

**Untersuchung der Rolle der
Ozon-Klimawechselwirkungen für die
dekadische und langfristige
Klimavorhersage mithilfe des
Klima-Chemie-Modells EMAC mit
schneller stratosphärischer Ozonchemie**

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades

Doktor der Naturwissenschaften

eingereicht am

Fachbereich Geowissenschaften

Freie Universität Berlin

von

Janice Scheffler

2019

Gutachter:

Prof. Dr. Ulrike Langematz

Prof. Dr. Martin Dameris

Tag der Disputation: 13.02.2020

Kurzzusammenfassung

Die stratosphärische Ozonchemie übt durch ihre Kopplung an Strahlung und Dynamik der Atmosphäre einen markanten Einfluss auf den Zustand der Stratosphäre und der Troposphäre aus. Dieser Einfluss bleibt im Großteil der für dekadische und Klimavorhersagen genutzten Modelle jedoch unberücksichtigt. Klimamodelle, die die Ozonchemie mit komplexen interaktiven Chemieschemata berücksichtigen, benötigen deutlich mehr Rechenzeit als Klimamodelle, die Ozonmischungsverhältnisse als externe Felder vorschreiben.

Eine alternative Methode, mit der die atmosphärische Chemie in Klimamodellen berücksichtigt werden kann, ist das schnelle stratosphärische Ozonschema SWIFT, das die heterogene Ozonchemie im stratosphärischen Polarwirbel mit minimalem Zuwachs der Rechenzeit bestimmen kann.

In dieser Arbeit wurde die SWIFT-Chemie in das Klima-Chemiemodell ECHAM/MESSy Atmospheric Chemistry (EMAC) eingebaut und validiert. Es wird gezeigt, dass EMAC mit SWIFT die chemische Entwicklung von Spurenstoffen im Polarwirbel, die durch heterogene Prozesse verursacht wird, im Vergleich zu EMAC mit komplexer, interaktiver Chemie, gut wiedergeben kann. Weiterhin wird gezeigt, dass SWIFT auch für multidekadische Simulationen mit sich ändernden Konzentrationen relevanter atmosphärischer Spurenstoffe genutzt werden kann. Mit SWIFT in EMAC wurde ein Ensemble mit 10 Mitgliedern für das RCP6.0-Szenario berechnet und mit einer Simulation mit komplexer interaktiver Chemie und mit einer Simulation mit vorgeschriebenen Ozonmischungsverhältnissen verglichen. Es wird gezeigt, dass der Einfluss der internen Variabilität auf die Anzahl und saisonale Verteilung Großer Stratosphärenenerwärmungen (SSWs) stärker ist als die Unterschiede durch der Berücksichtigung der Ozonchemie. Außerdem wird die Stärke des Einflusses von Änderungen in der polaren unteren Stratosphäre auf den Strahlstrom in den mittleren Breiten in Simulationen mit vorgeschriebenen Ozonfeldern unterschätzt. Es wird gezeigt, dass die äquatorwärtige Verschiebung des Strahlstroms in der 1. Hälfte des 21. Jahrhunderts auf der Wirkung der abnehmenden ozonzerstörenden Substanzen beruht, die polwärtige Verschiebung des Strahlstroms in der 2. Hälfte des 21. Jahrhunderts jedoch auf dem Treibhausgasanstieg. Aspekte der Stratosphären-Troposphärenkopplung, die durch die Verteilung von polarem Ozon beeinflusst werden, kann EMAC mit SWIFT gut wiedergeben.

Mit SWIFT in EMAC ist es möglich multidekadische Simulationen mit interaktiver Chemie unter Berücksichtigung der internen Variabilität rechenzeitgünstig durchzuführen. Durch die so verbesserte Berücksichtigung der Stratosphären-Troposphärenkopplung können die Vorhersagen für dekadische und multidekadische Modellsysteme verbessert werden.

Abstract

The stratospheric ozone chemistry strongly affects the stratosphere and troposphere through its coupling to radiation and dynamics. This influence is not taken into account in the majority of the models used for decadal and climate projections. Climate models that do interactively calculate ozone chemistry require markedly higher computational costs than models that prescribe ozone mixing ratios as an external field.

An alternative method to consider atmospheric chemistry in climate models is the fast stratospheric ozone scheme SWIFT that calculates the heterogeneous ozone chemistry with minimal additional computational costs.

In this thesis, the SWIFT chemistry was implemented into the chemistry climate model ECHAM/MESSy Atmospheric Chemistry (EMAC) and validated. It is shown that SWIFT in EMAC can well represent the chemical evolution of trace gases in the polar vortex that is caused by heterogeneous processes compared to EMAC with complex interactive chemistry. It is further shown that SWIFT can be used for multidecadal simulations with changing concentrations of relevant atmospheric trace gases. A 10 member ensemble with a RCP6.0 scenario was calculated with SWIFT in EMAC and compared to a simulation with complex interactive chemistry and a simulation with prescribed ozone mixing ratios. It is shown that the influence of internal variability on the number and seasonal distribution of sudden stratospheric warmings (SSWs) is stronger than the differences by the different representation of ozone in the model. Furthermore, the strength of the impact of changes in the polar lower stratosphere on the mid-latitude jet is underestimated in simulations with prescribed ozone fields. It is shown that the equatorward shift in the jet in the first half of the 21. century is caused by decreasing ozone depleting substances, and the poleward shift in the second half of the 21. century by increasing concentrations of greenhouse gases. Aspects of the stratosphere-troposphere coupling that relate to the distribution of polar ozone are well represented in EMAC with SWIFT.

With SWIFT in EMAC it is possible to perform multidecadal simulations with interactive chemistry while also considering the influence of internal variability computationally efficient. By the thus improved representation of the stratosphere-troposphere coupling predictions of decadal and multidecadal modelling systems can be augmented.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
2. Die Atmosphäre	5
2.1. Die Stratosphäre	5
2.1.1. Strahlung	6
2.1.2. Dynamik der Stratosphäre	8
2.1.3. Chemie der Stratosphäre	14
2.2. Die Stratosphären-Troposphärenkopplung	26
2.2.1. Anthropogener Einfluss auf Stratosphäre und die STC	30
2.2.2. Zukünftige Änderungen im Stratosphärischen Ozon und die STC	38
2.3. Modellierung der Atmosphäre	42
2.4. Alternative Methoden der Behandlung von Ozon	51
3. EMAC und SWIFT	53
3.1. Wetter- und Klimamodelle	53
3.2. Das Klima-Chemiemodell EMAC	56
3.3. SWIFT	59
3.3.1. Ozonchemie im Polarwirbel	59
3.3.2. Ozonchemie außerhalb des Polarwirbels	61
3.4. Implementierung von SWIFT in EMAC	62
3.4.1. Erstellen eines neuen Submodells	62
3.4.2. Technischer Einbau	62
3.4.3. Verbesserungen und neue Features	65
3.5. Modellsimulationen	71
3.5.1. Simulationen mit voller Chemie	71
3.5.2. Simulationen mit polarer SWIFT-Chemie	72
3.5.3. Simulation mit vorgeschriebenen Ozonfeldern	73
3.5.4. Übersicht über die durchgeführten SWIFT-Simulationen	74
3.6. Methoden	76
3.6.1. Bestimmung von Stratosphärenenerwärmungen	76
3.6.2. Darstellung	76
3.6.3. Polarwirbelmittel	77
3.6.4. Einfluss auf die troposphärische Zirkulation	77
3.6.5. Der nordatlantische Ringmodus und die zonal gemittelte Kopplung	77
3.7. Zusammenfassung der Implementierung von SWIFT in EMAC	78

4. Validierung	79
4.1. Simulation des gegenwärtigen Klimas	79
4.1.1. Temperatur und Wind	79
4.1.2. Ozon	83
4.1.3. Stratosphärenenerwärmungen	86
4.1.4. Temperaturbias in der Mesosphäre	88
4.2. Vergleich der Chemie	90
4.2.1. Vergleich von SWIFT mit voller Chemie in Simulationen mit vorgeschriebener Dynamik	90
4.2.2. Vergleich der Chemie bei freilaufenden transienten Simulationen	96
4.2.3. Sensitivitätsstudie: Der Einfluss von Transport in der LS auf den chemischen Ozonabbau	98
4.2.4. Die Rückkopplung an die Strahlung	106
4.2.5. Ozonbias im Polarwirbel	108
4.3. Ausgewählte atmosphärische Zusammenhänge mit stratosphärischem Ozon	116
4.3.1. Die Propagation planetarer Wellen in die Stratosphäre und die stratosphärische Ozonzerstörung	116
4.4. Zukunftsprojektionen	119
4.5. Schlussfolgerung	122
5. Der Einfluss stratosphärischen Ozons auf die Stratosphäre und die STC	125
5.1. Stratosphärenenerwärmungen in der Zukunft	126
5.2. Änderung der stratosphärischen Ozonverteilung in der polaren unteren Stratosphäre	130
5.3. Zonalgemittelte Stratosphären-Troposphären-Kopplung	135
5.4. Abwärtskoppeln von Wellen	139
5.5. Einfluss auf den Strahlstrom der mittleren Breiten	140
6. Der Einfluss stratosphärischen Ozons auf die Troposphäre und die Vorhersagbarkeit	145
6.1. Der Einfluss zonaler Anomalien im Ozonfeld	145
6.2. Der Einfluss der Stratosphäre auf die Oberfläche	149
6.3. Schlussfolgerung	150
7. Zusammenfassung	153
Abkürzungsverzeichnis	ii
A. Ergänzungen zur Validierung	iii
A.1. Zum Vergleich der klimatologischen Ozonfelder	iii
A.2. Zum Vergleich von SL- und parametrisiertem Transport	v
A.3. Zum Ozonbias im Polarwirbel der Südhemisphäre	xvi

A.4. Zur Variabilität der Totalozonsäule	xvii
A.5. Tuning	xviii
A.6. Ergänzungen zu Stark- und Schwachwirbelereignissen	xx

Literaturverzeichnis	xxvii
-----------------------------	--------------

Kapitel 1.

Einleitung

Der Mensch nimmt auf vielfache Weise Einfluss auf das Klima dieser Erde. Der menschliche Einfluss auf die stratosphärische Ozonschicht, dessen stärkstes Signal die Entstehung des Ozonlochs im Frühling der Südhemisphäre darstellt, scheint unter Kontrolle zu sein. Mit dem Montrealer Protokoll von 1987 und seinen Folgeabkommen wurde die Emission ozonzerstörender Fluor-Chlor-Kohlenstoffe eingegrenzt. Die stratosphärische Ozonschicht beginnt sich bereits zu erholen (z. B. *Solomon et al.*, 2016). Die Ozonzerstörung hat jedoch nicht nur die Stratosphäre beeinflusst, sondern übt wegen der Kopplung der Strato- an die Troposphäre auch einen Einfluss auf Temperatur und Zirkulation in der Troposphäre aus (z. B. *Thompson und Solomon*, 2002, *Gillett und Thompson*, 2003). Diese Effekte der Ozonzerstörung und der erwarteten Ozonerholung auf den Zustand der Atmosphäre können mit Klima-Chemiemodellen gut simuliert werden.

Einen wesentlich umfangreicheren Effekt auf das Klima der Erde üben die Menschen durch den Ausstoß verschiedenster Treibhausgase aus. Der anthropogene Klimawandel konnte noch nicht in den Griff bekommen werden. Auch ist die Stärke des Klimawandels unklar.

Welchen Effekt der Klimawandel in unterschiedlichen projizierten Intensitäten haben kann, wird mit Klimamodellen untersucht. Diese Modelle versuchen den Zustand und die Wechselwirkungen in der Atmosphäre bestmöglich wiederzugeben. Ideal wäre es, könnten Modelle alle in der Atmosphäre stattfindenden Prozesse und die Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen Komponenten des Klimasystems realistisch wiedergeben. Praktisch sind solche Modelle jedoch aufgrund zu hoher technischer Anforderungen und aufgrund fehlenden Prozessverständnisses nicht vorhanden. Je nach Anwendung werden Vereinfachungen in der Auflösung des Modells und in der Repräsentation verschiedener Prozesse hingenommen.

Eine genaue Vorhersage wird zusätzlich dadurch erschwert, dass sich der Zustand der Atmosphäre nicht deterministisch bestimmen lässt, sondern vielmehr vom Chaos geprägt ist. Kleinste Änderungen können große Auswirkungen haben. So wie vor 20 Jahren als das Fehlen einer Windmessung dazu führte, dass der Sturm Lothar nicht korrekt vorhergesagt wurde (*Lobenstein*, 2017). Durch die Nutzung vieler Simulationen mit unterschiedlichen Anfangszuständen wurden Wettervorhersagen in den letzten Jahren stark verbessert. Diese Ensemblesimulationen sind auch für Klimaprojektionen hilfreich und erlauben es die möglichen Folgen des anthropogenen Klimawandels besser abzuschätzen.

Im Großteil der für Klimaprojektionen verwendeten Modelle wird auf eine interaktive Behandlung atmosphärischer Chemie verzichtet (*IPCC AR5*, 2013). Stattdessen werden für

Kapitel 1. Einleitung

Gase wie Ozon Felder benutzt, die aus Simulationen stammen, die die Chemie interaktiv berechnet haben. Über ihre Strahlungseigenschaften wechselwirken einige Spurenstoffe der Atmosphäre mit der Temperatur und durch diese mit der Dynamik der Atmosphäre. In multidekadischen Klimaprojektionen wird auf diese Wechselwirkungen häufig verzichtet, da die Nutzung der interaktiven Chemie sehr rechenzeitaufwendig ist. Modelle, die Chemie berücksichtigen und Vorhersagen auf klimatologischer Zeitskala rechnen, zeigen allerdings, dass die Rückkopplung der Chemie an Strahlung und Dynamik u.a. einen Einfluss auf die Stärke eines Klimaänderungssignals haben kann. Dies betrifft unter anderem die Klimasensitivität eines Modells (z. B. *Dietmüller et al.*, 2014, *Muthers et al.*, 2014, *Nowack et al.*, 2015), die Intensität des stratosphärischen Polarwirbels in der Südhemisphäre (z. B. *Sassi et al.*, 2005, *Waugh et al.*, 2009, *Neely et al.*, 2014) und in der Nordhemisphäre (z. B. *Gillett et al.*, 2009, *McCormack et al.*, 2011, *Rieder et al.*, 2019), das Bodendruckfeld (z. B. *Li et al.*, 2016, *Haa-se und Matthes*, 2019) und den troposphärischen Strahlstrom (z. B. *Son et al.*, 2010, *Gerber und Son*, 2014).

Klimaprojektionen können also durch die Berücksichtigung chemischer Prozesse und ihrer Rückkopplung mit Strahlung und Dynamik verbessert werden. Außerdem lässt sich eine solche Vorhersage durch die Nutzung von Ensembles verbessern. Beide Verbesserungsmöglichkeiten lassen sich nur schwer vereinbaren, da beide auf hohe Rechenleistungen angewiesen sind. In dieser Arbeit wird nun das schnelle Chemiemodell SWIFT genutzt, das in einem globalen Klimamodell angewendet werden kann und die von der Chemie benötigte Rechenleistung drastisch verringert. Dadurch wird es möglich die Wechselwirkungen zwischen Chemie, Strahlung und Dynamik im Modell zu berücksichtigen, aber auch mehrere Ensemblesimulationen durchzuführen.

In Kapitel 2 werden die Grundlagen der stratosphärischen Chemie und Dynamik sowie ihrer Wechselwirkungen miteinander und mit der Troposphäre anhand der vorhandenen Literatur vorgestellt.

Das in dieser Arbeit verwendete Klima-Chemiemodell EMAC und das schnelle stratosphärische Ozonchemiemodell SWIFT werden in Kapitel 3 vorgestellt und es wird beschrieben wie SWIFT in EMAC implementiert wurde. Folgende Fragestellungen werden in diesem Kapitel diskutiert: *Wie wurde die schnelle Ozonchemie in das Modell EMAC integriert, welche Anpassungen und Verbesserungen wurden vorgenommen? Wie kann das neue Modellsystem für multidekadische Klimawandelszenarien genutzt werden?*

Das neue Modellsystem mit SWIFT in EMAC wird in Kapitel 4 validiert. Dabei werden folgende Fragen beantwortet: *Ist die schnelle interaktive SWIFT-Chemie in EMAC in der Lage die chemische Entwicklung innerhalb des Polarwirbels im Vergleich zur CCM-Simulation wiederzugeben? Kann EMAC mit polarer SWIFT-Chemie den Klimazustand der jüngsten Vergangenheit und der Zukunft im Vergleich zu einer Simulation mit voller interaktiver Chemie realistisch wiedergeben?*

Der Einfluss des stratosphärischen Ozons auf die Stratosphäre und die Kopplung der Stratosphäre mit der Troposphäre werden in Kapitel 5 betrachtet. Hier werden folgende Fragestellungen diskutiert: *Welchen Einfluss üben stratosphärisches Ozon und die interne Variabilität auf SSWs im Hinblick auf den Klimawandel aus? Wird die Stratosphären-Troposphärenkopplung durch Unterschiede in der Berücksichtigung des Ozons beeinflusst? Wie beeinflussen ODS- und GHG-Änderungen die Lage des Jets der mittleren Breiten in der Südhemisphäre in verschiedenen Perioden des 21. Jahrhunderts?*

In Kapitel 6 wird der Einfluss interaktiven stratosphärischen Ozons auf die Troposphäre untersucht. Hier werden folgende Fragestellungen untersucht: *Können die, durch zonale Anomalien des Ozonfeldes hervorgerufenen, Unterschiede der Temperatur- und Geopotentialfelder in der Stratosphäre durch EMAC mit SWIFT-Chemie reproduziert werden? Welchen Einfluss haben die interne Variabilität und die Art der Berücksichtigung stratosphärischen Ozons auf das Auftreten von SSWs und deren Einfluss auf die Troposphäre?*

Eine Zusammenfassung und ein Ausblick werden in Kapitel 7 gegeben.

Kapitel 2.

Die Atmosphäre

Mittels des vertikalen Verlaufs der Lufttemperatur kann die Erdatmosphäre in Schichten, genannt Sphären, eingeteilt werden (siehe Abbildung 2.1). Die Übergänge zwischen den Sphären bezeichnet man als Pausen. Die unterste Schicht ist die Troposphäre, welche durch die Tropopause begrenzt ist. Aufgrund der höheren vertikalen Ausbreitung der warmen, tropischen Luft liegt die Tropopause in den Tropen bei ca. 16 km. Mit größerer Entfernung zu den Tropen ist die Tropopause in immer niedrigeren Höhen zu finden, an den Polen bei etwa 8 km. Die Troposphäre ist durch eine mit zunehmender Höhe abnehmenden Temperatur gekennzeichnet, mit den niedrigsten Temperaturen an der Tropopause. In der Troposphäre befindet sich ca. 80 % der Masse der Erdatmosphäre (*Wallace und Hobbs, 2006*) und auch der Großteil des atmosphärischen Wasserdampfes.

Oberhalb der Troposphäre nimmt die Temperatur mit der Höhe zu, bedingt durch die Absorption solarer Strahlung durch Ozon, welches in der Stratosphäre seine höchste Konzentration in der Atmosphäre hat. Die Stratopause befindet sich in etwa 50 km Höhe. In der darüber liegenden Mesosphäre nimmt die Temperatur wieder mit der Höhe ab, die Mesopause liegt in etwa 100 km Höhe. Stratosphäre und Mesosphäre zusammen werden häufig als mittlere Atmosphäre bezeichnet. Über der Mesosphäre nimmt die Temperatur in der Thermosphäre wieder zu.

Für die Menschen von besonderer Bedeutung ist die Stratosphäre, da sie durch das Vorhandensein der Ozonschicht Flora und Fauna vor schädlichen UV-Strahlen schützt und weil dynamische Ereignisse in der Stratosphäre zu einer besseren Vorhersage des Zustandes der Troposphäre beitragen können.

2.1. Die Stratosphäre

In den polaren Breiten ist die Stratosphäre geprägt von einem stabilen polzentrierten Hochdruckgebiet im Sommer und von einem Tiefdruckgebiet im Winter. Das winterliche Tiefdruckgebiet wird als Polarwirbel bezeichnet und ist in der Südhemisphäre stabiler und stärker als in der Nordhemisphäre (vgl. Abbildung 2.2 a und b). Auch ist der antarktische Polarwirbel meist polysymmetrisch, wohingegen der arktische Polarwirbel klimatologisch wegen eines Hochdruckgebietes über den Aläuten meist vom Pol Richtung Europa verschoben ist

Kapitel 2. Die Atmosphäre

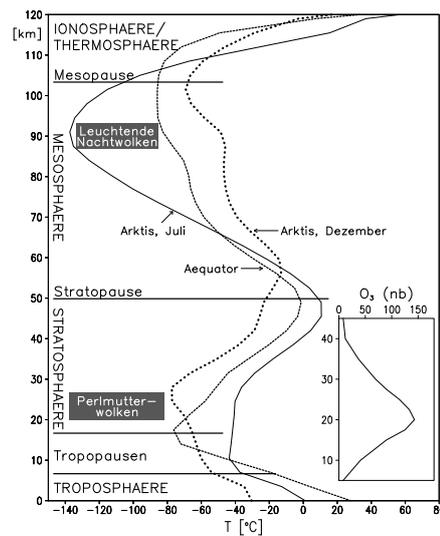


Abbildung 2.1.: Temperaturprofil [°C] (großes Bild) und Profil des Ozonpartialdrucks [nbar] (kleines Bild). Aus: Labitzke (1999).

(siehe Abbildung 2.2 b). Im Höhen-Breiten-Profil ist die winterliche Stratosphäre geprägt von starkem Westwind (Polarnachtstrahlstrom, engl. polar night jet) (Abbildung 2.2 c und d). Aufgrund der geringen Wellenanregung auf der Südhemisphäre ist der Polarnachtstrahlstrom hier stärker als auf der Nordhemisphäre, wo der Westwind entlang eines Breitengrades auch stärker variiert als über dem Südpol. Die Südhemisphäre erfährt durch ihren stärkeren und damit kälteren Polarwirbel einen stärkeren heterogenen Ozonabbau im Frühling als die Nordhemisphäre. Die Nordhemisphäre ist hingegen dynamisch aktiver.

2.1.1. Strahlung

Die Hauptenergiequelle der Erde ist die kurzwellige Einstrahlung der Sonne. Das Klima ist das Ergebnis komplexer Wechselwirkungen, die mit dem Eintrag von Strahlungsenergie in das Klimasystem beginnen. Die solare Strahlung wird im System reflektiert, absorbiert und gestreut. Die in der Atmosphäre und durch Land- oder Ozeanoberflächen absorbierte kurzwellige solare Strahlung wird als langwellige Strahlung wieder emittiert. Über 99 % der auf der Erde eintreffenden solaren Strahlung umfasst Wellenlängen von 0,1 μm bis 4 μm , wohingegen 99 % der von der Erde emittierten Strahlung Wellenlängen von 4 μm bis 0,1 mm umfasst (Petty, 2006). Da Sonne und Erde in so verschiedenen Wellenlängenbereichen emittieren, kann man die elektromagnetische Strahlung in lang- und kurzwellige Strahlung einteilen. Als kurzwellig bezeichnet man hier alle Wellenlängen unter 4 μm , als langwellig alle darüberliegenden Wellenlängen. Damit ist alle von der Sonne ausgehende Strahlung kurzwellig, die von der Erde emittierte Strahlung jedoch langwellig.

Diese langwellige Strahlung wird wiederum von klimaaktiven Gasen (z. B. Wasserdampf,

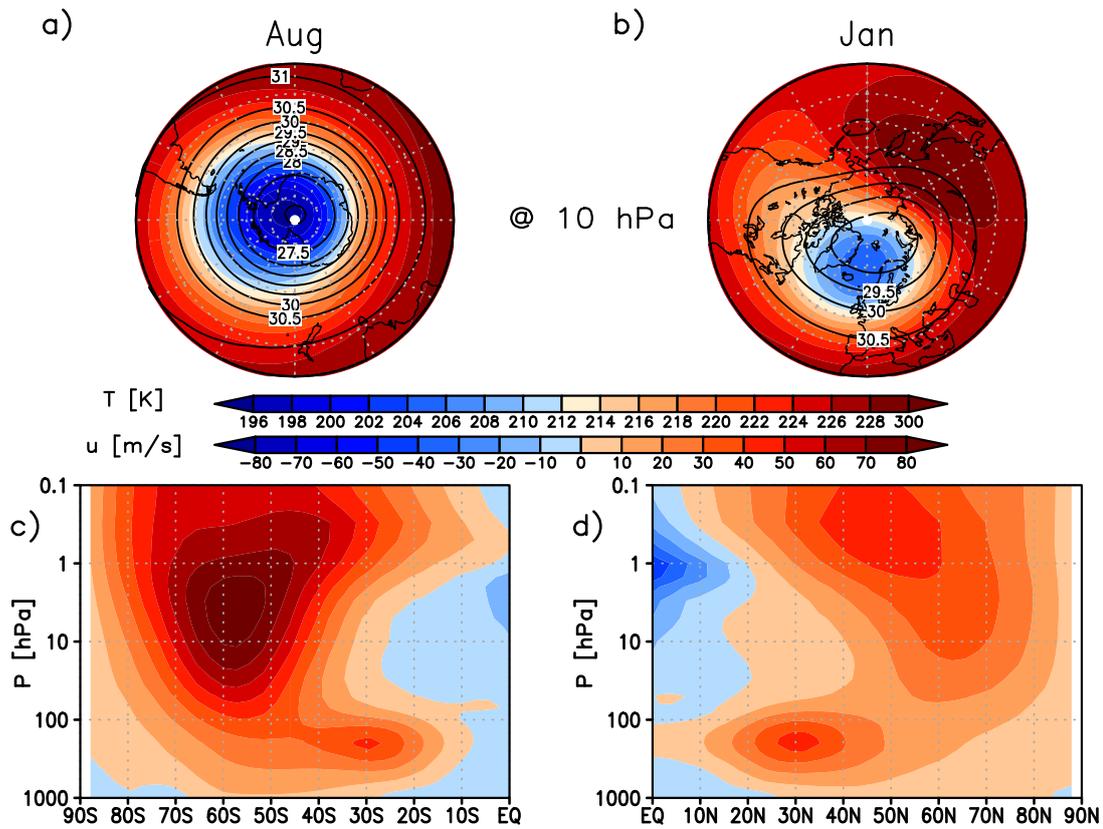


Abbildung 2.2.: Klimatologisches Mittel der Temperatur [K] und der geopotentiellen Höhe [km] in 10 hPa (a und b), sowie des zonal gemittelten Zonalwindes [m/s], jeweils für August in der Südhemisphäre (a und c) und Januar in der Nordhemisphäre (b und d) von ERA-Interim (1979–2016).

Methan, Kohlenstoffdioxid) absorbiert, was zu einer Erwärmung der Luft führt. Man spricht hier vom natürlichen Treibhauseffekt, der das Leben auf der Erde erst möglich macht. Ohne Treibhauseffekt läge die mittlere Temperatur nahe der Erdoberfläche bei etwa -18°C , mit natürlichem Treibhauseffekt liegt sie bei etwa 15°C (z. B. Petty, 2006).

Durch die annähernde Kugelform der Erde wird die einfallende solare Strahlung nicht gleichmäßig verteilt, am Äquator kommt mehr Strahlung an als an den Polen (Flato, 2011). Das Strahlungsungleichgewicht bewirkt einen meridionalen Temperaturgradienten, dieser führt wiederum zu einem Druckgradienten zwischen Äquator und Polen. Zum Ausgleich der Temperatur- und Druckunterschiede wird eine Zirkulation initiiert (Petty, 2006).

Der Klimawandel

Die natürliche Zusammensetzung der Atmosphäre hat sich durch das Wirken der Menschen verändert (Wild *et al.*, 2013, IPCC AR5, 2013). Der vermehrte Eintrag von strahlungsaktiven Gasen wie CO₂, CH₄ sowie von Aerosolen hat das Energiegleichgewicht der Erde nachhaltig beeinflusst. Auch durch die Änderungen der Eigenschaften und der Albedo des Bodens hat der Mensch das Klima beeinflusst (Trenberth, 1992). Durch die erhöhten Konzentrationen von CO₂, CH₄, N₂O und von Fluor-Chlor-Kohlenstoffen (FCKs) in der Erdatmosphäre hat sich der Strahlungsantrieb seit der Industrialisierung bereits um knapp 2 W/m² erhöht (Siehe van Vuuren *et al.*, 2011, Abbildung 10). Auf Grundlage verschiedener Möglichkeiten sozio-ökonomischen Wandels, technologischen Wandels, Änderungen in Energie- und Landnutzung, sowie des Ausstoßes von Treibhausgasen und Luftschadstoffen wurden verschiedene Klimawandelszenarien entwickelt, welche den gesamten Effekt anthropogener Einflüsse auf die Änderung des Strahlungsantriebes projizieren (Trenberth, 1992). Abbildung 2.3 zeigt die Entwicklung von CO₂, CH₄ und N₂O für die representative concentration pathway (RCP)¹-Szenarien RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 sowie RCP8.5. Bei diesen Szenarien wird mit einer Erhöhung des Strahlungsantriebes von Präindustrieller Zeit bis 2100 von jeweils 2,6 W/m², 4,5 W/m², 6,0 W/m² und 8,5 W/m² gerechnet.

