zonale Wind auf der winterlichen Hemisphäre intensiviert wird [Kodera and Yamazaki, 1990]. Diese starke Windanomalie beeinflusst die Propagation der planetaren Wellen [Hines, 1975] durch einen positiven Rückkopplungsmechanismus. Dank des veränderten meridionalen Temperaturgradienten entwickelt sich im Winter eine starke Westwindanomalie in der subtropischen oberen Stratosphäre, die sich mit der Zeit polwärts und nach unten, bis in die untere Stratosphäre bewegt [Kodera und Kuroda, 2002]. Dies ist mit der erhöhten meridionalen (äquatorwärtigen) Propagation der planetaren Wellen verbunden (Abbildung 3 im Anhang) [Matthes et al., 2004]. Die Übertragung des solaren Signals aus den höheren in die niedrigeren Stratosphärenschichten erfolgt in den polaren und mittleren Breiten durch die Modulation des Polar-nachtstrahlstroms (PNJ, *Polar Night Jet*), sowie in den Tropen durch die Veränderung der Stärke der Brewer-Dobson-Zirkulation (BDZ). Diese gehen mit der Verstärkung des Polarwirbels, Abschwächung der Brewer-Dobson-Zirkulation und mit der Abkühlung der polaren unteren Stratosphäre (wegen des schwächeren absteigenden Zweigs der BDZ) einher [Matthes et al., 2004]. Währenddessen findet in der äquatorialen unteren Stratosphäre eine dynamische Erwärmung statt (wegen der geringeren Abkühlungsrate des gleichzeitig schwächeren aufsteigenden Zweigs), wodurch der stratosphärische Ozongehalt, die Temperaturverteilung und die Zirkulation der winterlichen Hemisphäre verändert werden [Hood and Soukharver, 2003].

Matthes et al. [2006] haben zusätzlich die weitere abwärtige Übertragung des solaren Signals bis in die untere Troposphäre auf der Nordhemisphäre bestätigt. Veränderungen der troposphärischen Zirkulation in den Tropen infolge der schwächeren BDZ während S_{max} , sowie die Abnahme der geopotentiellen Höhe in den polaren Breiten, mit deren gleichzeitiger Zunahme in den mittleren Breiten, was der Struktur der positiven Phase des AO-Index entspricht, wurden identifiziert. Diese Ergebnisse heben die Kopplung zwischen der Stratosphäre und der Troposphäre hervor. Der Einfluss der stratosphärischen, durch die zeitliche Variabilität des solaren Zyklus entstehenden Prozesse auf das bodennahe Klima kann also durch die zonalsymmetrischen Änderungsmuster der atmosphärischen Zirkulation ausgedrückt werden.

Es ist noch wichtig zu erwähnen, dass sich sowohl der bottom-up als auch der top-down-Mechanismus gleichzeitig auswirken, wodurch auf der regionalen Skala stärker ausgeprägte solare Signale auftreten können. Im Hinblick darauf, dass die bisheri-

gen theoretischen Grundlagen bezüglich der infolge der solaren Variabilität ausgelösten Mechanismen meistens sich auf die solare Maximum-Periode beziehen (besonders auf der Südhemisphäre), wurden die Kenntnisse in dieser Arbeit auch für S_{max} beschrieben.

Die zweite Gruppe der Mechanismen, verbunden mit den 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus, entsteht infolge der Schwankungen der GCRs. Die Wolken spielen eine wichtige Rolle in dem Strahlungshaushalt der Atmosphäre: sie transportieren latente Wärme aus dem Ozean in die Atmosphäre. Die Idee, dass Schwankungen der kosmischen Strahlung das Wetter durch Erzeugung von Ionen in der unteren Atmosphäre beeinflussen kann, wurde festgestellt [Bazilevskaya et al., 2008]. Es gibt 2 Möglichkeiten, wodurch diese erhöhte Ionisation auf den Bedeckungsgrad auswirken kann:

- durch ion-induzierte Bildung von Sulfataerosol, was als effizientes Wolkenpartikel dient.
- durch die Veränderung des globalen elektrischen Kreislaufs.

Seitdem GCRs die intensivierete Bildung von Wolken mit niedrigerer Untergrenzen erleichtern, führt dieser Mechanismus zur Abkühlung in der unteren Troposphäre während S_{min} . Obwohl die Einflüsse der Schwankungen der Sonnenstrahlung auf das Klima bereits umfangreich belegt sind, hat die Untersuchung des Zusammenhangs zwischen GCRs und dem Erdklima erst vor kurzem angefangen [unter anderem Piere and Adams, 2009].

2.2.2 Variationen der Erdbahnparameter

Die Menge der die Erde erreichenden Gesamtenergie des solaren Energieflusses innerhalb einer bestimmten Zeitperiode hängt weiterhin stark von der Entfernung zwischen der Erde und der Sonne ab. Da die Umlaufbahn der Erde um die Sonne ellipsenförmig ist, ändert sich der solare Energiefluss jahreszeitlich. In diesem Abschnitt erfolgt eine kurze Beschreibung der Veränderungen der drei Erdbahnparameter und ihrer Effekte, die sie auf der Erdoberfläche verursachen.

Die Erdachse, die Rotationsachse der Erde, steht nicht senkrecht auf der Ebene der Erdbahn, sondern bildet mit ihr einen Winkel von etwa $66,56^\circ$. Dadurch schließt die Ebene des Erdäquators bzw. des Himmelsäquators mit der ekliptikalen Ebene zurzeit einen Winkel von etwa $23,44^\circ$ ein, der "Schiefe der Ekliptik" genannt wird. Die Jahreszeiten sind auch die Folgen dieses Erdbahnparameters. Die Ekliptikschiefe besitzt kleine periodische Schwankungen, Variationen zwischen $21,8-24,4^\circ$ in einer Periode von

ungefähr 40 000 Jahren [Schönwiese, 1995]. Wenn dieser Winkel am größten ist, kommt es auf beiden Halbkugeln zu den heißesten Sommern und den kältesten Wintern.

Die Abplattung der Erde sorgt dafür, dass die Erde sich tatsächlich wie eine Art riesiger Kreisel verhält. Die Schwerkraft der Sonne und des Mondes wirken als Drehmomente auf die rotierende Erde. Die Erdachse weicht dadurch aus und kreist um die Senkrechte zur Erdbahn mit einer Periode von 21 000 Jahren [Schönwiese, 1995]. Dies nennt man Präzessionbewegung. Mit der Präzessionbewegung ändern sich langsam die jahreszeitlichen Positionen der Erde auf der Bahn um die Sonne, also kommt es zu einer Veränderung des Datums von Aphel und Perihel. Diese bezeichnen die weiteste und geringste Entfernung der Erde von der Sonne mit 152,5 und 147,5 Millionen km. Derzeit ist das Datum des Aphels am 3. Juli. Somit ist die Sonneneinstrahlung des Sommers auf der Nordhemisphäre etwas geringer als die des Südhemisphärensommers. Dabei kommt es zu milden Wintern und kühlen Sommern auf der Nordhalbkugel sowie warmen Sommern und kühlen Wintern auf der Südhalbkugel. Dementsprechend verstärkt die Präzession die Temperaturverhältnisse auf der einen Halbkugel und verringert sie auf der anderen.

Die Abweichung der Umlaufbahn der Erde um die Sonne von einer perfekten Kreisform wird durch die Exzentrizität ausgedrückt. Die Größe der Exzentrizität variiert zwischen 0,5 und 6% mit einer Zeitperiode von 100 000 Jahren [Brunotte et al., 2002]. Je kleiner der Wert, desto näher ist die Umlaufbahn an der Kreisform. Die Exzentrizität verursacht Temperaturunterschiede zwischen Sommer und Winter auf beiden Halbkugeln.

Die oben erwähnten Zyklen mit 21, 40 und 100 000 Jahren sind nach dem Geophysiker, der diese bereits 1920 beschrieben hat, oft als Milankovitch-Zyklen benannt. Die ursprüngliche Milankovitch-Theorie hat versucht, das Minimum der solaren Einstrahlung mit den Variationen der Erdbahnparameter den vier quartären Kaltzeiten zuzuordnen. Der außerirdische Einfluss kann aber allein die Klimaänderungen nicht erklären, die Variationen der Erdbahnparameter dienen als Anstöße von Rückkopplungsmechanismen.

2.3 Southern Annular Mode (SAM)

Zonal-symmetrische oder ringförmige Änderungsmuster der atmosphärischen Zirkulation wurden auf beiden Hemisphären durch verschiedene Untersuchungen identifiziert [Rogers and van Loon, 1982; Limpasuvan and Hartmann, 1999; Thompson and Wallace, 2000]. Die südhemisphärische ringförmige Struktur wird als Southern Hemisphere Annular Mode [Thompson and Wallace, 1998], Southern Hemisphere Circulation [Karoly et. al, 1996], Antarctic Oscillation [Gong and Wang, 1999], High Latitude Mode [Kidson and Watterson, 1999] und Southern Annular Mode [Jones and Widmann, 2004] bezeichnet. In dieser Arbeit wird die Bezeichnung SAM (Southern Annular Mode) verwendet.

Der SAM wird als Änderungsmuster von Verstärkung und Abschwächung der zonal gemittelten Westwindströmung infolge entstehender Luftdruckunterschiede zwischen den mittleren und polaren Breiten ausgedrückt [Rogers and van Loon, 1982]. Der SAM ändert sich also jahreszeitlich: er zeigt eine starke zonal-symmetrische Struktur im Sommer, die sich im weiteren Jahresverlauf abschwächt und im Winter und Frühling weniger ausgeprägt wird [Jones et al., 2009]. Der grundsätzliche Mechanismus, durch den die SAM-Zirkulation angetrieben wird, ist die ungleichmäßige Erwärmung der Erdoberfläche durch die Sonne und den dadurch entstehenden Energietransport und die atmosphärische Zirkulation [King and Turner, 2007]. Über dem Äquator steht die Sonne das ganze Jahr über nahezu senkrecht, er wird daher stärker erwärmt als die Polregionen, wo die Sonne im Winter gar nicht und im Sommer aus einem flachen Winkel scheint. Die positive Strahlungs- und Energiebilanz (=Wärme- und Energieüberschuss) führt zur Oberflächenkonvergenz, weswegen die warme Luft entlang der ITCZ (*Inter-Tropical Convergence Zone*) aufsteigt [Sturman and Tapper, 2006]. Die steigende Luft strömt polwärts, kühlt sich dadurch ab und sinkt als kalte Luft ab. Infolge der absinkenden Luft bildet sich am Boden in den Subtropen ein Hochdruckgebiet (30-35°S im Sommer, 20-25°S im Winter). Die vom Pol äquatorwärts strömende bodennahe Luft mischt sich mit der sich von den subtropischen Gebieten nach Süden bewegenden Luft und steigt auf. Dieser Prozess ergibt ein zirkumpolares Tiefdruckgebiet, eine Region niedrigen Luftdrucks umliegend der Antarktis, ungefähr zwischen den 60-70. Breitenkreisen.

Die positive Phase des SAM ist durch positive Luftdruckanomalien in den mittleren Breiten und negative Anomalien des Luftdrucks in den polaren Breiten ausgedrückt (Abbildung 2.4). Der positive SAM geht mit der Verstärkung des Polarwirbels und des zonalen Windes (Westwind) um die Antarktis einher [Marshall, 2003]. Außerdem bringt die positive Phase des SAM die polwärtige Verlagerung der Stormtracks [Kidson and

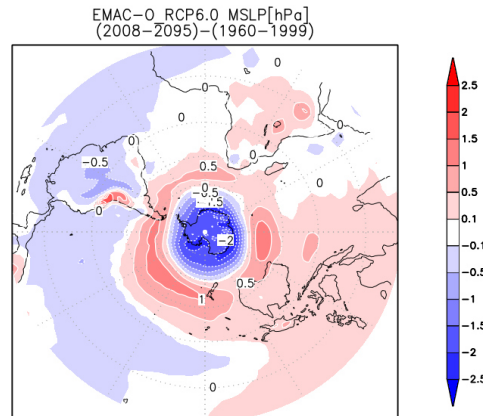


Abbildung 2.4: Positive Phase des SAM anhand des Bodendruckfeldes

Sinclair, 1995] mit sich. Beim negativen SAM kehrt sich das Vorzeichen der Anomalie um und er stimmt mit der Abschwächung der Zonalströmung und der Verlagerung der Stormtracks nach Norden überein. Die positive Phase des SAM ist unter anderem mit positiven Temperaturanomalien in den mittleren Breiten, z.B. in Tasmanien, Südostaustralien, Chile und auf den südlichen Inseln von Neuseeland sowie negativen Anomalien am Pol verbunden [Gillett et al., 2006].

Der zeitliche Verlauf der SAM wird als der SAM-Index eingeführt. Es gibt mehrere äquivalente Methoden und Indizes, mit denen die Zeitreihe des SAM-Index dargestellt werden kann. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Indizes liegen darin, welche meteorologischen Variablen, Datensätze, Methoden oder Zeitperioden zu deren Berechnung benutzt werden. Die am häufigsten verwendeten Methoden sind die folgenden:

- 1. Principal Component (PC1) einer meteorologischen Größe, beispielsweise der geopotentiellen Höhe, des Bodendruckes im Meeresniveau (MSLP - *mean sea level pressure*) oder der Temperatur [Thompson and Wallace, 2000].
- Zeitserie der Temperatur am Südpol.
- Zeitserie der Anomalien von MSLP, gemessen an je 6 Stationen auf den Breiten 40°S und 65°S [Marshall, 2003] oder in der vereinfachten Version des Marshall-Index, welcher im nächsten Abschnitt erklärt wird, zonale Mittel des MSLP der jeweiligen Breiten [Gong and Wang, 1999].

In den letzten Dekaden des 20. Jahrhunderts trat eine systematische Änderung in der Stärke und Polarität des SAM-Index zu den positiveren Werten auf. Marshall et al. [2004] identifizierten einen positiven Trend in der Polarität des DJF SAM-Index ab 1965, bevor ein anthropogenes Forcing in Form eines GHG- oder ODS-Anstiegs auf der

Südhemispäre eingesetzt hat. Eine Kombination aus natürlichem und anthropogenem Forcing stellt die Ursache für den positiven Trend dar.

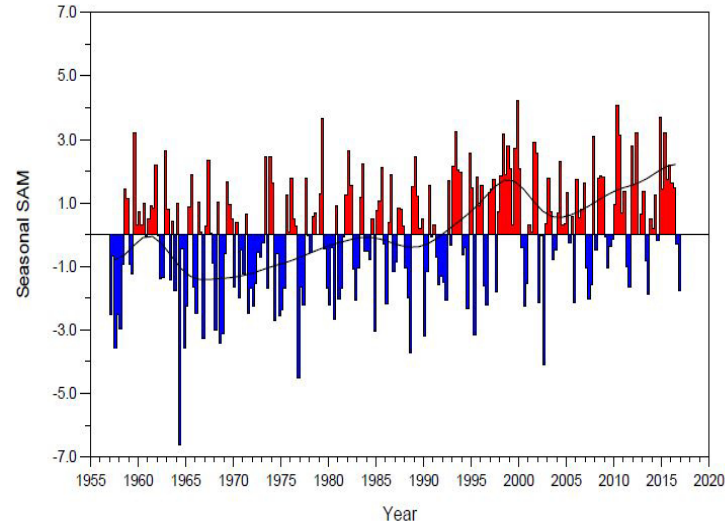


Abbildung 2.5: Verlauf des beobachteten jahreszeitlichen Marshall-Index; aktualisierte Version der in IPCC AR4 [2007] verwendeten Zeitreihe. Quelle: BAS, <https://legacy.bas.ac.uk/met/gjma/sam.html>

Die Abbildung 2.5 zeigt den bis zum Anfang 2017 aktualisierten jahreszeitlichen Marshall-Index, mit dem Maximalwert im Jahre 2000. Eine jahreszeitliche Unterscheidung dieser Zeitreihe ergibt den stärksten Trend in den Sommermonaten (DJF), gefolgt von den Herbstmonaten (MAM), während keine eindeutige Änderung im Südwinter (JJA) und Frühling (SON) bis zum Jahr 2000 aufgetreten ist. Seit 2010 treten wieder vermehrt positive SAM-Index Werte auf, nach einer Dekade eines weniger stark ausgeprägten Index.

2.3.1 Marshall-Index

Der Marshall-Index wurde zum ersten Mal 2003 von Marshall definiert. Die Berechnung des Index beruht auf der numerischen Methode von Gong and Wang [1999], nämlich:

$$SAM = P_{40^{\circ}S}^* - P_{65^{\circ}S}^*, \quad (2.3)$$

wobei P^* der monatliche, normalisierte und zonalgemittelte MSLP ist. Der Index ist durch die Bildung von MSLP-Differenzen von 6 Stationen berechnet, die in der Nähe des 40. und 65. Breitengrades liegen. Die Zeitreihe des Marshall-Index steht seit 1957 auf der folgenden Webseite zur Verfügung:

<https://www.legacy.bas.ac.uk/met/gjma/sam.html>.

In der Studie von Marshall [2003] wurden die aus den Beobachtungen hergeleiteten Daten den Reanalysedaten von NCEP-NCAR (*National Center for Environmental Prediction- National Center for Atmospheric Research*), ERA-15 und ERA-40-Datensätzen gegenübergestellt, in denen das zonale Mittel durch die Mittelwertbildung von 144 Gridpunkten - $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ LatLon Grid - entlang der oben genannten Breitenkreise erfolgt), und es konnte gezeigt werden, dass die Modellergebnisse mit großer Genauigkeit mit den Beobachtungen übereinstimmen. Infolgedessen folgt die Berechnung des Marshall-Index im Rahmen dieser Arbeit der gleichen Methode. Die zonalgemittelten monatlichen Indexwerte entstehen aus 128 Gitterpunktdaten.

2.3.2 Erste PC der geopotentiellen Höhe

Ein weiteres Verfahren zur Darstellung der SAM-Index-Zeitreihe bietet die PC-Methode an.

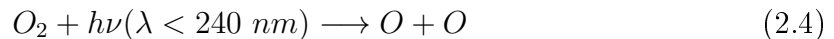
Thompson and Wallace [2000] verwendeten sieben unterschiedliche Gridded-Datensätze verschiedener meteorologischer Größen wie monatliche Temperatur, MSLP, Geopotentielle Höhe (gph, *geopotential height*), Wind und den totalen Ozongehalt, um die monatliche Variabilität der atmosphärischen Zirkulation der polaren Regionen zu untersuchen. Es konnte gezeigt werden, dass die räumliche Verteilung, die als SAM bekannt ist, durch die Analyse der Anomalien in der geopotentiellen Höhe von 850 hPa, abgeleitet aus der Zeitreihe der ersten Prinzipal Component (PC1), identifiziert werden kann. Im Sinne dieser Ergebnisse wurden mehrere SAM-Indizes definiert, die auf der PC1-Methode basieren. Unter anderem Carvalho et al. [2005], Hendon et al. [2007], und Pohl et al. [2010] haben die 700 hPa-gph-Anomalien zur Berechnung der Zeitserie des SAM-Index benutzt.