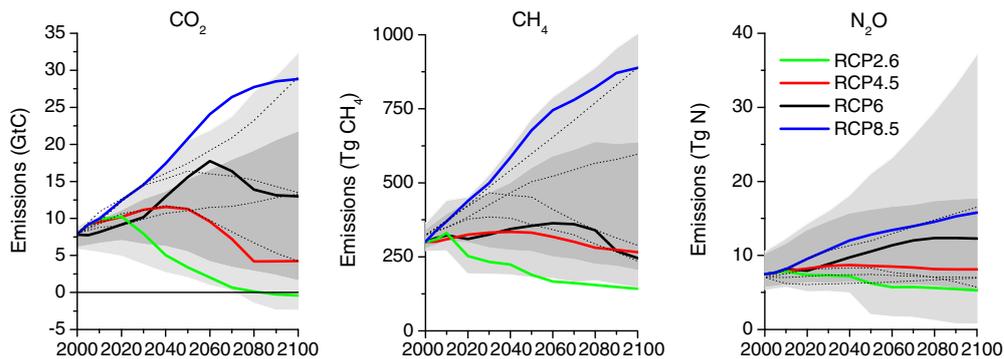


Abbildung 2.3.: Emissionen der Haupttreibhausgase für die verschiedenen RCP-Szenarien. Von van Vuuren *et al.* (2011).

2.1.2. Dynamik der Stratosphäre

Die stratosphärischen Felder wie Temperatur oder Geopotential sind geprägt von großräumigen Wellenstrukturen. Während die Troposphäre von kleinräumigen und kurz andauernden Strukturen gekennzeichnet ist, sind die meteorologischen Felder in der Stratosphäre entlang eines Breitengrades oftmals weniger variabel. Dies kann mit der Ausbreitung und Filterung

¹Representative concentration pathway

atmosphärischer Wellen erklärt werden. Mathematisch lässt sich jede Feldvariable $u(x, t)$ mittels des (linearen) Störungsansatzes aufteilen in einen Grundzustand \bar{u} , der von Zeit und geographischer Länge unabhängig ist, und eine Abweichung $u'(x, t)$ hiervon, die mit der Zeit und der geographischen Länge variiert. Als Wellen bezeichnen wir also Oszillationen in Feldvariablen, die sich in Raum und Zeit ausbreiten (Holton, 2004). Wellen sind quasi-periodisch und können ohne die Fluidteilchen zu transportieren Informationen austauschen (Andrews et al., 1987). Im folgenden werden lineare Wellen beschrieben, d. h. Wellen deren Amplitude klein genug ist, dass die linearisierten Euler'schen Bewegungsgleichungen gelten. Eigenschaften linearer Wellen sind neben ihrer Linearität Stetigkeit, Reibungslosigkeit, Adiabasie und ihr Nichteinwirken auf die Geschwindigkeit des zonalen Grundstroms (Andrews et al., 1987).

Es gibt eine Vielzahl von Möglichkeiten Wellen zu klassifizieren, beispielsweise nach ihrem Rückstellmechanismus. Für die mittlere Atmosphäre sind hier vor allem zwei Wellenarten relevant: planetare Wellen und Schwerewellen.

Ausschlaggebend für planetare Wellen (auch Rossby-Haurwitz-Wellen), welche sich horizontal-transversal ausbreiten, ist die Drehimpulserhaltung. Als rücktreibende Kraft wirkt hier der Beta-Effekt, d. h. die Änderung des Coriolis-Parameters mit der geographischen Breite. Wird ein Luftpaket beispielsweise nach Norden ausgelenkt, so nimmt seine Erdvorticity zu. Da die Gesamt vorticity sich nicht ändert, muss sich nun die relative Vorticity ändern, in diesem Fall abnehmen. Das heißt das Luftpaket wird nach Süden abgelenkt. Wenn das Luftpaket nun über seine Ausgangsbreite hinaus nach Süden abgelenkt wurde, nimmt die Erdvorticity wiederum ab, die relative Vorticity muss also wieder zunehmen, damit die Gesamt vorticity konstant bleiben kann. Das Luftpaket wird demnach wieder nach Norden ausgelenkt und es kommt zu einer Oszillation.

Planetare Wellen (PWs) können beispielsweise an Gebirgen oder Land-See-Kontrasten ausgelöst werden. Da diese in der Nordhemisphäre in größerer Zahl vorhanden sind als in der Südhemisphäre, gibt es in der Nordhemisphäre mehr PWs. Von ihrer Antriebsregion in der Troposphäre breiten sie sich vertikal aus. Die Ausbreitung hängt jedoch vom zonalen Grundstrom des jeweiligen Gebiets ab. Innerhalb der Theorie linearer Wellen gilt nach Charney und Drazin (1961):

$$0 < \bar{u} - c < \bar{u}_c = \beta(k^2 + l^2 + \frac{f_0^2}{4N^2H^2})^{-1}. \quad (2.1)$$

Hier ist \bar{u} der zonal gemittelte Zonalwind, c die Phasengeschwindigkeit der Welle und \bar{u}_c die kritische Geschwindigkeit. Diese setzt sich zusammen aus dem Coriolisparameter $f = 2\Omega \sin\phi$, der in der geostrophischen Approximation als konstant f_0 angenommenen wird (mit der Rotationsgeschwindigkeit der Erde Ω und der geographischen Breite ϕ), seiner meridionalen Variation $\beta = \frac{df}{dy}$, der zonalen Wellenzahl k , der meridionalen Wellenzahl l , der Skalenhöhe H , sowie der Brunt-Väisälä-Frequenz N^2 .

Für stationäre Wellen, d. h. mit einer Phasengeschwindigkeit $c = 0$, gilt:

$$0 < \bar{u} < \bar{u}_c. \quad (2.2)$$

Kapitel 2. Die Atmosphäre

Stationäre PWs können sich also nur in moderaten Westwinden ausbreiten (*Andrews et al.*, 1987). In der Stratosphäre können sich PWs demnach nur im Winter ausbreiten, da im Sommer Ostwinde vorherrschen. Die kritische Windgeschwindigkeit für die Wellenausbreitung ist abhängig von der Wellenzahl. In 60° N können sich PWs mit Wellenzahl eins in Westwinden kleiner als 28 m/s, mit Wellenzahl zwei in Westwinden kleiner als 16 m/s ausbreiten (*Andrews et al.*, 1987). Treffen PWs auf kritische Flächen, d. h. Flächen, in denen die kritische Windgeschwindigkeit erreicht wird, ist die Theorie der stetigen, linearen, konservativen PW nicht länger erfüllt. Weitere physikalische Prozesse müssen berücksichtigt werden, z. B. Transienz, Dissipation und Nichtlinearität (*Andrews et al.*, 1987).

Schwerewellen (engl. gravity waves, kurz: GWs) sind vertikal-transversale Wellen und werden aufgrund von Dichteunterschieden von Luftpaketen ausgelöst, rücktreibende Kraft ist die Schwerkraft, beziehungsweise der Auftrieb. Sie werden daher auch als Auftriebswellen (engl. buoyancy waves) bezeichnet (*Lange*, 2002). Wird ein Luftpaket mit relativ hoher Dichte in ein Gebiet mit niedrigerer Dichte ausgelenkt, so wird es aufgrund der Auftriebs-, bzw. der Schwerkraft wieder "zurückgestellt". Treffen Schwerewellen auf eine instabile Region, so können sie sich nicht mehr ausbreiten und brechen. Nach *Lindzen* (1981) ist das Brechungsniveau für GWs die Höhe, in der die Isentropen erstmals vertikal sind, also die statische Stabilität verloren geht und Turbulenz und Mischen wichtig werden.

Die Berechnung des Transformierten Eulerschen Mittels

Wendet man das Euler'sche Mittel, welches eine Variable A in sein zonales Mittel \bar{A} und die Abweichung hiervon A' aufspaltet, auf die atmosphärischen Grundgleichungen² an, erhält man die Grundgleichungen im konventionellen atmosphärischen Mittel. Das konventionelle Euler'sche Mittel kann atmosphärische Bewegungen wie die troposphärischen Zirkulationszellen (Polarzelle, Ferrel-Zelle und Hadley-Zelle) gut erklären, scheitert jedoch bei der Diagnose des Effekts atmosphärischer Wellen auf die Zirkulation oder den Transport atmosphärischer Spurenstoffe, da sich Wellen- und Grundstromflüsse hier nahezu ausgleichen (z. B. *Holton*, 2004).

Stattdessen kann zur Untersuchung der Einflüsse atmosphärischer Wellen das Transformierte Euler'sche Mittel verwendet werden. Hier wird die Residualzirkulation wie folgt definiert:

$$\bar{v}^* = \bar{v} - \frac{R}{\rho_0 H} \frac{\partial(\rho_0 \overline{v'T'}/N^2)}{\partial z}, \quad (2.3)$$

$$\bar{w}^* = \bar{w} + \frac{R}{H} \frac{\partial(\overline{v'T'}/N^2)}{\partial z}. \quad (2.4)$$

Nun ersetzen \bar{v}^* und \bar{w}^* jeweils \bar{v} und \bar{w} im konventionellen Euler'schen Mittel (siehe *Holton*, 2004, Gleichungen 10.11 und 10.12) und ergeben so das Transformierte Euler'sche Mit-

²Bewegungsgleichungen in zonaler und meridionaler Richtung, hydrostatische Approximation, Kontinuitätsgleichung und 1. Hauptsatz der Thermodynamik

tel:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f_0 \bar{v}^* = + \frac{1}{\rho_0} \nabla \cdot \mathbf{F} + \bar{X} \equiv \bar{G} \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \frac{N^2 H}{R} \bar{w}^* = \frac{\bar{J}}{c_p} \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial \bar{v}^*}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial(\rho_0 \bar{w}^*)}{\partial z} = 0 \quad (2.7)$$

Der Eliassen-Palm-Fluss-Vektor (EP-Vektor) \mathbf{F} ist für großskalige quasi-geostrophische Wel-

len wie folgt definiert: $\mathbf{F} = \begin{pmatrix} 0 \\ F_y \\ F_z \end{pmatrix}$ mit der meridionalen Komponente $F_y = -\rho_0 \overline{u'v'}$ und

der vertikalen Komponente $F_z = \frac{\rho_0 f_0 R}{N^2 H} \overline{v'T'}$. Der EP-Vektor ist in meridionaler Richtung also durch den Impuls- und in der Vertikalen durch den Wärmefluss gekennzeichnet. Der EP-Vektor beschreibt die Ausbreitung atmosphärischer Wellen, seine Divergenz die Wirkung der Wellen auf den Grundstrom.

Für stetige (keine zeitliche Änderung der Wellenamplitude) und konservative (kein Auftreten von Dissipation) Wellen gilt das Nicht-Beschleunigungstheorem:

$$\nabla \cdot \mathbf{F} = 0. \quad (2.8)$$

Das generalisierte Eliassen-Palm-Theorem von *Andrews und McIntyre* (1978) beinhaltet auch Wellentransienz (also zeitlich variierende Amplituden A), Dissipation D und nicht-lineare Effekte $O(\alpha^3)$:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{F} = D + O(\alpha^3). \quad (2.9)$$

Stratosphärenenerwärmungen

Die winterliche Stratosphäre ist im klimatologischen Mittel geprägt von einem starken Tiefdruckgebiet mit einer Kaltluftregion über dem Pol und starken Westwinden um 60° nördlicher oder südlicher Breite. Gibt es eine vermehrte Ausbreitung planetarer Wellen von der Troposphäre in die polare Stratosphäre, stoßen die Wellen dort in einer bestimmten Höhe auf Winde, die eine weitere vertikale Ausbreitung verhindern. Diese Höhe wird als kritische Schicht bezeichnet. Hier brechen die Wellen und übertragen ihren Impuls auf den Grundstrom (z. B. *Matsuno*, 1971, *Andrews et al.*, 1987, *Holton*, 2004). Es kommt außerdem zu einer Erwärmung der Polregion. Damit herrschen am Pol höhere Temperaturen als in den sonst wärmeren Breiten um 60° , der Temperaturgradient dreht sich demnach um. Durch das Brechen der Wellen und die damit einhergehende Abschwächung des zonalen Grundstroms wandert die kritische Schicht nach unten. Haben sich so die Wind- und Temperaturänderungen bis in die mittlere Stratosphäre bei 10 hPa durchgesetzt, spricht man von einer plötzlichen Stratosphärenenerwärmung (engl. sudden stratospheric warming, kurz SSW). Die erste

Kapitel 2. Die Atmosphäre

SSW wurde für den Winter 1951/ 52 von Richard Scherhag dokumentiert (Scherhag, 1962). Man unterscheidet nach Labitzke (1999) folgende Arten von Stratosphärenenerwärmungen:

- **Große Stratosphärenenerwärmung:** Sowohl zonal gemittelter Zonalwind in 60° als auch Temperaturgradient zwischen Pol und 60° kehren sich in 10 hPa um (z. B. McInturff und National Meteorological Center (Washington (D.C.)), 1978). Stratosphärenenerwärmungen können in *Displacement* und *Split* Erwärmungen eingeteilt werden (Charlton und Polvani, 2007). Die Einteilung sollte hierbei durch Betrachtung des initialen Wellenimpulses erfolgen, nicht nach der finalen Position des stratosphärischen Wirbels. Bei einigen Stratosphärenenerwärmungen ändert sich der augenscheinliche Typ der Erwärmung im Laufe ihrer Entwicklung (z. B. Choi et al., 2019). In der Nordhemisphäre treten SSWs mit einer Frequenz von etwa 6 Ereignissen in 10 Jahren auf (Charlton und Polvani, 2007). In der Südhemisphäre wurde bisher nur 2002 eine Große Stratosphärenenerwärmung beobachtet (z. B. Baldwin et al., 2003a).
- **Kleine Stratosphärenenerwärmung** (engl. **Minor Warming**): In einer Höhe von 10 hPa dreht sich zwar der Temperaturgradient zwischen Pol und 60° um, nicht jedoch der Zonalwind in 60° . Kleine Stratosphärenenerwärmungen können in Nord- und Südhemisphäre auftreten. Eine Sonderform der Kleinen Stratosphärenenerwärmung ist die Kanadische Erwärmung (engl. Canadian Warming), die vor allem im Frühwinter in der Nordhemisphäre auftritt. Sie wird verursacht durch eine Verstärkung oder ostwärtige Verschiebung des Aläutenhochs in Richtung Kanadas (z. B. Labitzke, 1977). Die Kanadische Erwärmung hat keine Entsprechung in der Südhemisphäre.
- **Finale Stratosphärenenerwärmung** (engl. **Final Warming**): Diese Form der Stratosphärenenerwärmung erfüllt die Kriterien einer großen Stratosphärenenerwärmung und wird durch denselben Mechanismus verursacht. Sie findet jedoch so spät im Frühling statt, dass es nach der Finalen Stratosphärenenerwärmung nicht mehr zu einer Erholung des Polarwirbels kommt, sondern die Sommerzirkulation erhalten bleibt. Die langsame, strahlungsbedingte Umstellung zur Sommerzirkulation wird hier nicht als Finale Stratosphärenenerwärmung bezeichnet.

Während SSWs durch sich aufwärts ausbreitende planetare Wellen verursacht werden, kann deren Auslösung und Propagation durch verschiedene Mechanismen modifiziert werden. So zeigten Holton und Tan (1980), dass die Phase der QBO, also der quasi-zweijährigen Oszillation im Wind der tropischen unteren Stratosphäre, die Ausbreitung von PWs im Nordwinter und damit das Auftreten von SSWs beeinflussen kann. Labitzke (1987) und Labitzke und Loon (1988) zeigten weiterhin, dass auch der 11jährige solare Zyklus durch die unterschiedliche Erwärmung in der tropischen Stratosphäre einen Einfluss auf die Ausbreitung von PWs hat und SSWs vermehrt auftreten, wenn die QBO in ihrer Westphase bei gleichzeitigem solaren Maximum oder wenn die QBO in Ostphase bei gleichzeitigem solaren Minimum ist. Bei ENSO Warmereignissen ist das Auftreten von SSWs ebenfalls begünstigt (van Loon und Labitzke, 1987).

Neben den natürlichen Zyklen und Schwankungen beeinflusst auch der anthropogene Klimawandel die Stratosphäre. In der Stratosphäre bewirkt die CO_2 -Zunahme eine Abkühlung, die durch die globale Ozonabnahme verstärkt wird (*IPCC/TEAP*, 2005). Änderungen in der Klimatologie der Stratosphäre und der Ausbreitung planetarer Wellen legen nahe, dass sich auch die Eigenschaften von SSWs ändern könnten. In einer Modellvergleichsstudie haben *Ayarzagüena et al.* (2018) gezeigt, dass für die Zukunft keine signifikanten Änderungen in den Eigenschaften von SSWs vorhergesagt werden können. Die Variabilität zwischen den Modellen ist größer als ein möglicher Effekt auf die SSW-Eigenschaften.

Die meridionale Residualzirkulation

Im Gegensatz zur Troposphäre, in der pro Hemisphäre drei meridionale Zirkulationssysteme zu beobachten sind, gibt es in der Stratosphäre nur eine Zirkulation pro Hemisphäre und in der Mesosphäre lediglich ein globales Zirkulationssystem. Die ersten Beschreibungen eines stratosphärischen Zirkulationssystems stammen von *Brewer* (1949) und *Dobson* (1956), die aufgrund der Verteilung von Wasserdampf bzw. Ozon Rückschlüsse auf die Zirkulation oberhalb der Tropopause zogen (*Brasseur und Solomon*, 2005). Diese Zirkulation, die Spurenstoffe in der mittleren Atmosphäre transportiert, bezeichnet man als Brewer-Dobson-Zirkulation (BDC). Sie setzt sich zusammen aus der Residualzirkulation (RC) und quasi-horizontalem Mischen (engl. stirring). Die RC erfolgt dabei über isentrope Flächen hinweg und ist diabatisch. Beim Absinken kommt es zu adiabatischer Erwärmung, beim Aufsteigen zu adiabatischer Abkühlung. Die RC verstärkt die Gradienten atmosphärischer Spurenstof-

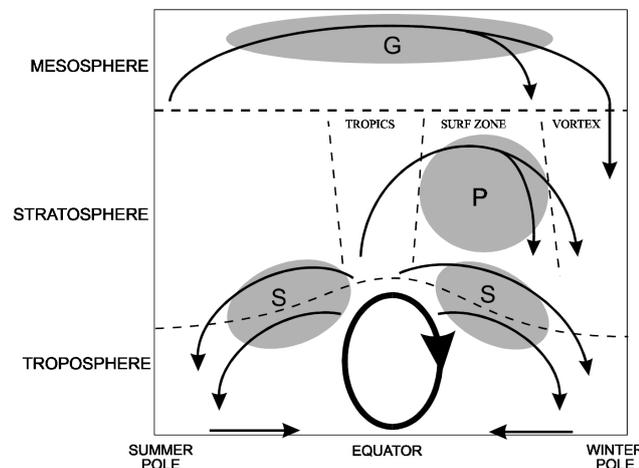


Abbildung 2.4.: Mittlere Residualzirkulation der Atmosphäre. Die fett gedruckte Ellipse zeigt die thermisch angetriebene Hadley-Zirkulation, die grauen Flächen die Regionen mit Wellenbrechen, welche für den Antrieb der verschiedenen Äste der stratosphärischen und mesosphärischen Zirkulation verantwortlich sind. "S", "P", und "G" beziehen sich jeweils auf synoptische und planetare Wellen, bzw. Schwerewellen. Aus: *Plumb* (2002).

Kapitel 2. Die Atmosphäre

fe im Höhen-Breiten-Schnitt. Das horizontale Mischen erfolgt entlang der Isentropen und verringert die Gradienten der quasi-inerten Stoffe (*Brasseur und Solomon, 2005*). Demnach sind die Gradienten langlebiger Stoffe weitestgehend durch den Transport bestimmt und damit für all diese Stoffe nahezu gleich. Im aufsteigenden Ast der troposphärischen Hadley-Zirkulation werden Spurengase in die Stratosphäre eingeführt (siehe Abbildung 2.4). Die stratosphärische Zirkulation kann in einen oberen und unteren Ast eingeteilt werden (*Birner und Bönisch, 2011*). Der obere Ast der stratosphärischen RC ist gekennzeichnet von einem aufsteigenden Ast in den Tropen und einen absteigenden Ast in der Winterhemisphäre. Die Zirkulation wird angetrieben durch planetare Wellen, die sich in die Stratosphäre ausbreiten können, dort brechen und üben dabei einen zonalen Wellenantrieb (engl. wave drag) ausüben. Aus Kontinuitätsgründen muss es infolge des Wellenantriebs Absinken über dem Pol und Aufsteigen über dem Äquator geben. Da sich planetare Wellen nur in Westwinden ausbreiten können, die je nach Wellenlänge eine bestimmte Geschwindigkeit nicht überschreiten dürfen, und da in der sommerlichen Stratosphäre Ostwinde vorherrschen, können sich in der Winterhemisphäre mehr PWs ausbreiten und brechen. Daher ist die RC in der Winterhemisphäre dominant. In der Sommerhemisphäre kann durch das Brechen von Schwerewellen eine schwache ebenfalls polwärtige Zirkulation entstehen (*Alexander und Rosenlof, 1996*). Im unteren Ast der stratosphärischen Zirkulation kommt es ebenfalls in den Tropen zu einem Aufsteigen und zu einem Absinken über den Polen, allerdings steigt die Luft hier nicht in die obere Stratosphäre auf, sondern ist bereits in der unteren Stratosphäre polwärts gerichtet. Dieser Ast der stratosphärischen Zirkulation wird durch das Brechen synoptischer Wellen hervorgerufen und tritt sowohl in der Sommer- als auch in Winterhemisphäre auf. Die mesosphärische Zirkulation ist vom Sommer- zum Winterpol gerichtet und wird durch das Brechen von Schwerewellen verursacht.

Da sich planetare Wellen, die die BDC in der Stratosphäre antreiben, nur in Westwinden ausbreiten können, ist die BDC in der jeweiligen Winterhemisphäre am stärksten und von einem aufsteigenden Ast in den Tropen und Absinken über dem Pol gekennzeichnet (Siehe Abbildung 2.4). Dies führt in der jeweiligen Winterhemisphäre zum Transport von Spurengasen aus äquatorialen in hohe Breiten, sowie zu einer adiabatischen Erwärmung über dem Pol. So wird während des Winters Ozon in die hohen Breiten transportiert und die Luft im Polarwirbel durch die Absinkbewegung adiabatisch erwärmt. Die in Nord- und Südhemisphäre unterschiedliche Land-See-Verteilung führt dazu, dass in der Südhemisphäre weniger planetare Wellen ausgelöst werden, daher ist die BDC in der Südhemisphäre und damit auch der Transport atmosphärischer Spurenstoffe in die winterliche Stratosphäre der Südhemisphäre (SH) schwächer als in der Nordhemisphäre (NH).

2.1.3. Chemie der Stratosphäre

Sauerstoff ermöglicht das Leben auf der Erde auf zweierlei Arten, zum einen als molekularer Sauerstoff zum Atmen und bei der Photosynthese, zum anderen als dreiatomiger Sauerstoff, genannt Ozon, als Filter der für Flora und Fauna schädlichen UV-Strahlung der Sonne. Zwischen 20 und 50 km Höhe erstreckt sich in der Stratosphäre die Ozonschicht, die einen

Großteil des schädlichen UV-Anteils der Sonne filtert (z. B. *Labitzke*, 1999).

Ozonproduktion

Der Großteil des stratosphärischen Ozons wird durch die Reaktion von molekularem und atomarem Sauerstoff und zu einem geringen Anteil auch durch Methanoxidation gebildet (z. B. *Johnston und Kinnison*, 1998). Die reine Sauerstoffchemie wurde erstmals von *Chapman* (1930) beschrieben. Er beschrieb die Bildung von Ozon durch die Photodissoziation von molekularem Sauerstoff durch UVC-Strahlung mit Wellenlängen λ kleiner als 242 nm (Gleichung 2.10) und die anschließende Reaktion von atomarem mit molekularem Sauerstoff (Gleichung 2.11).



Durch Photodissoziation von Ozon bei Wellenlängen zwischen 310 und 1140 nm (Gleichung 2.12) oder durch Kollision mit atomarem Sauerstoff (Gleichung 2.13) kann Ozon zerstört werden.



Die Reaktionen 2.11 und 2.12 laufen sehr schnell ab. Wegen der schnellen Umwandlungen von atomarem Sauerstoff und Ozon kann man diese als chemische Familie zusammenfassen. Die Summe aus atomarem und dreiatomigem Sauerstoff ergibt O_x ('odd oxygen') und ändert sich nur langsam. Das Konzept der chemischen Familien wird auch auf viele andere Spezies angewandt und ist für die Modellierung atmosphärischer Chemie hilfreich.

Die Photodissoziation von Ozon (Gleichung 2.12) kann bei sichtbarem Licht erfolgen ($\lambda < 1140 \text{ nm}$), wobei sich der bei der Reaktion gebildete Sauerstoff in seinem Grundzustand befindet (O^3P); oder bei UVB-Strahlung ($\lambda < 310 \text{ nm}$), hierbei wird ein Sauerstoffatom im elektronisch angeregten Zustand erzeugt (O^1D). Sauerstoff im Grundzustand kann bei Reaktion mit einem Sauerstoffmolekül und einem Stoßpartner M (O_2, N_2) wieder zu Ozon reagieren (Gleichung 2.11). Der angeregte Sauerstoff kann nach vielen Reaktionen mit unreaktiven Molekülen wieder in den Grundzustand überführt werden (Kollisionsdeaktivierung, engl. Quenching) und dann mit Sauerstoff zu Ozon reagieren (*Jacobson*, 2005, *Brönnimann*, 2002). Da die Sauerstoffkonzentration in der Atmosphäre mit der Höhe ab-, die Strahlungsinintensität der Sonne aber mit der Höhe zunimmt, ist die Sauerstoffproduktion durch Gleichung 2.10 in einer Höhe zwischen 20 und 30 km maximal, dort erreicht die Ozonkonzentration ihren höchsten Wert (z. B. *Seinfeld und Pandis*, 2006).

Da die Anzahl der Stoßparameter M mit der Höhe abnimmt, ändert sich das Verhältnis von O und O_3 mit der Höhe (Gleichung 2.11). Aus diesem Grund ist in größeren Höhen weniger Ozon und mehr atomarer Sauerstoff zu finden.

Kapitel 2. Die Atmosphäre

Der Chapman-Zyklus allein kann die beobachtete Ozonkonzentration jedoch nicht erklären. Ein Vergleich der totalen globalen Ozonproduktion und -zerstörung zeigt, dass Ozon 5-Mal schneller gebildet wird als es durch den Chapman-Zyklus zerstört wird (*Andrews et al.*, 1987). Ozonzerstörung erfolgt im Chapman-Mechanismus über Reaktion 2.13, diese dauert in 40 km etwa einen Tag, kann aber durch katalytische Prozesse beschleunigt werden (*Wallace und Hobbs*, 2006).

Katalytische Ozonzerstörung

Einige atmosphärische Gase können als Katalysatoren für den Ozonabbau wirken, indem sie mit Ozon reagieren (Gleichung 2.14). Der Katalysator X oxidiert hierbei und molekularer Sauerstoff entsteht (z. B. *Brasseur und Solomon*, 2005). Der oxidierte Katalysator (beispielsweise H , OH , NO , Cl , Br) kann dann mit atomarem Sauerstoff reagieren, wobei molekularer Sauerstoff entsteht und der Katalysator wieder reduziert wird (Gleichung 2.15). Netto werden also Ozon und atomarer Sauerstoff in zwei Sauerstoffmoleküle umgewandelt, der Katalysator wird wieder frei (Gleichung 2.16).



Neben diesem Zyklus gibt es noch andere katalytische Zyklen, die Ozon abbauen. Als Katalysatoren wirken unter anderem Wasserstoffverbindungen OH und HO_2 (zusammengefasst als chemische Familie HO_x) (z. B. *Bates und Nicolet*, 1950), sowie die Stickstoffverbindungen NO und NO_2 (zusammen: NO_x) (z. B. *Crutzen*, 1970, *Johnston*, 1971).

Auch Chlor (*Stolarski und Cicerone*, 1974) und Brom (*Wofsy et al.*, 1975) können als Katalysatoren für ozonabbauende Prozesse dienen. Diese Halogene stammen teilweise aus natürlichen Quellen, zu einem großen Anteil jedoch aus anthropogenen Quellen. Zu Beginn der 1930er Jahre wurden chlor- und fluorhaltige Kohlenstoffe entwickelt, welche in der Troposphäre chemisch inert sind und beispielsweise als Kühlmittel in Kühlschränken oder als Treibgas für Spraydosen verwendet wurden. Auch bei der Herstellung von Schaumstoffen, Wegwerfbehältern und Feuerlöschmitteln kamen sie zum Einsatz. Bei diesen halogenierten Kohlenstoffen wurden Wasserstoffatome von Methan (CH_4) oder Ethan (C_2H_6) durch Chlor- oder Fluoratomer ersetzt (*Jacobson*, 2005). Werden alle Wasserstoffatome ersetzt, spricht man von Fluorchlorkohlenstoffen (FCKs), ist noch ein Wasserstoffatom in der Verbindung enthalten, wird der Stoff als Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoffe (FCKWs) bezeichnet. Die bromhaltigen Kohlenwasserstoffe werden Halone genannt. Diese halogenierten Kohlenstoffe sind in der Troposphäre chemisch inert und werden dort gut vermischt. Hauptsächlich über den aufsteigenden Ast der BDC in den Tropen gelangen sie in die Stratosphäre. Dort können sie

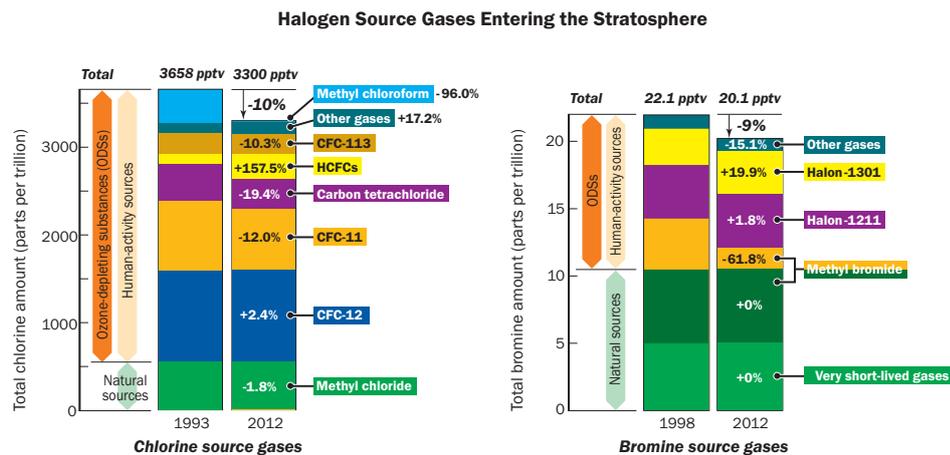


Abbildung 2.5.: Änderungen der Halogenquellgase, die in die Stratosphäre gelangen für Chlor (links) und Brom (rechts). Aus: WMO, 2014.

durch UV-Strahlung photolysiert werden, wodurch die Halogene gelöst werden und als Katalysatoren für Ozonzerstörung bereit stehen (siehe Gleichungen 2.14-2.16). Halogene in der Stratosphäre bilden Säuren oder Nitrats (*Brasseur und Solomon, 2005*).

Fluor wird so stark in seine Reservoirspezies gebunden, dass praktisch keine aktiven Verbindungen für chemische Reaktionen zur Verfügung stehen. Der Effekt von Fluor auf Ozon ist somit vernachlässigbar. Chlor wird in den Reservoirspezies Salzsäure (HCl) und Chlornitrat (ClONO₂) gebunden. Durch Reaktion mit dem Hydroxylradikal (OH) und durch Photolyse können die Reservoirgase in aktive Chlorverbindungen (ClO_x = Cl + ClO) umgewandelt werden. Auch Brom wird in der Atmosphäre als Säure (HBr) und Nitrat (BrONO₂) gebunden. Brom ist in seinen Reservoirgasen jedoch weniger stark gebunden als Chlor, weswegen aktives Brom (BrO_x) bei der Ozonzerstörung effektiver ist als aktives Chlor. Die katalytischen Zyklen sind miteinander gekoppelt. So führt beispielsweise ein Anstieg von N₂O in der Stratosphäre zu einer Verstärkung des NO_x-Zyklus, aber auch zu einer Abschwächung des ClO_x-Zyklus, da mehr aktives Chlor in der Reservoirspezies ClONO₂ gebunden werden kann.

Man nennt diese Stoffe aufgrund ihrer Wirkung ozonzerstörende Substanzen (engl. ozone depleting substances, ODS). Seit der Entdeckung der ozonzerstörenden Wirkung der FCKs (z. B. *Molina und Rowland, 1974, Rowland und Molina, 1975*) wurden alternative Verbindungen entwickelt, die eine geringere ozonzerstörende Wirkung haben. Da FCKs und deren Ersatzstoffe jedoch thermische Infrarot-Strahlung absorbieren, wirken sie auch als Treibhausgase.

Chlor in der Stratosphäre ist größtenteils anthropogener Natur (Abbildung 2.5). Lediglich 16 % sind natürlichen Ursprungs, einzig aus Methylchlorid (CH₃Cl). Stratosphärisches Brom stammt zu 50 % aus natürlichen Quellen (*Seinfeld und Pandis, 2006*). Stickoxide in der Stratosphäre stammen aus Transportprozessen aus der Troposphäre oder aus der Oxidation von

Kapitel 2. Die Atmosphäre

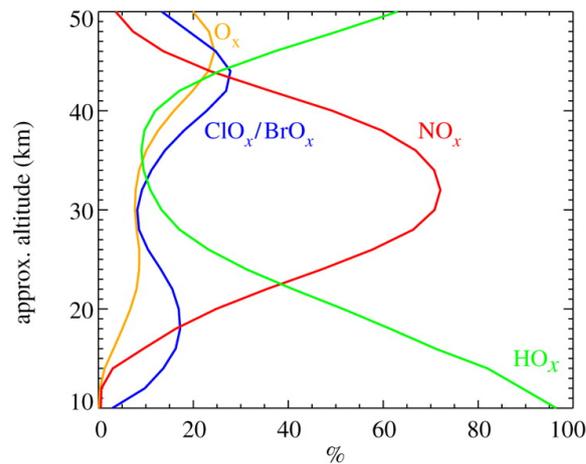


Abbildung 2.6.: Global gemittelte Ozonverlustraten [%] durch chemische Familien HO_x (grün), NO_x (rot), ClO_x und BrO_x (blau) und O_x (gelb) für Quellgase auf dem Niveau des Jahres 2000 für das 2-dimensionale NCAR-Modell. Aus: Portmann *et al.* (2012).

N₂O in der Stratosphäre (Jacobson, 2005). Distickstoffmonooxid wird von Bakterien in Düngemitteln, Abwasser und Ozeanen emittiert, sowie bei Biomasse- und automobiler Verbrennung freigesetzt und ist in der Troposphäre inert (Seinfeld und Pandis, 2006). Durch die hohe Konzentration von O(¹D) in der Stratosphäre kann N₂O reagieren, wobei die Reaktion zu 5 % zur Bildung von NO und zu 95 % zur Bildung von N₂ und O₂ führt (Jacob, 1999). In den 1960er Jahren planten die USA den Bau einer Flotte von Überschallflugzeugen und gaben Studien zur Untersuchung des Effekts auf die Ozonschicht in Auftrag, da durch die Abgase NO direkt in die Stratosphäre eingeführt würde (Johnston, 1971). Die erwartete Wirkung auf die Ozonschicht trug dazu bei, dass die Flotte nicht gebaut wurde.

In verschiedenen Höhen der Stratosphäre dominieren unterschiedliche ozonabbauende Zyklen den Ozonverlust (siehe Abbildung 2.6). Der HO_x-Zyklus dominiert in der oberen Stratosphäre und Mesosphäre, sowie in der unteren Stratosphäre. Dabei beinhaltet der ozonabbauende Zyklus in der oberen Stratosphäre eine Reaktion mit atomarem Sauerstoff, während in der unteren Stratosphäre eine Reaktion mit Ozon stattfindet, welcher der effektivste ozonabbauende Zyklus ist, der nur Ozon als reaktive O_x-Spezies enthält (Brasseur und Solomon, 2005). In der mittleren Stratosphäre wird der Ozonabbau durch den NO_x-Zyklus dominiert. Der Chapman-Zyklus hat seinen größten Ozonabbau in der oberen Stratosphäre. Der Ozonabbau durch Halogenverbindungen hat zwei Maxima. In der oberen Stratosphäre erfolgt der Ozonabbau vor allem durch Chlor, in der unteren Stratosphäre sowohl durch Brom als auch Chlor und deren gekoppeltem Zyklus (Seinfeld und Pandis, 2006). Katalytische Zyklen, die Sauerstoff als Reaktionspartner enthalten, sind vor allem in der mittleren und oberen Stratosphäre wichtig. Wegen der oben erwähnten Kopplung der katalytischen Zyklen ist die Summe der Ozonänderungsraten der einzelnen Zyklen nicht gleich der totalen Ozonänderungs-

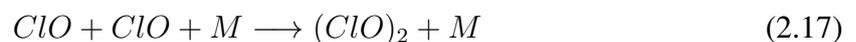
rate durch katalytische Zyklen (*Andrews et al.*, 1987). Die Ozonabnahme in der mittleren und oberen Stratosphäre führt zu einem “Selbstheilungseffekt” der Ozonschicht: durch die geringeren Ozonkonzentration in größeren Höhen kann mehr UV-Strahlung in niedrigere Schichten vordringen und dort Sauerstoff photolysieren, was dort zu einer verstärkten Ozonproduktion führt (z. B. *Mills et al.*, 2008).

Die Nutzung von FCKs wird durch das Montreal-Protokoll (1987) und seine Erweiterungen und Anpassungen reglementiert. FCKs wurden daraufhin durch Substanzen ersetzt, die für ihre industrielle Nutzung gleichwertig sind, aber ein geringeres ozonzerstörendes Potential haben. Infolge des Montreal-Protokolls ist ein Rückgang des totalen atmosphärischen Chlorgehalts zu beobachten (siehe Abbildung 2.5). Die ozonzerstörenden Substanzen (ODS) haben ein Ausdünnen der gesamten stratosphärischen Ozonschicht hervorgerufen. Besonders starker stratosphärischer Ozonabbau wurde allerdings im antarktischen Polarwirbel im Südfrühling beobachtet.

Das Ozonloch

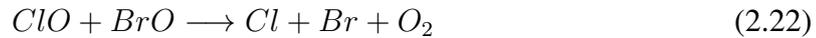
Außergewöhnlich starker Ozonabbau im Südfrühling wurde in den 1980ern über der Antarktis entdeckt (*Farman et al.*, 1985). Von der Presse als “Ozonloch” bezeichnet, ist diese starke Abnahme des Ozons auf den Polarwirbel begrenzt und von Totalozonwerten von unter 220 DU gekennzeichnet. Die bis dahin bekannten ozonabbauenden Zyklen konnten die Prozesse, die zum Entstehen des Ozonlochs geführt haben, nicht erklären. Die stärkste Ozonabnahme wurde zwischen 10 und 20 km beobachtet (*Hofmann et al.*, 1987). Starke Ozonabnahme durch den ClO_x -Zyklus würde in 35–45 km erwartet werden. In der unteren Stratosphäre ist aber aufgrund des hohen Zenitwinkels der Sonne nicht ausreichend intensive solare Strahlung vorhanden um Sauerstoff durch Photolyse in Sauerstoffatome aufzuspalten, der dann mit Ozon reagieren kann (Reaktion 2.15). Die bekannten katalytischen Zyklen sind daher ineffektiv (z. B. *Seinfeld und Pandis*, 2006). Auch ist die Konzentration der FCKs und Halone zu gering um die beobachtete Ozonabnahme durch ihre jeweiligen katalytischen Zyklen zu erklären. In 40 km könnten diese nur 5–10 % der beobachteten Ozonabnahme erklären (z. B. *Seinfeld und Pandis*, 2006).

Bei Flugzeugmessungen in den späten 1980er Jahren wurden sehr hohe ClO-Konzentrationen im antarktischen Polarwirbel gemessen. *Molina und Molina* (1987) beschrieben einen bis dahin unbekannt katalytischen ozonzerstörenden Zyklus: den ClO-Dimer-Zyklus.



Kapitel 2. Die Atmosphäre

McElroy *et al.* (1986) und Tung *et al.* (1986) beschrieben einen Zyklus mit Chlor und Brom:



Im Gegensatz zu den meisten katalytischen Zyklen außerhalb des Polarwirbels wird in diesen Zyklen kein atomarer Sauerstoff benötigt. Sie sind jedoch nur bei hohen ClO-Konzentrationen effektiv (z. B. *Brasseur und Solomon, 2005*). Die unerwartet hohen ClO-Konzentrationen im stratosphärischen Polarwirbel konnten durch die Umwandlung von HCl und ClONO₂ in aktive Chlorspezies an polaren stratosphärischen Wolken, die sich in der sehr kalten Polarwirbelluft bilden können, erklärt werden.

Die Stratosphäre ist sehr trocken und daher generell wolkenfrei. Durch die Auskühlung und Isolation polarer Luft während der Polarnacht kann die Luft in 15-20 km Höhe auf bis zu 183 K (-90 °C) abkühlen (*Seinfeld und Pandis, 2006*). Bei diesen Temperaturen können sich auch bei geringer Wasserdampfkonzentration Wolken bilden, welche eine Oberfläche zur Umwandlung halogenhaltiger Gase in aktive Spezies bieten.

Basierend auf ihren optischen Eigenschaften werden PSCs in 3 Kategorien eingeteilt (z. B. *Lowe und MacKenzie, 2008, Finlayson Pitts und Pitts, 2000*):

- **Ia:** feste, nicht-sphärische Partikel, spärlicher volumenäquivalenter Radius $\geq 1 \mu\text{m}$
Partikel bestehen wahrscheinlich aus Salpetersäure-Trihydrat (engl. nitric acid trihydrate, (NAT)) oder Salpetersäure-Dihydrat (engl. nitric acid dihydrate (NAD));
- **Ib:** flüssige, sphärische Partikel, Radius $\sim 0,5 \mu\text{m}$, unterkühlte ternäre Lösungen (engl. supercooled ternary solutions (STS)); sowie
- **II:** große Kristalle aus Wassereis, Durchmesser 5 – 50 μm .

Die Effektivität der verschiedenen PSC-Arten zur Chloraktivierung hängt von Temperatur, Wasserdampfgehalt und Luftdruck ab (z. B. *Carslaw et al., 1997, NASA Panel for Data Evaluation, 2015*). Heterogene Chloraktivierung an flüssigen PSCs kann ebenso effektiv oder gar effektiver sein als die Chemie an festen PSCs (*Brasseur und Solomon, 2005*). Denitrifizierung und Dehydrierung durch Sedimentation erfolgt vor allem bei Typ II PSCs. In der Antarktis kommt es aufgrund der tieferen Temperaturen im Polarwirbel zu einer häufigeren PSC-II-Bildung und daher zu einer größeren Denitrifizierung und Dehydrierung als in der Arktis. Bei Beginn der Polarnacht kühlt die Luft in der polaren mittleren Atmosphäre stark aus, in gleicher Höhe in äquatorialen Breiten wird die Luft jedoch weiterhin erwärmt. Der meridionale Temperaturgradient wird somit verstärkt, und wie die thermische Windgleichung beschreibt, entsteht dadurch der Polarwirbel mit einer starken Westwindströmung

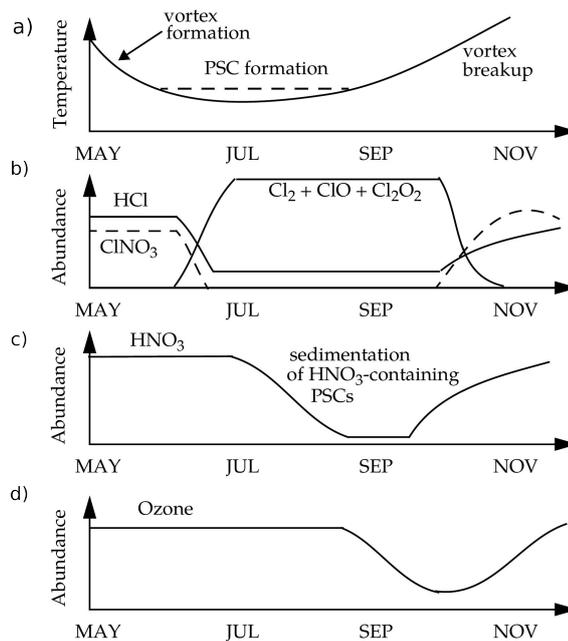


Abbildung 2.7.: Beispielhafter Verlauf eines Winters mit antarktischem Ozonloch für a) Temperatur, b) Chlorgase, c) Salpetersäure und d) Ozon. Aus: *Jacob (1999)*.

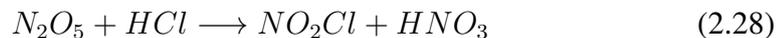
über dem Pol. Durch die Stärke der Winde ist die Luft im Wirbel von der Luft der mittleren Breiten isoliert, es gibt in dieser Höhe praktisch keinen Wärme- oder Stofftransport in den Polarwirbel. Dies führt zu sehr niedrigen Temperaturen im Polarwirbel, die die Bildung von PSCs ermöglichen können (vgl. Temperaturverlauf in Abbildung 2.7a).

Die Chlor-Reservoirgase HCl und ClONO₂ werden an der Oberfläche der PSCs in aktive Spezies umgewandelt (Abbildung 2.7b). Im Laufe des Winters kommt es zur Sedimentation der salpetersäurehaltigen PSCs (Abbildung 2.7c), somit also zur Denitrifizierung. Bei Auflösung des Polarwirbels im Südfrühling ist so weniger HNO₃ vorhanden um das aktive Chlor in seine unreaktive Reservoirspezies umzuwandeln. Aktives Chlor wird bei Auflösung der PSCs weniger stark deaktiviert als ohne Denitrifizierung und kann photolysiert werden. Somit werden Chlor- und Brom-Radikale freigesetzt, die zu katalytischer Ozonerstörung führen (Abbildung 2.7d). Die Ozonerstörung im antarktischen Polarwirbel wird zu 60 % vom ClO-Dimer-Zyklus und zu 40 % vom ClO-BrO-Zyklus verursacht (*Seinfeld und Pandis, 2006*). Wenn sich der Polarwirbel aufgelöst hat, kann sich die polare Luft wieder mit extrapolarer Luft vermischen, das Ozonmischungsverhältnis in der antarktischen Stratosphäre steigt wieder an. Tatsächlich ist am Beginn des nächsten Winters kein Effekt mehr vom Ozonloch des Vorjahres in den hohen Breiten zu erkennen.

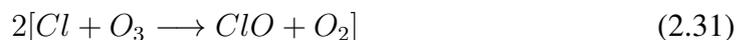
Für einen starken Ozonabbau infolge von Reaktionen an PSCs sind folgende Voraussetzungen nötig:

Kapitel 2. Die Atmosphäre

1. **Niedrige Temperaturen** ermöglichen die Bildung von PSCs. Diese können HCl absorbieren und ClONO₂ und N₂O₅ können mit HCl und H₂O an der Oberfläche von PSCs reagieren:



2. **Solare Strahlung**, die gegen Ende der Polarnacht an den PSCs aktivierten Spezies Cl₂, HOCl, ClNO₂ photolytisiert. So zum Beispiel Cl₂:



Wegen der geringen Konzentration an atomarem Sauerstoff in der polaren unteren Stratosphäre kann sich ClO akkumulieren. Ist ausreichend ClO vorhanden, kann durch den ClO-Dimer- und den ClO-BrO-Zyklus Ozon zerstört werden. Dabei wird durch den ClO-Dimer-Zyklus 60 % und durch den ClO-BrO-Zyklus 40 % des Ozonabbaus im Ozonloch erklärt (*Seinfeld und Pandis, 2006*).

3. **Denitrifizierung** der Luft im Polarwirbel verlangsamt die Deaktivierung der aktiven Chlorspezies ClO durch die Reduzierung der NO₂-Konzentration. Durch die Erwärmung der Luft im Polarwirbel am Ende des Winters evaporieren die PSCs. Die in ihnen gebundene Salpetersäure wird photolytisiert:



Fallen jedoch HNO₃-haltige PSC-Partikel während des Winters aus (Sedimentation), verläuft die Deaktivierung von ClO langsamer als ohne Denitrifizierung.

Vulkane und die stratosphärische Aerosolschicht

Die heterogene Ozonzerstörung kann durch Vulkanausbrüche verstärkt werden. Bei starken vulkanischen Eruptionen kann SO₂ in die Stratosphäre gelangen, vor allem bei sehr explosiven vulkanischen Eruptionen in den Tropen. Hier gelangen Schwefelpartikel über die BDC in die Stratosphäre. Des Weiteren gibt es in der Stratosphäre zwischen 12 und 30 km eine klimatologisch erhöhte Konzentration an Schwefelaerosolen, dies ist die stratosphärische Aerosolschicht oder auch Junge-Schicht (*Brasseur und Solomon, 2005*). Sie ist aus Schwefelsäuretröpfchen mit Durchmessern von 0,1-0,3 μm zusammengesetzt.

Quelle der stratosphärischen Aerosolschicht ist Carbonylsulfat (COS) aus natürlichen und anthropogenen Quellen in der Troposphäre. Da COS in der Troposphäre weitestgehend inert

ist, kann es in die Stratosphäre gelangen und wird dort photolysiert, bzw. oxidiert. Infolge dieser Prozesse entsteht Schwefelsäure (H_2SO_4).

Die Teilchendichte der stratosphärischen Aerosolschicht ist typischerweise $1\text{-}10$ Partikel/ m^3 . Nach Vulkanausbrüchen kann sich diese um ein bis zwei Größenordnungen erhöhen (*Finlayson Pitts und Pitts, 2000*). Die Oberflächendichte der Aerosolschicht liegt normalerweise bei $0,5\text{-}1 \mu\text{m}^2/\text{cm}^3$. Nach der Eruption von Mt. Pinatubo wurden jedoch Werte von $20 \mu\text{m}^2/\text{cm}^3$ gemessen (*Seinfeld und Pandis, 2006*). Nach zwei Jahren hatte sich die Konzentration der Schwefelaerosole in der Stratosphäre normalisiert.

An Schwefelaerosolen reagiert N_2O_5 mit Wasser zu HNO_3 . Sowohl N_2O_5 als auch HNO_3 sind Reservoirgase für NO_x , allerdings ist HNO_3 langlebiger, weswegen sich das Verhältnis NO_x/NO_y verringert. Der NO_x -Zyklus wird also ineffektiver. Durch die geringere NO_x -Konzentration verlangsamt sich jedoch die Deaktivierung von aktivem Chlor, der ClO_x -Zyklus wird somit effektiver. Der HO_x -Zyklus wird durch die höhere Konzentration an HNO_3 schneller. Durch die Verlangsamung des NO_x -Zyklus bei gleichzeitiger Beschleunigung der ClO_x - und HO_x -Zyklen ist der Netto-Effekt von Vulkanausbrüchen auf Ozon in der unteren Stratosphäre (engl. lower stratosphere, LS) relativ gering. Durch die Hydrolyse von N_2O_5 wird die Ozonkonzentration sensibler gegenüber dem Chlorgehalt der Atmosphäre (*Jacob, 1999*). Dieser ist seit dem Ausstoß von FCKs und ihrer Ersatzstoffe stark angestiegen und reduziert sich nur langsam.

Nach großen Vulkanausbrüchen wie dem Pinatubo kann die Ozonzerstörung durch den ClO_x -Zyklus etwa doppelt so effektiv sein wie unter ungestörten Zuständen. Nach kleineren Vulkanausbrüchen (Oberflächendichte der Aerosole $5 \mu\text{m}^2/\text{cm}^3$) ist der ClO_x -Zyklus circa 50 % effektiver als bei einer ungestörten Aerosolschicht (*Fahey et al., 1993*). Ohne Chlor in der Atmosphäre kann Ozon nach Vulkanausbrüchen durch die Verlangsamung des NO_x -Zyklus sogar ansteigen (*Seinfeld und Pandis, 2006*).

Die erhöhte Aerosoloberfläche nach großen Eruptionen kann auch zu einer Ozonzerstörung über einen größeren Höhenbereich führen. Nach der Eruption des Mt. Pinatubo wurde beispielsweise Ozonzerstörung in niedrigeren Höhen nachgewiesen, als dies normalerweise der Fall ist. Da auch in niedrigeren wärmeren Höhen, in denen keine festen PSCs gebildet werden können, Ozon zerstört wurde (*Hofmann und Oltmans, 1993*), gab es heterogenen Ozonabbau schon im Herbst, wo sich PSCs noch gar nicht gebildet hatten. Die durch vulkanische Aerosole erhöhte PSC-Oberfläche kann auch die schnelle Vergrößerung der Ozonlöcher in den frühen 1980er Jahren (nach der Eruption des El Chichón 1982) und die besonders tiefen Ozonlöcher Anfang der 1990er (nach der Eruption des Mt. Pinatubo 1991) erklären (*Portmann et al., 1996*). Eine globale Verteilung von Vulkanaerosolen erfolgt über den aufsteigenden Ast der BDC in den Tropen, daher beeinflussen vor allem tropische Vulkanausbrüche die Stratosphäre. Mitunter können aber auch außertropische Vulkane das stratosphärische Ozon beeinflussen. So trug der Ausbruch des chilenischen Vulkans Calbuco 2015 zu einem tieferen antarktischen Ozonloch bei. Durch Vulkanaerosole in Höhen unterhalb der typischen Höhen von PSCs konnte der heterogene Ozonabbau im Polarwirbel über einem größeren Höhenbereich stattfinden; das Ozonloch war im Jahr 2015 daher tiefer als gewohnt (*Solomon et al., 2016*).

Kapitel 2. Die Atmosphäre

Mit dem Rückgang von anthropogenem Chlor in der Atmosphäre wird auch eine Umkehr des Effekts von Vulkanausbrüchen auf stratosphärisches Ozon erwartet. Diese Umkehr wird allerdings auch beeinflusst von der Stärke der Abkühlung in der Stratosphäre, der Methankonzentration sowie nach Reduzierung des Chlorgehaltes, auch von den natürlichen kurzlebigen Bromverbindungen (Klobas *et al.*, 2017).

Einfluss planetarer Wellen auf die stratosphärische Ozonchemie

Die Konzentration der in der polaren Stratosphäre vorhandenen FCKs und COS ist nicht allein ausschlaggebend für die Stärke des stratosphärischen Ozonabbaus und die Ausprägung des Ozonlochs. Die stratosphärische Dynamik hat darauf ebenfalls einen nicht zu vernachlässigenden Effekt. In der NH verhindert aktive Dynamik zumeist ein starkes Abkühlen der Stratosphäre wie es für einen starken heterogenen Ozonabbau nötig wäre. Aber auch in der Südhemisphäre, wo die Luft regelmäßig stark genug abkühlt, dass starker Ozonabbau stattfinden kann, ist die Lage und Stärke des Ozonlochs von der Ausbreitung planetarer Wellen beeinflusst. So fand durch das SSW im südhemisphärischen Winter 2002 beispielsweise ein deutlich geringerer Ozonabbau statt als dies für die Südhemisphäre erwartet würde (z. B. Stolarski *et al.*, 2005). Das Ozonloch in Jahr 2019 war durch starke dynamische Aktivität das kleinste Ozonloch seit Aufzeichnungsbeginn (NASA, 2019).

Neben dem Temperatureffekt brechender planetarer Wellen, können sich PWs auf verschiedene Arten auf das polare stratosphärische Ozon auswirken (z. B. IPCC/TEAP, 2005). Zum einen durch Antreiben der stratosphärischen RC, welche atmosphärische Spurengase transportiert. Die Stärke der RC beeinflusst auch die Stabilität des winterlichen Polarwirbels und damit die in ihm vorherrschende Temperatur. Durch PWs wird der Polarwirbel außerdem in seiner Lage beeinflusst. So kann der Polarwirbel durch PWs im Winter von einer Position innerhalb der Polarnacht in Breiten verschoben werden, welche solare Einstrahlung erfahren. Durch die Verschiebung des Polarwirbels aus der Polarnacht kann der katalytische Ozonabbau, verstärkt durch die an PSCs freigesetzten aktiven Chlor-, Brom-, etc.-Partikel/ Radikale, bereits in der Mitte des Winters beginnen (IPCC/TEAP, 2005).

Planetare Wellen können somit stratosphärisches Ozon durch die Stärke des Transports von Ozon in polare Breiten, sowie die Beeinflussung der Lage und Stärke des Wirbels auf die Effektivität der chemischen Reaktionen beeinflussen.

Arktische Ozonzerstörung

In der Arktis entwickelt sich im Gegensatz zur Antarktis kein Ozonloch. In chemischer Hinsicht liegt das hauptsächlich an der geringen Denitrifizierung im arktischen Polarwirbel. Die Ursachen hierfür sind dynamischer Natur.

In der Nordhemisphäre, wo die BDC aufgrund höherer Aktivität planetarer Wellen größer ist, steigt das Totalozon während des Winters an. In der Antarktis hingegen, wo die BDC recht schwach ist, verändert sich der Totalozongehalt während des Winters kaum. Die starke nordhemisphärische BDC führt dazu, dass der arktische Polarwirbel im Mittel 10 K wärmer

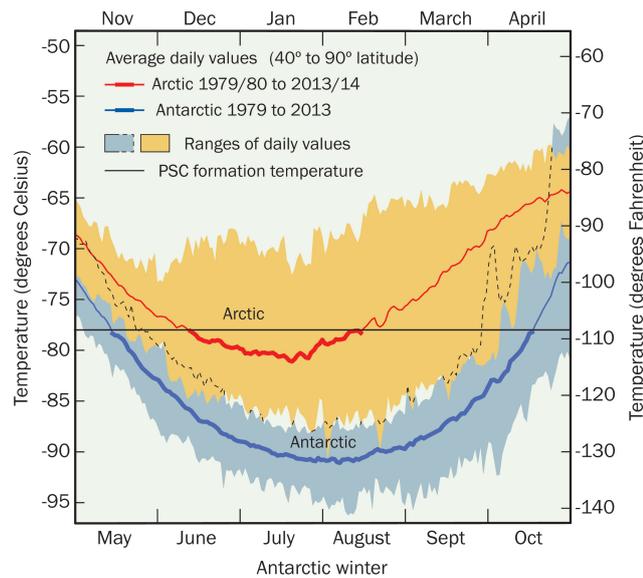


Abbildung 2.8.: Langjähriges Tagesmittel der Minimumtemperaturen zwischen 40° und 90° für den arktischen Winter (rot) und den antarktischen Winter (blau) in °C (linke Achse). Die farbigen Bereiche geben die Spannweite der täglichen Variationen, die schwarze waagerechte Linie die Schwelltemperatur zur Bildung von PSCs. Aus: WMO, 2014.

ist als der Antarktische (*Seinfeld und Pandis, 2006*). Die Unterschiede in der Stärke der BDC in beiden Hemisphären führen also dazu, dass im arktischen Winter mehr Ozon in die hohen Breiten transportiert wird und die Luft im arktischen Polarwirbel wärmer ist.

Die größere Wellenaktivität in der Nordhemisphäre führt auch dazu, dass der arktische Polarwirbel öfter gestört ist. Über der Antarktis ist der Polarwirbel meist relativ polsymmetrisch, während er über der Arktis durch das Alëutenhoch vom Pol verschoben ist und außerdem öfter von planetaren Wellen, die sich in die Stratosphäre ausbreiten, gestört wird. So ist der arktische Polarwirbel zum einen weniger stark isoliert, ein Austausch mit der Umgebungsluft ist also eher möglich als im antarktischen Polarwirbel. Außerdem kann der arktische Polarwirbel ebenfalls in niedrigere Breiten verschoben werden, in welchen die solare Einstrahlung höher ist.