In dieser Arbeit wird die gleiche Methode, bezogen auf die EOF-Analyse (siehe Kapitel *Daten und Methoden/Emphirische Ortogonalfunktion*) angewendet. Der monatliche SAM-Index entsteht aus der ersten Prinzipal Component einer EOF-Analyse, angelegt für die Anomaliefelder der 850 und 700 hPa-gpH, südlich von 20°S . Jeder Gridpunkt wird durch die Quadratwurzel des Kosinus seiner geographischen Breite dividiert. Die PC1-Zeitreihe wird durch ihre Standardabweichung geteilt.

2.4 Die stratosphärische Ozonchemie

Ozon ist ein wichtiges und klimarelevantes Spurengas in der Atmosphäre. Durch seine Absorption im kurzwelligeren Sonnenlichtbereich und Emission langwelliger Strahlung spielt es eine wichtige Rolle im Strahlungshaushalt.

Ozon wird durch Photochemie gebildet. Durch ultraviolette Sonneneinstrahlung (Wellenlänge $\lambda < 240$ nm) erfolgt die Photodissoziation des Sauerstoffmoleküls in atomaren Sauerstoff:

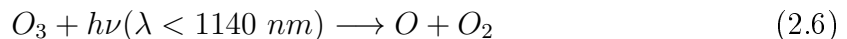


Die von O_2 aufgenommene Energie wird in kinetische Energie der beiden Sauerstoffatome umgewandelt und durch Dissipation an die Umgebung abgegeben. Der atomare Sauerstoff ist ziemlich reaktiv, deshalb tritt es mit sich in seiner Umgebung befindendem molekularen Sauerstoff schnell in Reaktion, was zur Ozonbildung führt:



wobei M einen verfügbaren Stoßpartner, welcher entweder N_2 oder O_2 sein kann, kennzeichnet.

Für den auf natürlichen Weise ablaufenden Ozonabbau sind die durch die Absorption der UV-Strahlung entstehende Photolyse sowie die Reaktion mit dem atomaren Sauerstoff verantwortlich:



Die oben genannten Gleichungen umschreiben nur die Sauerstoff berücksichtigende Ozonchemie, die nach ihrem Entdecker Chapman-Zyklus genannt werden [1930]. Der theoretische Ansatz des Chapman-Zyklus kann das Ozonmaximum in einem Höhenbereich von 25 bis 30km gut erklären. Beobachtungen zeigen jedoch geringere Werte. Erklärungen hierfür sind weitere Ozonabbauprozesse sowie der Transport von Ozon. So wird Ozon durch sog. katalytische Zyklen über folgende Reaktionen abgebaut:



Der Katalysator X steht für Radikale wie Stickstoffmonoxid NO , Chlor Cl , Brom Br , Wasserstoff H und Hydroxyl OH , der nach Durchlauf eines kompletten Zyklus

für einen weiteren Zyklus wieder zur Verfügung steht, womit weitere Ozonmoleküle abgebaut werden.

Der durch ozonzerstörende Substanzen induzierte Massenverlust der Ozonschicht, besonders in den südlichen polaren Breiten und in den Frühjahrsmonaten stärker ausgeprägt, hat Auswirkungen auf die thermische Struktur und dadurch auf die Zirkulation der Atmosphäre [Son et al., 2009]. Die Erholung der Ozonschicht zu historischen Werten wird bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts auch in der in dieser Arbeit als Referenzsimulation (siehe Kapitel *Daten und Methoden/Die Referenzsimulation*) bezeichneten Simulation prognostiziert [Abalichin, 2016]. Die thermischen und dynamischen Folgen des Ozonabbaus sowie der Ozonerholung auf der Südhemisphäre können in der Arbeit von Abalichin [2016] nachgelesen werden.

Kapitel 3

Daten und Methoden

Bei der Analyse werden drei verschiedene Grand Solar Minimum-Simulationen mit einer Referenzsimulation verglichen, die mit dem Klima-Chemie-Modell EMAC-O angefertigt wurden. Das Modell EMAC wurde an das Ozeanmodell MPI-OM gekoppelt, um die Wechselwirkungen zwischen der Atmosphäre und dem Ozean konsistent zu simulieren. Die Referenzsimulation bezieht sich auf den Zeitraum von 1960 bis 2095 und beinhaltet anthropogene (RCP 6.0) und natürliche Randbedingungen, letztere mit einem sich wiederholenden 11-jährigem Zyklus für die Zukunft [Abalichin, 2016]. Dagegen enthalten die Grand Solar Minimum-Läufen eine lineare Reduktion des solaren Forcings über 55 Jahre. Der Unterschied zwischen den einzelnen Simulationen liegt in der Methode der Rekonstruktion der TSI für die Maunder Minimum Periode.

3.1 Das gekoppelte Klima-Chemie-Modell EMAC-O

Bei den komplexen Klimamodellen, die heute dafür benutzt werden, Projektionen für das Klima des 21. Jahrhunderts zu erstellen, handelt es sich um sehr komplexe Computermodelle. Sie stellen die einzelnen Subsysteme des Klimasystems (Atmosphäre, Ozean, Kriosphäre, Vegetation und Boden) oder sogar einzelne Komponenten der Subsysteme in getrennten Modellen dar, die miteinander gekoppelt werden. Atmosphäre und Ozean sind dabei die wichtigsten Komponenten des Klimasystems. Diese Klasse der Klimamodelle, die die dynamischen und biogeochemischen Prozesse in den Subsystemen sowie die Kopplung zwischen den einzelnen Systemen beschreiben, werden als Globale oder Allgemeine Zirkulationsmodelle (GCM, *General Circulation Models*) bezeichnet. Ein globales Atmosphärenmodell wird als AGCM (*Atmosphere General Circulation Model*), ein globales Ozeanmodell als OGCM und ein gekoppeltes Atmosphären-Ozean-Modell als AOGCM bezeichnet [Szepszo, 2013]. Die gekoppelten AOGCMs ist die am häufigsten verwendete Klasse der Klimamodelle.

Eine weitere Klasse bilden Klima-Chemie-Modelle (CCM, *Chemistry Climate Model*). Sie können die Atmosphärenchemie explizit berücksichtigen, wodurch die Darstellung der dynamischen Ozonentwicklung möglich wird.

Das numerische globale Modell EMAC (ECHAM/MESSy Atmospheric Chemistry) gehört auch zu dieser Gruppe der Klimamodelle. Das Modell setzt sich aus mehreren Teilmodellen zusammen, die zur Berechnung der Prozesse der Troposphäre und mittleren Atmosphäre, deren Wechselwirkungen mit dem Ozean und der Landoberfläche sowie von anthropogenen Einflüssen verwendet sind. Das Modell basiert auf dem allgemeinen Zirkulationsmodell ECHAM [Roeckner et al., 2006], das mit MESSy1 (*Modular Earth Submodel System*) [Jöckel et al., 2005] gekoppelt ist. Als Basismodell dient ECHAM5, welche die 5. Generation des allgemeinen Zirkulationsmodells ECHAM darstellt. ECHAM wurde am Max-Planck Institut für Meteorologie in Hamburg (MPI-M) aus dem spektralen Wettervorhersagemodell ECMWF entwickelt.

Das Modell wird in einer horizontalen spektralen Auflösung von T42 (Anzahl der explizit aufgelösten Wellen) verwendet, was einem quadratischen Gausschen Gitter von $2,8^\circ \times 2,8^\circ$ (128 Längen- sowie 64 Breitenkreisen) entspricht. Zwischen dem Erdboden und der Obergrenze des Modells (0,01 hPa, ca. 80 km) liegen 39 Modellschichten in Hybridkoordinaten.

Das Hauptmodell ECHAM5 wurde am Max-Planck-Institut für Chemie unter anderem mit den folgenden Submodulen erweitert:

- Modul MECCA (*Module Efficiently Calculating the Chemistry of the Atmosphere*): für die Berücksichtigung der chemischen Prozesse. Insgesamt können mehr als 500 Reaktionen (z.B. für Ozon, CH₄) in der Troposphäre und/oder Stratosphäre repräsentiert werden.
- Modul MESSy-1-Interface: für die Kommunikation zwischen den einzelnen Modulen und dem Hauptmodell. Im Jahre 2017 gibt es ca. 60 Module, mit deren Hilfe einzelne Prozesse berücksichtigt oder ausgeschaltet werden können, was die prozessorientierte Benutzung von Untermodulen mit Berücksichtigung entsprechender Rückkopplungsmechanismen ermöglicht. Mit dem Abschalten dieses Moduls kann EMAC als GCM verwendet werden.

Die Basiskonstellation von EMAC beinhaltet neben dem dynamischen Kern die Submodule der Konvektionsparametrisierung, Wolkenparametrisierung und Strahlungsparametrisierung. Im Meteorologischen Institut der Freien Universität Berlin wurde eine Konfiguration des EMAC-Modells (wie es für die in dieser Arbeit verwendeten Simulationen eingesetzt wurde) mit einer hoch-aufgelösten Strahlungsparametrisierung entwickelt. Diese wurde durch ein Untermodul (RAD4ALL-FUBRAD) in das Haupt-

programm implementiert [Nissen et al., 2007]. Die Strahlungsparametrisierung umfasst 109 Intervalle des solaren Spektrums im UV- und sichtbaren Bereichen (121,56 nm - 685 nm) und berechnet die kurzwelligen Erwärmungsraten in der Stratosphäre und Mesosphäre zwischen 70 hPa und 0,01 hPa (ca. 18-80 km) [Kunze et al., 2014]. Im Gegensatz dazu hat die ursprüngliche kurzwellige Strahlungsparametrisierung ein spektrales Band für den UV- und sichtbaren Bereich und drei Bänder für den Bereich des nahen Infrarots. Dieses Schema wird in EMAC unter 70 hPa weiterhin eingesetzt. Die Verwendung von FUBRad ermöglicht die getrennte Berücksichtigung der Strahlung verschiedener Wellenlängen, vor allem der unterschiedlichen Variabilität in den einzelnen Wellenlängenbereichen.

3.1.1 Kopplung von EMAC an MPI-OM

Die Kopplung von EMAC an das Ozeanmodell MPI-OM wurde erstmals von Kerschbaumer an der Freien Universität Berlin durchgeführt. Die Übergabe von Windschub, bodennaher Windgeschwindigkeit, solarer Einstrahlung und Wärme- und Süßwasserflüssen zwischen EMAC und MPI-OM, sowie Übergabe von Meeresoberflächentemperaturen, Meereiskonzentrationen und Geschwindigkeit der Meeresströmungen an der Oberfläche zwischen MPI-OM und EMAC wird mithilfe des externen Kopplers OASIS3 ermöglicht [Valcke, 2006]. Die Übergabe erfolgt einmal pro Modelltag, wobei insgesamt 21 Felder ausgetauscht werden. Die Modellversion, die auch zu dieser Kopplung verwendet wurde, ist mit der horizontalen Auflösung von $1,5^\circ \times 1,5^\circ$ sowie mit der vertikalen Auflösung von 40 Schichten bis in die Tiefe von 6000 Metern verfügbar. Das eingebaute Meereismodul ermöglicht die Bildung von Meereis beim Unterschreiten der kritischen Temperatur $T=-1,9^\circ\text{C}$, und die Entstehung von offenen Wasserflächen in der obersten Schicht des Ozeanmodells. An diesen offenen Wasserflächen wird innerhalb der geschlossenen Meereisdecke die Bildung des neuen Meereises möglich.

3.2 Die Referenzsimulation

Wie bereits erwähnt, bezieht sich die in dieser Arbeit als Referenzsimulation (*EMAC – O_RCP6.0*) bezeichnete Simulation auf den Zeitraum von 1960 bis 2095 und beinhaltet anthropogene und natürliche Randbedingungen mit sich wiederholendem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus für die Zukunft. Die Simulation wurde von Abalichin [2016] angefertigt. Beim Durchführen der Simulation wurden bestimmte Vorgaben eingehalten:

- Treibhausgasszenario: das intermediäre RCP6.0-Szenario [Meinshausen et al., 2011] - der zusätzliche Strahlungsantrieb von $6,0 \text{ W}$ pro Quadratkilometer, von welchem die Erde bis Ende des 21. Jahrhunderts infolge der anthropogenen Aktivitäten betroffen sein würde (Abbildung 3.1).

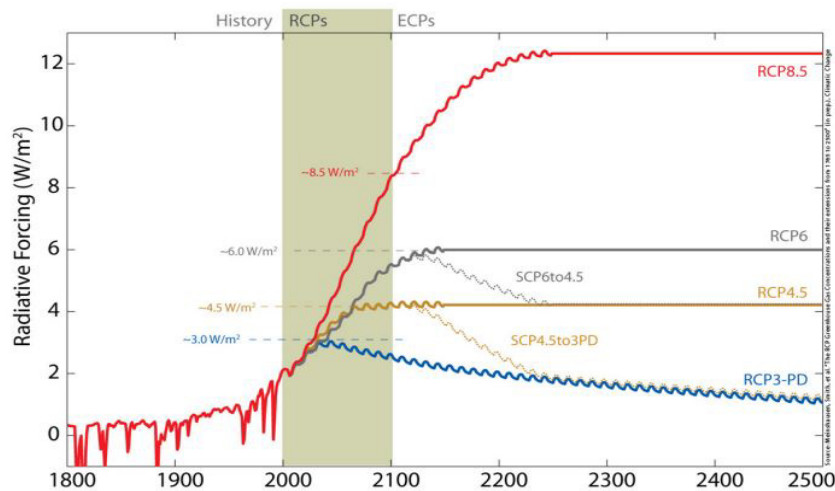


Abbildung 3.1: RCP-Szenarien nach Meinshausen et al. [2011]

- solare Variabilität: die Variabilität des solaren Zyklus wird durch die Strahlungsrekonstruktion von Lean et al. [2005] berücksichtigt und beinhaltet die Wiederholung der solaren Zyklen 20 bis 23 (Abbildung 3.2) [Eyring et al., 2008].
- Konzentration von ODSs (*Ozone Depleting Substances*) folgen dem WMO a1-Szenario [WMO, 2007].
- mit der verwendeten vertikalen Auflösung kann die quasi-zweijährige Oszillation (QBO) [Giorgetta et al., 2006] der Winde in der tropischen Stratosphäre nicht intern generiert werden, deshalb muss sie an Beobachtungen angepasst werden.
- die Emission von Aerosol- und Ozonvorläufersubstanzen und die Aerosole aus hochreichenden Vulkaneruptionen werden für den Beobachtungszeitraum aus dem

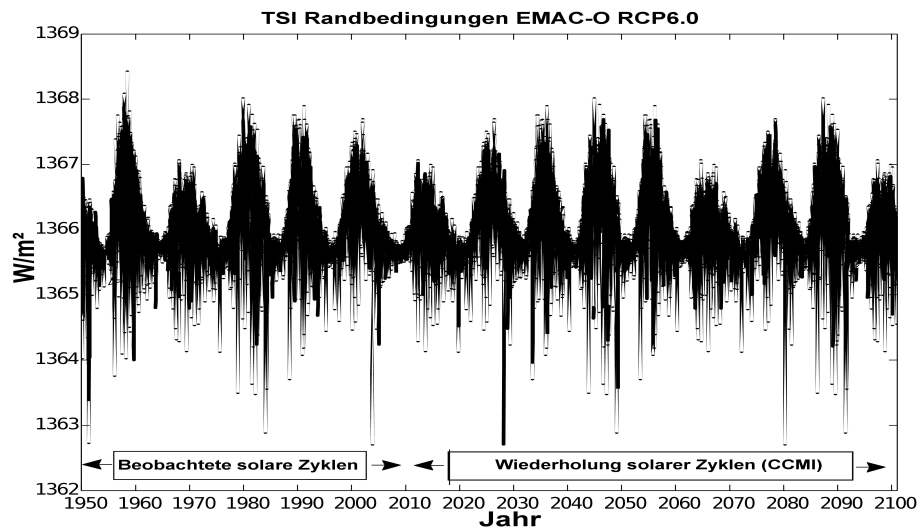


Abbildung 3.2: Der sich wiederholende 11-jährige Sonnenfleckenzyklus in der Referenzsimulation [Spiegel and Langematz, 2016]

RETRO-Datensatz (*Reanalysis of the Tropospheric chemical composition* [Schultz et al., 2008]) entnommen.

Diese basieren auf den Empfehlungen der SPARC CCMVAL-Initiative (*Stratospheric Processes and Their Role in Climate, CCM Validation* [Eyring et al., 2008]), welche für die Validierung der in der wissenschaftlichen Gemeinschaft eingesetzten CCMs entstanden ist.

3.3 Die GSM-Simulationen

Die GSM-Simulationen wurden auch mit den in dem vorherigen Kapitel aufgezählten Vorgaben durchgeführt. Sie beinhalten die gleichen anthropogenen und natürlichen Randbedingungen. Der einzige Unterschied entsteht durch die Anwendung einer linearen Reduktion des solaren Forcings zwischen 2027-2082 anstatt dem sich wiederholenden 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus (Abbildung 3.3). Infolge dieser Strahlungsreduktion verändern sich die TSI und besonders die spektrale Verteilung der einkommenden Sonnenstrahlung, wodurch in den GSM-Simulationen im Vergleich zu der Referenzsimulation einerseits niedrigeren Ozonkonzentrationen auffindbar sind, andererseits auch troposphärische Rückkopplungsprozesse hervorgerufen werden können.

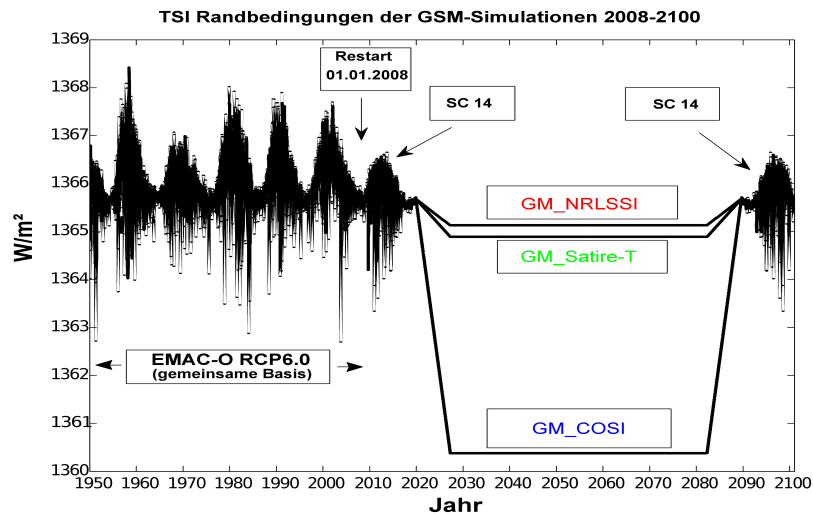


Abbildung 3.3: Die schematische Darstellung der linearen Strahlungsreduktion [Spiegel and Langematz, 2016]

Die einzelnen Simulationen, namentlich die *NRLSSI_GM*, *Satire - T_GM* und *COSI_GM* unterscheiden sich voneinander in den für ihre TSI- und SSI-Rekonstruktionen angewendeten Proxydaten. Die geringste Reduktion findet in der Methode von Lean [2000] statt. Diese Rekonstruktion wurde mit dem NRLSSI (*Naval Research Laboratory Solar Spectral Irradiance*)-Modell durchgeführt und beruht auf beobachteten Sonnenflecken (z.B. Sonnenflecken-Gruppen)- sowie Sonnenfackelndaten (Ca II C/W Index) seit 1675.

In der zweiten GSM-Simulation (mit mäßiger Reduktion) wird die solare Variabilität durch die Strahlungsrekonstruktion von Krivova et al. [2010] berücksichtigt. Die Variationen der TSI und SSI beziehen sich auf die Vergangenheit seit 1610 und es werden die Sonnenfleckendaten verwendet, um die zeitliche Entwicklung des Oberflächen-Magnetfeldes der Sonne zu rekonstruieren [Solanki et al., 2000], was in Irradianz um-

gerechnet werden kann. Für die Anfertigung der Rekonstruktionsmethode wird das Modell *Satire-T* (*Spectral And Total Irradiance REconstructions - Telescope era*) benutzt.

Die Methode, die in der letzten Simulation verwendet wird, wurde von Shapiro et al. [2011] durch Berücksichtigung von Sonnenflecken und kosmischen Isotopdaten (Be^{10} -Anteil in Eisbohrkernen und Baumring-Chronologien) mit dem Modell *COSI* (*COde for Solar Irradiance*) angefertigt. Die Zeitreihen der totalen und spektralen solaren Irradianzen stehen seit 1610 zur Verfügung.

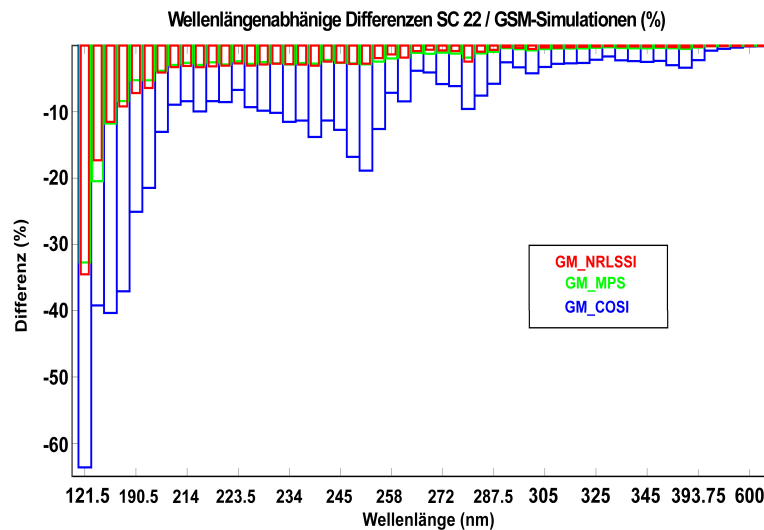


Abbildung 3.4: Die veränderte spektrale Verteilung der Sonnenstrahlung in den einzelnen GSM-Simulationen [Spiegel and Langematz, 2016]

In der Abbildung 3.4 ist die prozentuale Veränderung der spektralen Verteilung der Sonnenstrahlung in den einzelnen GSM-Simulationen zu sehen. Die größte Verringerung um bis zu 60% tritt bei allen 3 Simulationen in der Lyman- α -Linie auf. Im Bereich der UV-Strahlung (ca. 200-380 nm) beträgt die maximale Ermäßigung im Vergleich zu dem solaren Zyklus 22 in der *NRLSSI_GM* und *Satire - T_GM*-Simulationen einen Wert von bis zu -5% sowie in der *COSI_GM*-Simulation einen von bis zu -20%. Die sichtbare Sonnenstrahlung (380-780 nm) wird maximal bis zu -5% infolge der simulierten Grand Solar Minimum Periode zwischen 2027 und 2082 verringert. Bei der in der Referenzsimulation angewendeten Strahlungsparametrisierung betragen die Variationen in den einzelnen Wellenlängen 0,01% im sichtbaren Bereich, über 8% im UV-Bereich und bis zu 50% in der Lyman- α -Linie [Abalichin, 2016].

3.4 Zur Auswertung verwendete Methoden

In diesem Abschnitt werden die in dieser Arbeit zur Auswertung der Ergebnisse verwendeten mathematischen und statistischen Methoden dargestellt.

3.4.1 Signifikanztest

Für die Ergebnisse einer Modellsimulation ist es sehr wichtig, eine Einschätzung der statistischen Relevanz der Ergebnisse zu bestimmen. Beim Vergleich zweier Stichprobenmittelwerte (beispielweise resultierend aus zwei unterschiedlichen Datensätzen) wird untersucht, ob die Differenz signifikant von 0 verschieden ist. Dies geschieht mit dem sogenannten t-Test. In dieser Arbeit wird mit dem Standardverfahren des Student'schen t-Tests unter der Annahme einer gaußschen Normalverteilung der einzelnen untersuchten meteorologischen Größen [Schönwiese, 2006] überprüft, ob es zwischen der Referenzsimulation und den GSM-Simulationen signifikante Abweichungen gibt.

Die Anwendung des t-Tests erfordert zwei Grundvoraussetzungen: einerseits muss die abhängige Variable intervallskaliert und andererseits annähernd normalverteilt sein. Für die Einschätzung des Unterschieds zweier Stichprobenmittelwerte ist es wichtig, zunächst die Nullhypothese aufzustellen. Diese besagt, dass sich die zwei untersuchten Gruppen nicht systematisch in ihren Mittelwerten voneinander unterscheiden. Deswegen geht man davon aus, dass die Mittelwertdifferenz zufällig entstanden ist und deshalb keinen signifikanten Unterschied darstellt. Mit dem t-Test wird also überprüft, mit welcher Wahrscheinlichkeit die Mittelwertdifferenz eine bedeutende Änderung hat. In dieser Arbeit werden die Ergebnisse für das 90%- und 95% -Signifikanzniveau getestet. Mehrere Studien, die sich unter anderem mit dem bodennahen antarktischen Klimawandel beschäftigten, verwenden das Signifikanzniveau von 90% (Van den Broeke und Van Lipzig [2004], Abalichin [2016]). Die bodennahen atmosphärischen Größen wie die Bodentemperatur haben eine hohe zwischenjährliche Variabilität in der unteren Troposphäre, so liegt das Änderungssignal meist innerhalb dieser Variabilität. Im Sinne der Vorgaben des IPCC gelten die Signifikanzniveaus von 90% und 95% als sehr und extrem wahrscheinlich [Mastrandrea et al., 2010].

Die Verteilung jeder Stichprobe wird durch die Varianz χ beschrieben. Diese ist durch die Standardabweichung definiert, was sich durch die folgende Gleichung ergibt:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}, \quad (3.1)$$

wobei \bar{x} das Mittel der Stichprobe ist:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (3.2)$$

In dieser Arbeit beschreibt das Mittel der Stichprobe das Langzeitmittel sowie das saisonale Mittel aus monatlichen Daten, berechnet über den ganzen (2008-2095) Zeitraum.

Die Varianz ist dann als das Quadrat der Standardabweichung angegeben:

$$\chi = \sigma^2 \tag{3.3}$$

Wenn die Differenz der Mittelwerte zweier verschiedener Simulationen einen bestimmten, vom Signifikanzniveau abhängigen Grenzwert überschreitet, wird der entstandene Mittelwertunterschied als signifikant gewertet. Diesen Grenzwert nennt man t-Wert und er folgt der sog. t-Verteilung:

$$t = \frac{|\bar{x}_1 - \bar{x}_2|}{\sqrt{(\chi_1 + \chi_2)\frac{1}{n}}}, \tag{3.4}$$

wobei \bar{x}_1 und \bar{x}_2 die Mittel, χ_1 und χ_2 die Varianzen der ersten und zweiten Probe bedeuten. Die t-Verteilung ist unter anderem abhängig von der Anzahl der Freiheitsgrade (df, *degrees of freedom*), d.h. von der Anzahl der Werte, die man frei ändern kann, ohne das Gesamtergebnis zu ändern. In diesem Fall ist df gleich 88 für den ganzen Zeitraum. Mit zunehmender Anzahl der Freiheitsgrade nähert sich die t-Verteilung der Normarverteilung an.

Für eine ausführlichere Beschreibung des Student'schen t-Tests können Details noch in Wilks [2006] nachgelesen werden.

3.4.2 Empirische Orthogonalfunktion

Die Analyse Empirischer Orthogonaler Funktionen, auch Eigenvektor- oder Prinzipielle Komponenten-Analyse genannt, stellt eine geeignete Methode dar, um die räumliche und zeitliche Variabilität langer Datenreihen über einem großen Gebiet zu untersuchen [Preisendorfer, 1988]. Seit ihrer Einführung in die Physik der Atmosphäre von Lorenz [1956], wird sie häufig genutzt, um Felder in der Meteorologie und Klimatologie zu beschreiben.

Klimadatensätze besitzen normalerweise eine sehr große Dimension. Das bedeutet, dass die Anzahl der den Zustand des Klimasystems zu jeder Zeit representierenden Variablen sehr hoch ist. Die Analysemethode ermöglicht es, durch Herausfiltern kleinskaliger Störungen große Datenfelder zu reduzieren, jedoch mit einem Minimum an Informationsverlust.

Man betrachtet eine Abweichung vom Mittelwert x' in einer n-dimensionalen Zeitreihe x um ihren Mittelwert \bar{x} . Die Abweichung vom Mittelwert (Anomalie) wird in eine Summe der EOFs und ihre Hauptkomponenten (*Principal Component - PC*) zerlegt:

$$x' = \sum_{k=1}^n PC_k EOF_k, \quad k = 1, \dots, n \quad (3.5)$$

Um die räumliche Variabilität des Anomaliefeldes x' , was durch eine Matrix von $M \times N$ -Elementen aufgespannt werden kann, wobei M die Anzahl der Gitterpunkte und N die Anzahl der Zeitschritte sind, zu bestimmen, berechnet man die EOFs. Zur Berechnung der EOFs aus den Inputdaten wird die zugehörige Kovarianzmatrix \underline{K} berechnet:

$$\underline{K} = \sum_{k=1}^n x' x'^T \quad (3.6)$$

Die Kovarianzmatrix beinhaltet die Kovarianzen zwischen den unterschiedlichen Komponenten der Zeitreihe. Durch Diagonalisierung (Umwandlung einer quadratischen Matrix in eine Matrix, bei der alle Elemente außerhalb der Hauptdiagonalen gleich Null sind) der Kovarianzmatrix, entsteht ein neues, durch das größte Variabilitätsmuster von x' aufgespanntes Koordinatensystem. Dies führt zu einem Eigenwertproblem, da die neue Basis durch die normierten Eigenvektoren gebildet wird:

$$\underline{K} \vec{e}_k = l_k \vec{e}_k \quad (3.7)$$

Die Eigenvektoren \vec{e}_k dieser Kovarianzmatrix stellen die EOFs dar und die dazugehörigen Eigenwerte die erklärte Varianz (den Anteil der zugehörigen EOF an der Gesamtvariabilität) l_k . Eigenwerte und auch Eigenvektoren sind nach ihrem Anteil an der Gesamtvariabilität geordnet. Der erste Eigenvektor zeigt in Richtung der größten Variabilität. Eigenvektoren haben noch die Eigenschaft, jeweils orthogonal aufeinander zu stehen (Skalarprodukt=0) und dadurch allesamt linear unabhängig zu sein. Für unseren Fall beträgt die räumliche Gitterpunktdimension (lat x lon) 64×32 und damit erhält man aus der Eigenwertzerlegung genau 2048 Eigenvektoren sowie die dazugehörigen 2048 Eigenwerte, zwischen denen es keine räumliche Korrelation gibt.

Die Hauptkomponenten (PCs) ergeben sich aus der Projektion des EOFs auf den Datensatz:

$$PC_k = x' \vec{e}_k, \quad k = 1, \dots, n. \quad (3.8)$$

Die PCs beschreiben die zeitlichen Schwankungen des Datensatzes auf den jeweiligen EOF-Mustern.

Die Analyse wird in der dynamischen Meteorologie dazu genutzt, einzelne Schwingungsmoden des Bodendrucks zu extrahieren, wie zum Beispiel den SAM. Dementsprechend stellen die PCs den SAM-Index und die zugehörige erste EOF den SAM dar.

Kapitel 4

Natürlicher Einfluss in der Troposphäre

4.1 Entwicklung der bodennahen Temperatur

Ergebnisse für die Entwicklung der global sowie hemisphärisch gemittelten bodennahen Temperatur bis zum Ende des 21. Jahrhunderts zeigen nur einen kleinen Unterschied im Fall eines möglichen Grand Minimum der solaren Aktivität im Vergleich zu der Referenzsimulation. Die Abbildung 4.1 a) zeigt den Verlauf der globalen Temperatur für die 4 verschiedenen Simulationen. Mit einem sich wiederholenden 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus (ähnlich wie die solare Zyklen 20 bis 23) wird ein global gemittelter Temperaturanstieg von $2,5^{\circ}\text{C}$ ist im Vergleich zu dem Referenzzeitraum 1960-1999 zum Ende des 21. Jahrhunderts erwartet. Für ein neues Grand Solar Minimum liegt die Temperatur im Jahre 2095 in der Simulation *NRLSSI_GM* (geringste Reduktion) und *COSI_GM* (stärkste Reduktion) bei dem gleichen Wert sowie in der Simulation, die eine mäßige Strahlungsreduktion beinhaltet, um $0,3^{\circ}\text{C}$ höher.

In den Unterabbildungen sind die jährlich und hemisphärisch gemittelte Entwicklung der Temperatur b) für die Nordhemisphäre und c) für die Südhemisphäre dargestellt (Abb. 4.1). Bis 2095 würde die Nordhemisphäre von dem Klimawandel in höherem Maße betroffen sein (erwarteter Temperaturanstieg zwischen $2,9$ - $3,3^{\circ}\text{C}$) als die Südhemisphäre ($2,0$ - $2,3^{\circ}\text{C}$). Dies liegt in dem größeren Anteil der Festländer an der Gesamtfläche der einzelnen Halbkugel. Die Abbildung 4.2 a) zeigt die Klimatologie der Temperatur der Südhemisphäre für den Referenzzeitraum (1960-1999). Bezüglich dieser Klimatologie treten die größten Temperaturzunahmen von $1,5$ - $2,5^{\circ}\text{C}$ (gemittelt aus monatlichen Daten über 2008-2095) auf den Festländern und in den subtropischen Ozeanbereichen auf (4.2 b)). Diese Unterschiede sind auf dem 95er-Niveau signifikant, also extrem wahrscheinlich (Abb. 4 im Anhang).

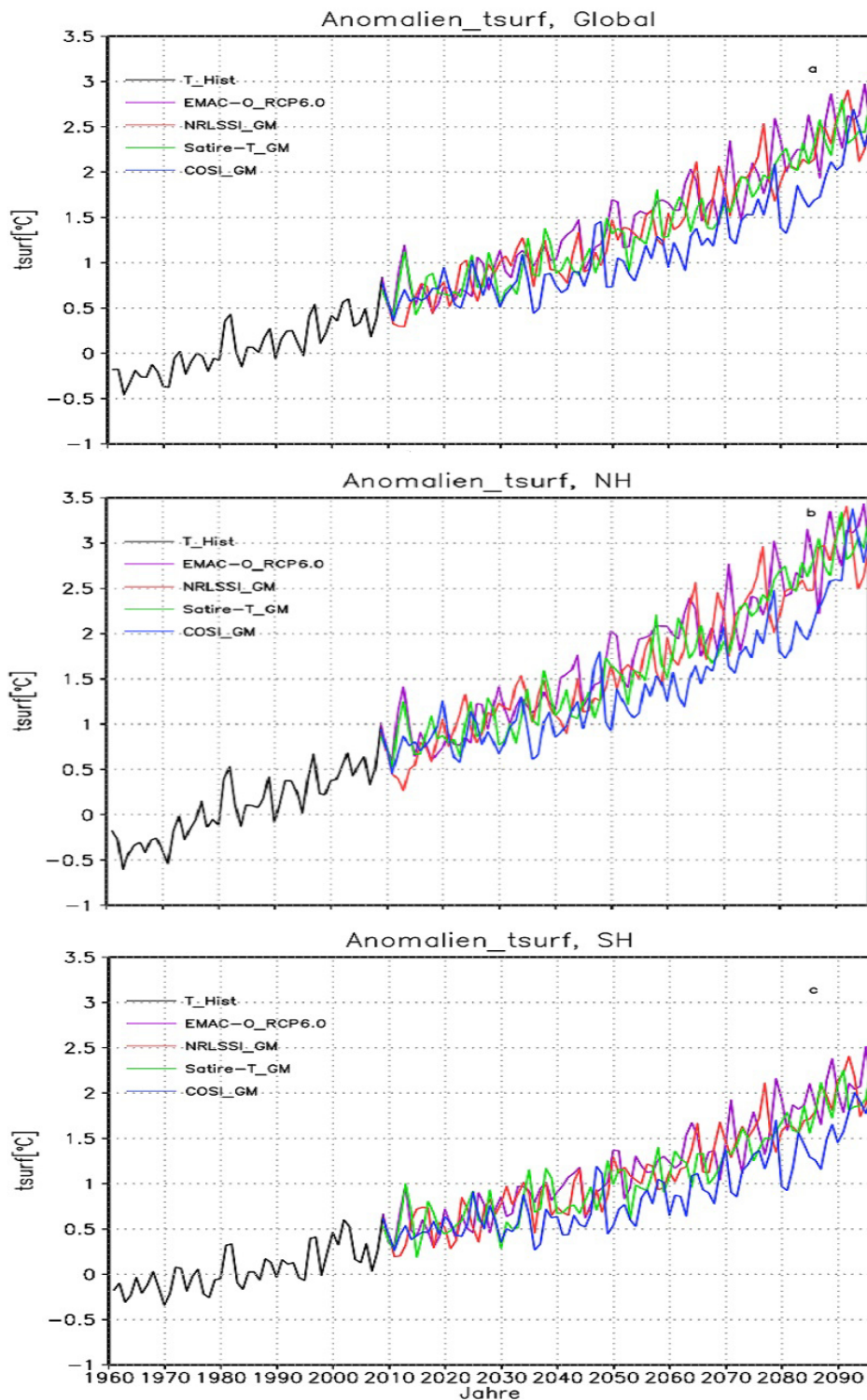


Abbildung 4.1: Bodennahe Temperaturanomalien in der Referenzsimulation (lila) und den GSM-Simulationen (rot -geringste Reduktion, grün - mäßige Reduktion, blau - stärkste Reduktion) im Vergleich zum Referenzzeitraum (1960-1999) (a) global, b) Nordhemisphäre, c) Südhemisphäre)