Durch die höheren Temperaturen im nordhemisphärischen Polarwirbel ist die Bildung von PSCs seltener möglich und ihr Volumen geringer (Abbildung 2.8). Vor allem PSCs II, deren Partikel so groß werden, dass sie sedimentieren und damit zu einer starken Denitrifizierung und Dehydrierung führen können, werden im Nordwinter seltener gebildet oder bleiben nicht lang genug bestehen um zu einer effektiven Denitrifizierung zu führen. Daher ist am Ende des Nordwinters mehr HNO_3 vorhanden, das ClO deaktivieren und in das Reservoirgas ClONO_2 umwandeln kann. Am Ende des Nordwinters kann ClO dadurch effektiver in seine Reservoirspezies umgewandelt werden als am Ende des Süd winters. Die Umkehr zur

Sommerzirkulation tritt in der Arktis generell früher ein. In der Arktis ist daher weniger Zeit vorhanden, in der die Luft einerseits kalt genug zur PSC-Bildung ist und gleichzeitig wieder solare Einstrahlung vorhanden ist. Es bleibt also weniger Zeit Ozon zu zerstören. In der Antarktis findet starke Ozonzerstörung außerdem auch in niedrigeren Höhen statt als in der Arktis (Solomon *et al.*, 2014). Außerdem wird während des Nordwinters Ozon in den Polarwirbel transportiert, so dass eine etwaige chemische Ozonzerstörung maskiert werden kann. Für ein arktisches Ozonloch wären niedrige Temperaturen nicht nur im März nötig, sondern während des gesamten Winters (Brasseur und Solomon, 2005). Niedrigere Temperaturen im arktischen Polarwirbel würden auf eine geringere adiabatische Erwärmung, folglich auf eine schwächere BDC und geringeren Ozontransport in die hohen Breiten hindeuten.

Eine starke Ozonzerstörung ist aber auch im arktischen Polarwirbel möglich (z. B. Salawitch *et al.*, 1993). Im Winter 1999/2000 fand starke chemische Ozonzerstörung statt, die aber durch den Nachtransport von Ozon durch die BDC überdeckt wurde (Rex *et al.*, 2002). Dass selbst bei den mildereren arktischen Temperaturen eine Ozonzerstörung wie in der Antarktis auftreten kann, wurde im Winter 2010/ 2011 nachgewiesen (Manney, 2011).

Unter Berücksichtigung der hohen dynamischen Variabilität der Nordhemisphäre und der möglichen starken Ozonzerstörung bei milden Temperaturen, ist die nordhemisphärische heterogene Ozonzerstörung auch unter dem Aspekt des Klimawandels nicht zu vernachlässigen (z. B. Langematz *et al.*, 2014, Bednarz *et al.*, 2016).

2.2. Die Stratosphären-Troposphärenkopplung

Der Einfluss der Troposphäre auf die Stratosphäre ist seit längerem etabliert (z. B. Charney und Drazin, 1961). So breiten sich atmosphärische Wellen von der Troposphäre in die Stratosphäre aus und können dort Temperatur, Zirkulation und über die BDC die Zusammensetzung der Atmosphäre verändern. Lange Zeit wurde vermutet, dass die Stratosphäre lediglich passiv auf Antriebe aus der Troposphäre reagiert, diese aber nicht aktiv beeinflusst. In den 1990ern wurde die beidseitige Kopplung von Strato- und Troposphäre etabliert. So wurde gezeigt, dass die Variabilität der stratosphärischen Zirkulation auch die Zirkulation in der Troposphäre, speziell der Nordatlantischen Oszillation (NAO) beeinflusst (z. B. Kodera *et al.*, 1990, Baldwin *et al.*, 1994).

Dass mit Berücksichtigung stratosphärischer Variabilität Vorhersagen der Troposphäre verbessert werden können, liegt in der langsamen Strahlungsrelaxationsrate der Stratosphäre begründet (Newman und Rosenfield, 1997). Durch das langsame Abklingen von Störungen in der Stratosphäre, hat diese ein längeres Gedächtnis als die Troposphäre (Baldwin *et al.*, 2003b). Sind Strato- und Troposphäre gekoppelt, kann sich dieses stratosphärische Signal in die Troposphäre ausbreiten. Kenntnis des stratosphärischen Zustandes und eine realistische Berücksichtigung der Stratosphären-Troposphärenkopplung (STC) im Vorhersagemodell kann demnach die Vorhersage des troposphärischen Zustandes verbessern. So können SSWs Kaltluftausbrüchen in der Troposphäre vorausgehen (Tomassini *et al.*, 2012). Weiterhin kann das Totalozonfeld im März dazu genutzt werden, oberflächennahe Temperaturen in

2.2. Die Stratosphären-Troposphärenkopplung

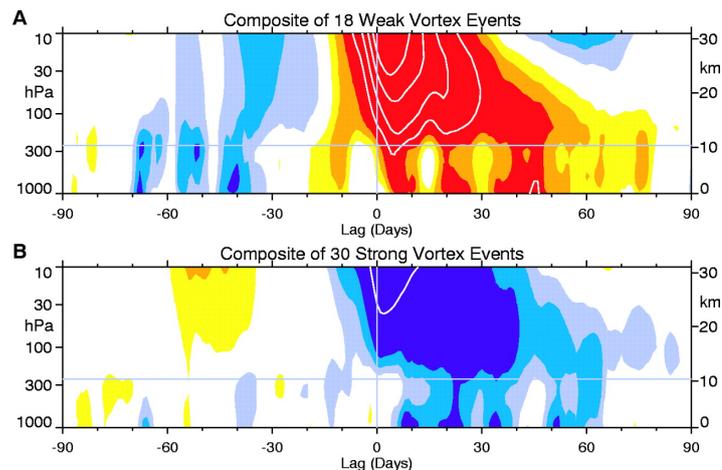


Abbildung 2.9.: Kompositierte Zeit-Höhen-Schnitte der nordhemisphärischen Ringmode für a) 18 Schwach- und b) 30 Starkwirbelereignisse. Aus: *Baldwin und Dunkerton (2001)*.

einigen Regionen Eurasiens vorherzusagen (z. B. *Stone et al., 2019*). Die stärkste Kopplung zwischen Strato- und Troposphäre besteht, wenn sich PWs aus der Troposphäre ausbreiten können. Nach dem Charney-Drazin-Kriterium (*Charney und Drazin, 1961*) ist dies der Fall, wenn in der Stratosphäre Westwinde vorherrschen, die allerdings nicht zu stark sein dürfen. In der Nordhemisphäre besteht eine Kopplung zwischen beiden Atmosphärenschichten daher im Winter und in der Südhemisphäre vor allem im Frühling (z. B. *Graversen und Christiansen, 2003*).

Zonal gemittelte Kopplung

Die deutlichste vertikale Kopplung zwischen Strato- und Troposphäre in den Extratropen ist in den Ringmodi erkennbar (*Thompson und Wallace, 1998, SPARC, 2010*). Die Ringmodi erstrecken sich von mittleren bis in hohe Breiten in Tropo- und Stratosphäre und sind durch meridionale Variabilität in Druck- und Temperaturfeldern gekennzeichnet. In der Stratosphäre sind sie durch Variationen in der Polarwirbelstärke, in der Troposphäre durch meridionale Variationen in der Lage der Zugbahnen von außertropischen Stürmen gekennzeichnet (z. B. *SPARC, 2010*).

Für die Nordhemisphäre wurde gezeigt, dass starke Anomalien der stratosphärischen Zirkulation in der LS die Phasen von Arktischer Oszillation (AO) und NAO beeinflussen können (z. B. *Baldwin und Dunkerton, 2001*). Mit Kompositanalysen von Ereignissen mit stark positiven, bzw. negativen Anomalien des Nordatlantischen Ringmodus (NAM) zeigen *Baldwin und Dunkerton (2001)* das Abwärtswandern stratosphärischer Anomalien in die untere Troposphäre (siehe Abbildung 2.9). Stark negative Moden sind hierbei mit einem gestörten, schwachen Wirbel in der Stratosphäre assoziiert, positive Moden mit einem starken strato-

Kapitel 2. Die Atmosphäre

sphärischen Wirbel. Die stratosphärischen Nordatlantischer Ringmodus (NAM)-Anomalien wandern von 10 hPa abwärts in die untere Stratosphäre, wo sie im Mittel über zwei Monate länger andauern als in der mittleren Stratosphäre (siehe Abbildung 2.9). Bei Schwachwirbelereignissen wandern die stratosphärischen Anomalien innerhalb von 10 Tagen bis in die Troposphäre. Bei Starkwirbelereignissen verhält es sich ähnlich, jedoch gibt es eine längere Verzögerung bis starke troposphärische Anomalien auftreten. *Limpasuvan et al.* (2005) haben gezeigt, dass Starkwirbelereignisse (auch Wirbelintensivierungen (VI)) durch anomal niedrige Wellenaktivität, das Absinken der westlichen Windanomalie, reduziertem polwärtigen PW-Wärmefluss und ein Durchdringen der Druckanomalien bis zum Boden gekennzeichnet sind. Bei VIs erfolge außerdem das Abwärtswandern von Temperatur- und Windanomalien langsamer und schwächer als bei SSWs und VIs treten bevorzugt während La Niña-Ereignissen auf.

AO und NAO als troposphärische Teile des NAM sind in der Wahrscheinlichkeitsdichte ihrer Indizes von den stratosphärischen Anomalien des NAM beeinflusst: Die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen beider Indizes sind bei Stark- und Schwachwirbelereignissen jeweils in ihren Extremwerten stark verschieden. So sind Starkwirbelereignisse (engl. strong vortex events, kurz: SVEs) bei AO- oder NAO-Indizes größer als 1 drei- bis viermal so wahrscheinlich wie bei Schwachwirbelereignissen (engl. weak vortex events, kurz: WVEs). WVEs sind hingegen bei Indizes kleiner als -1 drei- bis viermal so wahrscheinlich wie SVEs. AO-Indizes größer als 1 und kleiner als -1 sind mit Extremwetterereignissen verbunden. Bei WVEs sind relativ zu SVEs außertropische Stürme wahrscheinlicher und deren Zugbahnen südlicher. Der Zusammenhang zwischen stratosphärischer NAM und AO, bzw. NAO impliziert daher eine Vorhersagbarkeit der troposphärischen Zirkulation mit Hilfe der Stratosphäre. *Baldwin und Dunkerton* (2001) zeichnen Änderungen in der mittleren Meridionalzirkulation induziert durch Schwerewellenantrieb in der untersten Stratosphäre für die STC verantwortlich und negieren einen Mechanismus über in der Stratosphäre abwärts reflektierte Wellen, die in der Troposphäre absorbiert würden. Die Andauer troposphärischer Ringmodi (und damit ihre Vorhersagbarkeit) ist maximal, wenn die Anomalien der LS-Moden am größten sind (*Baldwin et al.*, 2003b). In der Nordhemisphäre ist dies im Mittwinter der Fall, in der Südhemisphäre im Spätfrühling. Laut *Graversen und Christiansen* (2003) ist die STC in der SH schwächer und schneller als in der NH.

Abwärtskoppeln von Wellen

Neben der zonalgemittelten Kopplung zwischen Polarwirbel und troposphärischen Jet, haben *Perlwitz und Harnik* (2003) in Reanalysen einen Einfluss der Stratosphäre auf die Troposphäre über PWs beschrieben. Sie zeigen, dass sich in einigen Jahren in der Stratosphäre reflektierende Flächen bilden und ein statistisch signifikantes Signal zwischen der stratosphärischen Welle 1 und einem Welle 1-Signal in der Troposphäre ein paar Tage später auftritt. Voraussetzungen hierfür sind zum einen, dass der Polarwirbel sein Maximum in der LS hat, zum anderen muss sich in der mittleren und unteren Stratosphäre ein klarer meridionaler

2.2. Die Stratosphären-Troposphärenkopplung

Wellenkanal ausbilden, welcher die Wellen in die hohen Breiten der Troposphäre leitet.

In einer Studie von *Shindell et al.* (2001) wird eine Reduktion des aufwärts gerichteten EP-Flusses während positiver NAM-Phasen festgestellt. Dies können *Perlwitz und Harnik* (2003) mit dem Abwärtskoppeln von Wellen (engl. downward wave coupling, DWC) erklären: ein starker Wirbel in der LS bildet sich vor allem in positiven NAM-Phasen aus, der wiederum ein Kennzeichen für die Abwärtsreflexion von Wellen ist. Durch die Abwärtsreflexion der Wellen wird der stratosphärische Grundstrom weniger durch Wellen verlangsamt, was zu einer positiven Rückkopplung führt.

Die Stratosphäre beeinflusst die Troposphäre auf verschiedenen Zeitskalen (z. B. *SPARC*, 2010, *Gerber et al.*, 2012): intrasaisonal können Anomalien im stratosphärischen Polarwirbel die troposphärische Zirkulation beeinflussen und so auch die Vorhersagbarkeit von troposphärischem Wetter verbessern. Interannual können ENSO und die QBO einen Einfluss auf die stratosphärische Zirkulation und diese wiederum auf die Troposphäre ausüben. Vulkanausbrüche und die solare Variabilität können die Stratosphäre über mehrere Jahre hinweg beeinflussen. Auf multidekadischer Skala wird die Stratosphäre anthropogen durch ODSs und Treibhausgase (GHGs) beeinflusst. So hat beispielsweise der Ozonabbau in der antarktischen Stratosphäre zu dynamischen Änderungen in der Stratosphäre geführt, die sich auf die troposphärische Zirkulation auswirkt (*Thompson und Solomon*, 2002).

Einfluss veränderter Wellenausbreitung

Die Schneebedeckung über Eurasien kann einen Einfluss auf die Wellenausbreitung in die Stratosphäre und damit auf die Stärke des Polarwirbels ausüben, was sich wiederum auf die Geopotentielle Höhe der Troposphäre im Winter auswirken kann (*Cohen et al.*, 2007). Eine besonders große Schneebedeckung im Herbst kann das sich im Oktober ausbildende Hochdruckgebiet über Sibirien verstärken (*Cohen et al.*, 2007). Die Verstärkung des sibirischen Hochs, die thermischen Effekte der Schneebedeckung und der Orographie passe dann zu einer positiven Anomalie im Wellenaktivitätsfluss im Spätherbst, bzw. Frühwinter. Der verstärkte Wellenfluss führe wiederum zu einer Stratosphärenenerwärmung und im Januar zu einem negativen AO-Muster in der Troposphäre (*Cohen et al.*, 2007). *Cohen et al.* (2007) argumentieren, dass durch die konsistente NAM-Reaktion im Winter auf die Schneebedeckung im Herbst eine hilfreiche Diagnostik zur Jahreszeitenvorhersage gegeben ist. Durch diesen Zusammenhang sei es auch möglich, dass sich Trends in der herbstlichen eurasischen Schneebedeckung in winterlichen NAM-Trends widerspiegeln (*Cohen et al.*, 2007).

Durch die Änderung der Ausbreitungsbedingungen für PWs können während FSWs auch troposphärische Winde beeinflusst werden. So werden nach dem FSW, wenn sich die stratosphärischen Winde an die Sommerklimatologie anpassen, PWs in der Troposphäre "gefangen", was hier zu einer vorübergehenden Verlangsamung der Westwinde führt (*Black und McDaniel*, 2007). *Sheshadri et al.* (2014) zeigen jedoch, dass die troposphärischen Änderungen nicht allein durch Veränderungen im Zeitpunkt des FSWs zu erklären sind.

Hu und Guan (2018) finden einen Zusammenhang zwischen dem nordhemisphärischen stratosphärischen Polarwirbel und der Pazifischen Dekadischen Oszillation (engl. Pacific decadal oscillation, PDO). Demnach sei die Änderung der Meeresoberflächentemperaturen (SST) im Nordpazifik eng mit der Stärke des Polarwirbels verbunden: warme SSTs im Nordpazifik werden mit einer negativen PDO-Phase und einem schwachen Polarwirbel assoziiert. Die Kopplung erfolgt hier über eine veränderte Ausbreitung planetarer Wellen im Bereich des Aläutentiefs.

2.2.1. Anthropogener Einfluss auf Stratosphäre und die STC

Dass Strahlungsprozesse die STC beeinflussen können, ist seit längerem bekannt (*SPARC*, 2010): die stratosphärische Abkühlung durch den CO₂-Anstieg kompensiert einen Teil der troposphärischen Erwärmung, der Anstieg von stratosphärischem Wasserdampf bewirkt am Boden eine Erwärmung (*Forster und Ramaswamy*, 2007). Neben diesen globalen Effekten, gibt es auch lokale Änderungen in der Troposphäre, die auf Änderungen in der STC durch stratosphärische Ozonzerstörung (engl. stratospheric ozone depletion, OD) zurückzuführen sind.

In der dritten Phase des Modellvergleichsprojektes CMIP³, dessen Ergebnisse im 4. Assessment Report des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderungen (engl. Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) verwendet wurden, hat etwa die Hälfte der Modelle die beobachtete Ozonzerstörung nicht berücksichtigt. Modellsimulationen mit Ozonabbau zeigten im Allgemeinen eine stärkere Zirkulationsänderung in der Troposphäre (*Polvani et al.*, 2011) und Trends, die näher an den Beobachtungen liegen (*Cai und Cowan*, 2007). Es wurde gezeigt, dass der stratosphärische Ozonabbau einen klimatologischen Effekt nicht nur in der Stratosphäre hat, sondern auch die Zirkulation in der südhemisphärischen Troposphäre beeinflusst (z. B. *Thompson und Solomon*, 2002, *Gillett und Thompson*, 2003).

Einfluss des Klimawandels auf die Ozonchemie

Der Anstieg von GHGs in der Atmosphäre hat direkte (chemische) und indirekte (dynamische) Auswirkungen auf das stratosphärische Ozon. CO₂ führt in der oberen Stratosphäre zu einer Netto-Zunahme von Ozon, da der katalytische Abbau durch den NO_x-Zyklus bei den niedrigeren Temperaturen in der Stratosphäre ineffektiver ist (z. B. WMO, 2014). Eine relative Zunahme von Ozon bewirkt auch der Anstieg von CH₄. Bei einer hohen Konzentration halogenierter Kohlenwasserstoffe kann es beispielsweise durch die Reaktion von Chloratomen mit Methan zur Bildung des Chlorreservoirgases HCl kommen. So hat der gleichzeitige Anstieg von CH₄ und halogenierten Wasserstoffen den Ozonabbau im 20. Jh. durch letztere um 20 % vermindert (*Portmann et al.*, 2012). Der Anstieg von Lachgas (N₂O) führt durch seine Wirkung auf den NO_x-Zyklus zu einer starken Ozonabnahme. Selbst unter Berücksichtigung des verlangsamten NO_x-Zyklus durch den CO₂-Anstieg hätte die Reduzierung von

³Climate Model Intercomparison Project (CMIP)

N_2O einen größeren Einfluss auf die Erholung des Totalozons als die einzelnen halogenierten Kohlenwasserstoffe (Ravishankara *et al.*, 2009, Portmann *et al.*, 2012). Eine Änderung der Stabilität des stratosphärischen Polarwirbels kann einen Einfluss auf den Ozonverlust durch halogenierte Kohlenwasserstoffe haben. Wie und in welcher Stärke sich der Polarwirbel durch den Klimawandel ändern wird, ist noch nicht hinreichend geklärt (z. B. Portmann *et al.*, 2012, WMO, 2014). Die verschiedenen Treibhausgase haben also unterschiedliche Effekte auf Ozon. CO_2 und CH_4 bewirken eine Nettozunahme, N_2O jedoch eine Nettoabnahme von Ozon.

Nicht nur haben Treibhausgase einen Einfluss auf die Ozonchemie, die ODSs haben auch einen Einfluss auf den Klimawandel. Die meisten FCKs und ihre Ersatzstoffe sind starke Treibhausgase (WMO, 2014).

Dynamische Änderungen

Die stratosphärische Ozonzerstörung (OD) bewirkt in der **unteren Stratosphäre** eine strahlungsbedingte Auskühlung, welche die heterogene Ozonchemie effektiver macht (z. B. Kiehl *et al.*, 1988, Randel und Wu, 1999) und folglich zu einem stärkeren Ozonabbau und stärkerer Abkühlung führt (**positive Strahlungsrückkopplung**) (Albers und Nathan, 2013).

Über den thermischen Wind bewirkt die Abkühlung in der LS eine Verstärkung des Zonalwindes. Ist der Ausgangszustand der Westwinde in der LS relativ stark, verhindert die weitere Verstärkung der Winde das Ausbreiten und Brechen atmosphärischer Wellen in die darüber liegende Atmosphäre. Die Abnahme des vertikalen Wellenflusses in der Zeit der OD wurde in Beobachtungen nachgewiesen (z. B. Coy *et al.*, 1997, Hu und Kit Tung, 2003). Durch die geringere Wellenausbreitung wird der Wirbel stärker und kälter (**positive dynamische Rückkopplung**) (z. B. Lin *et al.*, 2017). Gleichzeitig wird durch die schwächere BDC in der LS weniger Ozon in die Polarregion transportiert und die dortige Luft weniger stark adiabatisch erwärmt, was eine relative adiabatische Abkühlung bedeutet.

Ist der Ausgangszustand der Westwinde relativ schwach, kommt es nun zu einer vermehrten Ausbreitung planetarer Wellen, die BDC wird verstärkt. Eine stärkere BDC bewirkt eine stärkere adiabatische Erwärmung, die der Strahlungsauskuhlung entgegen wirkt (**negative dynamische Rückkopplung**) (z. B. Mahlman *et al.*, 1994, Manzini *et al.*, 2003). Diese negative Rückkopplung wurde von Ivy *et al.* (2016) in Beobachtungen gezeigt. Die stärkere BDC bewirkt außerdem einen verstärkten Ozontransport in die polare Stratosphäre (z. B. Manzini *et al.*, 2003). Da diese negative dynamische Rückkopplung nur bei relativ schwachen Westwinden auftritt, ist sie in der SH nur vorhanden, wenn der Wirbel beginnt zusammen zu brechen (Lin *et al.*, 2017).

Hu *et al.* (2015) zeigen in ihrer Modellstudie, dass in der LS der SH die positive dynamische Rückkopplung dominiert, in der NH jedoch die negative. Bedenkt man die unterschiedliche Stärke der PNJs in Nord- und Südhemisphäre und die eben beschriebene Abhängigkeit der Änderungen in der Wellenausbreitung von der Windstärke, lassen sich die Unterschiede in der dynamischen Rückkopplung wie folgt erklären: In der Südhemisphäre sind die Westwinde beim Einsetzen der OD zumeist sehr stark, da der Wirbel der SH allgemein auf-

Kapitel 2. Die Atmosphäre

grund des geringeren Wellenantrieb aus der Troposphäre ungestörter ist. In der Nordhemisphäre breiten sich jedoch mehr atmosphärische Wellen aus, der Wirbel ist gestörter als in der SH und die Westwinde im Vergleich zur SH eher schwach. Somit bewirkt die OD wegen der schwächeren Westwinde hier eine negative dynamische Rückkopplung. *Hu et al.* (2015) zeigen zudem, dass in ihren Simulationen mit WACCM mit vorgeschriebenen Ozonfeldern bei OD in der NH nur eine geringe Temperaturabnahme simuliert wird und eine Abschwächung des Polarwirbels. Durch das Vorschreiben der Ozonfelder wurde die Stärke des Polarwirbels womöglich unterschätzt (z. B. *Sassi et al.*, 2005, *Waugh et al.*, 2009). Andererseits haben verschiedene Studien gezeigt, dass der troposphärische Wellenantrieb durch den Anstieg an GHGs verstärkt wurde (z. B. *Butchart und Scaife*, 2001, *Gillett et al.*, 2002). Durch den verstärkten Wellenantrieb aus der Troposphäre würde der Polarwirbel folglich instabiler und wärmer und eine mögliche Strahlungsaus Kühlung durch Ozonzerstörung wäre nicht stark genug dem entgegen zu wirken. In den 1990ern, als die stratosphärischen ODS-Konzentrationen ihr Maximum erreichten, traten im nordhemisphärischen Winter weniger SSWs auf als üblich. Die Ursachen hierfür sind vielfach diskutiert aber nicht abschließend geklärt (*Manney et al.*, 2005). Die Strahlungsaus Kühlung durch chemischen Ozonabbau mag zu den kalten starken Wirbeln dieser Jahre beigetragen haben.

Den Einfluss verschiedener dynamischer Zustände (mit und ohne Abwärtskoppeln von Wellen (DWC)) auf die arktische Ozonkonzentration haben *Lubis et al.* (2017) untersucht. Sie zeigen den Beitrag von Wellenreflektion auf die dynamische "Kontrolle" stratosphärischen Ozons.

In der **oberen Stratosphäre** (engl. upper stratosphere, US) kommt es durch die Temperaturabnahme durch steigende GHG- und ODS-Konzentrationen zu einer Zunahme der Ozonproduktion, welche zu einer Temperaturzunahme in dieser Region führt (**negative Strahlungsrückkopplung**) (*Albers und Nathan*, 2013).

Während der Abkühlung in der LS erfolgt in der US eine Erwärmung, für die dynamische Ursachen vermutet werden (*Ramaswamy et al.*, 2001). *Manzini et al.* (2003) simulieren während der OD in der LS ein verstärktes Absinken in der Mesosphäre. Sie erklären das damit, dass bei starken Westwinden in der LS sich vermehrt ostwärts wandernde Schwerewellen in höhere Schichten ausbreiten können, im Vergleich zu Zeiten ohne OD in der LS. Die BDC in der Mesosphäre wird vor allem durch GWs bestimmt, kann aber durch PWs beeinflusst werden.

Albers und Nathan (2013) zeigen einen anderen Mechanismus wie es oberhalb der Region mit OD zu einer negativen dynamischen Rückkopplung kommen kann. Sie konzentrieren sich auf die vertikale Ausbreitung planetarer Wellen und deren Einfluss auf die BDC. Wie *Albers und Nathan* (2012) gezeigt haben, können planetare Wellen, die durch die Region mit OD in der LS hindurch wandern, vorkonditioniert werden: ihre Wellenamplitude und der vertikale Energiefluss wachsen an. So kommt es durch die OD in der LS in der US zu einem verstärkten Antrieb durch brechende Schwerewellen und planetare Wellen, der die BDC verstärkt und in der US zu einem verstärkten Absinken und adiabatischer Erwärmung führt. Unterschiedliche Änderungen in der Ausbreitung stationärer und transienter planetarer Wellen als Reaktion auf die OD kann ebenfalls zu einer positiven dynamischen Rückkopp-

lung in der US beitragen (*Hu et al.*, 2015). Das Abwärtswandern des verstärkten Absinkens und damit die adiabatische Erwärmung wird laut *Manzini et al.* (2003) von PWs beeinflusst. Durch dieses Abwärtswandern wird die Strahlungsauskühlung durch Ozonabbau verringert (**negative dynamische Rückkopplung**).

Durch diese strahlungsbedingte Temperaturabnahme in der LS wird der meridionale Temperaturgradient zwischen Tropen und Polarregionen erhöht und damit der stratosphärische Polarwirbel verstärkt, die Umkehr zur Sommerzirkulation wird verzögert (*Thompson und Solomon*, 2002).

Während der Periode mit OD kommt es durch die dynamischen Rückkopplungen zu einer Abschwächung der unteren Äste in Nord- und Südhemisphäre und einer Verstärkung des oberen Astes der BDC vor allen in der Südhemisphäre (*Hu et al.*, 2015).

Änderungen in der Troposphäre

Die OD ist der Hauptantrieb für Änderungen der troposphärischen Zirkulation der **Südhemisphäre** im 20. Jh. (*Karpechko et al.*, 2018). Demnach hat sich der troposphärische Jet der SH zwischen 1970 und 2000 polwärts verschoben und verstärkt. Diese Veränderungen in der troposphärischen Zirkulation können sowohl in Globalen Klimamodellen (GCMs) als auch in Klima-Chemiemodellen (CCMs) der OD zugeordnet werden (*Son et al.*, 2018). *Gerber und Son* (2014) ordnen diese Verschiebung nicht allein der stratosphärischen Abkühlung, sondern vielmehr dem veränderten Temperaturgradienten zwischen polarer LS und tropischer oberer Troposphäre (UT) zu. So bewirkt sowohl eine Abkühlung der polaren LS wie auch eine Erwärmung in der tropischen obere Troposphäre (UT) eine Polwärtsverschiebung des troposphärischen Jets. Mit der Verschiebung des troposphärischen Jets geht auch die Verstärkung des SAM-Index, d. h. einer Temperaturzunahme über der antarktischen Halbinsel und Patagonien, sowie einer Abkühlung über der Ostantarktis, einher (z. B. *Thompson und Solomon*, 2002), sowie die Polwärtsverschiebung des polseitigen Randes der Hadley-Zelle (z. B. *Waugh et al.*, 2015). Der SAM-Index ist zur Zeit der OD auch persistenter in der Stratosphäre und weist eine höhere Frequenz an Extremereignissen auf (*Dennison et al.*, 2015). Sowohl GHG- als auch ODS-Änderungen haben in den letzten Jahrzehnten zu den antarktischen Temperaturänderungen beigetragen, die sich im SAM-Index widerspiegeln, wobei beide Faktoren einen ähnlich starken Einfluss auf das bodennahe Klima hatten, die ODS-Änderungen jedoch die Variationen in der mittleren Troposphäre dominierten (*Shindell und Schmidt*, 2004). Um den Einfluss des stratosphärischen Ozonabbaus quantifizieren zu können, haben *Polvani et al.* (2011) mithilfe von Zeitscheibensimulationen die Effekte von ODSs und GHGs getrennt betrachtet und gezeigt, dass der Einfluss des stratosphärischen Ozonabbaus auf die südhemisphärische Sommerzirkulation ca. 2–3 mal stärker ist als der Einfluss von GHGs. *Polvani et al.* (2011) beschreiben die Einflüsse des Ozon wie folgt: direkter thermischer Effekt des Ozonabbaus ist eine Abkühlung der LS in der Polarkappe (Vergleiche Abbildung 2.10). Innerhalb von 1 bis 2 Monaten hat sich diese Abkühlung bis in 100 hPa fortgesetzt. Durch die Abkühlung in der LS kommt es zum Anheben der Tropopause. Folgen hiervon sind die polwärtige Verschiebung des Strahlstroms der mittleren Breiten, eine Ver-

Kapitel 2. Die Atmosphäre

stärkung der SAM, sowie eine polwärtige Verbreiterung der Hadley-Zelle und Ausbreitung der subtropischen Trockenzone.