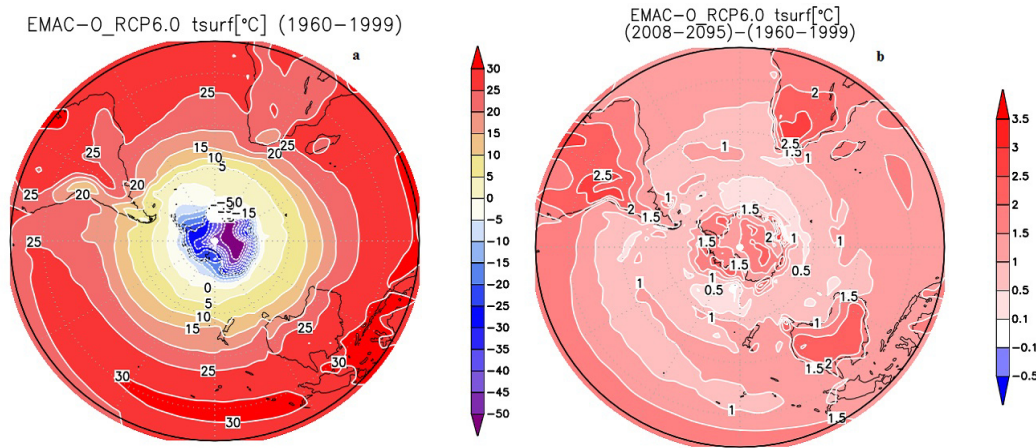


Abbildung 4.2: a) Klimatologie der Temperatur (1960-1999), b) räumliche Verteilung des erwarteten Temperaturanstiegs im Vergleich zum Referenzzeitraum (1960-1999) in der Referenzsimulation

Die Abbildung 4.3 zeigt die Temperaturunterschiede zwischen dem Grand Solar Minimum und der ununterbrochenen 11-jährigen solaren Aktivität für die Zukunft (2008-2095). In den Unterabbildungen sind die Langzeitmittel-Differenzen der Temperatur zwischen der Referenzsimulation (4.2 b)) und den einzelnen GSM-Simulationen (a) *NRLSSI_GM*, b) *Satire - T_GM*, c) *COSI_GM*) dargestellt. Signifikante Werte auf dem 90er-, und 95er-Niveau sind grün (Punkte) sowie braun (Linien) markiert. Abgesehen vom Bereich der Weddellsee, deren nichtsignifikante Erwärmung auf ihre geographische Lage [Cai et al., 2005] und auf den Meereis-Albedo-Feedbackmechanismus zurückgeführt werden könnte, wird infolge eines Grand Solar Minimum die Abkühlung der südlichen Hemisphäre von $0,2^\circ$ bis zu $0,6^\circ$ zwischen 2008 und 2095 erwartet. Das Maß des Temperaturrückgangs nimmt mit der Erhöhung der Reduktion der solaren Bestrahlungsstärke zu. Obwohl die Unterschiede zwischen der Referenzsimulation und der *NRLSSI_GM* sowie *Satire - T_GM* meistens auf den in dieser Arbeit überprüften Niveaus nicht signifikant sind (Unterabbildungen 4.3 a) und b), zeigt die *COSI_GM* ein starkes Signifikanzmuster auf (Abb. 4.3 c)), wobei sich die Gebiete stärkster Temperaturabnahme über den Kontinenten befinden. Diese sind mit den Bereichen stärkster Erwärmung infolge des Klimawandels (Abb. 4.2 b)) konsistent.

Diese Ergebnisse stimmen gut mit den von anderen Studien überein. Unter anderem wurde in der Studie von Feulner and Rahmstorf [2010] einen Temperaturanstieg von $3,7$ und $4,5^\circ\text{C}$ im Vergleich zu 1960-1990 festgestellt, in der die Auswirkungen eines GSM auf die globale Temperatur unter Berücksichtigung der A1B und A2-Szenarien (zusätzlicher Strahlungsantrieb bis zu $4,5$ sowie 6 Wm^{-2}) untersucht wurden. Die Verringerung der erwarteten global gemittelten Temperatur zu 2100 durch einen GSM lag

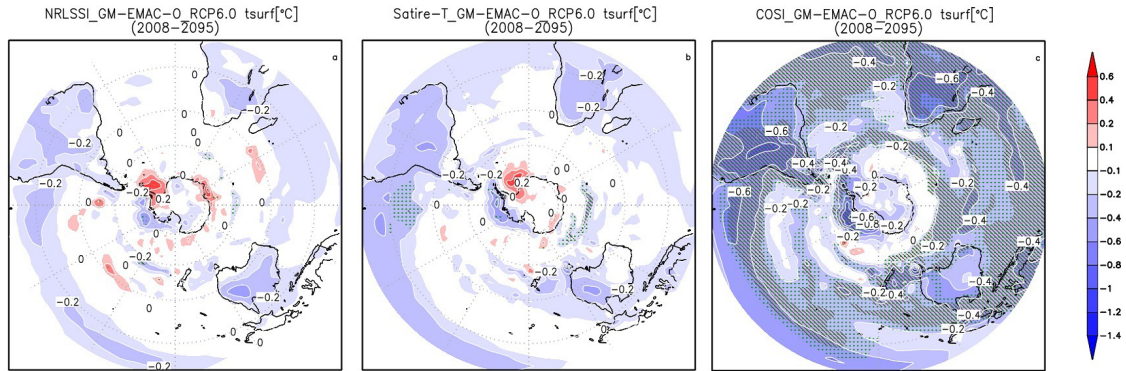


Abbildung 4.3: Langzeitmittel-Differenzen der Temperatur mit den signifikanten Unterschieden zwischen den einzelnen GSM-Simulationen (a) *NRLSSI_GM*, b) *Satire – T_GM*, c) *COSI_GM*) und der Referenzsimulation (2008-2095). Signifikanz: grün (punktiert): 90%, braun (gestrichelt): 95%

bei 0,1-0,3°C.

Im Sinne der dargestellten Ergebnisse kann man feststellen, dass ein zukünftiges Grand Solar Minimum die Temperaturverhältnisse in Bodennähe auf globaler und hemisphärischer Skala kaum beeinflussen könnte (Abb. 4.1). Somit kann die Erwärmung infolge der Zunahme der Konzentrationen der Treibhausgase wegen erhöhter anthropogener Aktivitäten durch eine GSM-Periode nicht ausgeglichen werden. Daneben lässt die Abb. 4.3 darauf folgen, dass man die Auswirkungen eines GSM auf regionaler und saisonaler Skala untersuchen muss.

4.2 Entwicklung des SAM-Index

Die zeitlich auf monatliche, jahreszeitliche und räumlich auf regionale Skala begrenzte Variabilität der südhemisphärischen Atmosphäre kann durch die Stärke und Polarität des SAM untersucht werden. Er ist am stärksten in den Sommermonaten (DJF) und am schwächsten in den Winter- und Frühlingsmonaten ausgeprägt. Thompson and Solomon [2002] haben in den letzten Dekaden den stärksten positiven Trend des SAM-Index infolge des Ozonabbaus im Südsommer identifiziert, was auch von weiteren Studien bestätigt wurde. In der Arbeit von Abalichin [2016] wurde die weitere Intensivierung des DJF SAM-Index bis zum Ende des 21. Jahrhunderts festgestellt, obwohl die prognostizierte Ozonerholung bereits gegen Mitte des Jahrhunderts stattfindet. Demzufolge ist es unerlässlich, die Frage zu klären, wie sich die Polarität und Stärke des SAM-Index unter Berücksichtigung eines GSM entwickelt und welche Mechanismen dafür verantwortlich sein könnten.

Die Abbildung 4.4 zeigt die Zeitreihe des berechneten Marshall-Index sowie die der ersten Principal Component der geopotentiellen Höhe von 850 hPa in DJF a) für die Referenzsimulation und b)-d) für die einzelnen GSM-Simulationen über den ganzen Zeitraum (1960-2095). Die gleiche Abbildung für die Höhe von 700 hPa befindet sich im Anhang (Abb. 5). Die größere Variabilität der PC1-Zeitreihe in beiden Höhen resultiert daraus, dass mit dieser Methode ein geräumigeres Terrain der Südhemisphäre berücksichtigt wird, als bei der Berechnung des Marshall-Index. Die größten Indexwerte treten bei der Referenzsimulation auf, währenddessen in der Zukunft, aber besonders zum Ende des 21. Jahrhunderts, der saisonalgemittelte SAM-Index sich in allen 4 Simulationen immer mehr zu seiner positiveren Phase entwickelt.

Da sowohl der Marshall-Index als auch die anderen Indizes, basiert auf die PC1-Methode grundsätzlich auf monatlicher Zeitskala definiert sind, beruhen die weiteren Ergebnisse auf die Auswertung von Monatsdaten.

Der Anstieg des SAM-Index zu positiverer Phase kann anhand der monatlichen Daten gezeigt werden. Dazu wird der Mittelwert über den Zeitraum 1960-1999 als historischer Wert sowie der mittlere SAM-Indexwert für die Zukunft (2008-2095) berechnet und miteinander für die einzelnen Simulationen verglichen. Bei der Berechnung der monatlichen Indexwerte wird die ganze Zeitperiode von 1960 bis 2095 als Basisperiode genommen, wodurch der positive Anstieg unter Berücksichtigung aller Zeitschritte dargestellt werden kann.

Der historische Wert für den SAM-Index in Bodennähe liegt bei $-0,23 \sigma$ und wird mit der Höhe immer kleiner (positiver) (Abb. 4.5, erste Spalte in den Unterabbildungen a), b), c)). Die größten Differenzen im Vergleich zu dem historischen Wert treten in der Zukunft bei der Referenzsimulation auf (zweite Spalte). Dieser Unterschied nimmt

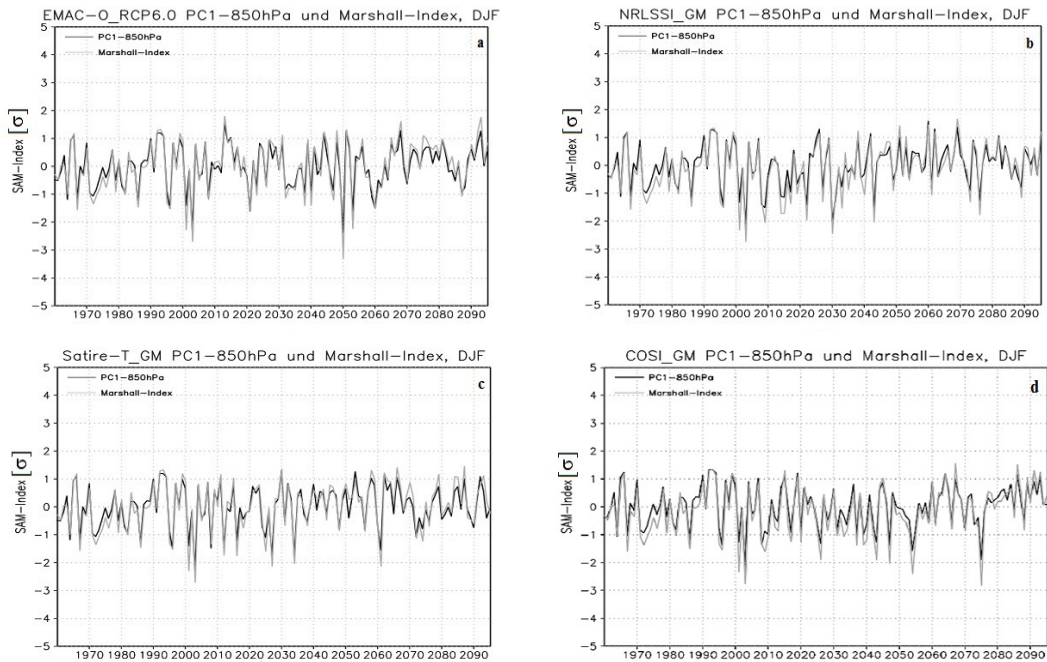


Abbildung 4.4: Zeitreihen des Marshall-Index sowie der PC1 der geopotentiellen Höhe von 850 hPa (1960-2095) a) Referenzsimulation, b) *NRLSSI_GM*, c) *Satire – T_GM*, d) *COSI_GM*

mit der Höhe ab (beim Marshall-Index $0,37 \sigma$, bei der PC1-850 hPa $0,3 \sigma$ und $0,14 \sigma$ bei der PC1-700 hPa). Dementsprechend ist der SAM-Index am Boden am stärksten ausgeprägt. Wie in der Referenzsimulation weisen die GSM-Simulationen einen zukünftigen Anstieg der einzelnen SAM-Indizes auf. Dieser Anstieg fällt in den GSM-Simulationen aufgrund der erhöhten Strahlungsreduktion jedoch geringer aus. Bereits im Fall der *NRLSSI_GM*, die die geringste Reduktion enthält, bedeutet es auf monatlicher Skala einen Ausgleich des infolge des Klimawandels entstehenden positiven Trend des Marshall-Index von $\approx 29\%$. In der Höhe von 850 hPa beträgt die Verringerung $\approx 11\%$ und in 700 hPa $\approx 17\%$. Wie es in der Abbildung 4.5 zu sehen ist, nimmt dieser Ausgleich mit der Verringerung der solaren Aktivität zu.

Konsistent zu diesen Ergebnissen fanden Maycock et al. [2015] einen Ausgleich des positiven SAM-Trends in OND infolge eines Minimum der solaren Aktivität in einem Wert von ca. 25%.

Die monatlichen Zeitreihen der SAM-Indizes, anhand der die Mittelwerte berechnet und die Abweichungen bestimmt wurden, können im Anhang gefunden werden (Abb. 6).

Die Gliederung der 88-jährigen Zukunftsperiode in drei kürzere, überlappende und 40-jährige (genauso lang wie die Referenzperiode) Zeiträume bietet die Möglichkeit an, die Entwicklung des Marsall-Index gründlicher zu untersuchen. Die Tabelle 4.1

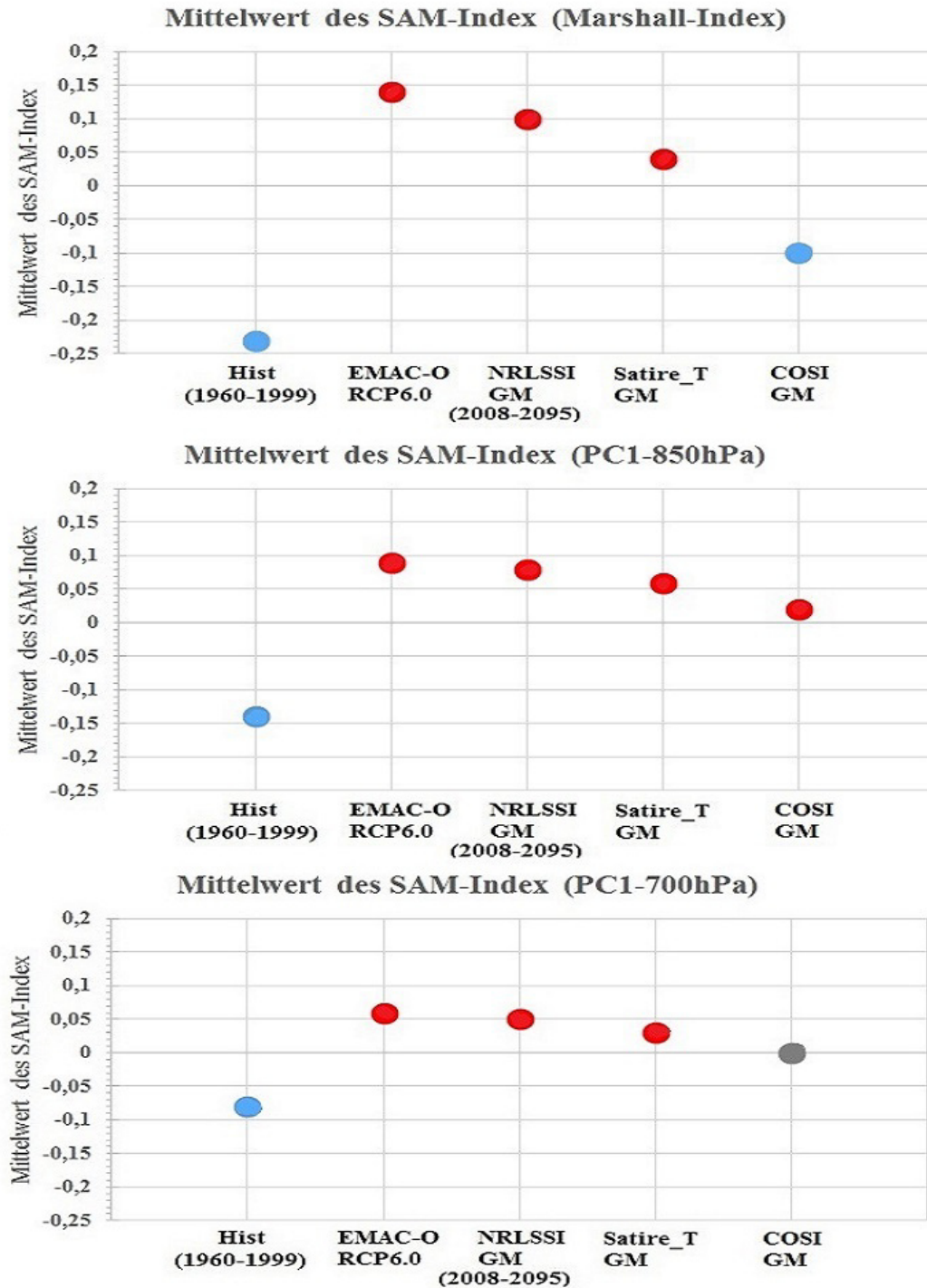


Abbildung 4.5: Änderung der SAM-Indizes

enthält die mit der bei der Abb. 4.5 erklärten Methode berechneten Mittelwerte für den Zeitraum 2008-2047, 2035-2074 sowie 2056-2095. Die erste Periode beinhaltet die ersten 20 Jahre der zukünftigen Grand Solar Minimum Periode sowie den vorherigen Zeitraum von 2008, die zweite liegt völlig in der GSM-Periode und die dritte umfasst die letzten 27 GSM-Jahre und den restlichen Zeitraum bis 2095. Um den Vergleich zu vereinfachen, sind in der Tabelle die in der Abb. 4.5 a) dargestellten Mittelwerte zu sehen.