Durch Änderungen in der Dissipation planetarer Wellen beeinflusst die OD die BDC im Südfrühling und -sommer (*Orr et al.*, 2013). Im Spätfrühling wird die Strahlungsauskuhlung über 100 hPa durch Ozonabbau fast durch verstärkte dynamische Erwärmung aufgewogen. Zwischen 300 und 100 hPa kommt es hingegen zu einer relativen Abnahme dynamischer Erwärmung, die Strahlungsauskuhlung wird hier also verstärkt, so dass der Effekt einer abwärtswandernden negativen Temperaturanomale entsteht. Der Einfluss der OD auf die Troposphäre ist im Südsommer am größten und in den restlichen Jahreszeiten ähnlich stark wie der GHG-Einfluss (*McLandress et al.*, 2011).

Durch die Verschiebung des troposphärischen Jets in Folge der stratosphärischen Ozonänderungen kommt es in der Troposphäre zu Änderungen im Niederschlag. Der Anstieg des Niederschlags in den südhemisphärischen Subtropen in den letzten Dekaden des 21. Jahrhunderts konnte der OD zugeordnet werden (*Kang et al.*, 2011, *Purich und Son*, 2012, *Bai et al.*, 2016).

In der **Nordhemisphäre** konnte keine robuste Verbindung zwischen der OD und den langfristigen Änderungen im nordhemisphärischen Klima festgestellt werden (*Karpechko et al.*, 2018). Extrem niedrige Ozonkonzentrationen im Frühling können jedoch kurzfristige Effekte auf das regionale Klima ausüben. So haben die extrem niedrigen Ozonkonzentrationen im Frühling 2011 zur langanhaltenden Verschiebung der troposphärischen Zirkulation in eine positivere NAM-Phase beigetragen (*Karpechko et al.*, 2014). *Smith et al.* (2014a) argumentieren jedoch mithilfe der Ergebnisse eines GCMs, dass eine signifikant größere Ozonzerstörung als 2011 nötig sei, um einen deutlichen Einfluss in der unteren Troposphäre zu bewirken. Einen signifikanten Einfluss von OD auf die nordhemisphärische Troposphäre können *Calvo et al.* (2015) in ihrer Studie mit einem CCM nachweisen. Sie argumentieren, dass die Kopplung von Dynamik und Chemie essentiell für ein troposphärisches OD-Signal in der NH sei. Eine Verbindung zwischen arktischen Ozonextrema und troposphärischem Klima wurde von *Ivy et al.* (2017) in Beobachtungen gezeigt. Sie untersuchen auch verschiedene Einflussfaktoren auf die Stratosphäre und zeigten, dass Änderungen in der stratosphärischen Ozonkonzentration einen stärkeren Effekt auf das stratosphärische Klima haben als das Auftreten von SSWs, ENSO-Ereignissen und der Anstieg der Treibhausgase. Außerdem besteht eine mögliche Verbindung zwischen arktischen Ozonänderungen und der Nordpazifischen Oszillation und über diese zu ENSO (*Xie et al.*, 2016). Eine Verbindung von arktischem stratosphärischem Ozon zu ENSO wurde auch in CCM⁴-Modellen gezeigt (*Harari et al.*, 2019). Diese Verbindung ist jedoch schwächer als in den Beobachtungen. *Harari et al.* (2019) vermuten, dass die in den Modellen gezeigte Verbindung zwischen arktischem stratosphärischem Ozon und ENSO eher auf eine Autokorrelation von ENSO zurückzuführen ist als auf eine Reaktion von ENSO auf stratosphärische Ozonänderungen. *Rind et al.* (2009) diskutieren gar einen möglichen Einfluss des südhemisphärischen stratosphärischen Ozonabbaus auf die NAM, können dies aber aufgrund nicht ausreichend guter Beobachtungsdaten nicht

⁴Chemistry Climate Model Initiative (CCMI)

2.2. Die Stratosphären-Troposphärenkopplung

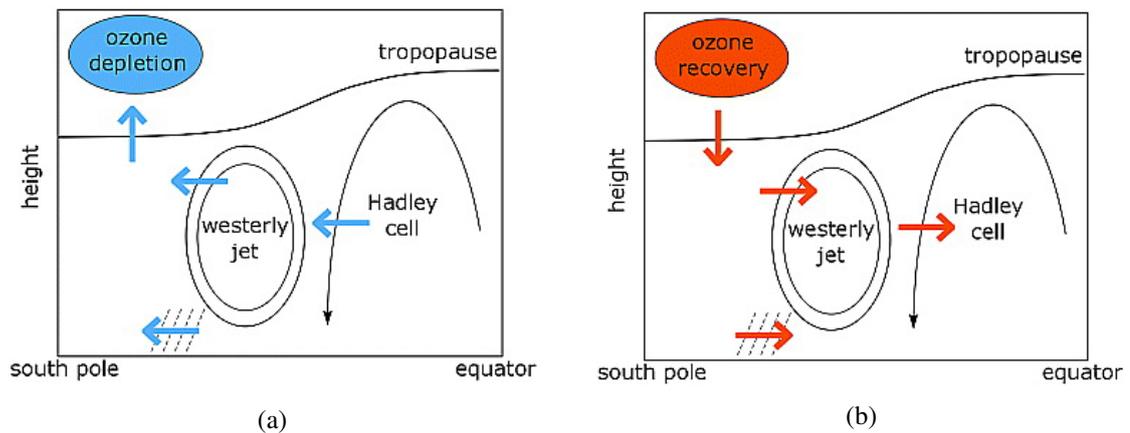


Abbildung 2.10.: Schema des Einflusses von a) Ozonzerstörung und b) Ozonerholung auf die troposphärische Zirkulation im südhemisphärischen Sommer. Aus: *Son et al.* (2010).

eindeutig nachweisen.

Aufgrund der starken interannualen Variabilität der nordpolaren Stratosphäre sowie des geringeren Ausmaßes der stratosphärischen Ozonzerstörung kann die OD keinen deutlichen Einfluss auf den Trend der troposphärischen Zirkulation in der NH ausüben. Da die OD jedoch die interannuale Variabilität der NH Stratosphäre beeinflusst, können Winter mit Extrema im stratosphärischen Ozon einen signifikanten Einfluss auf die Troposphäre ausüben (z. B. *Calvo et al.*, 2015, *Ivy et al.*, 2017).

In ihrer Modellstudie zeigen *Polvani et al.* (2017), dass der negative Temperaturtrend in der unteren Stratosphäre in den **Tropen** von 1979–1997 durch ODSs nicht, wie vielfach vermutet, durch GHGs verursacht wird. Sie können in der tropischen LS ein signifikant verstärktes Aufsteigen, eine Abnahme des Ozonmischungsverhältnisses und ein Absinken der Temperatur nachweisen. Außerdem zeigt sich, dass durch die Berücksichtigung der ODSs zusätzlich zu SSTs und GHGs nicht nur der aufsteigende Ast der BDC in den Tropen verstärkt wurde, sondern auch der absinkende Ast in den polaren Breiten. Der Einfluss der ODSs auf die gesamte BDC in den von *Polvani et al.* (2017) ausgewerteten Simulationen wurde von *Garfinkel et al.* (2017) untersucht. *Garfinkel et al.* (2017) zeigen, dass es ab den 1980ern zu strukturellen Veränderungen in der BDC kam. Von 1960 bis 1980 ist die BDC in der unteren und mittleren Stratosphäre durch stratosphärischen Ozonabbau, steigende GHG-Konzentrationen und steigende SSTs beschleunigt, das mittlere Alter der stratosphärischen Luft (AoA) nimmt ab und der aufwärtsgerichtete tropische Massenfluss ist bis Anfang der 1990er verstärkt. In den 1990ern beginnt durch die Abnahme der ODSs die langsame Erholung der Ozonschicht. Dies führt zur Verlangsamung der BDC und folglich zu einem Anstieg des AoA. Der 1991 ausgebrochene Vulkan Pinatubo bewirkt ebenfalls eine Verlangsamung der BDC. Sowohl der ODS-Rückgang als auch die vulkanische Eruption wirken besonders stark in der mittleren Atmosphäre. So dominieren ab den 1990ern in der LS Effekte, die die BDC beschleunigen (nämlich GHG- und SST-Anstieg). In der mittleren Stratosphäre überwiegen hingegen Ef-

Kapitel 2. Die Atmosphäre

fekte, die die BDC verlangsamen (nämlich ODS-Rückgang und eine vulkanische Eruption). Ein Sonderfall ist die südhemisphärische LS, hier haben die ODSs im Gegensatz zur restlichen LS einen starken Einfluss. Die Effekte der allmählichen ODS-Abnahme werden hier von den Effekten der ansteigenden GHGs aufgehoben. Dies bewirkt, dass *Garfinkel et al.* (2017) hier ab 1995 keinen Trend im AoA nachweisen können.

Über die OD-bedingten Änderungen im Oberflächenwindstress kommt es zur Intensivierung der Wirbel im **Ozean** in der Südhemisphäre (z. B. *Cai und Cowan*, 2007, *Li et al.*, 2016). *Seviour et al.* (2016) können in ihrer Modellstudie zeigen, dass der Südliche Ozean, wie in einigen Studien vorgeschlagen wird, auf stratosphärischen Ozonabbau anfänglich mit einer Abkühlung, langfristig aber mit einer Erwärmung reagiert. *Solomon et al.* (2015) können zeigen, dass die OD einen Großteil der Veränderungen in Temperatur, Salinität und Zirkulation des Südozeans im Südsommer verursachen kann, dazu gehören Änderungen im Oberflächenwindstress und der Meridionalen Umkehrzirkulation (engl. meridional overturning circulation) MOC. Eine Verstärkung des Amundsen-See-Tiefs (engl. Amundsen Sea Low - ASL), einem Tiefdruckgebiet westlich der Drakestraße, das einen signifikanten Einfluss auf das Klima der Westantarktis hat, zeigen *England et al.* (2016). Sie untersuchen die Stärke des ASL über die gesamte Periode der stratosphärischen Ozonzerstörung (ab etwa 1960) und können eine signifikante Vertiefung des ASL in diesem Zeitraum feststellen. Die Möglichkeit einer Verlangsamung der CO₂-Aufnahme durch den Südozean wurde untersucht, durch neuere Analysen jedoch widerlegt (z. B. *Landschützer et al.*, 2015).

Da die ODSs auch klimaaktive Gase sind, hat ihre Einschränkung durch das Montrealer Protokoll eine weitere Erwärmung der Atmosphäre und damit thermische Expansion des Ozeans und Meeresspiegelanstiegs verhindert (*Karpechko et al.*, 2018).

Die DWC wird durch Ozonabbau und -erholung modifiziert: In der Zeit des Ozonabbaus dauert in der Südhemisphäre der Grundzustand, der Wellenreflektion begünstigt, länger (bis in den Sommer) an, da sich das Zusammenbrechen des Wirbels verzögert (*Shaw et al.*, 2011). Die DWC ist also in der Zeit des Ozonabbaus im November bis Dezember verstärkt. Mit der Erholung des Ozons wird die stratosphärische Zirkulation im November und Dezember wieder sommerlich, eine Wellenausbreitung in die Stratosphäre ist nicht mehr möglich und die DWC ist reduziert (*Shaw et al.*, 2011). Die Saisonalität der DWC wird von *Shaw et al.* (2010) anhand von ERA40-Reanalysen untersucht. Demnach dominiert die DWC die STC in der Südhemisphäre, während in der Nordhemisphäre zonalgemittelte Kopplung und DWC ähnlich stark sind. In der Südhemisphäre findet DWC von September bis Dezember, in der Nordhemisphäre von Januar bis März statt. *Shaw et al.* (2010) zeigen, dass sich eine vertikal reflektierende Fläche in beiden Hemisphären auch im Frühwinter ausbildet, DWCs durch das Fehlen eines meridionalen Wellenkanals in den mittleren Breiten aber unwahrscheinlich sind.

Mechanismen der Stratosphären-Troposphärenkopplung

Die Effekte der STC, insbesondere der zonalgemittelten Kopplung, die sich über die Indizes der Ringmodi ausdrückt, wurden vielfach in Beobachtungen und Modellversuchen gezeigt. Welche Mechanismen stratosphärische Änderungen auf die Troposphäre übertragen ist weitestgehend unklar. Mögliche Mechanismen sind das Downward Control-Prinzip von *Haynes et al.* (1991) oder die hydrostatisch-geostrophische Anpassung (engl. Balanced Response) (*Ambaum und Hoskins, 2002, Black, 2002*). Durch die Beeinflussung synoptischer Wellen und planetarer Wellen in der Troposphäre können sich stratosphärische Signale ebenfalls in der Troposphäre auswirken (z. B. *Limpasuvan und Hartmann, 2000, Yang et al., 2015, Smith und Scott, 2016, Lubis et al., 2016*). Verschiedene Studien zeigen, dass Eddy-Rückkopplungen in der Troposphäre nötig sind, um das stratosphärische Signal in der Troposphäre zu verstärken (z. B. *Polvani et al., 2011, McLandress et al., 2011, Orr et al., 2012, Kidston et al., 2015*). *Polvani et al.* (2011) räumen jedoch ein, dass das Downward-Control-Prinzip nicht die gesamte Stärke des troposphärischen Signals erklären kann und Eddy-Rückkopplungen in der Troposphäre nötig sind, die das stratosphärische Signal in der Troposphäre verstärken.

Thompson et al. (2006) zeigen, dass die Amplitude der beobachteten troposphärischen Reaktion auf die stratosphärische Variabilität quantitativ vergleichbar ist mit dem Effekt der hydrostatisch-geostrophischen Anpassung nach einem anomalen Wellenantrieb in der Stratosphäre. Sie meinen also, entgegen früherer Studien, dass keine Verstärkung des Signals in der Troposphäre nötig ist. Sie zeigen, dass die beste Abschätzung der troposphärischen Reaktion auf stratosphärische Variabilität mit Analysen basierend auf der stratosphärischen NAM-Komponente gelingt. Anomalien im stratosphärischen Strahlungsantrieb tragen zur Andauer des troposphärischen Signals bei (*Thompson et al., 2006*). Eine Beeinflussung der Troposphäre durch die Stratosphäre durch hydrostatisch-geostrophische Anpassung wird auch von *Ambaum und Hoskins* (2002) gefunden: eine positive PV-Anomalie in der Stratosphäre führt zu einer erhöhten Tropopause über dem Pol. Durch die Streckung der troposphärischen Luftsäule erhöht sich die geostrophische Vortizität in der Troposphäre und der Bodendruck über der Polarregion verringert sich.

Orr et al. (2012) beschreiben einen möglichen Mechanismus, der die Auswirkungen stratosphärischer Änderungen auf die Troposphäre erklärt. Sie gehen von einer positiven dynamischen Rückkopplung der Polarwirbelintensität in der Stratosphäre auf OD aus, wobei sich die Abschwächung des Wellenantriebs und die Verstärkung des Zonalwindes bis auf die Höhe der Tropopause durchsetzt. In der Troposphäre verschiebt sich der Strahlstrom der mittleren Breiten polwärts, was einhergeht mit einem Anstieg des Wärme- und Impulsflusses durch synoptischer Wellen. Sie vermuten weiterhin, dass Änderungen des planetaren Wellenantriebs in der oberen Troposphäre wichtig für die Kopplung von Strato- an Troposphäre ist.

2.2.2. Zukünftige Änderungen im Stratosphärischen Ozon und die STC

Die Zukunft der Ozonschicht hängt sowohl von der weiteren Reduzierung der ODSs in der Atmosphäre als auch von der Stärke des Klimawandels ab. Der weitere Eintrag von ODSs ist durch das Montrealer Protokoll und seine Folgeabkommen geregelt. Da ODSs jedoch eine lange Verweildauer in der Atmosphäre haben, ist ein Rückgang der ODS-Konzentration auf 1980er Werte erst in einigen Jahrzehnten zu erwarten. Abbildung 2.11 zeigt das Äquivalente effektive stratosphärische Chlor (engl. equivalent effective stratospheric chlorine (EESC)), eine Größe, die den ozonerstörenden Effekt von Chlor und Brom unter Berücksichtigung verschiedener Quellgase der Moleküle, Transport dieser Gase in die Stratosphäre und unterschiedlicher Effektivität der ozonerstörenden Wirkung von Chlor und Brom berücksichtigt. Die EESC-Kurve (Abbildung 2.11 (oben links)) gilt für die Stratosphäre der mittleren Breiten und zeigt, dass etwa 2050 wieder 1980er-Werte erreicht werden sollen. Für die polaren Breiten wird ein Rückgang auf 1980er ODS-Konzentrationen erst mehr als zwei Jahrzehnte später erwartet (WMO, 2014). Die niedrigeren stratosphärischen Temperaturen durch den Klimawandel bewirken im Totalozon langfristig einen Anstieg auf Werte über die als ungestört angenommenen Ozonkonzentrationen von 1960. Man spricht hier von einer Übererholung (engl. super-recovery) der Ozonschicht, die bei den stärkeren Klimaänderungsszenarien auftreten kann (WMO, 2014).

Eine mögliche Erholung der Ozonschicht wird überlagert von Variationen in Temperatur, der vulkanischen Aerosole und der wellengetriebenen Verlagerungen von Polarwirbelluft in sonnenbeschienene Regionen (*Brasseur und Solomon, 2005*) und ist daher schwer nachzuweisen. Ab etwa 2000 ist in Beobachtungen eine Erholung der antarktischen Ozonkonzentrationen im Frühling und Sommer zu erkennen (z. B. *Solomon et al., 2016, Kuttippurath und Nair, 2017*).

Die Erholung wird jedoch verlangsamt durch das Nicht-Einhalten des Montrealer Protokolls und seiner Folgeabkommen. Da der Eintrag von ODSs in die Atmosphäre durch das Montrealer Protokoll und seine Folgeabkommen geregelt und die Verweildauer der jeweiligen Spezies in der Atmosphäre bekannt ist, kann die globale CFC-11-Konzentration gut vorhergesagt werden. Wie *Montzka et al. (2018)* feststellen, gibt es seit 2012 einen Anstieg in der CFC-11-Konzentration, die nicht mit der bekannten Produktion dieser Substanz zu erklären ist. Diese unbekannte Produktion können *Rigby et al. (2019)* auf Ostchina eingrenzen. Mit dieser neuen CFC-11-Quelle und möglicher zusätzlicher ODSs wird die Ozonerholung folglich verzögert.

Der erwartete Ozonanstieg durch den ODS-Rückgang in der oberen Stratosphäre kann die CO₂-bedingte Abkühlung dämpfen (*Maycock, 2016*): beim RCP4.5-Szenario um 50 % und beim RCP8.5-Szenario um 20 %. Beim RCP2.6-Szenario überdeckt die Erwärmung durch O₃-Zunahme sogar die CO₂-bedingte Abkühlung, weswegen in der US eine leichte Erwärmung simuliert wird. Außerdem haben die unterschiedlichen Konzentrationen von CH₄ sowie N₂O einen Einfluss auf die Stärke katalytischer ozonerstörender Zyklen (*Revell et al., 2012*). Bei einer Zukunftssimulation mit einem GCM ist es also wichtig ein Ozonfeld vor-

2.2. Die Stratosphären-Troposphärenkopplung

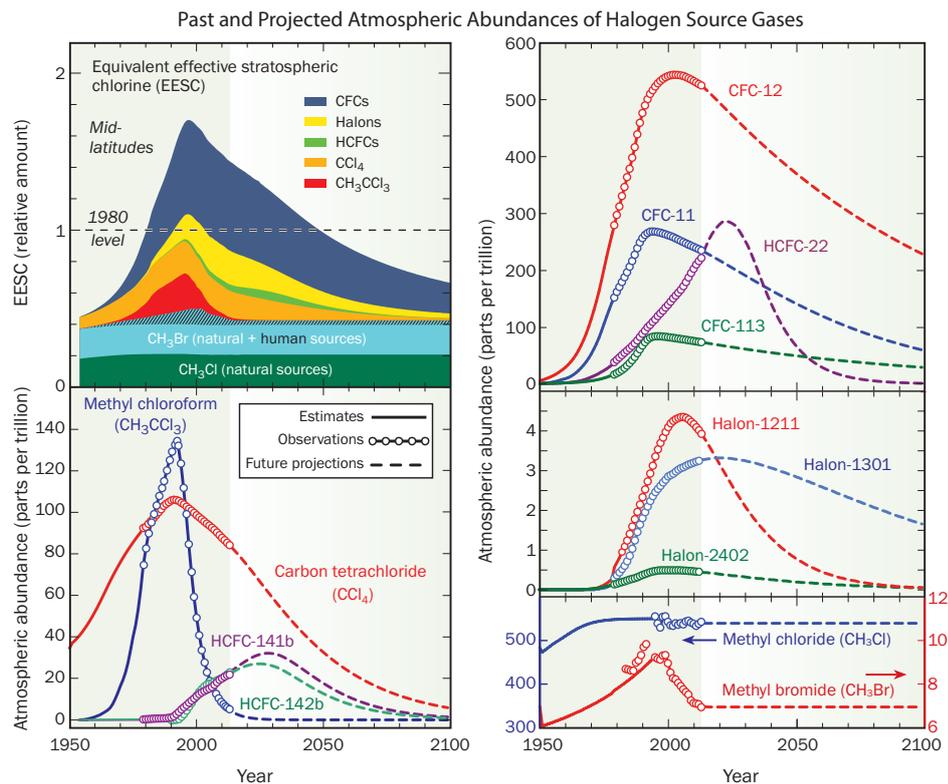


Abbildung 2.11.: Änderungen der Quellgase der Halogene. Gezeigt sind das Äquivalente effektive stratosphärische Chlor (EESC) für die Stratosphäre der mittleren Breiten (oben links) und die Mischungsverhältnisse verschiedener Gase [pptv], welche bis auf Methylchlorid, ODSs sind. Dargestellt sind Abschätzungen und Messungen für die Vergangenheit und Projektionen gemäß dem Montrealer Protokoll und der Folgeabkommen für die Zukunft. Aus: WMO, 2014.

zuschreiben, dem dasselbe Szenario zugrunde liegt wie die geplante Simulation. Mit sinkender ODS- und steigender GHG-Konzentration ist eine Umkehr des Temperatursignals in der Stratosphäre im Südwinter zu erwarten (Solomon *et al.*, 2017). Der Vergleich zweier Perioden mit starker Ozonzerstörung (1979–2000) und beginnender Erholung der Ozonschicht (2000–2014) zeigt, dass in der antarktischen Stratosphäre die Temperatursignale im Winter entgegengesetzt sind. Solomon *et al.* (2017) sprechen hier von “gespiegelten Änderungen”: Zur Zeit der OD ist im Winter eine Abkühlung in der unteren und eine Erwärmung in der mittleren Stratosphäre erkennbar. Bei beginnender Erholung des antarktischen Ozons wird eine Abkühlung über einer Erwärmung in der LS beobachtet. Im nordhemisphärischen Winter und Frühling wird beim weiteren Rückgang der ODS-Konzentrationen die Chemie eine der Dynamik untergeordnete Rolle spielen (Bednarz *et al.*, 2016).

Kapitel 2. Die Atmosphäre

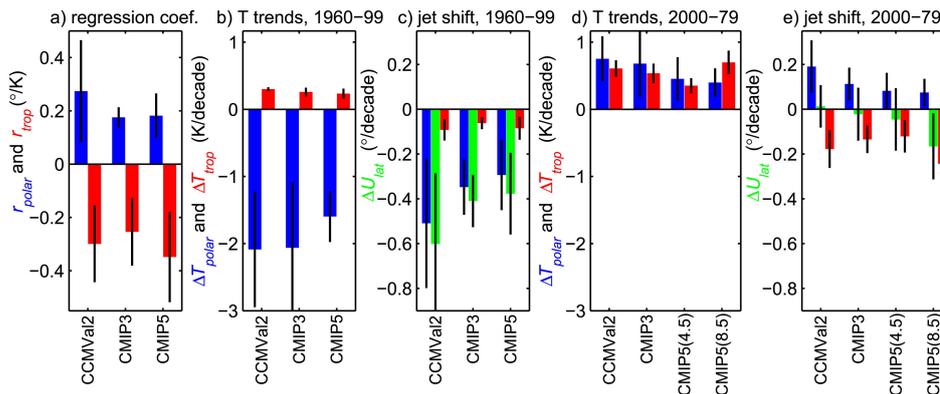


Abbildung 2.12.: Zusammenfassung der Multimodell-Ensemble-Ergebnisse für CCMVal2, CMIP3 und CMIP5. a) Mittelwerte der Regressionskoeffizienten r_{polar} (blau) und r_{trop} (rot), b) Temperaturtrends über dem Pol (blau) und den Tropen (rot), c) Verschiebung der Jetposition (grün), sowie die Komponenten durch Änderungen im Ozon (blau) und Treibhausgasen (rot). d), e) wie in b) und c), aber für den Zeitraum 2000–2079 für CCMVal2 und CMIP3 und 2007–2079 für CMIP5 RCP4.5 und RCP8.5-Szenarien. Aus: *Gerber und Son (2014)*.

Änderungen im Ozonfeld können verschiedene Auswirkungen auf die STC haben. Sie bewirken in der Troposphäre Änderungen in den Ringmodi, der Zugbahnen von Stürmen, der Breite der Hadley-Zelle, des Niederschlags und der Temperatur.

Mit der Änderung von Temperatur und Wind der LS durch OD ändert sich auch die Ausbreitung planetarer Wellen. *Hu et al. (2015)* untersuchen mit dem CCM WACCM den Einfluss von OD und stratosphärischer Ozonerholung (OR) auf die Ausbreitung atmosphärischer Wellen. Sie finden, dass die OD keinen nachweisbaren Effekt auf den nordhemisphärischen Polarwirbel hat, die stratosphärische Ozonerholung (OR) jedoch zu einer signifikanten Abkühlung und Verstärkung des Polarwirbels führt. Sie führen dies auf Änderungen in der Wellenausbreitung im Zeitraum der OR zurück, nämlich einer geringen vertikalen Ausbreitung stationärer Wellen und einer verstärkten Ausbreitung transienter Wellen in die untere und mittlere Stratosphäre. Während im Zeitraum der OD kein signifikanter Einfluss der Ozonänderungen auf das Klima der Nordhemisphäre bestimmt werden konnte (*Karpechko et al., 2018*), scheint ein stärkerer Einfluss der OR durch die möglichen stärkeren Änderungen in den Polarwirbeleigenschaften wahrscheinlich.

In der Südhemisphäre wird für die OR ein wärmerer, schwächerer Polarwirbel simuliert (*Hu et al., 2015*). Dadurch kommt es zu einem verstärkten Fluss planetarer Wellen in die Stratosphäre, der von transienten Wellen dominiert wird.