Simulation	1960-1999	2008-2047	2035-2074	2056-2095	2008-2095
EMAC-O_RCP6.0	-0,23	0,02	0,09	0,27	0,14
NRLSSI_GM	-0,23	-0,03	0,16	0,26	0,10
Satire-T_GM	-0,23	-0,14	0,07	0,21	0,04
COSI_GM	-0,23	-0,23	-0,10	0,06	-0,10

Tabelle 4.1: Positiver Anstieg des Marshall-Index [σ] in der Zukunft

Anhand der Tabelle 4.1 kann ein kontinuierlicher Anstieg des Marshall-Index mit der Erhöhung des anthropogenen Klimawandels bei allen 4 Simulationen festgestellt werden. Am Anfang des 21. Jahrhunderts, dank der linearen Strahlungsreduktion, die die GSM-Simulationen enthalten, beträgt der mittlere Marshall-Indexwert noch negative Werte. Obwohl die Steigerung des Marshall-Index vorhanden ist, wird ein positiver 40-jähriger Mittelwert von der *NRLSSI_GM* und *Satire - T_GM* erst in der zweiten, und von der *COSI_GM* erst in der dritten Periode erreicht. Daraus ergibt sich die Schlussfolgerung, dass die Auswirkungen des anthropogenen Klimawandels, dank eines neuen Minimum der solaren Aktivität geschwächt werden können. Es ist noch besonders interessant, dass die *COSI_GM* zwischen 2008 und 2047 den gleichen Wert beträgt wie in dem Referenzzeitraum. Folglich findet eine 40-jährige Verspätung der Effekte der anthropogenen Aktivitäten statt.

Außerdem ist noch der Zusammenhang zwischen dem geringeren Anstieg und der Erhöhung der Strahlungsreduktion in allen 5 Zeiträumen deutlich erkennbar. Die einzige Ausnahme bildet die *NRLSSI_GM* zwischen 2035-2074. Sie zeigt einen um 0,08 σ höheren Wert auf, als er infolge des ununterbrochenen Sonnenfleckenzyklus zu erwarten wäre. Der höhere Wert ist aber mit der internen Modellvariabilität erklärbar.

Dementsprechend ist es besonders wichtig, die Frage zu klären, welche Auswirkungen mit einem Trend zu einem positiveren SAM verbunden sein können. Die Verstärkung der (positiven) SAM verursacht die Intensivierung der atmosphärischen Zirkulation infolge des größeren meridionalen Druckgradienten. Dieser Effekt führt durch das verstärkte Ekman-Upwelling zur Erwärmung der oberen Ozeanschichten, wodurch

der nordwärtige Transport des Eises erleichtert wird [Hall and Visbeck, 2002]. Dies bedeutet eine kleinere Eisfläche am Pol sowie niedrigere Temperaturgradienten zwischen den polaren und den mittleren Breiten, wodurch die Zonalströmung (mitsamt des Tropopausenjets) gestört werden kann. Mit den damit einhergehenden veränderten Ausbreitungsbedingungen der planetarischen Wellen in die Stratosphäre resultieren in einem verstärkten Absinken in den polaren Breiten und damit in der adiabatischen Erwärmung der polaren Luftmassen. Infolgedessen kommt es zur Reduktion des Bedeckungsgrades und verstärkter Abkühlung des antarktischen Kontinents. Der geringere Anstieg in den GSM-Simulationen, der mit der Abschwächung der Westwindströmung einhergeht, kann im Winter die stärkere Abschwächung und Störung des stratosphärischen Polarwirbels verursachen.

Demzufolge ist es unerlässlich, im weiteren Verlauf der Forschung eine jahreszeitliche Trennung durchzuführen, wodurch sich die dynamischen und strahlungsbedingten Prozesse separieren lassen. Obwohl der stärkste SAM-Trend im Südsommer identifiziert wurde (siehe vorherige Diskussion) und eine Ozonerholung gegen Mitte des 21. Jahrhunderts anhand der Referenzsimulation zu erwarten ist, ist doch ein weiterer Anstieg des SAM-Index zu seiner positiveren Phase bis zum Ende des 21. Jahrhunderts bestätigt [Abalichin, 2016]. Dies kann in der steigenden atmosphärischen Konzentration der Treibhausgase liegen, was mit der Erhöhung des meridionalen Meeresoberflächen-temperaturgradienten einhergehen kann. Außerdem wäre es in der dynamisch aktiven Jahreszeit (Frühling - SON) mehr relevanter, neben troposphärischen meteorologischen Variablen sich auch auf die Änderungen der stratosphärischen Temperatur- sowie Zirkulationsverhältnisse zu konzentrieren. Dadurch kann der Anteil der unterschiedlichen Mechanismen, die für den positiven SAM-Trend verantwortlich sind, an das monatliche Signal mithilfe MLR bestimmt werden.

4.2.1 Anomalien des Bodendruckfeldes

Im Sinne der Definition des Southern Annular Mode wird die Darstellung seiner Polarität und Stärke am einfachsten durch die Analyse des Bodendruckfeldes möglich. In der Abbildung 4.6 a) ist das Langzeitmittel des Bodendrucks 1960-1999 wiedergegeben. Es ist durch Gebiete hohen Luftdrucks mit knapp über 1020 hPa in den mittleren Breiten und Gebiete niedrigeren Bodendrucks mit Werten um 985 hPa in den Polregionen charakterisiert. Infolge des Klimawandels wird die weitere Erhöhung des meridionalen Luftdruckgradienten für die Zukunft (2008-2095) im Vergleich zu der Referenzperiode 1960-1999 anhand der Referenzsimulation *EMAC – O_RCP6.0* erwartet. Das in der Abbildung 4.6 b) dargestellte Pattern entspricht der positiveren Phase des SAM. Die Zunahme des Bodendrucks in der Nähe des 40. Breitengrades sowie seiner Abnahme in den polaren Breiten sind auf dem 95er-Niveau signifikant, womit der zukünftige Anstieg des SAM-Index extrem wahrscheinlich ist.

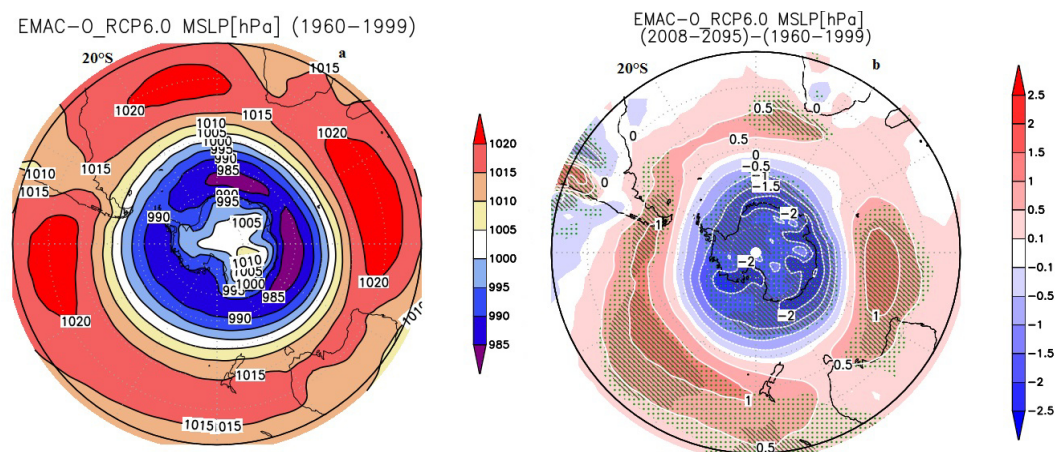


Abbildung 4.6: a) Klimatologie des Bodendrucks (1960-1999), b) räumliche Verteilung des erwarteten bodennahen Luftdrucksänderung im Vergleich zum Referenzzeitraum (1960-1999) in der Referenzsimulation

In dem vorherigen Abschnitt wurde ein inverser Zusammenhang zwischen der Stärke des SAM und der Erhöhung der Strahlungsreduktion festgestellt. In der Abbildung 4.7 sind die Folgen des anthropogenen Klimawandels in den einzelnen GSM-Simulationen für das Bodendruckfeld zu sehen. Obwohl die positive Phase des SAM-Index in allen GSM-Simulationen vorhanden ist, wird der meridionale Luftdruckgradient mit der Verstärkung der Reduktion der solaren Aktivität immer kleiner und weniger signifikant. Dementsprechend weist das schwächste Pattern die *COSI_GM* mit Abweichungen von bis zu 0,5 hPa in den mittleren und polaren Regionen auf (Unterabbildung c)). Dies ist konsistent mit den Ergebnissen, die in der Abbildung 4.5 gezeigt wurden: obwohl der SAM-Index in der Zukunft sich seiner positiveren Phase nähert, wird die Verringerung

des Anstiegs durch die Stärke des unterbrochenen Sonnenfleckenzyklus beeinflusst.

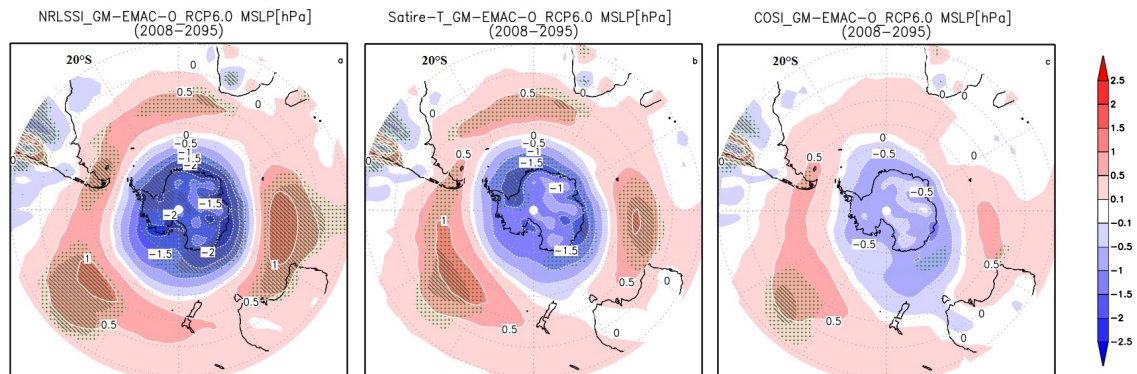


Abbildung 4.7: Räumliche Verteilung des erwarteten bodennahen Luftdrucksänderung infolge des Klimawandels in der a) *NRLSSI_GM*, b) *Satire - T_GM* und c) *COSI_GM*-Simulationen

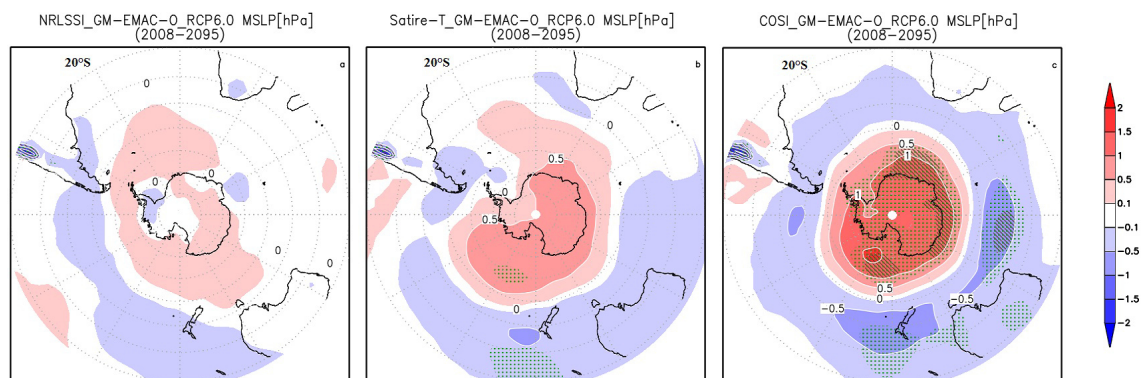


Abbildung 4.8: Langzeitmittel-Differenzen des Bodendrucks mit den signifikanten Unterschieden zwischen den einzelnen GSM-Simulationen (a) *NRLSSI_GM*, b) *Satire - T_GM*, c) *COSI_GM*) und der Referenzsimulation (2008-2095). Signifikanz: grün (punktiert): 90%, braun (gestrichelt): 95%

Wenn man explizit die Effekte eines zukünftigen Grand Solar Minimum darstellen möchte, bietet wieder die Gegenüberstellung der GSM-Simulationen mit der Referenzsimulation eine Möglichkeit an. In der Abbildung 4.8 sind die Langzeitmittel-Differenzen des Bodendrucks zwischen den einzelnen GSM-Simulationen und der Simulation mit ununterbrochener 11-jähriger solarer Aktivität für die Zukunft (2008-2095) zu sehen. Die Methode wurde ebenfalls bei der Abb. 4.3 eingesetzt. Damit kann gezeigt werden, dass aufgrund des gleichzeitigen Ablaufs des anthropogenen Klimawandels und eines möglichen Minimums der solaren Aktivität, der erwartete positive Trend des SAM reduziert werden kann. Die Reduzierung ist proportional zu der Erhöhung der Strahlungsreduktion: das stärkste negative SAM-Muster erscheint bei der *COSI_GM*. Obwohl

die *NRLSSI_GM* und *Satire - T_GM*-Simulationen auch diese negative Muster aufzeigen, wurden keine oder kaum für den SAM relevanten signifikanten Unterschiede zwischen denen und der Referenzsimulation auf monatlicher Skala für die Zukunft gefunden.

4.2.2 Anomalien der Westwindströmung

Der verstärkte meridionale Druckgradient zwischen den mittleren und polaren Breiten bringt die Intensivierung der Westwindströmung mit sich. In diesem Abschnitt werden die Ergebnisse bezüglich des Zonalwindes in der Höhe von 10 m dargestellt. Seitdem der SAM als Änderungsmuster von Verstärkung und Abschwächung der zonalgemittelten Westwinde definiert ist, zeigen die Abbildungen nur die u-Komponente des Windes sowie ihre Abweichung von dem klimatologischen Mittel (Δu). Dementsprechend bedeuten die positiven Werte (rot) Westwinde und die negativen Werte (blau) Ostwinde.

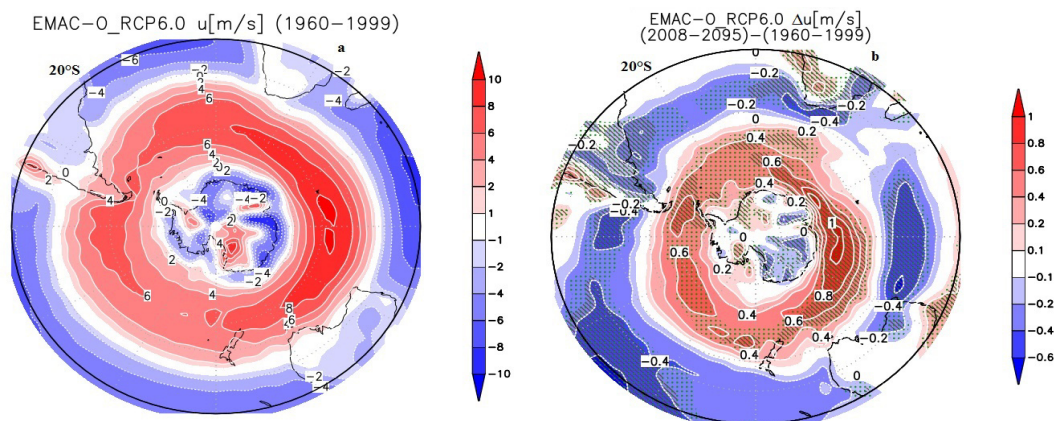


Abbildung 4.9: a) Klimatologie des Zonalwindes (1960-1999), b) räumliche Verteilung der erwarteten Zonalwindanomalien im Vergleich zum Referenzzeitraum (1960-1999) in der Referenzsimulation

In der Abbildung 4.9 a) ist die Klimatologie des Zonalwindes für den Referenzzeitraum 1960-1999 zu sehen. Konsistent mit der Abbildung 4.6 a) herrscht ein Westwindregime ungefähr zwischen den 35. und 65. Breitengraden, mit den höchsten Werten von 6-8 m/s im Gebiet des Südozeans. Auf Grund der Unterabbildung b) kann die weitere Intensivierung der Westwinde von bis zu 1 m/s in dem für den SAM relevanten geographischen Bereich, zwischen 40°-65°S festgestellt werden, womit der antarktische Kontinent von den milderen Luftmassen stärker isoliert wird. Die stärksten Unterschiede sind in dem südlichen Bereich des Indischen Ozeans vorhanden, die auf dem 95er-Niveau signifikant sind.

Übereinstimmend mit den Ergebnissen für den Bodendruck, können die Effekte des

anthropogenen Klimawandels mit der Erhöhung der Reduktion der solaren Strahlkraft reduziert werden: das immer weniger positive Pattern, das in Abbildung 4.7 zu sehen war, ist bei der Änderung der zonalen Komponente des Windes auch auffindbar. Das schwächste Signal zeigt die *COSI_GM* auf. Die stärksten signifikanten Unterschiede treten im Südozean, nordöstlich von der Ostantarktik auf (Abb. 4.10). Obwohl im Fall des Bodendrucks bei der *COSI_GM* keine für den SAM relevanten signifikanten Unterschiede mehr gefunden wurden, bleibt diese verstärkte Westwindregion mit Werten von bis zu 0,4 m/s sehr wahrscheinlich (Unterabbildung c)).