Der Subtropenstrahlstrom hat sich während der Periode des starken stratosphärischen Ozonabbaus in der Südhemisphäre polwärts verschoben (z. B. *Gerber und Son, 2014*). Mithilfe der Ergebnisse verschiedener Modellvergleichsprojekte können *Gerber und Son (2014)* zeigen, dass sich der Polarwirbel der Südhemisphäre in Zeiten der Ozonerholung bei schwacher

2.2. Die Stratosphären-Troposphärenkopplung

globaler Erwärmung (RCP4.5-Szenario) kaum verschoben und bei stärkerer Erwärmung (RCP8.5) leicht polwärts verschoben könnte. Sie können die Polwärtsverschiebung im Zeitraum der Ozonzerstörung (hier 1960–1999) der Abkühlung der unteren polaren Stratosphäre durch Ozonabbau zuordnen (siehe Abbildung 2.12 c)). *Gerber und Son* (2014) untersuchen den Einfluss ODSs auf den Subtropenstrahlstrom über Temperaturänderungen in der polaren unteren Stratosphäre und den Einfluss der GHGs über Temperaturänderungen in der tropischen oberen Troposphäre. Die von *Gerber und Son* (2014) verwendete Methodik zur Untersuchung der Effekte von GHGs und ODSs auf den Jet der mittleren Breiten wird in Kapitel 3.6.4 genauer beschrieben. Hier sei erwähnt, dass die Temperaturtrends in den polaren und tropischen Breiten (siehe Abbildung 2.12 b und d) Verschiebungen der Position des Subtropenstrahlstroms zuordnen (siehe Abbildung 2.12 c und e). Die globale Erwärmung bewirkt in der tropischen oberen Troposphäre eine Erwärmung, die eine Polwärtsverschiebung des Subtropenstrahlstroms der SH hervorruft (siehe Abbildung 2.10a). Bei Erholung des Ozons in der unteren polaren Stratosphäre kommt es hier zu einer relativen Erwärmung und einer äquatorwärtigen Verschiebung des Strahlstroms der mittleren Breiten (siehe Abbildung 2.10b). *Gerber und Son* (2014) argumentieren, dass die Reaktion der troposphärischen Zirkulation auf Temperaturänderungen in der tropischen UT und der polaren LS qualitativ gleich sind und es für den Einfluss auf die troposphärische Zirkulation unerheblich ist ob der meridionale Temperaturgradient in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre (engl. upper troposphere and lower stratosphere, UTLS) von den Tropen oder vom Pol her verändert wird. Die Stärke des troposphärischen Jets kann demnach nicht nur durch ODS-Änderungen und ihre Folgen in der polaren unteren Stratosphäre, sondern ebenfalls durch Temperaturänderungen in der tropischen UT durch GHG-Änderungen verursacht werden. Der troposphärische Einfluss der Ozonerholung ist dem der Ozonzerstörung entgegen gesetzt (z. B. *Solomon et al.*, 2016) und wird die Polwärtsverschiebung des Jets durch den GHG-Anstieg teilweise kompensieren. Wie sehr die OR dem Effekt des GHG-Anstiegs entgegenwirken kann, hängt von der Stärke des GHG-Anstiegs ab. Durch Untersuchung der Jetposition in verschiedenen CCMs zeigen *Gerber und Son* (2014), dass sich mit einem RCP4.5-Szenario die Effekte von OR und GHG-Anstieg auf die Position des troposphärischen Jets ausgleicht, für das RCP8.5-Szenario der Effekt des GHG-Anstiegs jedoch überwiegt und der Jet insgesamt eine polwärtige Verschiebung erfährt (siehe Abbildung 2.12). Unterschiedliche GHG-Szenarien zeigen auch verschiedene Effekte auf den SAM-Index in der Zukunft, von einer Verringerung des Index beim RCP2.6-Szenario bis zu einer Verstärkung des Index im RCP8.5-Szenario (*Iglesias-Suarez et al.*, 2016). In einer CCM-Studie zeigen *Son et al.* (2009), dass die Tropopausenhöhe in Zukunft weiter ansteigen wird, allerdings mit einem schwächeren Trend. Die relative Erwärmung durch OR reduziert die Trends in der Tropopausenhöhe. Mit der Ozonerholung zeigen *Albers und Nathan* (2013) für den unteren Ast der BDC eine Verstärkung und für den Oberen eine Abschwächung, sowie eine Verstärkung des Polarwirbels in der US. Sie zeigen ebenfalls, dass die Stärke der Änderungen im absinkenden Ast über dem Pol von GCMs im Vergleich zu CCMs falsch eingeschätzt werden. So unterschätzen GCMs das verstärkte Absinken bei OD um 35 % und unterschätzen das verringerte Absinken um 34 %.

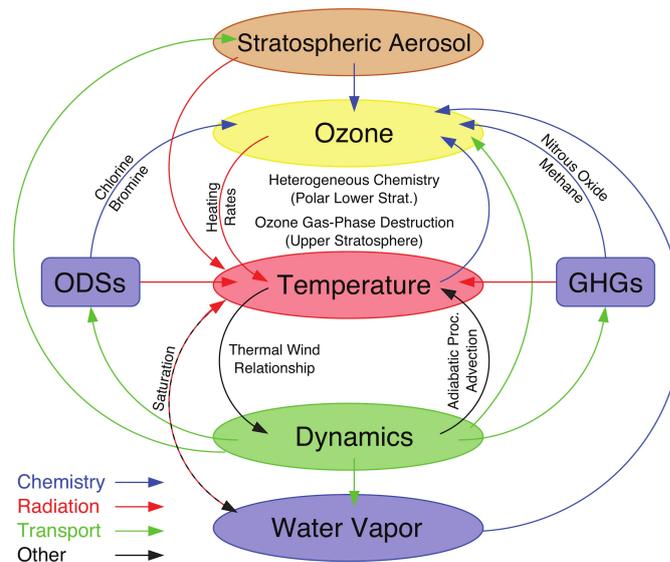


Abbildung 2.13.: Schema der ozonzentrierten Chemie-Klimawechselwirkungen. Pfeile repräsentieren Verbindungen zwischen Komponenten des Chemie-Klimasystem: Chemie (blau), Strahlung (rot), Transport (grün), Andere (schwarz). Aus: WMO (World Meteorological Organization) (2011).

2.3. Modellierung der Atmosphäre

GCMs sind numerische Modelle, die die physikalischen Prozesse im Klimasystem simulieren können. Mit wachsender Rechenleistung und zunehmendem Verständnis für die Prozesse in der Atmosphäre sind die Modelle im Laufe der Jahre immer komplexer geworden und können mehr Prozesse berücksichtigen. Die Stratosphäre wurde lange Zeit als passive Sphäre angesehen, die zwar von der Troposphäre beeinflusst wird, aber nicht auf diese einwirken kann. Daher wurde ihre Darstellung in vielen Klimamodellen lange Zeit vernachlässigt. Zur Untersuchung der mittleren Atmosphäre gibt es Modelle, die eine höhere Modellobergrenze haben. In den meisten Modellen, mit denen Klimaänderungsszenarien gerechnet werden, war die Stratosphäre lange Zeit nicht gut repräsentiert. Das hatte zur Folge, dass diese Modelle die Prozesse in der Stratosphäre und die Kopplungsprozesse mit der Troposphäre nicht gut wiedergeben konnten.

In den letzten Jahren wurde jedoch mehrfach gezeigt, dass die Berücksichtigung stratosphärischer Prozesse und deren Variabilität auch die intrasaisonale troposphärische Variabilität verbessern kann (z. B. Gerber *et al.*, 2010). Sie zeigen eine Beziehung zwischen stärkerer Variabilität in der Stratosphäre und längerem Andauern von Zuständen in der Troposphäre und argumentieren, dass einige modellübergreifende systematische Fehler in GCMs, wie beispielsweise die zu lange Andauer von Ringmodi durch eine unzureichend repräsentierte

interne Variabilität der unteren Stratosphäre verursacht werden. Eine besser repräsentierte Variabilität der LS könne somit auch die Zeitskalen troposphärischer Ringmodi verbessern. Die saisonale Vorhersage kann bei Berücksichtigung der Stratosphäre verbessert werden, da sich durch die geringen Strahlungsrelaxationsraten (*Newman und Rosenfield, 1997*) Störungen im Feld ähnlich wie im Ozean nur langsam erholen. Die Stratosphäre hat also ein längeres Gedächtnis für die atmosphärische Zirkulation, das für die troposphärische Vorhersage auf mehrwöchiger Zeitskala (Mittelfristvorhersage, engl. extended-range forecasting) den Skill verbessern kann (z. B. *Baldwin et al., 2003b*). Außerdem beeinflusst die Stratosphäre die NAO, welche einen starken Einfluss auf die winterliche Klimavariabilität hat (*Scaife et al., 2005*). *Scaife et al. (2005)* argumentieren, dass die STC zwar keinen Einfluss auf die oberflächennahe Erwärmung hat, aber durch den Einfluss auf die NAO einen Großteil der regionalen Klimaänderungen in Europa und Nordamerika in den letzten 40 Jahren des 20. Jh. erklären kann.

Auch die Berücksichtigung passender Ozonkonzentrationen kann die Kurzfristvorhersage (z. B. *Milewski und Bourqui, 2013*), die Mittelfristvorhersage (z. B. *Cheung et al., 2014*) und die saisonale Vorhersage (z. B. *Mathole et al., 2014*) verbessern. Passende Ozonkonzentrationen sind auch für die Simulation der fernerer Zukunft relevant. Zwar wird die Anzahl von Wintern mit starker Ozonzerstörung durch die ODS-Abnahme in Zukunft abnehmen, da die interne Variabilität der arktischen winterlichen Stratosphäre aber weiterhin hoch bleiben wird, sind Winter mit starker Ozonabnahme dennoch möglich (z. B. *Langematz et al., 2014, Bednarz et al., 2016*). Selbst bei der zu erwartenden Erholung der stratosphärischen Ozonschicht kann demnach nicht auf die Simulation des chemischen Ozonabbaus verzichtet werden, da dieser in Jahren geringer dynamischer Aktivität in der Stratosphäre dennoch einen großen Einfluss auf die Ozonkonzentration haben kann.

Ob ein Klimamodell die Kopplung zwischen Stratosphäre und Troposphäre gut wiedergeben kann, hängt im Wesentlichen von der Höhe der Modelobergrenze und der horizontalen Auflösung in der Stratosphäre ab (z. B. *Braesicke et al., 2008, Hardiman et al., 2012, Charlton-Perez et al., 2013, Shaw et al., 2014*). *Charlton-Perez et al. (2013)* untersuchen die stratosphärische Variabilität und die STC in verschiedenen CMIP5-Modellen mit Modelobergrenzen unterhalb der Stratopause (low top-Modelle), bzw. Modellen mit Modelobergrenzen oberhalb der Stratopause und guter vertikaler Auflösung in der Stratosphäre (high top-Modelle). Sie zeigen, dass beide Modellgruppen den mittleren klimatologischen Zustand der Stratosphäre und deren Trends ähnlich vorhersagen, sich in der Simulation der stratosphärischen Variabilität aber stark unterscheiden. Die stratosphärische Variabilität wird in low top-Modellen stark unterschätzt, was zu kurzlebigen NAM-Anomalien führt. Die Stratosphäre übt somit in low top-Modellen keinen langanhaltenden troposphärischen Einfluss aus, wie er in Beobachtungen nachgewiesen wurde (*Charlton-Perez et al., 2013*). Die dekadische Variabilität weist laut *Charlton-Perez et al. (2013)* im Vergleich zum klimatologischen Mittel, der täglichen und der interannualen Variabilität die schlechteste Übereinstimmung mit Beobachtungen auf, egal welche Modellgruppe betrachtet wird.

Die Effekte der antarktischen Ozonzerstörung auf die südhemisphärische Troposphäre konnte in GCMs festgestellt werden. Die Stärke dieses Effekts und andere Effekte der OD und

Kapitel 2. Die Atmosphäre

OR sind mit GCMs aber nicht darstellbar. Abbildung 2.13 zeigt Chemie-Klimawechselwirkungen, in denen Änderungen im Ozon involviert sind. Es wird deutlich, dass Änderungen im Ozon abhängig sind von verschiedensten Komponenten des Klimasystems. Die Temperatur beeinflusst die Effektivität der stattfindenden chemischen Reaktionen, der Transport die Mischungsverhältnisse von ODSs, GHGs und Aerosolen, die an chemischen Reaktionen mit Ozon beteiligt sind. Geänderte Ozonmischungsverhältnisse haben wiederum über die Erwärmungsraten einen Einfluss auf die Temperatur der Stratosphäre, welche über die thermische Wind-Gleichung die Stärke des Zonalwindes und demnach die Dynamik beeinflusst. Änderungen in der stratosphärischen Dynamik haben, wie in den vorherigen Abschnitten gezeigt, auch einen Einfluss auf den Zustand der Troposphäre. All diese Kopplungen und ihr Effekt auf die Troposphäre bleiben unberücksichtigt, wenn dem Modell ein dynamisch inkonsistentes zonal und monatlich gemitteltes Feld vorgeschrieben wird.

Klima-Chemie-Modelle können die Kopplung zwischen Chemie, Strahlung und Dynamik repräsentieren. Da die Berechnung der atmosphärischen Chemie sehr langsam ist, wird sie im Großteil der Klimasimulationen nicht interaktiv berechnet, sondern mit externen Feldern vorgeschrieben, meist mit einem monatlich und zonal gemitteltem Feld. Diese Felder passen nicht zur im Modell berechneten Dynamik, vernachlässigen zonale Variationen im Feld und unterschätzen durch die grobe zeitliche Mittelung Extremwerte in den Feldern stratosphärischer Spurenstoffe. Die komplexen chemischen Vorgänge stratosphärischen Ozons können mithilfe von Klima-Chiemodellen simuliert werden.

Bei den in der Atmosphäre stattfindenden chemischen Reaktionen reagieren Spurenstoffe miteinander, deren Lebenszeit sich stark voneinander unterscheidet. Der Zeitschritt, mit dem das chemische Gleichungssystem gelöst werden kann, hängt ab von der kurzlebigsten Spezies, die involviert ist. Das führt dazu, dass die Lösung chemischer Gleichungssysteme in der Atmosphäre lange dauert. Man redet hier von Steifheit der Gleichungssysteme (z. B. *Jacobson, 2005*). Zwar gibt es Lösungsverfahren, die die Lösung chemischer Gleichungssysteme beschleunigen, diese können die Steifheit der Gleichungssysteme aber nicht ganz umgehen. Alternativ zur interaktiven Berechnung von Ozon kann ein Ozonfeld als Randbedingung vorgeschrieben werden.

Bei vorgeschriebenen Ozonfeldern ist es wichtig ein für den Simulationszeitraum passenden Datensatz zu wählen. Die stratosphärische Ozonerstörung hat, wie oben bereits diskutiert, einen signifikanten Einfluss auf die Simulation der Troposphäre. Für eine Simulation des mittleren Holozäns zeigen *Noda et al. (2017)*, dass es ebenfalls wichtig ist, dass das Ozonfeld die passende solare Einstrahlung repräsentiert. *Szopa et al. (2019)* zeigen, dass für warme Klimazustände, wie zur Zeit des Eozäns, durch die Nutzung eines vorindustriellen Ozonfeldes, anstelle interaktiver Chemie, ein Fehler von 14 % in der global gemittelten Temperatur entstehen kann. Darüber hinaus beeinflusst die Stärke des Ozonabbaus im Datensatz auch die Stärke der Klimaeffekte. Beim Vergleich verschiedener Klimamodelle stellen *Son et al. (2010)* fest, dass die troposphärische Reaktion auf stratosphärische Ozonänderungen sich quasi linear zu dieser verhält, sich die verschiedenen Modelle aber quantitativ stark in ihrer troposphärischen Reaktion unterscheiden. So sei die polwärtige Jet-Intensivierung gerade in den Modellen besonders stark, die in der klimatologischen Lage des Jets einen äquatorwär-

tigen Bias haben. Die unterschiedliche dynamische Reaktion verschiedener Modelle kann auch mit deren Zeitpunkt der Umkehr zur Sommerzirkulation zusammenhängen (*Lin et al.*, 2017). Eine Verbesserung der simulierten Variabilität der oberflächennahen Temperatur in Mittel-Eurasien und in den niederen Breiten finden *Xie et al.* (2018), wenn ein Ozondatensatz vorgeschrieben wird, der eine gute Übereinstimmung mit der beobachteten stratosphärischen Ozonvariabilität in den hohen Breiten hat, im Vergleich zu einem Datensatz der die stratosphärische Ozonvariabilität schlecht wiedergibt. *Young et al.* (2014) untersuchen den Effekt zweier gängiger Ozondatensätze in Bezug auf ihre Effekte im Zeitraum der Ozonzerstörung. Die um 35 % stärkere Ozonzerstörung in BDBP-Datensatz (*Bodeker et al.*, 2013) im Vergleich zum in SPARC verwendeten Datensatz von *Cionni et al.* (2011) führt in der Stratosphäre zu einer Verstärkung der Klimaeffekte um 100 % und in der Troposphäre um 20 % bis 100 %.

Vorschreiben zonal und monatlich gemittelter Ozonfelder

Die Stärke des Ozonabbaus im vorgeschriebenen Datensatz, die Güte der interannualen Variabilität oder gar die korrekte zu Grunde liegende solare Variabilität sind nicht allein ausschlaggebend für eine realistische Reaktion des Modells auf Änderungen im stratosphärischen Ozon. Wird Ozon als externe Randbedingung vorgeschrieben, dann meist als zonal gemittelt klimatologisches Monatsmittel. Dies mag in erster Näherung eine sinnvolle Behandlung von Ozon im Modell sein, allerdings bleiben so wichtige Aspekte des Wechselwirkens von Chemie und Dynamik unberücksichtigt. Außerdem ist die zeitliche und räumliche Auflösung zu grob, um die Wirkung von Ozon auf die Dynamik vollständig zu erfassen (z. B. *Gillett et al.*, 2009, *Neely et al.*, 2014). *Neely et al.* (2014) finden, dass die Effekte der linearen zeitlichen Interpolation, wie sie bei vorgeschriebenem Ozon gängig ist, signifikant ist, wenn die monatlichen Ozonanomalien groß sind. In den Jahren vor der Entstehung des Ozonlochs sei der Einfluss der zeitlichen Mittelung aber vernachlässigbar.

Zeitliche Mittelung

Durch die grobe zeitliche Auflösung werden zum Einen die Ozonextrema, besonders im südhemisphärischen Frühling unterschätzt. Durch die lineare Interpolation des Ozon auf Tageswerte, ausgehend von Monatsmitteln, werden Extrema im Ozon unterschätzt, was zu einem zu warmen antarktischen Polarwirbel führt (*Sassi et al.*, 2005). Zum Anderen kommt es durch das Fehlen des Tagesgangs der kurzwelligen Erwärmung des Ozon in der Mesosphäre dort zu einer Erwärmung über alle Breitengrade (z. B. *de Grandpre et al.*, 2000, *Sassi et al.*, 2005, *Gillett et al.*, 2009).

Der Bias durch einen fehlenden Tagesgang könnte reduziert werden, indem in der Mesosphäre nur über die tagsüber gemessenen Ozonwerte gemittelt würde (*Muthers et al.*, 2014). Da die in den meisten GCMs angewandten beobachteten Datensätze jedoch auf Monatsmitteln

Kapitel 2. Die Atmosphäre

beruhen, ist dieser Ansatz zur Zeit nicht praktikabel. *Neely et al.* (2014) haben Experimente durchgeführt, bei denen sie wie es auch bei vorgeschriebenen SSTs und Meereiskonzentrationen (SICs) üblich ist, die Inputfelder so berechnet haben, dass nach der linearen zeitlichen Interpolation im Modell schlussendlich die gewünschten Monatsmittel herauskommen. Sie finden den Fehler im monatlich gemittelten Ozon reduziert, nicht jedoch die Unterschiede in den Trends von Zonalwind und Niederschlag. Dies erklären sie damit, dass durch die angewendete Manipulation der Inputfelder die Unterschiede zwischen den Tagesmittelwerten per definitionem nicht reduziert werden kann.

Räumliche Mittelungen

Neben der zeitlichen Mittelung ist auch die räumliche Mittelung der Ozonfelder von Bedeutung. Durch die zonale Mittelung des Ozonfeldes werden Effekte, die durch die zonalen Anomalien im Ozonfeld (engl. zonally asymmetric ozone, ZAO) entstehen, vernachlässigt. Einige Studien untersuchen die Reaktionen in Stratosphäre und Troposphäre, wenn man dem Modell, statt einer zonalgemittelten Ozonklimatologie, Felder mit zonalen Anomalien verschreibt (z. B. *Kirchner und Peters*, 2003, *Gabriel et al.*, 2007, *Crook et al.*, 2008, *Peters et al.*, 2015). Die Ozonfelder entstammen hier aus Klimatolgien aus Beobachtungen und Reanalysen, wobei *Kirchner und Peters* (2003), *Gabriel et al.* (2007) und *Peters et al.* (2015) die zonalen Ozonanomalien transient vorschreiben, während *Crook et al.* (2008) von klimatologisch gemittelten zonalen Anomalien im Ozonfeld (ZAO) ausgehen. *Kirchner und Peters* (2003) zeigen, dass durch die dekadischen Änderungen im dreidimensionalen Ozonfeld die Zirkulation über dem Nordatlantik und Europa systematisch geändert wird. So geht der NAO-Index bei transienter Berücksichtigung der ZAO in eine positivere Phase über, was einher geht mit der Nordwärtsverschiebung der Zugbahnen außertropischer Stürme. Bei Berücksichtigung der transienten ZAO wird auch die Variabilität der NAM durch das Modell besser wiedergegeben (*Peters et al.*, 2015) (Untersuchungszeitraum 1980–1999). Die transienten Änderungen in der ZAO haben somit einen deutlichen Einfluss auf die Dynamik von Tropo- und Stratosphäre. *Crook et al.* (2008) zeigen, dass, selbst mit klimatologischen ZAO die zonalen Anomalien im Ozonfeld die Stratosphäre und obere Troposphäre ebenso stark beeinflussen können wie die stratosphärische Ozonzerstörung. Aufgrund der ansteigenden ZAO in der SH seit den 1970ern schlussfolgern auch *Crook et al.* (2008), dass die Änderungen in den ZAO einen Großteil des langjährigen Trends der südhemisphärischen Temperatur und des Geopotentials verursachen.

Nathan et al. (2011) erweitern die klassische Sichtweise auf die Kopplung solarer Einstrahlungsänderungen auf das zonal gemittelte Ozon um die solare Wirkung auf ZAO. Sie untersuchen die Effekte des solaren Zyklus auf die Atmosphäre unter Berücksichtigung von zonal gemitteltem Ozon und Anomalien hiervon. Sie finden, dass bei veränderter solarer Einstrahlung die Höhe des Zonalwindmaximums nur dann beeinflusst wird, wenn ZAO berücksichtigt wird. Bei erhöhter solarer Einstrahlung und Berücksichtigung zonaler Anomalien im Ozonfeld simulieren sie das Zonalwindmaximum um 2,5 km höher als im Vergleich der Simulationen ohne ZAO. Sie zeichnen die photochemisch verstärkte Abkühlung als haupt-

verantwortlich für die Erhöhung des Zonalwindmaximums bei erhöhter solarer Einstrahlung.

Wird einem Modell ein Ozonfeld vorgeschrieben, so kommt dieses Ozonfeld meist aus Beobachtungen, Reanalysen oder gar aus CCM-Simulationen. Will man den Effekt der monatlichen und zonalen Mittelung untersuchen, sollten Simulationen mit demselben Modell durchgeführt werden. Dazu braucht es eine Simulation eines CCMs mit interaktiver Chemie und eine Simulation ohne interaktive Chemie mit denselben Vorgaben, wobei das Ozonfeld als zonales und monatliches Mittel aus der Simulation mit interaktiver Chemie vorgeschrieben wird (z. B. *Sassi et al.*, 2005, *Waugh et al.*, 2009, *Neely et al.*, 2014, *Smith et al.*, 2014b, *Haase und Matthes*, 2019, *Rieder et al.*, 2019). Der Großteil dieser Art von Untersuchungen findet mit dem CCM WACCM statt. *Gillett et al.* (2009) untersuchen ebenfalls den Effekt der zonalen Mittelung, schreiben das gemittelte Feld aber nicht extern vor, sondern rechnen mit interaktiver Chemie, übergeben dem Strahlungsschema aber nur das zonale Mittel des berechneten Feldes. Damit haben sie in ihrer Simulation mit zonalgemitteltem Ozon die täglichen Variationen und das Feedback zwischen Chemie, Strahlung und Dynamik enthalten. Das Ozonfeld ist außerdem dynamisch konsistent (mal abgesehen von der zonalen Mittelung), während ein extern vorgeschriebenes Ozonfeld wie bei dem Großteil dieser Untersuchungen zwar von den äußeren Randbedingungen her (Szenario, Modellbias) konsistent mit der Simulation mit interaktiver Chemie ist, aber nicht per se dynamisch konsistent ist, da selbst kleinste Unterschiede in der Atmosphäre Änderungen in der Zirkulation auslösen können.

Interaktives Ozon

Bei der interaktiven Berücksichtigung von Ozon kann die Klimasensitivität eines Modells durch eine negative Rückkopplung des stratosphärischen Ozons über Strahlungsprozesse verringert werden, wie *Dietmüller et al.* (2014), *Muthers et al.* (2014) und *Nowack et al.* (2015) jeweils für die Modelle EMAC, SOCOL-MPIOM und HADGEM3-AO zeigen. Bei stärkeren Szenarien ist dieser Effekt sogar vergrößert, die Nutzung interaktiver Ozonchemie ist demnach besonders bei starken Klimawandelszenarien essentiell (*Dietmüller et al.*, 2014). Für das Modell WACCM können *Marsh et al.* (2016) jedoch keinen Einfluss der interaktiven Chemie auf die Klimasensitivität des Modells feststellen. Für die Effekte geänderter solarer Einstrahlung ist interaktives Ozon in WACCM hingegen von Bedeutung. Hier werden Niederschlag und oberflächennahe Erwärmung bei vorgeschriebenem Ozon überschätzt (*Chiodo und Polvani*, 2016). Für dasselbe Modell wird ebenfalls gezeigt, dass die Reaktion des Jets der mittleren Breiten auf CO₂-Änderungen mit interaktiver Ozonchemie um etwa 20 % verringert ist. Die Vernachlässigung von interaktiver Chemie bewirkt hier folglich eine Überschätzung der Wirkung von CO₂-Änderungen auf die troposphärische Zirkulation. Abgesehen von der Klimasensitivität hat die interaktive Berücksichtigung von Ozon auch Auswirkungen auf das Klima in Tropo- und Stratosphäre sowie die Kopplung dieser Sphären. Dabei unterscheiden sich die Effekte in Nord- und Südhemisphäre.

Kapitel 2. Die Atmosphäre

In der Südhemisphäre ist der Polarwirbel bei interaktivem Ozon stärker und kälter (z. B. *Sassi et al.*, 2005, *Waugh et al.*, 2009, *Neely et al.*, 2014). Beim Zusammenbruch des Polarwirbels am Ende des Winters tritt bei interaktiver Chemie ein negatives dynamisches Feedback auf, das die Strahlungsauskuhlung durch den Ozonabbau dämpfen kann (*Lin et al.*, 2017). Dieses Feedback kann jedoch nur auftreten, wenn die Umkehr zur Sommerzirkulation nicht zu spät erfolgt. Da eine zu späte Umkehr zur Sommerzirkulation ein gängiger (systematischer) Fehler in CCMs ist, wird diese negative Rückkopplung häufig unter- und damit der Effekt der OD auf die Atmosphäre überschätzt. In der Troposphäre sind die Signale stratosphärischer Ozonanomalien bei interaktivem Ozon um bis zu 100 % verstärkt (*Li et al.*, 2016) und halten länger an.

Li et al. (2016) vergleichen GEOS-5-Simulationen mit interaktivem und vorgeschriebenem Ozonfeld und finden Unterschiede von der Stratosphäre bis zum Ozean. Sie finden, dass die stärkere Abkühlung in der unteren Stratosphäre bei interaktiver Chemie von November bis Januar zu einer Verstärkung der Westwinde und der STC führt. Die westwärts gerichtete Windschubspannung ist hier signifikant verstärkt, was von November bis Januar zu einer stärkeren Strömung im Südlichen Ozean und zu einer stärkeren MOC und aufwärtigem Wärmefluss führt. Dadurch erwärmt sich der oberflächennahe Ozean stärker als bei vorgeschriebenem Ozon und es gibt eine stärkere Erwärmung unter dem Meereis. Durch die thermische Trägheit des Ozeans besteht dieser Wärmeunterschied zwischen Simulationen mit interaktivem und vorgeschriebenem Ozon ganzjährig. Bei interaktiver Ozonchemie wird ein stärkerer ganzjähriger Meereisrückgang simuliert. Diese Unterschiede in der Meereseiskonzentration und deren Trend legen nahe, dass bei Simulationen, die den Ozean nicht interaktiv berechnen, sondern auf Ergebnisse anderer Modelle zurückgreifen, vorzugsweise Ergebnisse von CCMs mit gekoppeltem Ozean genutzt werden sollten.

Der sommerliche Trend im SAM-Index wird bei Simulationen mit vorgeschriebenen Ozonkonzentrationen unterschätzt (*Waugh et al.*, 2009). In der Nordhemisphäre ist der Polarwirbel bei Berücksichtigung interaktiver Ozonchemie wärmer und schwächer (z. B. *Gillett et al.*, 2009, *McCormack et al.*, 2011). Bei Berücksichtigung der Erwärmung durch ZAO ändern sich die Ausbreitungsbedingungen für PWs, wodurch es zu mehr SSWs und einem wärmeren und schwächeren Polarwirbel Mitte Februar kommt (z. B. *Gillett et al.*, 2009, *McCormack et al.*, 2011). Eine höhere Variabilität der stratosphärischen Temperaturen im Frühling bei interaktiver Ozonchemie stellen *Rieder et al.* (2019) fest. Sie zeigen weiterhin, dass niedrige Temperaturextrema, die bei Simulationen mit interaktiver Chemie regelmäßig auftreten, bei Simulationen mit vorgeschriebener Chemie nur selten vorkommen. In Simulationen mit WACCM wird gezeigt, dass mit interaktiver Chemie der Polarwirbel im Frühwinter und Frühling kälter und stärker ist (*Haase und Matthes*, 2019). Weiterhin sei die saisonale Verteilung der SSWs bei interaktiver Chemie besser wiedergegeben, während mit vorgeschriebener Chemie die Anzahl an SSWs im März überschätzt würde. Dementsprechend sei das SSW-Signal auf die Temperatur, den Wind der mittleren Breiten und das NAO-ähnliche SLP-Muster bei interaktiver Chemie besser wiedergegeben und länger anhaltend. Das längere Anhalten des Erwärmungssignals in der LS erklären *Haase und Matthes* (2019) durch das Einmischen ozonreicher Luft in die LS während der SSWs und, damit einhergehend,

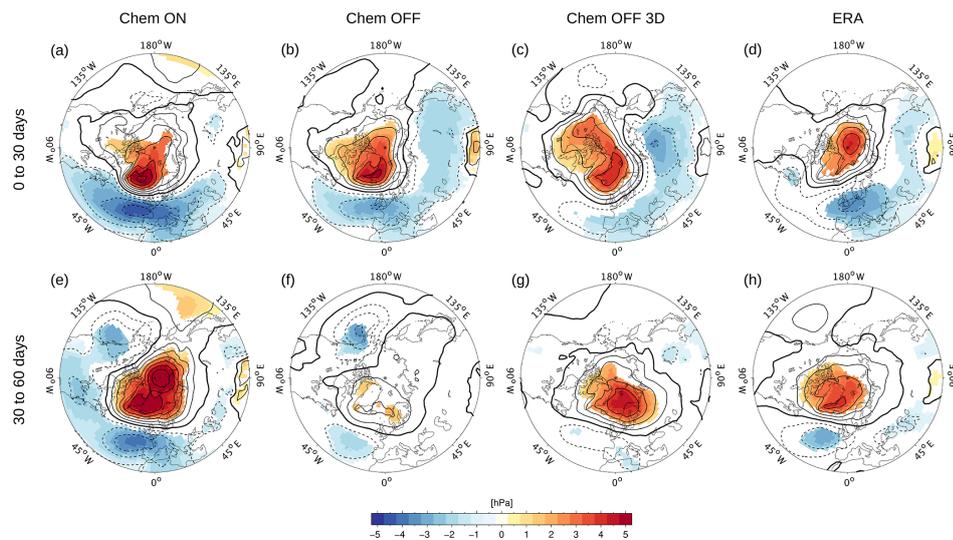


Abbildung 2.14.: SSW-Kompositis der SLP-Anomalien [hPa] gemittelt über 0–30 Tage (a-d) und 30–60 Tage (e-h) nach dem zentralen SSW-Datum für a) und e) mit interaktiver Chemie, b) und f) ohne interaktive Chemie, c) und g) ohne interaktive Chemie, aber 3-D Ozonfeld, und d) und h) kombinierten ERA-Daten. Farbig: statistische Signifikanz > 95 %. Dicke schwarze Linie: Null. Aus: *Haase und Matthes (2019)*.

einem zusätzlichen Erwärmungssignal. Das von *Lin et al. (2017)* für die SH beschriebene negative Feedback wurde von *Haase und Matthes (2019)* auch für die Nordhemisphäre simuliert. Sie stellen fest, dass diese negative Rückkopplung nur bei interaktivem Ozon auftritt und einen abrupteren Übergang zur Sommerzirkulation bewirkt. *Silverman et al. (2018)* untersuchen den Einfluss der ZAO auf die winterliche Stratosphäre unter Berücksichtigung der QBO-Phase. Sie finden, dass die durch ZAO bedingte Erwärmung im Oktober den Lebenszyklus aufwärts wandernder Wellen beeinflusst, was bei der getrennten Betrachtung der QBO-Phasen deutlich wird. Außerdem tritt das Holton-Tan-Signal mit ZAO früher auf als mit zonal gemittelten Ozonfeldern.