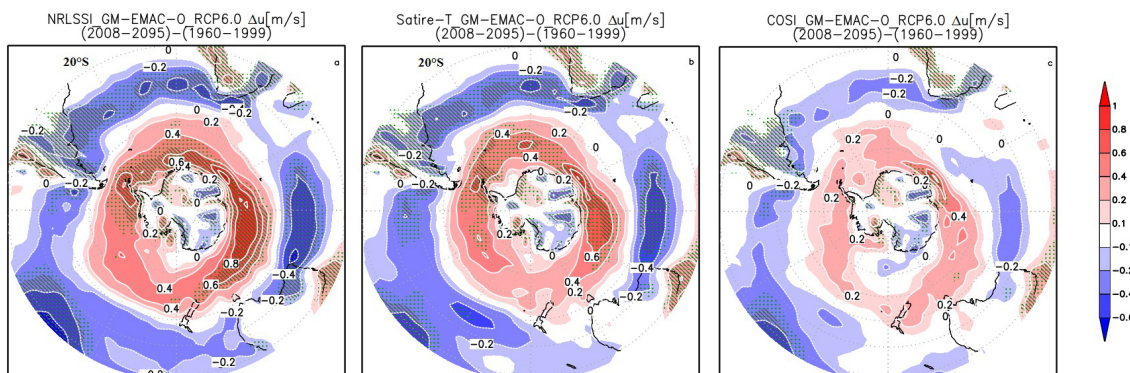


Abbildung 4.10: Änderung der u-Komponente des Windes infolge des Klimawandels in der a) *NRLSSI_GM*, b) *Satire – T_GM* und c) *COSI_GM*-Simulationen

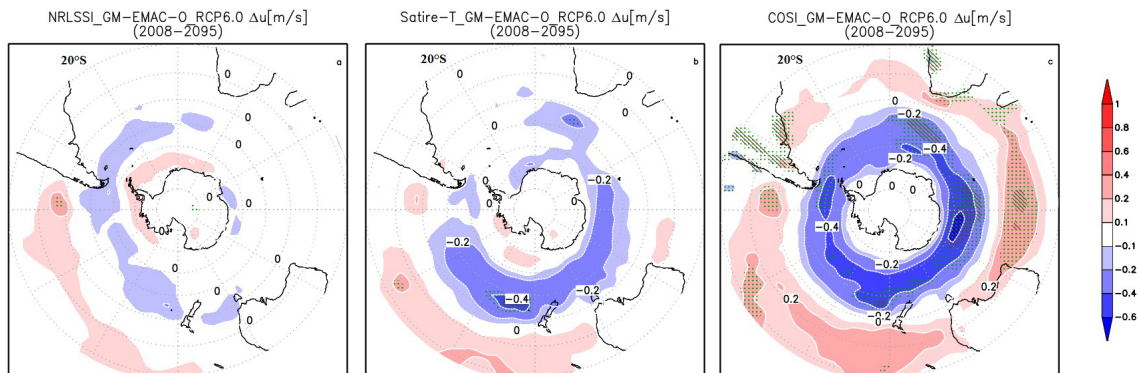


Abbildung 4.11: Langzeitmittel-Differenzen der Westwindströmung mit den signifikanten Unterschieden zwischen den einzelnen GSM-Simulationen (a) *NRLSSI_GM*, b) *Satire – T_GM*, c) *COSI_GM*) und der Referenzsimulation (2008-2095). Signifikanz: grün (punktiert): 90%, braun (gestrichelt): 95%

Die Langzeitmittel-Differenzen der Stärke der Westwindströmung für die Zukunft sind in der Abb. 4.11 für die verschiedenen GSM-Simulationen dargestellt. Bei den Simulationen, die die geringste und mäßigste Strahlungsreduktion enthalten, wurden keine oder kaum signifikanten Unterschiede im Vergleich zu dem ununterbrochenen

Sonnenfleckenzyklus gefunden (Unterabbildung c)). Dagegen führt der schwächere meridionale Luftdruckgradient in der *COSI_GM* (Abb. 4.8 c)) zur signifikant stärksten Abschwächung des Zonalwindes im Südozean, entlang des 65. Breitengrades um die Antarktis (Abb. 4.11 c)). Die negativen Werte weisen hier selbstverständlich nicht auf Ostwinde hin, sondern nur auf die Abschwächung der zonalen Strömung. Dies ähnelt der negativen Phase der SAM, was mit einem antarktischen Temperaturanstieg einhergeht. Obwohl in der Abb.4.3 c) auf der ganzen Südhemisphäre im Langzeitmittel aus monatlichen Daten eine Abkühlung zu erwarten ist, ist die niedrigere (=nicht signifikante) Rate der Abkühlung der Antarktis im Vergleich zu der ganzen Halbkugel auffindbar, was auf die abgeschwächte Westwindströmung zurückgeführt werden kann.

4.2.3 Anomalien der geopotentiellen Höhe

Die verstärkte Westwindströmung verursacht die Abkühlung des antarktischen Kontinents durch die Erhöhung ihrer Isolierung von den milderen Luftmassen aus den mittleren geographischen Breiten. In der Abb. 4.12 a) ist die Klimatologie der geopotentiellen Höhe von 850 hPa zwischen 1960-1999 anhand der Referenzsimulation sowie in der Unterabbildung b) ihre erwartete Veränderung infolge des anthropogenen Klimawandels dargestellt. Die letztere zeigt ihre Abnahme von bis zu 0,6 gpdam über den Polregionen. Außerhalb dieser Regionen ist die Zunahme der geopotentiellen Höhe von 850 hPa zu erwarten, konsistent zu dem südhemisphärischen Temperaturanstieg, der in dem Kapitel 4.1 erklärt wurde.

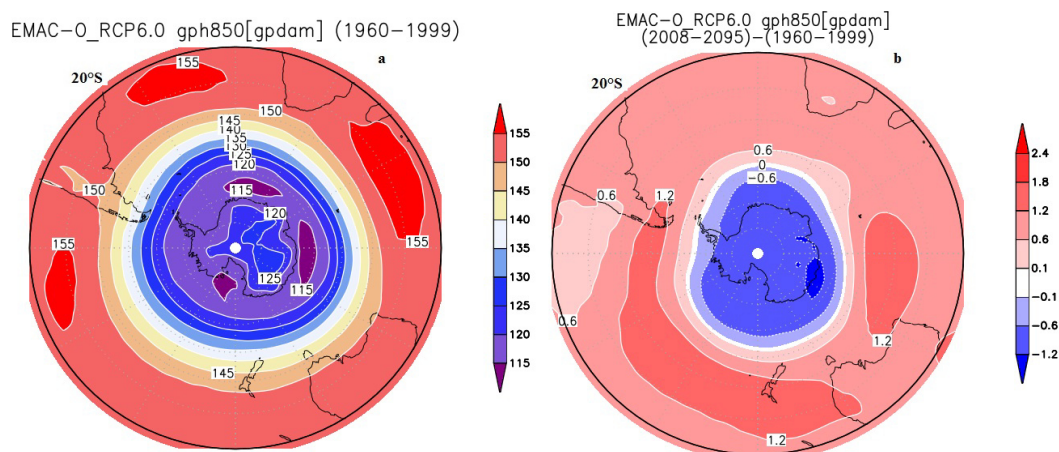


Abbildung 4.12: a) Klimatologie der geopotentiellen Höhe von 850 hPa (1960-1999), b) räumliche Verteilung ihrer Veränderung infolge des anthropogenen Klimawandels im Vergleich zum Referenzzeitraum (1960-1999) in der Referenzsimulation

Ein ähnliches Signal ist in der Höhe von 700 hPa zu sehen (Abb. 7 im Anhang).

Obwohl die Abnahme in 700 hPa nicht signifikant ist, ist die Abnahme mit 0,6 gpdam in der Höhe von 850 hPa in dem Gebiet der stärksten Westwindströmung auf dem 90er-Niveau signifikant (Abb. 8 im Anhang). Die positiven Abweichungen außerhalb der Polregion zeigen ein auf dem 95er-Niveau sowohl in der Höhe von 850 hPa als auch von 700 hPa signifikantes Änderungsmuster.

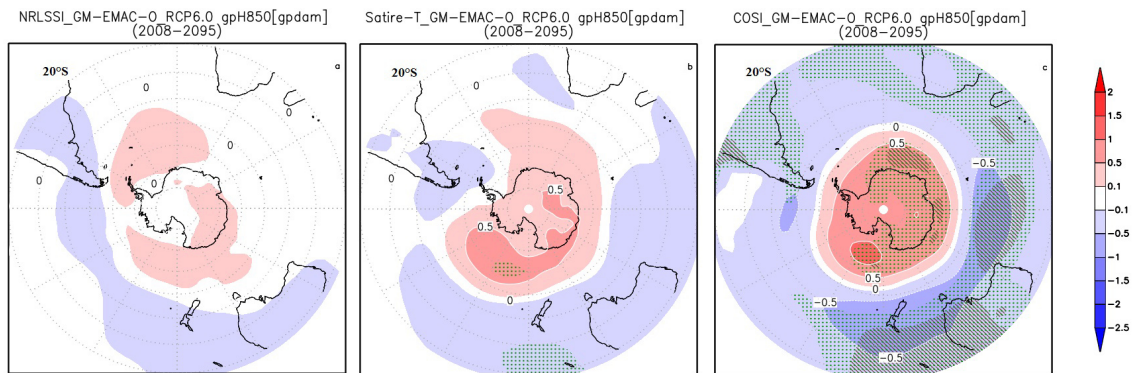


Abbildung 4.13: Langzeitmittel-Differenzen der Geopotential in der Höhe von 850 hPa mit den signifikanten Unterschieden zwischen den einzelnen GSM-Simulationen (a) *NRLSSI_GM*, b) *Satire - T_GM*, c) *COSI_GM*) und der Referenzsimulation (2008-2095). Signifikanz: grün (punktiert): 90%, braun (gestrichelt): 95%

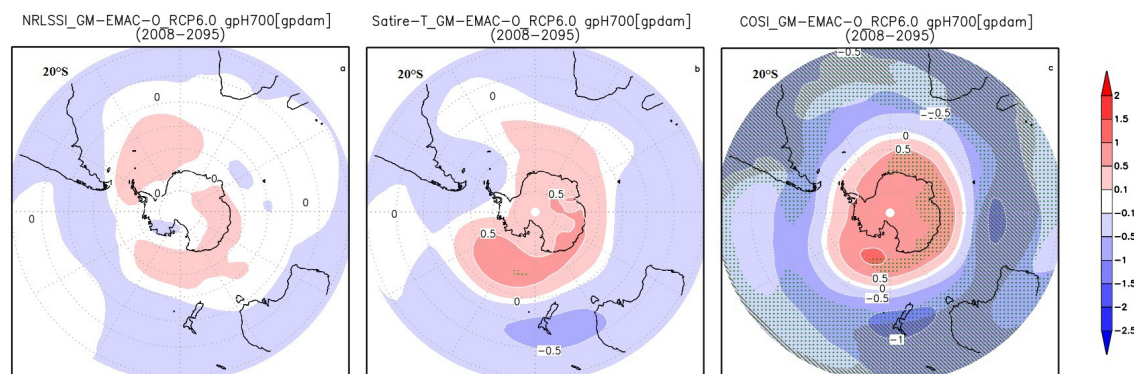


Abbildung 4.14: Langzeitmittel-Differenzen Geopotential in der Höhe von 700 hPa mit den signifikanten Unterschieden zwischen den einzelnen GSM-Simulationen (a) *NRLSSI_GM*, b) *Satire - T_GM*, c) *COSI_GM*) und der Referenzsimulation (2008-2095). Signifikanz: grün (punktiert): 90%, braun (gestrichelt): 95%

Ähnlich zu den in den vorherigen Kapitel dargestellten Ergebnissen, kann bei dieser meteorologischen Größe das mit der Erhöhung der Strahlungsreduktion einhergehende Pattern auch gezeigt werden. Der Vergleich der GSM-Simulationen mit der ununterbrochenen 11-jährigen solaren Aktivität zeigt die ersten relevanten signifikanten Abweichungen auf den in dieser Arbeit geprüften Niveaus bei der *COSI_GM* in der

Höhe von 850 hPa für die Zukunft (Abb. 4.13). In dieser Höhe ist die Zunahme der geopotentiellen Höhe über und um die Antarktis mit Werten um 0,5 gpdam meistens auf dem 90er-Niveau signifikant. Mit der erhöhten Strahlungsreduktion wird außerhalb der Polregion meistens in den niedrigeren Breiten die Abnahme der geopotentiellen Höhe erwartet.

Mit der Höhe verändert sich der Anteil der positiven und negativen Abweichungen: obwohl über der Antarktis die Zunahme der geopotentiellen Höhe in 700 hPa die gleiche Größenordnung hat, werden signifikante Abweichungen nur auf dem 90er-Niveau gefunden. Gleichzeitig wird die Verringerung der Höhe der 700 hPa-er Fläche außerhalb der Polregionen stärker ausgeprägt (Abb. 4.14). Dies kann auf die Stratosphäre-Troposphäre-Kopplung zurückgeführt werden, deren Auswirkungen sich in den höheren Troposphärenschichten mehr durchsetzen können.

Kapitel 5

Zusammenfassung und Ausblick

Die politischen, technischen und wirtschaftlichen Entwicklungen der letzten Jahrzehnte haben die Ausprägung des Klimas des 21. Jahrhunderts durch die steigende atmosphärische Konzentration der Treibhausgase in der unteren Troposphäre infolge erhöhter anthropogener Aktivitäten wesentlich beeinflusst. Obwohl die verschiedenen Szenarien der zukünftigen Entwicklung des anthropogenen Antriebs mit hohen Unsicherheiten verbunden sind, wird trotzdem die Fortsetzung des bisherigen positiven Trends bis zum Ende des Jahrhunderts erwartet.

Die Entwicklung des Klimasystems wird aber neben der anthropogenen Tätigkeit durch natürliche Mechanismen, insbesondere durch die solare Variabilität, angetrieben, was bei der Durchführung zukünftiger Klimarealisierungen häufig nicht hinreichend verstanden wird. Für die vergangenen 1000 Jahre sind mindestens 5 Phasen belegt, die durch die deutliche Reduktion der solaren Strahlkraft über einen Zeitraum von mehreren Jahrzehnten gekennzeichnet sind. Diese gehören zu der sog. Grand Solar Minimum Perioden. Das ungewöhnlich lange solare Minimum des Sonnenfleckenzyklus 23 sowie das seit 100 Jahren schwächste solare Maximum des Sonnenfleckenzyklus 24 können als Anzeichen für ein weiteres Grand Solar Minimum innerhalb der nächsten Jahrzehnte angesehen werden.

In dieser Arbeit wurden die Auswirkungen eines zukünftigen Grand Solar Minimum der solaren Aktivität auf die Klimaentwicklung und Klimavariabilität der südhemisphärischen Troposphäre vor dem Hintergrund des anthropogenen Klimawandels untersucht. Dies geschah durch den Vergleich einer Referenzsimulation mit 3 sog. GSM-Simulationen. Die Referenzsimulation bezieht sich auf den Zeitraum 1960-2095 sowie die GSM-Simulationen auf den von 2008 bis 2095. Alle 4 Simulationen wurden mit dem gekoppelten Klima-Chemie-Modell EMAC-O durchgeführt und beinhalten die gleichen anthropogenen Randbedingungen (RCP6.0). Solange in der Referenzsimulation als natürliche Randbedingung ein ununterbrochener 11-jähriger Sonnenfleckenzyklus dient,

sind die GSM-Simulationen durch die lineare Reduktion der solaren Strahlkraft zwischen 2027 und 2082 charakterisiert. Der Unterschied zwischen den einzelnen GSM-Simulationen liegt in der Anwendung dreier unterschiedlicher Strahlungsreduktionen für die MM-Periode. Die Arbeit konzentriert sich vor allem auf die Analyse und Berechnung des Southern Annular Mode (SAM)-Index.

Es konnte gezeigt werden, dass ein zukünftiges Grand Solar Minimum die Temperaturverhältnisse in Bodennähe im Vergleich zu dem ununterbrochenen Sonnenfleckenzyklus auf globaler und hemisphärischer Skala kaum beeinflussen könnte. Demzufolge ist es deutlich relevanter, die Auswirkungen eines GSM auf regionaler Skala zu untersuchen. Auf der Südhemisphäre kann die atmosphärische Variabilität durch die Polarität und Stärke des SAM verfolgt werden.

Anhand der Ergebnisse aus monatlichen Daten ergibt sich der stufenartige Anstieg des SAM-Index zu einer stärkeren, positiven Phase bis zum Ende des 21. Jahrhunderts. Dieser Anstieg ist am stärksten in der Referenzsimulation ausgeprägt und wird mit der Erhöhung der Strahlungsreduktion immer geringer. Dies weist auf die Verringerung des infolge des anthropogenen Klimawandels entstehenden positiven Trends hin. Im Fall des Marshall-Index bedeutet es in der Simulation mit der geringsten Reduktion der solaren Strahlkraft bereits einen Ausgleich von bis zu 29% auf monatlicher Basis. Die weiteren Analysen haben gezeigt, dass der Anstieg in den GSM-Simulationen langsamer abläuft, wobei eine deutliche 40-jährige Verspätung bei der *COSI_GM*-Simulation, die die stärkste Reduktion enthält, festgestellt werden kann.

Der während des Grand Solar Minimum auftretende geringere Anstieg des SAM-Index konnte mithilfe verschiedener meteorologischer Variablen gezeigt werden, wie der Bodendruck, die u-Komponente des Windes sowie die geopotentielle Höhe. Der wegen des Minimums der solaren Aktivität entstehende niedrigere meridionale Druckgradient wird mit der Erhöhung der Strahlungsreduktion die Abschwächung der Westwindströmung zwischen den 35. und 65. Breitengraden verursachen. Dies geht mit der nicht signifikant schwächeren Abkühlung der Polregionen einher. Dementsprechend wird die Zunahme der geopotentiellen Höhe, konsistent mit den Gebieten stärkster signifikanter Abschwächung der Westwindströmung sowie deren Abnahme außerhalb der polaren Gebiete, in den GSM-Simulationen, erwartet. Der Anteil der positiven und negativen Abweichungen von der Referenzsimulation verändert sich mit der Höhe, was an der sich in den höheren Troposphärenschichten stärker durchsetzenden Stratosphäre-Troposphäre-Kopplung liegt.

Das infolge solarer Perturbation simulierte Signal des SAM wird durch zwei Mechanismen angetrieben: der top-down-Mechanismus beeinflusst durch die veränderte UV-Strahlung die Temperatur- und Ozonverhältnisse der Stratosphäre und der bottom-

up-Mechanismus verändert den fühlbaren und den latenten Wärmefluss in Bodennähe. Da die Entwicklung des SAM-Index im Prinzip durch diese zwei Mechanismen beeinflusst wird, ist es im weiteren Verlauf der Forschung unerlässlich, die Folgen eines Grand Solar Minimum außer der Troposphäre (Oberflächentemperatur und Wärmehalt der Ozeane) auch auf die Stratosphäre (z.B. Temperaturverteilung, Änderung der stratosphärischen Zirkulation, Wellen) zu überprüfen. Dies wäre auf jahreszeitlicher Skala relevant, wodurch die dynamischen und strahlungsbedingten Wechselwirkungen untersucht werden könnten. Die Trennung der troposphärischen und stratosphärischen Einflüsse würde es ermöglichen, den Anteil der oben erwähnten Mechanismen an das festgestellte Signal zu bestimmen. Ein weiteres Ziel der zukünftigen Forschung bildet die ausführliche Beschreibung der möglichen Mechanismen während eines solaren Minimums auf der Südhemisphäre.