Albers et al. (2013) zeigen, dass ZAO den Planetarischen Wellenleiter (engl. planetary wave guide) verändern. Werden ZAO berücksichtigt, kontrahiert der Wellenleiter in der US meridional, während er in der LS meridional expandiert und in oberer und unterer Stratosphäre vertikal expandiert. Weiterhin ist die Wellenausbreitung zwischen 30°–75° N verstärkt und der Strahlstrom der mittleren Breiten äquatorwärts verschoben. All dies bewirkt eine Abschwächung der stratosphärischen Westwinde, führt also zu einem schwächeren und wärmeren Polarwirbel, was konsistent mit *McCormack et al. (2011)* ist.

Zwei Wege, wie ZAO den Polarwirbel beeinflussen können, haben *Albers und Nathan (2012)* mit einem mechanistischen Modell untersucht: bei Pfad 1 modulieren ZAO die Wellenausbreitung und -dämpfung und damit den vertikalen Energiefluss und den PWD. Im zweiten Pfad produzieren ZAO eine Konvergenz im Welle-Ozonfluss und moduliert damit die zo-

Kapitel 2. Die Atmosphäre

nal gemittelte Erwärmung durch Ozon und die Temperatur. Innerhalb der photochemisch kontrollierten US ist etwa die Hälfte der Ozon-induzierten Windvariabilität durch ZAO verursacht und in der dynamisch kontrollierten LS fast die gesamte Windvariabilität. ZMO und ZAO bewirken im Vergleich zu einer Simulation ohne Ozon eine Verlangsamung und Erwärmung des Wirbels in der LS und eine Verstärkung und Abkühlung oberhalb von 40 km.

Eine unzureichende Repräsentation der Effekte einer geänderten Ozonkonzentrationen auf die Atmosphäre kann auch durch systematische Fehler im genutzten Modell hervorgerufen werden. Die dynamischen Reaktionen in der LS auf die OD hängen vom klimatologischen Zustand des Modells ab. Modelle mit zu kaltem Pol unterschätzen die negative Rückkopplung und damit den Effekt der OD (*Lin et al.*, 2017). Die polseitige Verstärkung des troposphärischen Jets ist in den Modellen, die einen äquatorwärtigen Bias in der Lage des Jets haben, stärker (*Son et al.*, 2010). Obwohl die troposphärische Reaktion auf stratosphärische Ozonänderungen in den von *Son et al.* (2010) untersuchten GCMs und CCMs qualitativ gleich ist, unterscheiden sie sich quantitativ stark, was sich zum Teil auf Unterschiede in den Modellklimatologien zurückführen lässt. Die Nutzung interaktiven Ozons führt (in den meisten Modellen) zu einem (realistischeren) stärkeren und kühleren Polarwirbel in der SH bei OD, einem längeren Anhalten der SSW-Signale in der Stratosphäre und in der Troposphäre. Die Auswirkungen der OD auf den Südlichen Ozean werden durch interaktives Ozon ebenfalls verstärkt.

Neben der Repräsentation von Ozon im Modell gibt es andere Faktoren, die die STC im Modell beeinflussen können: nicht aufgelöste Schwerewellen, Wasserdampftransport in die Stratosphäre, große Unterschiede zwischen Modellen in Bezug auf die Temperatur und die Wasserdampfkonzentration an der tropischen Tropopause und Zirkulationssensitivität der Modelle (*Gerber et al.*, 2012). Unterschiede in der troposphärischen Reaktion auf stratosphärische Änderungen können auch auf die Zirkulationsunsicherheit zurückzuführen sein (*Gerber und Son*, 2014). Bei gleicher Temperaturänderung in der tropischen oberen Troposphäre oder der polaren unteren Stratosphäre reagieren verschiedene Modelle mit unterschiedlichen Änderungen in der troposphärischen Zirkulation (*Son et al.*, 2010, *Gerber und Son*, 2014).

Wetter und Klima sind bekanntermaßen anfällig für kleinste Änderungen und jeder Zustand ist nur einer von vielen möglichen Zuständen. Um diese interne Variabilität bei Wettervorhersagen und Klimaprojektionen zu berücksichtigen, werden Ensemblesimulationen durchgeführt. Es gibt verschiedene Möglichkeiten ein Ensemble zu generieren, beispielsweise durch Nutzung verschiedener Anfangswerte oder veränderter physikalischer Prozesse. *Cox und Stephenson* (2007) beschreiben den Anteil verschiedener Unsicherheiten an der Gesamtunsicherheit einer Modellsimulation. Zur Gesamtunsicherheit tragen laut *Cox und Stephenson* (2007) Anfangswertunsicherheit, Szenariounsicherheit und Prozessunsicherheit bei. Die Anfangswertunsicherheit macht für die ersten 20 Vorhersagejahre 80 bis 100 % an der Gesamtunsicherheit aus. Dies deutet auch darauf hin, dass die Wettervorhersage ein Anfangswertproblem ist. Die Szenariounsicherheit nimmt mit größerer Vorhersagezeit linear zu und dominiert für Projektionen über 40 Jahren die Gesamtunsicherheit. Dies passt zusammen

mit der Aussage, dass die Klimavorhersage ein Randwertproblem ist. Die Prozessunsicherheit steigt in den ersten 20 Vorhersagejahren schnell, dann nur noch langsam an und macht für Projektionen über 100 Jahre etwa 30 % an der Gesamtunsicherheit aus. Die geringste Gesamtunsicherheit haben Klimavorhersagen für Vorhersagezeiträume von 30 bis 50 Jahren. Soll der Effekt der sich ändernden Einflüsse der Stratosphäre auf die Troposphäre untersucht werden, ist es wichtig auch die interne Variabilität einzubeziehen. Da CCMs durch ihre lange Rechenzeit jedoch selten als Ensembles durchgeführt werden können, bleibt der Effekt der internen Variabilität auf die sich ändernde Stratosphäre und ihres Einflusses auf die Troposphäre meist unberücksichtigt. Durch die schnelle stratosphärische Ozonchemie SWIFT, die im Rahmen dieser Arbeit in das globale Klimamodell EMAC eingebaut wurde, eröffnet sich die Möglichkeit mit einem CCM, zwar mit reduzierter Chemie, aber dynamisch und chemisch konsistenterem polarem Ozonfeld Ensemblesimulationen durchzuführen.

2.4. Alternative Methoden der Behandlung von Ozon

Neben dem Vorschreiben von Ozon als zonales und monatliches Mittel und einer komplexen interaktiven Chemie gibt es andere Methoden Ozon im Modell zu behandeln. Es gibt einige schnelle meist auf statistischen Verfahren beruhende Ozonschemata. Das Cariolle-Schema (*Cariolle und Déqué, 1986, Cariolle und Teysseire, 2007*) nutzt eine Taylor-Entwicklung erster Ordnung der Kontinuitätsgleichung von Ozon. Das Linoz-Schema (*McLinden et al., 2000*) verfährt ganz ähnlich wie das Cariolle-Schema und hängt wie dieses ab von den Variablen Ozonkonzentration, Temperatur, und Ozonsäule über der jeweiligen Höhe. Das FASTOC-Schema (*Bourqui et al., 2005*) berechnen Transferfunktionen, die die Reaktionen eines chemisches Boxmodells imitieren. Es ist allerdings für die Gegenwart getunt und nicht direkt für Simulationen der Zukunft anwendbar. Ein auf maschinelles Lernen beruhendes Regressionsmodell, das allein von der Temperatur abhängig ist, wurde von *Nowack et al. (2018)* entwickelt. Das Schema kann die Variabilität des Ozons im Allgemeinen sehr gut wiedergeben, kann aber besonders in der Troposphäre noch verbessert werden. Da die Methode eine Approximation ist, kann sie die Ergebnisse der zugrundeliegenden CCMs nicht exakt wiedergeben. Die Größe der Abweichungen ist aber laut *Nowack et al. (2018)* mit den Unterschieden verschiedener CCMs untereinander vergleichbar. Da dieser Ansatz auf einem statistischen Ansatz beruht, können hier chemisch inkorrekte Ozonkonzentrationen zustande kommen. Da beim Maschinellen Lernen eine lineare Regression, kein linearisiertes Schema angewandt wird, können nicht-lineare Variationen wiedergegeben werden. Das Schema ist bisher noch nicht auf andere Modelle übertragbar. *Rae et al. (2019)* schreiben dem Modell zonal und monatlich gemitteltes Ozon vor, berechnen dann aber interaktiv die dynamisch bedingte Verteilung des Ozonfeldes in Abhängigkeit einer sich dynamisch entwickelnden Koordinate. Sie erreichen somit ein dynamisch konsistentes Ozonfeld. *Rae et al. (2019)* vergleichen diese Methode mit Simulationen mit interaktivem Ozon, einem vorgeschriebenen klimatologischen zonal und monatlich gemitteltem Ozonfeld sowie einem vorgeschriebenen klimatologischen monatlich gemitteltem Ozonfeld mit zonalen Anomalien. Sie finden, dass

Kapitel 2. Die Atmosphäre

die Simulation mit einem interaktiv angepassten Ozonfeld am besten mit der Wirbelform und dem MSLP des CCMs übereinstimmt und regionale systematische Fehler, die bei den anderen Simulationen mit vorgeschriebenem Ozonfeld auftreten, verringert werden.

Wie gezeigt gibt es einige, zumeist auf statistischen Annäherungen beruhende schnelle Ozon-schemata, die anstelle einer komplexen interaktiven Chemie im Klimamodell eingesetzt werden können. Im Gegensatz zu diesen statistischen Ansätzen beruht SWIFT auf den chemischen und physikalischen Prozessen, die die Ozonchemie im Polarwirbel beeinflussen. Bei Nutzung des polaren SWIFT werden sowohl die zonalen Anomalien von Ozon im Polarbereich als auch eine dynamisch konsistente zeitliche Mittelung berücksichtigt.

Kapitel 3.

EMAC und SWIFT

Die physikalischen Modelle unterscheiden sich von der Realität wie die geographischen Karten von der Erdoberfläche.

L. Brillouin

Um den Einfluss interner und externer Einflussfaktoren auf das Klimasystem und deren Wechselwirkungen zu untersuchen, werden numerische Modelle genutzt, die die uns bekannten dynamischen, chemischen und Strahlungsprozesse in den verschiedenen Subsystemen des Klimasystem bestmöglich beschreiben. Im Folgenden werden Klimamodelle im Allgemeinen und das in dieser Arbeit verwendete Klima-Chemiemodell EMAC im Speziellen beschrieben. Anschließend wird gezeigt, wie die schnelle stratosphärische Ozonchemie SWIFT in das Modell EMAC eingebaut wurde.

Hier werden folgende Fragen beantwortet:

Wie wurde die schnelle Ozonchemie in das Modell EMAC integriert, welche Anpassungen und Verbesserungen wurden vorgenommen? Wie kann das neue Modellsystem für multidekadische Klimawandelszenarien genutzt werden?

3.1. Wetter- und Klimamodelle

Wetter- und Klimamodelle sind numerische Repräsentationen der uns bekannten Prozesse und Wechselwirkungen in der Atmosphäre. Diese Modelle basieren auf den atmosphärischen Grundgleichungen, die zumeist hydrostatisch approximiert werden, wie in dem in dieser Arbeit verwendeten Modell. Das bedeutet, dass sich die vertikale Druckgradientkraft und die Schwerkraft ausgleichen. In der vertikalen Impulsgleichung sind Beschleunigungs- und Reibungsterme demnach vernachlässigbar. Diese Annahme ist für eine horizontale Auflösung von mehr als 10 km gut erfüllt, was auf Wetter- und Klimamodelle im Allgemeinen zutrifft (Roeckner, 2003).

Da eine analytische Lösung der Grundgleichungen nicht möglich ist, werden Näherungen

vorgenommen, wobei die Raum- und Zeitkoordinaten diskretisiert werden. Man unterscheidet bei der räumlichen Diskretisierung die Gitterpunkts- und die Spektralmethode. Bei der Gitterpunktmethode unterteilt man den Modellbereich in Gitterpunkte. Bei der Spektralmethode werden die darzustellenden Variablen horizontal als Kugelflächenfunktion dargestellt. Spektral werden die Variablen dann bis zu einer bestimmten Grenzwellenzahl dargestellt. Die Grenzwellenzahl bestimmt dann die horizontale Auflösung. Bei Dreiecksabschneidung (engl. triangularer truncation) wie im Klimamodell European Centre Hamburg general circulation model (ECHAM) wird die Anzahl der Breitengrade in einem Gaußschen Gitter N_G bestimmt durch Abschneidung K : $N_G \geq (3 \cdot K + 1)/2$ (Roeckner *et al.*, 2003). Bei einer Dreiecksabschneidung von T42 ergeben sich daraus 64 Breitengrade. Durch die Diskretisierung werden die atmosphärischen Grundgleichungen in ein System algebraischer Gleichungen überführt, das nun ausgehend von einem Ausgangszeitpunkt durch zeitliche Integration gelöst werden kann (Roeckner, 2003). Hierbei ergeben sich zwei Fehlerquellen. Zum einen bewirkt die Diskretisierung einen Informationsverlust, da Informationen über die Modellvariablen nur zu bestimmten Zeiten und an bestimmten Gitterpunkten, bzw. bei der spektralen Methode bis zu bestimmten Wellenzahlen vorhanden sind. Zum anderen werden bei der Gitterpunktmethode die räumlichen und zeitlichen Ableitungen durch Differenzenquotienten angenähert, wodurch sich Ungenauigkeiten in den betroffenen Termen ergeben. Bei der Spektralmethode können die horizontalen Ableitungen hingegen genau bestimmt werden. In der Vertikalen werden in ECHAM Hybridkoordinaten verwendet, das heißt die untersten Modellschichten folgen dem Gelände, während ab der Stratosphäre reine Druckschichten verwendet werden (Roeckner *et al.*, 2003).

Zu Beginn einer Simulation müssen alle prognostischen Variablen mit Anfangswerten belegt werden. Bei der Wettervorhersage üben die Anfangswerte einen entscheidenden Einfluss auf die Güte der Vorhersage aus. Randbedingungen wie die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre, solare Einstrahlung, Meeresoberflächentemperaturen, Meereiskonzentration, sowie Erdbahnparameter sind für die Wettervorhersage nicht ausschlaggebend. Für Simulationen über längere Zeiträume sind diese Randbedingungen und insbesondere deren Änderungen wichtiger als die Anfangswerte der prognostischen Größen. Man spricht daher bei der Wettervorhersage von einem Anfangswert-, und bei der Klimavorhersage von einem Randwertproblem. Die dekadische Vorhersage ist wiederum von beiden Problemen betroffen. Auf dekadischer Zeitskala haben sowohl die Startbedingungen noch einen Einfluss auf die Modellvorhersage als auch die Änderungen der Randbedingungen (z. B. Meehl *et al.*, 2009).

Modelle, die die chemische Entwicklung in der Atmosphäre gut repräsentieren können, sind zumeist Klima-Chemie-Modelle (CCMs) und Chemie- und Transportmodelle (CTMs). Chemie-Transportmodelle (CTMs) werden von extern vorgegebenen meteorologischen Feldern, also Beobachtungen, Reanalysedaten oder Modelloutput, angetrieben. Mit ihnen kann für einen gegebenen atmosphärischen Zustand die Entwicklung der chemischen Zusammensetzung der Atmosphäre modelliert werden (z. B. Dameris und Jöckel, 2013). CCMs sind GCMs, die die atmosphärische Chemie selbstständig berechnen. Mit ihnen können multidekadische Klimaprojektionen unter Berücksichtigung der Wechselwirkungen zwischen

Chemie, Strahlung und Dynamik verwirklicht werden. Bei GCM-, wie auch bei CCM-Simulationen ist das Ziel die statistischen Eigenschaften der beobachteten Atmosphäre, also Mittelwerte und Variabilitäten derselben, wiederzugeben. Einzelne beobachtete Ereignisse können mit diesen Modellen nicht wiedergegeben werden, da diese mehr von internen dynamischen Prozessen als von den Randbedingungen bestimmt sind. Man kann jedoch die wichtigen prognostischen Größen im Modell zu beobachteten Werten hinziehen, so dass die im Modell stattfindende Dynamik der Beobachtung entspricht. Man bezeichnet diese Methode als Nudging oder specified dynamics (SD). So ist auch bei GCMs und CCMs ein direkter Vergleich einzelner meteorologischer Phänomene möglich.

In den Chemiemodulen von CCMs sind dutzende Spezies und hunderte Reaktionen enthalten (Esentürk et al., 2018). Trotz spezieller Lösungsverfahren für die gewöhnlichen Differentialgleichungen, die in den Chemiemodulen enthalten sind, und Methoden zur gleichmäßigen Verteilung der Rechenlast auf die verschiedenen Prozessoren (Lastverteilung, engl. load balancing), bewirkt die Nutzung interaktiver Chemie in globalen Zirkulationsmodellen eine deutliche Zunahme der für die Modellsimulation benötigten Rechenzeit.

Transport in Klimamodellen

Die Effekte des Transports in der Atmosphäre sind zum Teil aufgelöst, man spricht hier von Advektion, zum Teil aber nicht aufgelöst, z. B. Mischungsprozesse nach dem Brechen von Schwerewellen in der Mesosphäre (Brasseur und Solomon, 2005). Advektion kann im Modell durch verschiedene Methoden beschrieben werden: durch Euler'sche, Lagrange'sche und semi-Lagrange'sche Schemata. Euler'sche Advektionsschemata beschreiben den Transport für einen bestimmten Gitterpunkt und ein bestimmtes Zeitintervall. Der Nachteil dieser Methode ist, dass sie oft stark diffusiv ist und zum Beispiel Lärm in der Nähe von starken Gradienten hervorruft. Bei Euler'schen Methoden wird eine Konvergenz der numerischen Integration nur für Zeitschritte erfüllt, die dem Courant-Fredrichs-Lewy-Kriterium¹ genügen. Die benötigten Zeitschritte sind hier oft weitaus kleiner als für die restlichen modellierten Prozesse nötig.

Bei Lagrange'schen Algorithmen wird angenommen, dass ein Luftpaket gut durchmischt ist. Seine Verlagerung wird als Funktion der Zeit berechnet. Nachteile dieser Methode sind die Fehler in der Lagebestimmung des Luftpaketes und das Ausschließen von Durchmischen benachbarter Luftpakete.

Eine Lagrange'sche Rückwärtstrajektorie zum letzten Zeitschritt wird bei der semi-Lagrange'schen Methode verwendet. Der größte Nachteil dieser Methode ist, dass sie nicht konservativ ist. Lin und Rood (1996) haben die semi-Lagrange'sche Methode kombiniert mit dem Ansatz eines endlichen Volumens. Dieser semi-Lagrange'sche Ansatz in der Flussform ist massenbewahrend. Er umgeht weiterhin das CFL-Kriterium, hat gleichzeitig aber auch den Vorteil für ein reguläres Gitter anwendbar zu sein (Brasseur und Solomon, 2005).

¹ $\Delta t \leq C \Delta x / u$, mit der Konstanten $C < 1$ für stabile Lösungen, dem Abstand zweier Gitterpunkte Δx in m und dem Betrag der Windgeschwindigkeit u . Das Kriterium gibt an, dass eine Variable innerhalb eines Zeitschritts nur um einen Gitterpunkt advehiert werden darf.

3.2. Das Klima-Chemiemodell EMAC

In dieser Arbeit wird das ECHAM/MESSy Atmospheric Chemistry (EMAC) Modell verwendet. Es ist ein Klima-Chemiemodell, bei dem die relevanten troposphärischen und mittel-atmosphärischen Prozesse sowie deren Wechselwirkungen mit Ozean, Land und anthropogenen Einflüssen durch Submodelle beschrieben werden (Jöckel *et al.*, 2006, Jöckel *et al.*, 2010, 2016). Die verschiedenen Submodelle werden mithilfe des Modular Earth Submodel System (MESSy) miteinander verbunden. Als atmosphärisches Basismodell dient die fünfte Generation des *European Centre Hamburg general circulation model* (ECHAM5, Roeckner *et al.* (2006)).

ECHAM5 löst die Grundgleichungen für eine feuchte Atmosphäre auf Hybridschichten, wobei Vorticity, Divergenz, Temperatur, spezifische Feuchte und der Logarithmus des Bodendrucks die grundlegenden prognostischen Variablen sind. Die spezifische Feuchte wird im Gitterpunktraum berechnet, die anderen Größen und das Geopotential am Boden werden im Spektralraum gelöst (Roeckner *et al.*, 2003).

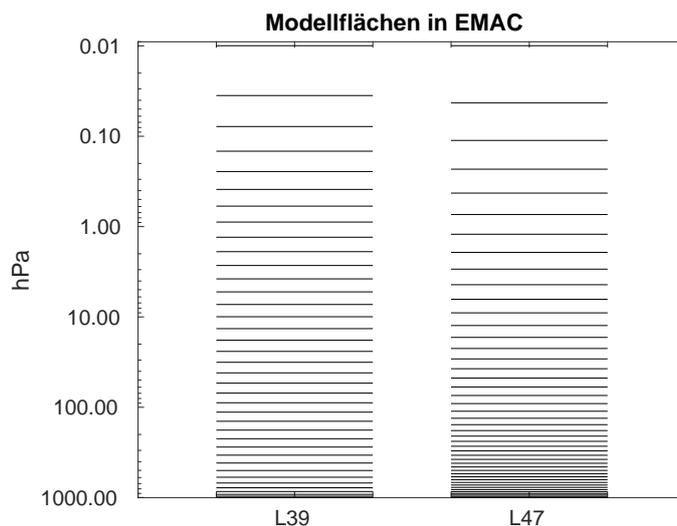


Abbildung 3.1.: Position der Modellflächen in EMAC in den Versionen mit 39 und 47 Modellflächen.

Die spezifische Feuchte wiederum, wie auch Wolkenphysik, Chemie, Aerosolphysik, Bodenprozesse und der Transport von Tracern werden im Gitterpunktraum behandelt (Roeckner *et al.*, 2003). Somit erfolgt ein Teil der Modellrechnungen im Spektral-, ein anderer im Gitterpunktraum. Als Gitter wird ein Gaußsches Gitter mit äquidistanten Längen und Breiten gewählt.

Um effizienter und schneller zu rechnen, werden in ECHAM5 Parallelisierung und Vektorisierung genutzt (domain distribution approach). Das heißt, die Berechnung eines Prozesses

kann auf mehreren Prozessoren gleichzeitig stattfinden. Hierbei werden die verschiedenen Breitengrade auf unterschiedliche Prozessoren verteilt. Zusätzlich können die Längengrade so umverteilt werden, dass Längengrade verschiedener Breiten zu einem Vektor gehören. Man spricht hier von Vektorisierung. Auf einem Prozessor wird also nicht das gesamte globale Feld, sondern lediglich ein Teilgebiet gerechnet. Man bezeichnet die Parallelisierung und Vektorisierung eines horizontalen Feldes auch als horizontale Dekomposition (Roeckner et al., 2003). In EMAC wird die mittlere Atmosphäre-Version MAECHAM5 verwendet. Diese unterscheidet sich von ECHAM5 neben der höheren obersten Modellschicht in der mittleren Atmosphäre-Version auch durch die Berücksichtigung des nicht-orografischen Schwerewellenantriebs und Änderungen in der horizontalen Diffusion in MAECHAM5 (Roeckner et al., 2006).

Für die vorliegende Studie wurden zwei Versionen von EMAC verwendet. Das Basismodell ist in beiden EMAC-Versionen ECHAM in der Version 5.3.01, das zuerst mit MESSy Version 1.10 in der Auflösung T42L39MA (Jöckel et al., 2006), und dann in MESSy Version 2.53 in der Auflösung T42L47MA verwendet wurde (Jöckel et al., 2010). Dies entspricht einer horizontalen spektralen Auflösung von T42 (im Gaußschen Gitter entspricht dies $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ in Längen und Breiten) und in der Vertikalen 39, bzw. 47 Hybridschichten bis 0,01 hPa (~ 80 km). Die Lage der Höhenschichten in beiden Modellvarianten ist in Abbildung 3.1 dargestellt. Die Vertikalkoordinate folgt am Boden demnach dem Terrain, und ist in den größeren Höhen auf reinen Druckflächen definiert.

Die MESSy-Schnittstelle ist in 4 Schichten gegliedert (Jöckel et al., 2005):

- Die **base model layer** (BML, dt. Basismodellschicht) soll zuletzt nur den zentralen Block des Modellsystems bilden und die Laufzeit kontrollieren. Zur Zeit beinhaltet die BML jedoch ein Boxmodell oder grundlegende Komponenten des GCM ECHAM5. Eine Vielzahl an ECHAM-Routinen ist jedoch schon modularisiert und demnach als Submodelle enthalten.
- Als basismodellabhängige Schnittstelle zur MESSy Infrastruktur dient die **base model interface layer** (BML, dt. Basismodellschnittstellenschicht). Sie kann als Mehrfachsteckdose für die Kommunikation zwischen Basismodell und Submodellen betrachtet werden.
- Die **submodel interface layer** verbindet wiederum die Submodelle mit der BMIL.
- Die basismodellunabhängigen Erdsystemprozesse oder Diagnostiken sind in der **submodel core layer** (SMCL, dt. Submodellkernschicht) enthalten. Sie nutzt Daten aus der SMIL und gibt Daten an diese zurück.

In dieser Arbeit wurde die MESSy-Schnittstelle nur mit ECHAM als Basismodell genutzt. Folgende Konfigurationen von EMAC mit Submodellen kamen dabei zum Einsatz:

Submodell	Konfiguration		
	ohne Chemie	mit SWIFT	mit komplexer Chemie
CLOUD	x	x	x
CONVECT	x	x	x
TROPOP	x	x	x
H2O	x	x	x
QBO	x	x	x
RAD4ALL/RAD	x	x	x
TRACER	-	x	x
SWIFT	-	x	-
MECCA ²	-	-	x
PSC	-	-	x
SCAV	-	-	x
HETCHEM	-	-	x

Tabelle 3.1.: Standardkonfiguration von EMAC für verschiedene Simulationsarten.

Durch die rigorose Modularisierung des Modellsystems können einzelne Komponenten ohne Neukompilieren des Modells ausgetauscht werden. Welche Submodelle jeweils genutzt werden, wird durch einen Schalter in einer Namelist festgelegt. So können Simulationen mit EMAC in verschiedenen Konfigurationen, z. B. mit und ohne interaktiver Chemie oder mit und ohne gekoppeltem Ozean verwendet werden. Die Standardkonfiguration verschiedener Simulationen mit EMAC ist in Tabelle 3.1 dargestellt. Wird EMAC ohne interaktive Chemie genutzt, also als GCM, werden neben ECHAM5, als atmosphärisches Basismodell, verschiedene Parametrisierungen verwendet. Wichtig ist hier das Strahlungsschema Rad4All (bzw. RAD in MESSy2), welches ab einer Höhe von 70 hPa das hochauflösende Strahlungsschema FUBRad (*Nissen et al., 2007, Kunze et al., 2014*) verwendet. Das in ECHAM5 implementierte Strahlungsschema nutzt im sichtbaren und UV-Bereich elektromagnetischer Strahlung lediglich eine Bande. FUBRad teilt diesen Bereich in, je nach Wahl, 55 oder 106 Banden ein und erlaubt somit eine realistischere Simulation der Erwärmungsraten während des solaren Zyklus.