Die Ergebnisse können besonders bei der Durchführung weiterer zukünftigen Klimaprojektionen nützlich sein, wodurch die Auswirkungen der natürlichen Mechanismen, durch die das Klimasystem der Erde angetrieben wird, besser verstanden sein können. Dadurch könnte die hohe Unsicherheit der Klimarealisierungen zumindest in kleinem Maße reduziert werden.

Literaturverzeichnis

- [Abalichin, 2016] Abalichin, J., 2016: *Natürliche Variabilität und anthropogener Einfluss in Simulationen mit gekoppeltem Klima-Chemie-Modell EMAC-O: Atmosphären-Ozean-Wechselwirkungen im Klimawandel der Südhemisphäre*. Dissertation, Freie Universität Berlin, 184 pp.
- [Anderson, 1999] Anderson, K., 1999: The weather prophets: science and reputation in Victorian meteorology. *History of Science*, 37, 179-216.
- [Bazilevskaya et al., 2008] Bazilevskaya, G. A., Usoskin, I. G. and Flückiger, E. O. et al., 2008: Cosmic Ray Induced Ion Production in the Atmosphere. *Space Sci. Rev.*, 137, 149.
- [Brunotte et al., 2002] Brunotte, E., Martin, C., Gebhardt, H. and Meurer, M., 2002: *Lexikon der Geographie*, Spektrum Akademischer Verlag, 1648 pp.
- [Cai et al., 2005] Cai, W., Cowan, T., Bi, D. and Ribbe, J., 2005: The response of the Southern Annular Mode, the East Australian Current, and the southern mid-latitude ocean circulation to global warming. *Geophys. Res. Lett.*, 32.
- [Carvalho et al., 2005] Carvalho, L. M. V., Jones, C. and Ambrizzi, T., 2005: Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. *J. Climate*, 18, 702-718.
- [Chapman, 1930] Chapman, S., 1930: A theory of upper-atmospheric ozone. *Mem. of the Roy. Met. Soc.*, 3, 103-125.
- [Cubasch et al., 1997] Cubasch, U. R., Voss, R., Hegerl, G. C., Waszkewitz, J. and Crowley, T. C., 1997: Simulation with an O-AGCM of the influence of variations of the solar constant on the global climate. *Clim. Dyn.*, 13, 757-767.
- [Eyring et al., 2008] Eyring, V., Chipperfield, M. P., Giorgetta, M. A., Kinnison, D. E., Matthes, K., Newman, P. A., Pawson, S., Shepherd, T. G. and Waugh, D. W., 2008: Overview of the New CCMVal Reference and Sensitivity Simulations in Support of Upcoming Ozone and Climate Assessments and the Planned SPARC CCMVal Report 1. *SPARC Newsletter*.
- [Feulner and Rahmstorf, 2010] Feulner, G. and Rahmstorf, S., 2010: On the effect of a new grand minimum of solar activity on the future climate on Earth. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L05707.
- [Fröhlich, 2006] Fröhlich, C., 2006: Solar irradiance variability since 1978: Revisor of the PMOD composite during solar cycle 21. *Space Sci. Rev.*, 125, 53-65.

- [Gillett et al., 2006] Gillett, N. P., Kell, T. D. and Jones, P. D., 2006: Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L23704.
- [Giorgetta et al., 2006] Giorgetta, M. A., Manzini, E., Roeckner, E., Esch, M. and Bengtsson, L., 2006: Climatology and forcing of the quasi-biennial oscillation in the maechem5 model. *J. Clim.*, **19**, 3882-3901.
- [Gong and Wang, 1999] Gong, D. and Wang, S., 1999: Definition of Antarctic oscillation index. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 459-462.
- [Gray et al., 2010] Gray, L. J., Beer, J., Geller, M., Haigh, J. D., Lockwood, M., Matthes, K., Cubasch, U., Fleitmann, D., Harrison, G., Hood, L., Luterbacher, J., Meehl, G. A., Shindell, D., van Geel, B. and White, W., 2010: Solar influences on climate. *Rev. Geophys.*, **48**, RG4001.
- [Haigh, 1996] Haigh, J. D., 1996: The impact of solar variability on climate. *Science*, **272**, 981-984.
- [Hall and Visbeck, 2002] Hall, A. and Visbeck, M., 2002: Synchronous variability in the southern hemisphere atmosphere, sea ice, and ocean resulting from the annular mode. *J. Clim.*, **15**, 3043-3057.
- [Hendon et al., 2007] Hendon, H. H., Thompson, D. W. and Wheeler, M. C., 2007: Australian rainfall and surface temperature variations associated with the Southern Hemisphere annular mode. *J. Climate*, **20**, 2452-2467.
- [Herschel, 1801] Herschel, W., 1801: Observations tending to investigate the nature of the Sun, in order to find the causes or symptoms of its variable emission of light and heat: With remarks on the use that may possibly be drawn from solar observations. *Philos. Trans. R. Soc. London*, **91**, 265-318.
- [Hines, 1974] Hines, C. O., 1974: A possible mechanism for the production of Sun weather correlations. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 589-591.
- [Hofmann et al., 2008] Hofmann, D. J., Butler, J. H. and Tans, P. P., 2008: A new look at atmospheric carbon dioxide. *Atmos. Environ.*, **43**, 2084-2086.
- [Hood et al., 1993] Hood, L. L., Jirikowic, J. L. and McCormack, J. P., 1993: Quasi decadal variability of the stratosphere: Influence of long term solar ultraviolet variations. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3941-3958.
- [Hood and Soukharev, 2003] Hood, L. L. and Soukharev, B. E., 2003: Quasi decadal variability of the tropical lower stratosphere: The role of extratropical wave forcing. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 2389-2403.
- [Hoyt and Schatten, 1997] Hoyt, D. V. and Schatten, K. H., 1997: *The Role of the Sun in Climate Change*. Oxford Univ. Press, Oxford, 279 pp.
- [IPCC, 2007] *Climate Change 2007 - The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*).
- [Jones and Widmann, 2004] Jones, J. M. and Widmann, M., 2004: Atmospheric science: Early peak in Antarctic oscillation index. *Nature*, **432**, 290-291.

- [Jones et al., 2009] Jones, J. M., Fogt, R. L., Widmann, M., Marshall, G. J., Jones, P. D. and Visbeck, M., 2009: Historical SAM Variability, Part I: Century-Length Seasonal Reconstructions. *J. Climate*, 22, 5319-5345.
- [Jöckel et al., 2005] Jöckel, P., Sander, R., Kerkweg, A., Tost, H. and Lelieveld, J., 2005: Technical note: The modular earth submodel system (messy) - a new approach towards earth system modeling. *Atm. Chem. and Phys.*, 5, 433-444.
- [Karoly et al., 1996] Karoly, D. J., Hope, P. and Jones, P. D., 1996: Decadal variations of the Southern Hemisphere circulation. *Int. J. Climatol.*, 16, 723-738.
- [Kidson and Sinclair, 1995] Kidson, J. W. and Sinclair, M. R., 1995: The Influence of Persistent Anomalies on Southern Hemisphere Storm Tracks. *J. Climate*, 8, 1938-1950.
- [Kidson and Watterson, 1999] Kidson, J. W., 1999: Principal modes of Southern Hemisphere low-frequency variability obtained from NCEP-NCAR reanalyses. *J. Climate.*, 12, 2808-2830.
- [King and Turner, 2007] King, J. C. and Turner, J., 2007: *Antarctic Meteorology and Climatology*. Cambridge University Press, 409 pp.
- [Kodera and Yamazaki, 1990] Kodera, K. and Yamazaki, K., 1990: Long term variation of upper stratospheric circulation in the Northern Hemisphere in December. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 68, 101-105.
- [Kodera and Kuroda, 2002] Kodera, K. and Kuroda, Y., 2002: Dynamical response to the solar cycle. *J. Geophys. Res.*, 107, 4749.
- [Krivova et al., 2010] Krivova, N. A., Vieira, L. E. A. and Solanki, S. K., 2010: Reconstruction of solar spectral irradiance since the Maunder Minimum. *J. Geophys. Res.*, 115, A12112.
- [Kunze et al., 2014] Kunze, M., Godolt, M., Langematz, U., Grenfell, J. L., Hamann-Reinus, A. and Rauer, H., 2014: Investigating the Early Earth Faint Young Sun Problem with a General Circulation Model. *Planet. Space Sci.*, 98, 77-92.
- [Labitzke, 1999] Labitzke, K., 1999: *Die Stratosphäre*. Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg, 177 pp.
- [Langematz et al., 2004] Langematz, U., Claussnitzer, A., Matthes, K. and Kunze, M., 2004: The climate during the Maunder Minimum: a simulation with the Freie Universität Berlin Climate Middle Atmosphere Model (FUB-CMAM). *J. Atm. and Solar-Terr. Phys.*, 67, 55-69.
- [Lean, 2000] Lean, J., 2000: Evolution of the Sun's Spectral Irradiance Since the Maunder Minimum. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2425-2428.
- [Lean et al., 2005] Lean, J., Rottman, G., Harder, J. and Kopp, G., 2005: SORCE Contributions to New Understanding of Global Change and Solar Variability. *Sol. Phys.*, 230, 27-53.
- [Limpasuvan and Hartmann, 1999] Limpasuvan, V. and Hartmann, D. L., 1999: Eddies and the annular modes of climate variability. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3133-3136.
- [Lorenz, 1956] Lorenz, E. N., 1956: *Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction*. MIT, Dept. of Meteorology, Science Report I, 44 pp.

- [Marshall, 2003] Marshall, G. J., 2003: Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalyses. *J. Climate.*, 16, 4134-4143.
- [Marshall et al., 2004] Marshall, G. J., Stott, P. A., Turner, J., Connolley, W. M., King, J. C. and Lachlan-Cope, T. A., 2004: Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L14205.
- [Marshall, 2007] Marshall, G. J., 2007: Half-century seasonal relationships between the southern annular mode and antarctic temperatures. *Int. J. Climatol.*, 27, 373-383.
- [Mastrandrea et al., 2010] Mastrandrea, M., Field, C., Stocker, T., Edenhofer, O., Ebi, K., Frame, D., Held, H., Kriegler, E., Mach, K., Matschoss, P., Plattner, G.-K., Yohe, G. and Zwiers, F., 2010: *Guidance note for lead authors of the ipcc fifth assessment report on consistent treatment of uncertainties. IPCC*
- [Matthes et al., 2004] Matthes, K., Langematz, U., Gray, L. J., Kodera, K. and Labitzke, K., 2004: Improved 11 year solar signal in the Freie Universität Berlin Climate Middle Atmosphere Model (FUB CMAM). *J. Geophys. Res.*, 109, D06101.
- [Matthes et al., 2006] Matthes, K., Kuroda, Y., Kodera, K. and Langematz, U., 2006: Transfer of the solar signal from the stratosphere to the troposphere: Northern winter. *J. Geophys. Res.*, 111, D06108.
- [Meehl et al., 2008] Meehl, G. A., Arblaster, J. M., Branstator, G. and van Loon, H., 2008: A coupled air-sea response mechanism to solar forcing in the Pacific region. *J. Clim.*, 21, 2883-2897.
- [Meehl et al., 2009] Meehl, G. A., Arblaster, J. M., Matthes, K., Sassi, F. and van Loon, H., 2009: Amplifying the Pacific climate system response to a small 11 year solar cycle forcing. *Science*, 325, 1114-1118.
- [Meinshausen et al., 2011] Meinshausen, M., Smith, S. J., Calvin, K., Daniel, J. S., Kainuma, M. L. T., Lamarque, J. F., Matsumoto, K., Montzka, S. A., Raper, S. C. B., Riahi, K., Thomson, A., Velders, G. J. M. and Vuuren, D. P., 2011: The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Clim. Chan.*, 109, 213-241.
- [Nissen et al., 2007] Nissen, K. M., Matthes, K., Langematz, U. and Mayer, B., 2007: Towards a better representation of the solar cycle in general circulation models. *Atm. Chem. and Phys. Disc.*, 7, 45-64.
- [Petterssen, 1941] Petterssen, S., 1941: *Introduction to meteorology*. McGraw-Hill Book Company Inc., New York and London, 236 pp.
- [Pierce and Adams, 2009] Pierce, J. R. and Adams, P. J., 2009: Can cosmic rays affect cloud condensation nuclei by altering new particle formation rates?. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L09820.
- [Pittock, 1978] Pittock, A. B., 1978: A critical look at long term Sun weather relationships. *Rev. Geophys.*, 16, 400-420.
- [Pohl et al., 2010] Pohl, B. N., Fauchereau, C. J., Reason, C. and Rouault, M., 2010: Relationships between the Antarctic Oscillation, the Madden-Julian oscillation, and ENSO, and consequences for rainfall analysis. *J. Climate*, 23, 238-254.

- [Preisendorfer, 1988] Preisendorfer, R. W., 1988: *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*. Elsevier, 425 pp.
- [Reid, 1997] Reid, G. C., 1997: Solar forcing and the global climate change since the mid 17th century. *Clim. Change*, 37, 391-405.
- [Rogers and van Loon, 1982] Rogers, J. C. and van Loon, H., 1982: Spatial variability of sea level pressure and 500-mb height anomalies over the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1375-1392.
- [Roeckner et al, 2006] Roeckner, E., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., Hagemann S., Kornbluh, L., Manzini, E., Schlese, U. and Schulzweide, U., 2006: Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution in the ECHAM5 atmosphere model. *J. Clim.*, 19, 3771-3791.
- [Schönwiese, 1995] Schönwiese, C., 1995: *Klimaänderung: Daten, Analyse, Prognosen*. Springer, 240 pp.
- [Schönwiese, 2006] Schönwiese, 2006: *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. 4. Auflage. Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 302 pp.
- [Schultz et al., 2008] Schultz, M. G., Heil, A., Hoelzemann, J. J., Spessa, A., Thonicke, K., Goldammer, J. G., Held, A. C., Pereira, J. M. C. and van het Bolscher, M., 2008: Global wildland fire emissions from 1960 to 2000. *Global Biogeochemical Cycles.*, 22.
- [Shapiro et al., 2011] Shapiro, A. I., Schmutz, W., Rozanov, E., Schoell, M., Haberleiter, M. Shapiro, A. V., and Nyeki, S., 2011: A new approach to the long-term reconstruction of the solar irradiance leads to large historical solar forcing. *A&A.*, 529, A67.
- [Solanki et al., 2000] Solanki, S. K., Schüssler, M., and Fligge, M., 2000: Evolution of the Sun's large-scale magnetic field since the Maunder Minimum. *Nature*, 408, 445-447.
- [Son et al., 2009] Son, S. W., Tandon, N., Polvani, L. and Waugh, D. W., 2009: Ozone hole and Southern Hemisphere climate change. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L15705.
- [Spiegl and Langematz, 2016] Spiegl, T. and Langematz, U., 2016: Potential impacts of a future Grand Solar Minimum on decadal regional climate change and interannual hemispherical climate variability, *EGU General Assembly*, Vienna, Austria.
- [Steinhilber et al., 2009] Steinhilber, F. J., Beer, J. and Fröhlich, C., 2009: Total solar irradiance during the Holocene. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L19704.
- [Sturman and Tapper, 2006] Sturman, A. and Tapper, N., 2006: *The weather and climate of Australia and New Zealand*. Oxford University Press, 520 pp.
- [Szepszo, 2013] Szepszo, G., 2013: *A numerikus időjárás modellek felepítése: ter- es időskala, adattasszimiláció, diszkretizáció, parametrizációk, valószinűségű előrejelzések, éghajlati modellezés*. Elektronikus jegyzet, Budapest, 70-78.
- [Thompson and Solomon, 2002] Thompson, D. W. J. and Solomon, S., 2002: Interpretation of Recent Southern Hemisphere Climate Change. *Science*, 269, 895-899.

- [Thompson and Wallace, 1998] Thompson, D. W. J. and Wallace, J. W., 1998: The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297-1300.
- [Thompson and Wallace, 2000] Thompson, D. W. J. and Wallace, J. W., 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Climate*, 13, 1000-1016.
- [Valcke, 2006] Valcke, S., 2006: An Infrastructure Project for Climate Research in Europe. *J. Clim.*, 16, 426-444.
- [Van Den Broeke und Van Lipzig, 2004] Van den Broeke, M. and Van Lipzig, N., 2004: Changes in antarctic temperature, wind and precipitation in response to the antarctic oscillation. *Ann. Glaciol.*, 39, 119-124.
- [Wilks, 2006] Wilks, D., 2006: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Second Edition. Academic Press, Burlington, San Diego, 704 pp.
- [WMO, 1992] WMO, 1992: *International meteorological vocabulary*. Second Edition. Secretariat of the World Meteorological Organisation, Geneva, 636 pp.
- [WMO, 2007] WMO, 2007: *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006*. World Meteorological Organization Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No. 50, Geneva, Switzerland.
- [Zhang et al., 1994] Zhang, Q., Soon, W. H., Baliunas, S. L., Lockwood, G. W., Skiff, B. A. and Raddick, R. R., 1994: A method of determining possible brightness variations of the Sun in past centuries from observations of solar type stars. *Astrophys. J.*, 427, L111-L114.

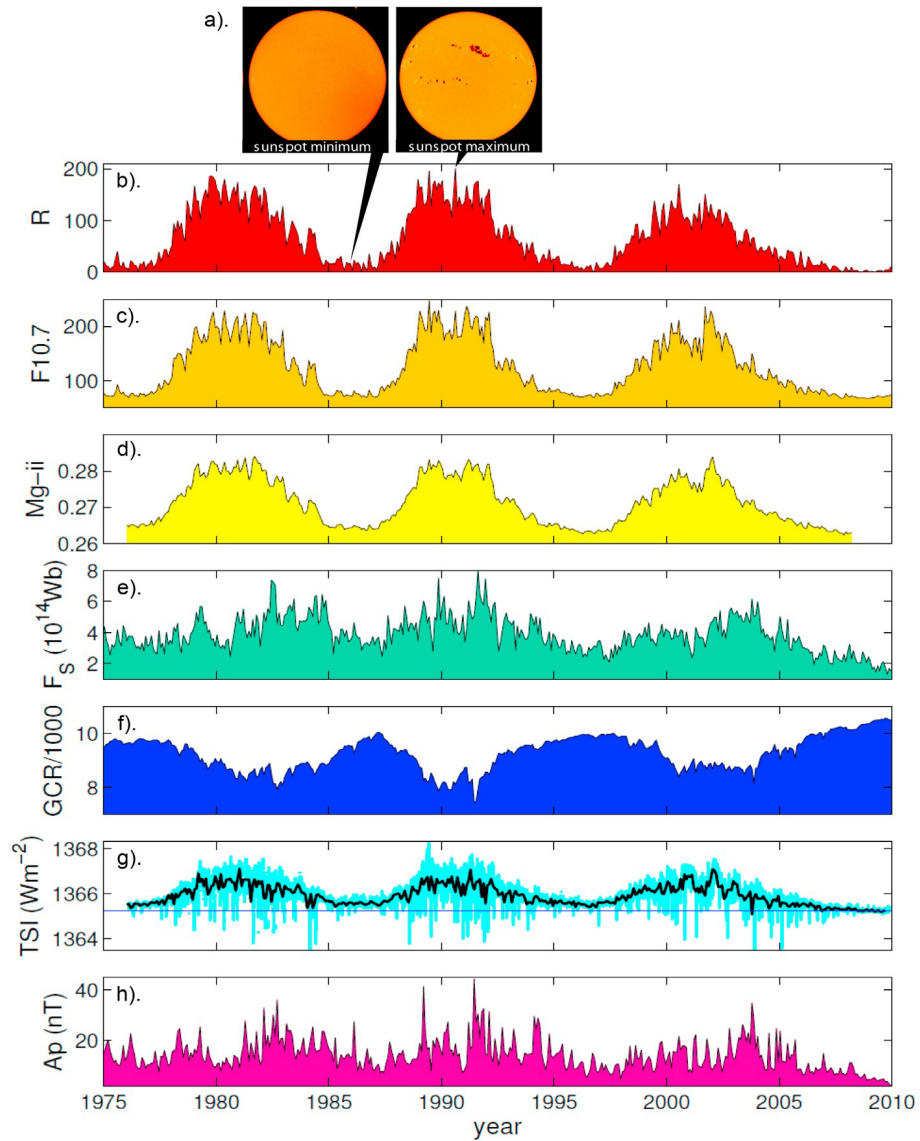


Abbildung 1: Zeitreihen der verschiedenen Proxydaten [nach Gray et al., 2010]

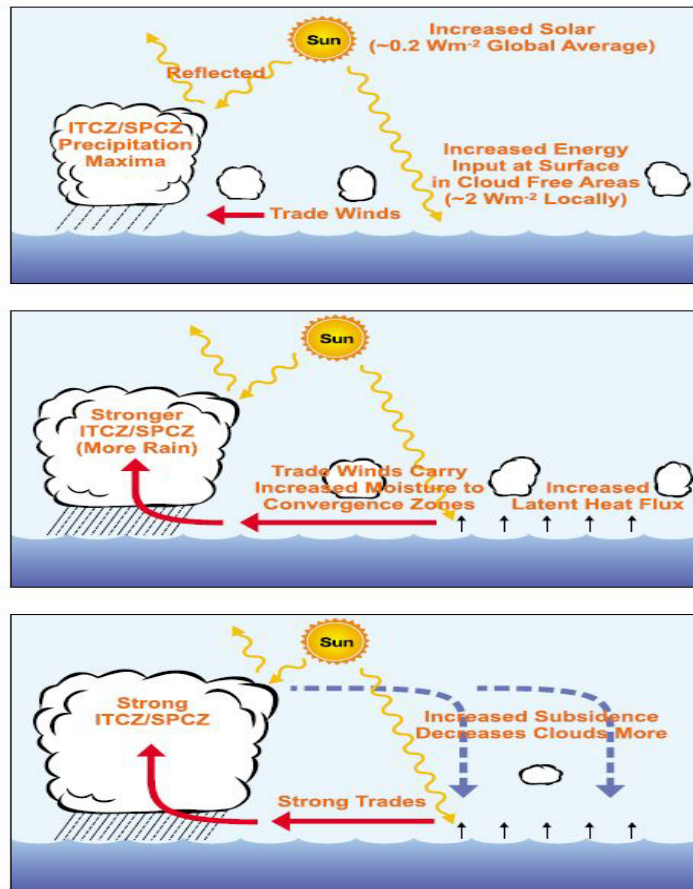


Abbildung 2: Schematische Darstellung des bottom-up-Mechanismus [Meehl et al., 2008]

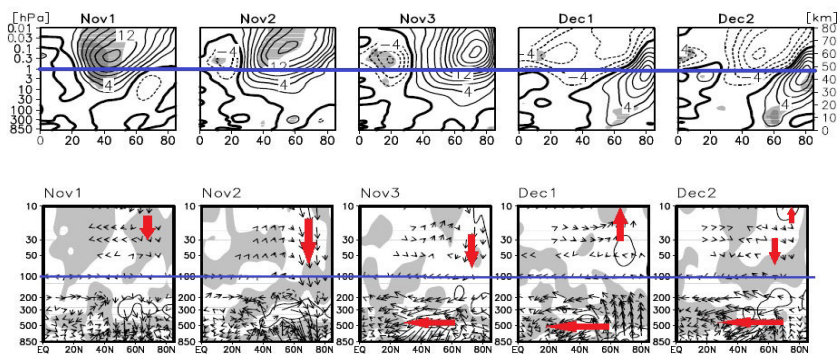


Abbildung 3: Schematische Darstellung des top-down-Mechanismus [nach Matthes et al., 2006]

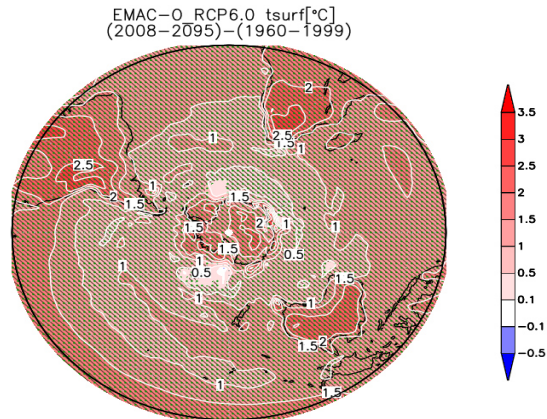


Abbildung 4: Langzeitmittel-Differenzen der Temperatur ((2008-2095) minus (1960-1999)) mit den signifikanten Bereichen. Grün (punktiert): 90%, braun (gestrichelt): 95%.

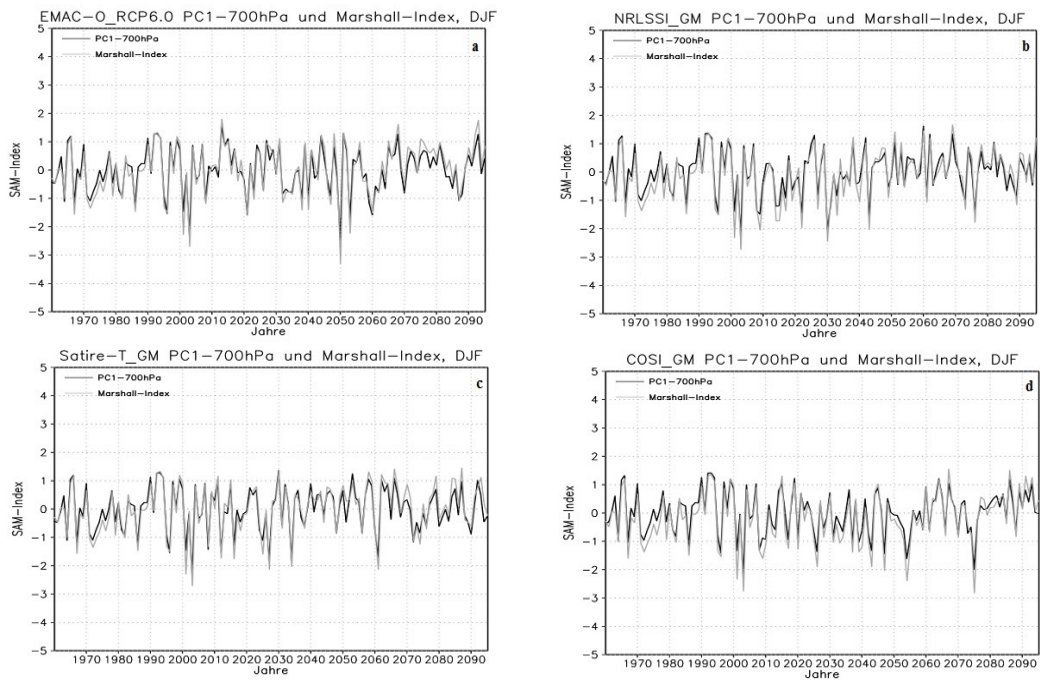


Abbildung 5: Zeitreihen des Marshall-Index sowie der PC1 der geopotentiellen Höhe von 700 hPa (1960-2095)

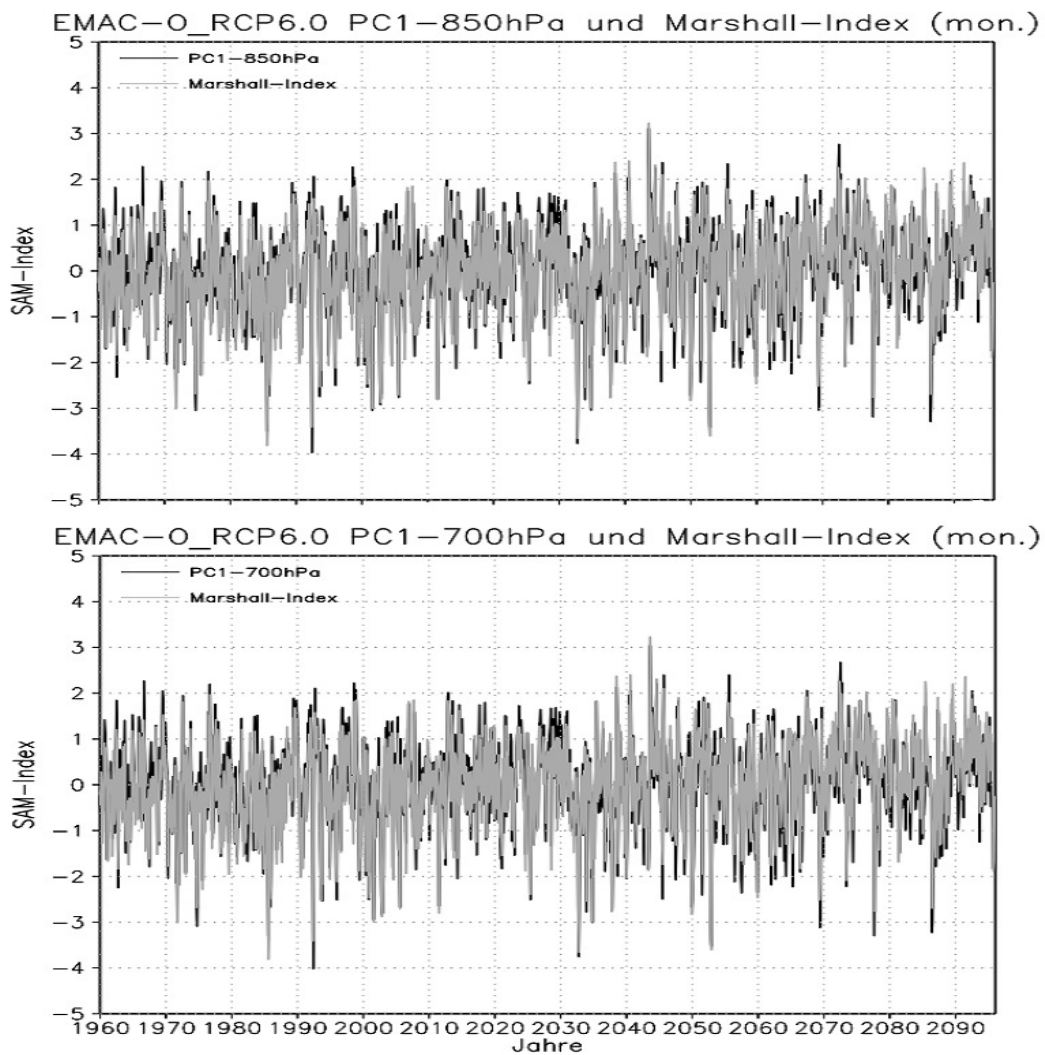


Abbildung 6: Zeitreihen der monatlichen SAM-Indizes in der Referenzsimulation

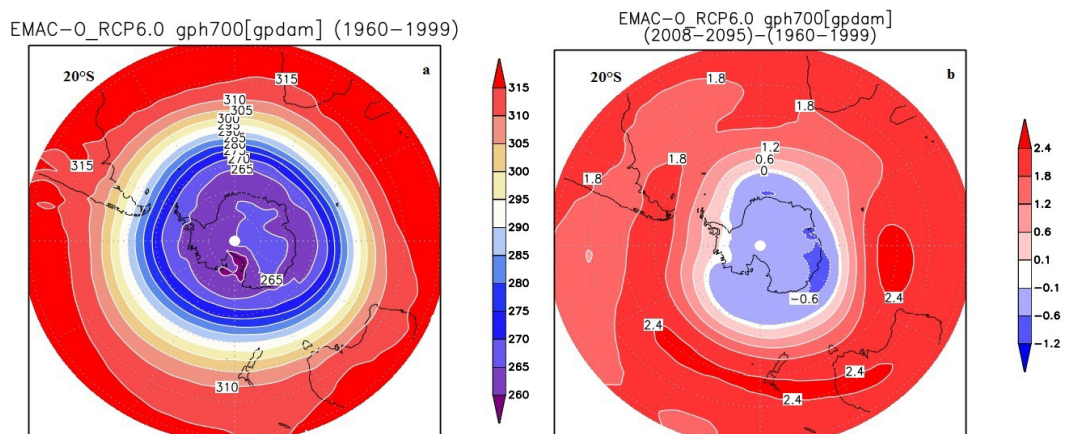


Abbildung 7: a) Klimatologie der geopotentiellen Höhe von 700 hPa (1960-1999), b) räumliche Verteilung ihrer Veränderung infolge des anthropogenen Klimawandels im Vergleich zum Referenzzeitraum (1960-2095) in der Referenzsimulation

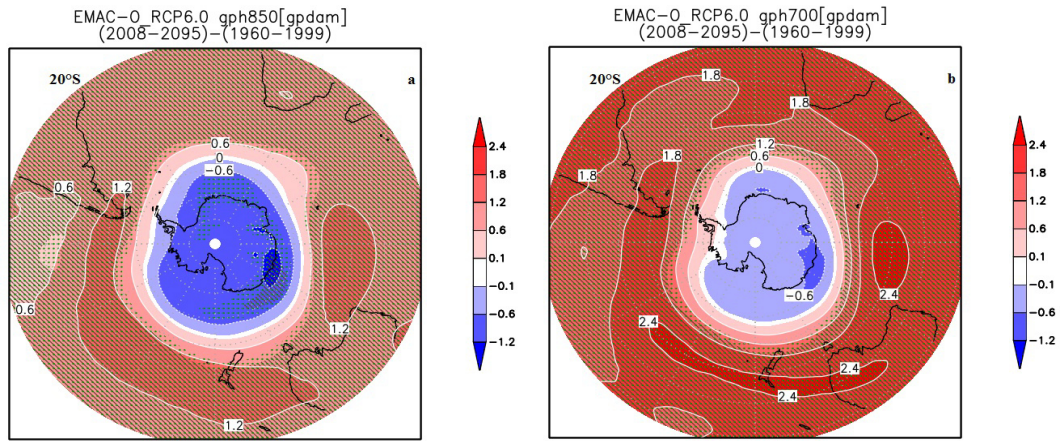


Abbildung 8: Langzeitmittel-Differenzen der geopotentiellen Höhe ((2008-2095) minus (1960-1999)) mit den signifikanten Bereichen. Grün (punktiert): 90%, braun (gestrichelt): 95%. a) 850hPa b) 700hPa

"Wer immer tut, was er schon kann, bleibt immer das, was er schon ist."

Diese Masterarbeit entstand im Meteorologischen Institut der Freien Universität Berlin unter der Leitung von Prof. Dr. Ulrike Langematz und Tobias Spiegl. An dieser Stelle möchte ich mich bei allen Mitarbeitern der Atmosphärendynamikgruppe für die freundliche und kooperative Arbeitsatmosphäre sowie für die spannenden Wetterbesprechungen bedanken.

Als erstes möchte ich mich bei **Professor Dr. Ulrike Langematz** bedanken, dass sie es mir ermöglicht hat, diese Arbeit in ihrer Arbeitsgruppe zu schreiben. Auch dafür, dass sie sich immer Zeit für meine Anliegen genommen hat.

Besonders danken möchte ich meinem Betreuer **Tobias Spiegl** für die fachlichen Diskussionen, hilfreichen Anregungen, die Unterstützung in Anwendung und Verständnis von CDO sowie für die Geduld, die ich manchmal höchstwahrscheinlich mehr als genug strapaziert habe.

Dr. Breuer Hajnalka für die Übernahme des Gutachtens an der ungarischen Seite und die echt hilfreichen Anmerkungen.

Meine Dankbarkeit gilt meinem Freund **Toralf Darkow**, der immer als erster und bravester Korrekturleser mein fehlerhaftes Deutsch korrigiert hat. :) Und natürlich auch für die Unterstützung und den von Zeit zu Zeit nötigen Zuspruch.

Mein besonders großer Dank geht an meinen Zimmerkollegen **Dominik Ehnert** für das gründliche Korrekturlesen neben der Anfertigung seiner eigenen Masterarbeit.

Für die Durchsicht der Arbeit möchte ich mich auch bei **Szénási Barbara** bedanken. Barbi, du kannst dir wahrscheinlich nicht vorstellen, wie viel mir deine immer positive Wörter während dieser 8 Monate geholfen haben. :)

Mein Dank geht auch an **Kovács Tamás**, der vorhandene Tipp- und Rechtschreibfehler in der ungarischen Version aufgespürt hat.

Meine beste Freundin **Matula Ramóna**, dass sie mich immer motiviert hat, das hier durchzuziehen... manchmal in Form von total hoffnungslosen Skypegespräche ;)

Tiefsten Dank meinen Eltern **Andrea** und **Sándor**, denen ich mehr zu verdanken habe, als ich an dieser Stelle beschreiben kann.

Eidesstattliche Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich diese Masterarbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt und die aus fremden Quellen direkt oder indirekt übernommenen Gedanken als solche kenntlich gemacht habe. Die Arbeit habe ich bisher keinem anderen Prüfungsamt in gleicher oder vergleichbarer Form vorgelegt. Sie wurde bisher auch nicht veröffentlicht.

Budapest, den 16. Mai 2017

Adrienn Hegedüs