Für die Nutzung von EMAC als CCM werden zusätzlich zu den im GCM-Modus genutzten Submodellen noch einige zusätzliche Module verwendet: MECCA (*Sander et al., 2005, 2011*) beinhaltet 104 Spezies in der Gasphase und 245 Reaktionen inklusive heterogener Reaktionen an Sulfataerosolen und an PSC-Partikeln. Das Submodell SCAV behandelt 6 zusätzliche Spezies für die Flüssigphasenchemie in Wolken und Niederschlag (*Jöckel et al., 2006*). Polare Stratosphärische Wolken und heterogene Chemie werden jeweils in den Submodellen PSC und HETCHEM behandelt. Für die zweite Entwicklungsphase von MESSy wurden die Submodelle PSC und die heterogenen Prozesse der Stratosphäre aus HETCHEM

²und von MECCA genutzte Module. Siehe Text.

im Submodell MSBM kombiniert (Jöckel *et al.*, 2016). Chemische Randbedingungen werden mithilfe der Submodelle ONLEM, OFFLEM und TNUDGE (alle drei: Kerkweg *et al.*, 2006) berücksichtigt. Die Advektion der chemischen Spurenstoffe erfolgt für den gesamten Modellbereich mit dem in ECHAM5 intrinsischen semi-Lagrange'schen Transportschema in Flussform von Lin und Rood (1996). Das Submodell TRACER regelt die Handhabung der chemischen Spurenstoffe im Modell.

Die Meeresoberflächentemperaturen (SSTs) und die Meereiskonzentrationen (SICs) können in EMAC vorgeschrieben werden. Wahlweise können sie aber auch mit einem Mischungsschichtozean über das Submodell MLO oder mit dem Ozeanmodell des Max-Planck-Instituts für Meteorologie (MPI-OM Marsland *et al.*, 2003) interaktiv berechnet werden. Für die hier verwendeten Simulationen werden SSTs und SICs von einer EMAC-Simulation mit selbem RCP-Szenario und interaktiver Chemie vorgeschrieben.

Zusätzlich zu den bereits vorhandenen Methoden der Berücksichtigung von Ozon in EMAC habe ich nun eine weitere Möglichkeit in das Modell implementiert. Im folgenden stelle ich das genutzte Chemie-Schema vor und zeige wie es in das Modell EMAC eingebaut wurde.

3.3. SWIFT

Das polare Modell SWIFT ist ein Schema zu schneller Berechnung der heterogenen Ozonchemie im stratosphärischen Polarwirbel. SWIFT basiert auf der Ozonchemie des Chemie-Transport-Modells ATLAS (Alfred Wegener Institute Lagrangian Chemistry/Transport System Wohltmann und Rex, 2009, Wohltmann *et al.*, 2010). Zur schnelleren Berechnung der Ozonchemie im Polarwirbel wurde bereits 2014 ein Konzept vorgestellt (Rex *et al.*, 2014) und im Folgenden weiterentwickelt (Wohltmann *et al.*, 2017a). In der ursprünglichen Modellversion war SWIFT (Rex *et al.*, 2014) das Akronym für Semi-Imperial Weighted Iterative Fit Technique. Da diese Methode in der neuesten Version (Wohltmann *et al.*, 2017a) verworfen wurde, wird SWIFT nun als Name, nicht länger als Akronym verwendet. Im Rahmen des BMBF-Projekts MiKlip wurde eine schnelle extrapolare Ozonchemie entwickelt (Kreyling *et al.*, 2018). In dieser Arbeit wurde die weiterentwickelte Version der polaren SWIFT-Chemie von Wohltmann *et al.* (2010) verwendet.

3.3.1. Ozonchemie im Polarwirbel

Bei der SWIFT-Chemie werden die im Polarwirbel stattfindenden heterogenen Prozesse nicht im Einzelnen simuliert, sondern der Gesamteffekt der chemischen Reaktionen auf eine Spezies. SWIFT im Polarwirbel ist derart schnell, da es nur aus 4 prognostischen Differentialgleichungen (DGLs) und 2 diagnostischen Gleichungen besteht, die einmal am Tag für das Polarwirbelmittel gelöst werden. SWIFT benötigt hierfür am Anfang des jeweiligen Winters die über den Polarwirbel gemittelten Mischungsverhältnisse der Spezies O_3 , $ClONO_2$,

Kapitel 3. EMAC und SWIFT

HCl, HNO₃, sowie Cl_y. Für jeden Zeitschritt, in dem SWIFT angewendet wird, werden das Temperaturfeld, der solare Zenitwinkel und die Lage des Polarwirbels benötigt. Die Lage des Polarwirbels wird anhand der modifizierten Potentiellen Vortizität (PV) von *Lait* (1994) bestimmt. Es gilt:

$$PV_{mod} = PV \cdot \left(\frac{\theta}{\theta_0} \right)^{-9/2}. \quad (3.1)$$

Mit der Ertel'schen Potentiellen Vortizität PV und der Potentiellen Temperatur θ , wobei gilt $\theta_0 = 475K$. Als Polarwirbelgrenze sind 36 PVU festgelegt. Aus Temperatur, Zenitwinkel und Lage des Wirbels werden der Anteil des Wirbels, in dem sich PSCs bilden können (engl. fractional area of PSCs, FAP) und der von der Sonne beschienene Wirbelanteil (engl. fractional area of sunlight, FAS) berechnet (mit einem Sonnenzenitwinkel unter 90°). Die Chloraktivierung bei verschiedenen Arten von PSCs wird durch die Verwendung der Parameter FAP und FAP_s, d. h. mit Unterkühlung von 3 K, berücksichtigt.

Die Fitparameter für die DGLs im polaren SWIFT wurden an Polarwirbelmitteln des Chemietransportmodells (CTMs) ATLAS mithilfe der Methode der kleinsten Quadrate trainiert (*Wohltmann et al.*, 2017a). Der Fit der Parameter wird für Nord- und Südhemisphäre gleichzeitig vorgenommen, damit für beide Polarwirbel dieselben Parametrisierungen genutzt werden.

Das Gleichungssystem für das polare SWIFT umfasst 4 prognostische:

$$\frac{d\langle[O_3]\rangle}{dt} = -D \quad (3.2)$$

$$\frac{d\langle[ClONO_2]\rangle}{dt} = B - A - H \quad (3.3)$$

$$\frac{d\langle[HCl]\rangle}{dt} = C_1 + C_2 + F - A - L - K \quad (3.4)$$

$$\frac{d\langle[HNO_3]\rangle}{dt} = -E \quad (3.5)$$

und 2 diagnostische Gleichungen (*Wohltmann et al.*, 2017b):

$$\langle[ClO_x]\rangle = \langle[Cl_y]\rangle - \langle[HCl]\rangle - \langle[ClONO_2]\rangle \quad (3.6)$$

$$\langle[HNO_3]_g\rangle = \langle[HNO_3]\rangle \cdot (1 - FAP_s) + z \cdot \langle[HNO_3]\rangle \cdot FAP_s \quad (3.7)$$

Die Terme A bis L sind folgendermaßen definiert:

$$A = \begin{cases} a \cdot \langle[ClONO_2]\rangle \cdot \langle[HNO_3]\rangle^{2/3} \cdot FAP, & \text{if } \langle[HCl]\rangle > 1ppt. \\ a \cdot \langle[HCl]\rangle \cdot \langle[ClONO_2]\rangle \cdot \langle[HNO_3]\rangle^{2/3} \cdot FAP, & \text{if } \langle[HCl]\rangle < 1ppt. \end{cases} \quad (3.8)$$

$$B = b \cdot \langle[ClO_x]\rangle \cdot \langle[HNO_3]_g\rangle \cdot FAS \quad (3.9)$$

$$C = c_1 \cdot \frac{\langle[ClO_x]\rangle}{\langle[O_3]\rangle} \cdot FAS^2 + c_2 \cdot \frac{\langle[ClONO_2]\rangle}{\langle[O_3]\rangle} \cdot FAS^3 \quad (3.10)$$

$$D = d \cdot \langle [ClO_x] \rangle \cdot FAS \quad (3.11)$$

$$E = e \cdot \langle [HNO_3] \rangle \cdot FAP_s \quad (3.12)$$

$$F = f \cdot \langle [ClO_x] \rangle \cdot FAS^2 \quad (3.13)$$

$$H = h \cdot \langle [ClONO_2] \rangle \cdot \langle [HNO_3] \rangle^{2/3} \cdot FAP \quad (3.14)$$

$$K = k \cdot \langle [HCl] \rangle \cdot FAS^2 \quad (3.15)$$

$$L = l \cdot \langle [HOCl] \rangle \cdot \langle [HCl] \rangle \cdot \langle [HNO_3] \rangle^{2/3} \cdot FAP \quad (3.16)$$

$$\text{mit } \langle [HOCl] \rangle = \langle [ClO_x] \rangle \cdot FAS$$

Derzeit kann das polare SWIFT-Modul variable Effekte von Brom, Methan und Wasserdampf, sowie einige HNO_3 -Effekte nicht berücksichtigen (Wohltmann *et al.*, 2017b).

Am Anfang eines jeden Winters werden die in SWIFT verwendeten Spezies initialisiert. O_3 , HNO_3 und H_2O werden standardmäßig mit MLS-Daten für eine Klimatologie von 2005–2014 und die Felder für HCl , $ClONO_2$ und Cl_y mit Daten einer ATLAS-Simulation von 2005–2006 initialisiert. Sollen variierende Chlorgehalte berücksichtigt werden, können Cl_y , HCl und $ClONO_2$ am Anfang des Winters mit den entsprechenden Werten des äquivalenten effektiven stratosphärischen Chlors (EESC, engl. equivalent effective stratospheric chlorine) (Newman *et al.*, 2007) skaliert werden. Die EESC-Kurve stellt eine Verbindung her zwischen anthropogen in der Troposphäre emittierten ODSs und der stratosphärischen Konzentration an Halogenen, die ozonzerstörendes Potential haben. Dabei werden die Effekte von Chlor und Brom gemeinsam betrachtet, jedoch berücksichtigt, dass Brom ein höheres ozonzerstörendes Potential hat als Chlor. Des Weiteren wird die Transportzeit von Emission am Boden bis zum Erreichen der Stratosphäre und die zeitlichen Unterschiede in der Loslösung der Halogene aus verschiedenen Quellgasen berücksichtigt.

3.3.2. Ozonchemie außerhalb des Polarwirbels

Das extrapolare SWIFT-Schema nähert die Ozonänderungsrate der ATLAS-Chemie mithilfe orthogonaler polynomischer Funktionen 4. Ordnung an (Kreyling *et al.*, 2018). Das extrapolare SWIFT liefert gute Ergebnisse im Vergleich zum CTM Atlas und den MLS-Messungen (Kreyling *et al.*, 2018). Da das extrapolare SWIFT jedoch in MatLab entwickelt wurde und die Umsetzung in Fortran noch nicht fehlerfrei ist, kann in dieser Arbeit nur das polare SWIFT verwendet werden. außerhalb des Polarwirbels wird auf ein zonal und monatlich gemitteltes Ozonfeld zurückgegriffen, das als Randbedingung vorgeschrieben wird.

Da das Ozonfeld im Polarwirbel saisonal die stärkste zonale Anomalie im Ozon darstellt und die Kopplung zwischen Stratosphäre und Troposphäre im Winter am stärksten ist, nehmen wir an, dass der überwiegende Anteil des Einflusses zonaler Ozonanomalien und der interaktiven Ozonchemie berücksichtigt wird und EMAC mit polarem SWIFT geeignet ist, einen Großteil der durch Ozon modifizierten STC wiederzugeben.

3.4. Implementierung von SWIFT in EMAC

Bei der Implementierung von SWIFT in EMAC mussten zuerst ein neues Submodell für MESSy (genannt ESWIFT) und die entsprechenden Verknüpfungen in MESSy erstellt werden. Der Aufruf von SWIFT in MESSy erfolgt innerhalb des Submodells in der Submodel Interface Layer (SMIL). Die hierfür nötigen Datenaufrufe und -umformungen, sowie die Steuerung des Submodells über die Namelist wurden als nächstes umgesetzt. Nachdem das Submodell ESWIFT erfolgreich in MESSy1 eingebaut war, wurden viele Testsimulationen durchgeführt, Verbesserungen implementiert und neue Funktionen entwickelt. Das MESSy-System wurde in der Zwischenzeit weiterentwickelt, so dass das Submodell ESWIFT in die neueste MESSy-Version implementiert wurde, um eine spätere Freigabe des Submodells an alle MESSy-Nutzer zu ermöglichen und die neuesten Verbesserungen von MESSy nutzen zu können.

3.4.1. Erstellen eines neuen Submodells

Für ein neues Submodell müssen zunächst die entsprechenden Fortran-Routinen in der Submodel Core Layer (SMCL) und der SMIL angelegt werden. Für das neue Submodell werden dann Schalter und Referenzen in den MESSy-Kontrolldateien angelegt, die den Aufruf des Submodells innerhalb des gesamten Modells steuern und auch das An- und Ausschalten des gesamten Submodells in MESSy1 im Laufskript und in MESSy2 über die Namelist `switch.nml` ermöglichen.

3.4.2. Technischer Einbau

In der SMIL-Routine eines jeden Submodells gibt es Subroutinen, die für alle Submodelle vorhanden sind. Diese ermöglichen den Zugriff auf das Submodell zu verschiedenen Stationen des Modelldurchlaufs. So wird beispielsweise das Initialisieren oder das Zuweisen von Speicher jedes Submodells zu Anfang der Modellsimulation für das Basismodell und die Submodelle durchgeführt, bevor die Berechnungen im ersten Zeitschritt beginnen (siehe Abbildung 3.2). Außerhalb der Zeitschleife und der lokalen Schleife werden bei ESWIFT folgende Subroutinen aufgerufen:

- `eswift_initialize`: Auslesen der Namelist-Parameter für `eswift.nml` und Initialisierung der Felder in der SMCL
- `eswift_new_tracer`: Definition eines Tracers für Ozon, der gemäß dem Semi-Lagrange'schen Transportschema (*Lin und Rood, 1996*) transportiert wird.
- `eswift_init_memory`: Variablen werden innerhalb von MESSy (wie in ECHAM) über `STREAMs` definiert. Hier wird ein `STREAM` für die Subroutine angelegt und damit auch das Herausschreiben der `stream`-Elemente in eine `netcdf`-Datei für das Submodell ermöglicht.

3.4. Implementierung von SWIFT in EMAC

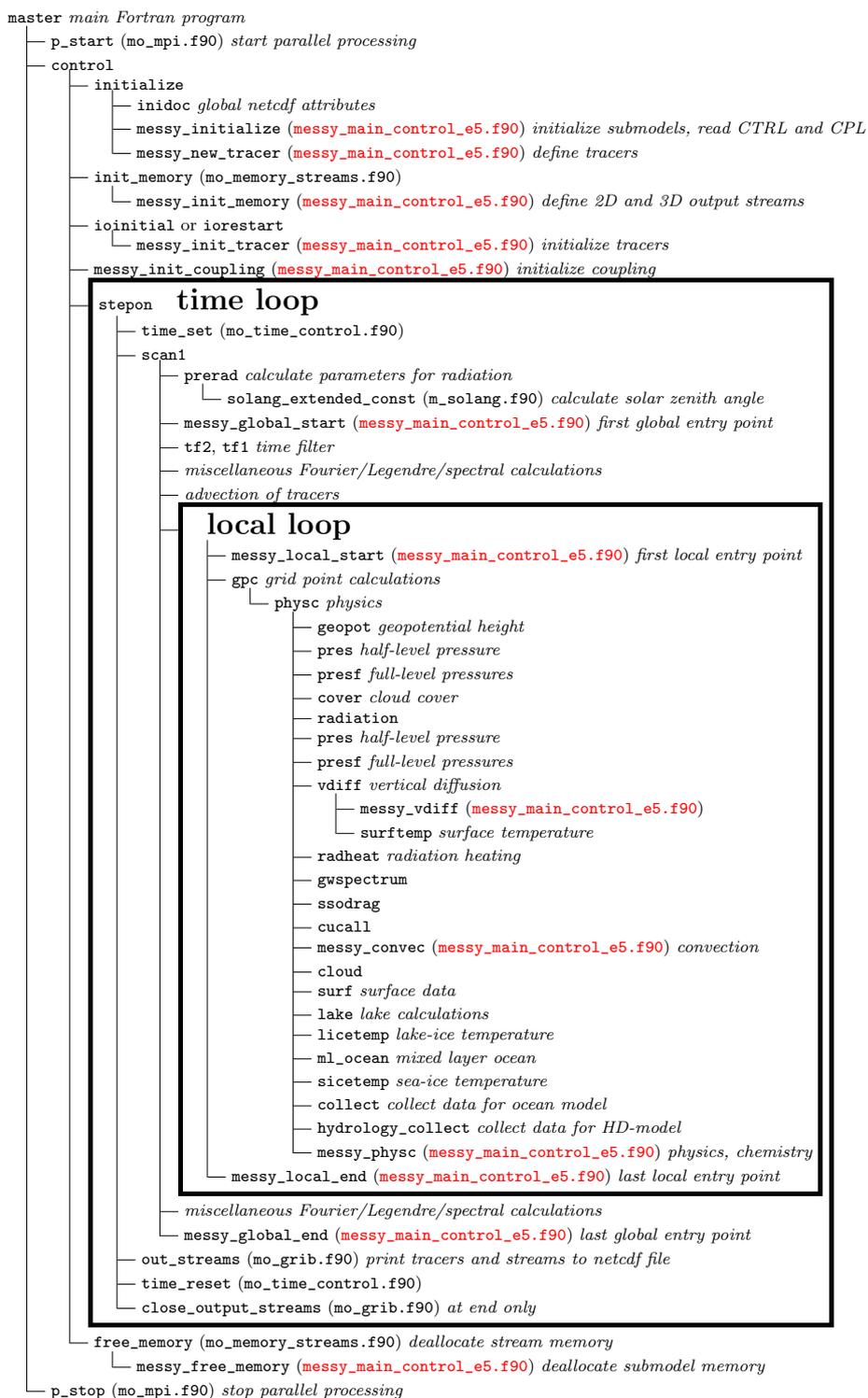


Abbildung 3.2.: Ablauf der Aufrufe in ECHAM/ MESSy. Aus (Jöckel et al., 2005).

Kapitel 3. EMAC und SWIFT

- `eswift_init_coupling`: Aufrufen von stream-Elementen oder Tracern aus dem Basismodell oder anderen Submodellen. Es werden PV aus dem CHANNEL TROPOP und der Kosinus des Sonnenzenitwinkels `cosssa` aus dem CHANNEL ORBIT aufgerufen.

Nach der Initialisierung beginnt zunächst die Zeitschleife und in dieser die lokale Schleife. Innerhalb der lokalen Schleife erfolgt dann eine effiziente Dekomposition und Parallelisierung, weswegen die hierin angewendeten Routinen nur auf einen Teil der Felder nach der Dekomposition zugreifen können. Hier sollten also nur Routinen angewandt werden, die keinen Zugriff auf horizontal benachbarte Felder benötigen (Jöckel *et al.*, 2005). Da Berechnungen mit dem gesamten horizontalen Feld auf einem Prozessor stattfinden, verlangsamen solche Aktionen die Simulation. Weil ESWIFT zur Berechnung der Polarwirbelmittel jedoch vollständige horizontale Felder benötigt, kann SWIFT nicht innerhalb der lokalen Schleife genutzt werden. Daher wird SWIFT innerhalb der Zeitschleife in der Subroutine `eswift_global_start` aufgerufen. SWIFT benötigt für seine Berechnungen Felder im Gitterpunktraum als globales Feld. Da die Gitterpunktsfelder in EMAC jedoch zur Beschleunigung der Berechnung horizontal auf verschiedene Prozessoren zerlegt werden, müssen vor Aufruf von SWIFT die benötigten Felder von den verschiedenen Prozessoren als globales Feld für einen Prozessor gesammelt werden. Dies erfolgt mit der aus ECHAM stammenden Routine `gather_gp`, bzw. zur Rückführung auf die verschiedenen Prozessoren mit `scatter_gp`. Am Ende eines Modelltages wird in `eswift_global_start` das Tages- und Wirbelmittel von Temperatur und Ozon-Tracer, sowie die Lage des Polarwirbels an SWIFT übergeben. Da die Berechnungen für SWIFT jedoch nur einmal am Tag erfolgen, ist die Verlangsamung durch den Aufruf außerhalb der lokalen Schleife minimal. Die chemische Ozonänderung durch SWIFT wird anschließend im Bereich des Polarwirbels auf das transportierte Ozonfeld addiert. Abschließend wird der Polarwirbelrand im Ozonfeld geglättet und dann der Strahlung übergeben.

Innerhalb der lokalen Schleife wird die Subroutine `eswift_physc` aufgerufen, in welcher die modifizierte PV (siehe Gleichung 3.1) berechnet und ein Feld mit logischen Werten definiert werden, welche die Position des Wirbels definiert. Wie bei Wohltmann *et al.* (2017a) wird die Polarwirbelgrenze bei 36 PVU definiert. Anschließend wird in der Subroutine `eswift_free_memory` der in `eswift_init_memory` manuell allokierte Speicher deallokiert.

SWIFT kann bei der Anwendung in einem globalen Modell auf Schichten zwischen 70 und 20 hPa genutzt werden (M. Rex und I. Wohltmann, persönliche Kommunikation, 20.11.2012). Bei Anwendung in EMAC 1.10 und mit 39 Modellschichten wird SWIFT in 5 Schichten der unteren Stratosphäre aufgerufen, nämlich: 69,99 hPa, 54,04 hPa, 41,6 hPa, 31,77 hPa und 24,07 hPa. In EMAC 2.53 mit L47 wird SWIFT in den Schichten 74,06 hPa, 59,64 hPa, 47,52 hPa, 37,43 hPa, 29,14 hPa und 22,35 hPa angewendet.

Um einschätzen zu können, wie schnell Simulationen mit SWIFT im Vergleich zu Simulationen mit voller interaktiver Chemie sind, wird die für einen Modellmonat benötigte Rechenzeit bei Nutzung von 144 Prozessorkernen bei verschiedenen Setups miteinander verglichen. Eine GCM-Simulation benötigt 9 bis 10 Minuten um einen Modellmonat zu rechnen, ei-

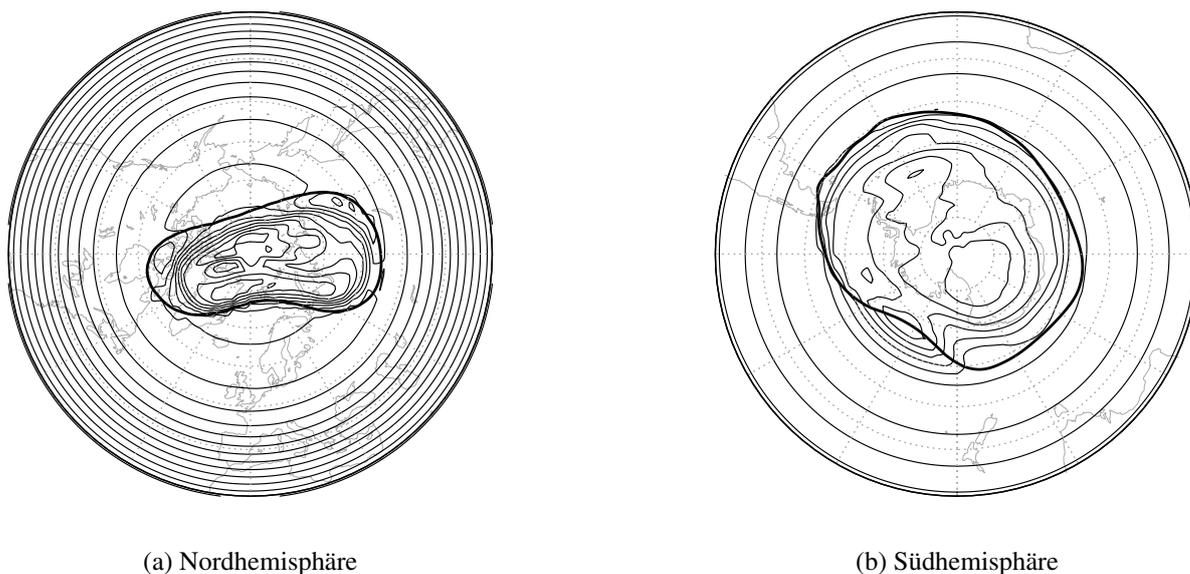


Abbildung 3.3.: Exemplarisches Ozonfeld für a) die Nordhemisphäre und b) die Südhemisphäre.

ne Simulation mit polarem SWIFT 11 bis 12 Minuten und eine CCM-Simulation 60 bis 80 Minuten. Je nach Auslastung des Rechenzentrums variiert die benötigte Rechenzeit. Die SWIFT-Simulationen zeigen im Vergleich zu CCM-Simulationen eine deutliche Verringerung der Rechenzeit und sind dabei nur minimal langsamer als GCM-Simulationen.

3.4.3. Verbesserungen und neue Features

Nachdem das polare SWIFT technisch in EMAC eingebaut war, fielen einige Verbesserungsmöglichkeiten auf, die geprüft wurden. Diese betreffen zumeist die Handhabung des extrapolaren, vorgeschriebenen Ozonfeldes und dessen Übergang zum polaren Ozonfeld.

Ozon an der Polarwirbelkante: Durch das Einsetzen des chemisch und dynamisch variierenden Ozonfeldes im Polarwirbel in ein zonal und monatlich gemittelttes Feld kann es am Polarwirbelrand zu unphysikalischen Sprüngen im Ozonfeld kommen. Um einen Einfluss solcher abrupten Änderungen auf die Strahlung zu vermeiden, wurde am Polarwirbelrand eine Glättung vorgenommen. Der Anteil der klimatologischen Ozonwerte wird in 4 Schritten mit um jeweils 1 PVU erhöhter modifizierter PV von 100 % klimatologischen Ozonwerten am Polarwirbelrand bei 36 PVU zu 0 % klimatologischen Werten innerhalb des Polarwirbels reduziert.

Exemplarische Ozonfelder für die Nord- und Südhemisphäre sind in Abbildung 3.3 dargestellt. Die breite durchgezogene Linie zeigt den Polarwirbelrand. Innerhalb des Polarwirbels ist das transportierte und durch SWIFT chemisch modifizierte Ozonfeld zu sehen. Außerhalb des Polarwirbels erkennt man das zonal und monatlich gemittelte Ozonfeld.

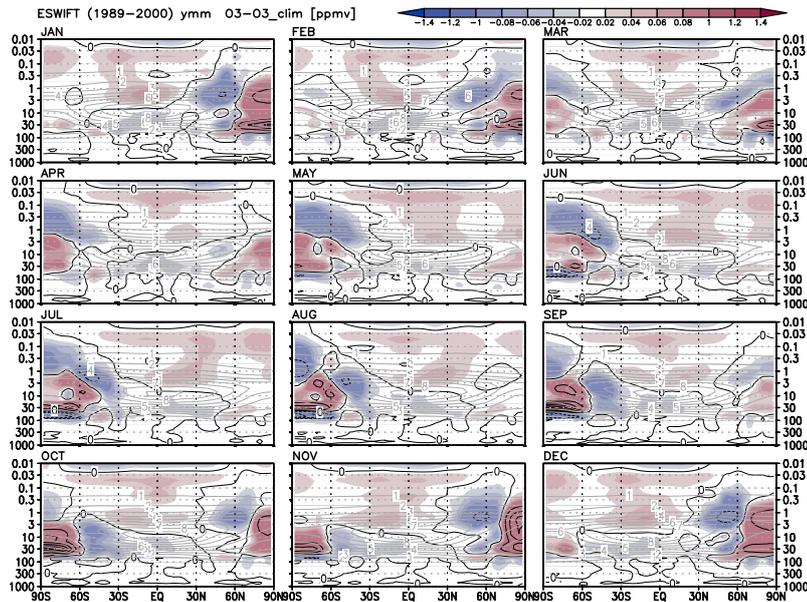


Abbildung 3.4.: Differenz der mehrjährigen Monatsmittel von Ozon [ppmv] im Lauf mit genudgtem Ozon und der Ozonklimatologie (Farbe). In grauen Konturen ist das klimatologische Ozonfeld abgebildet.

Zonale Anomalien außerhalb des Polarwirbels: *Taylor und Bourqui (2005)* verwenden ebenfalls eine vereinfachte Ozonchemie, welche wie bei SWIFT nicht im gesamten Modellbereich verwendet wird und klimatologische Ozonfelder außerhalb dieses Modellbereiches verwendet. Sie verwenden zwischen Tropopause und 4 hPa das FASTOC-Ozonschema. Ober- und unterhalb dieses Modellgebietes relaxieren sie das transportierte Ozonfeld zur Klimatologie hin. Dadurch werden auch in diesen Regionen die durch den Transport verursachten zonalen Anomalien im Ozonfeld berücksichtigt.

Beim Vergleich der Polarwirbelkante bei Simulationen mit SWIFT- und mit voller interaktiver Chemie fiel auf, dass der meridionale Gradient mit SWIFT sehr viel geringer ist als mit voller Chemie. Dieser Effekt tritt sowohl bei geglättetem Ozonfeld an der Polarwirbelkante als auch bei abruptem Übergang zwischen Ozonklimatologie außerhalb und transportiertem Ozon im Polarwirbel auf. Ein realistischeres Ozonfeld außerhalb des Polarwirbels könnte auch den meridionalen Gradienten im Ozon verbessern. Es wurde daher eine Testsimulation mit SWIFT durchgeführt, bei der das Ozonfeld außerhalb des Polarwirbels zur Klimatologie hin genudgt wurde, wie es *Taylor und Bourqui (2005)* außerhalb der Regionen ihres vereinfachten Ozonschemas tun.

Die Differenz im Ozon von genudgtem zu klimatologischem Ozon ist in Abbildung 3.4 dargestellt. Die Testsimulationen umfassten die Jahre 1989 bis 2000. Dargestellt sind die Abweichungen der mehrjährigen Monatsmittel von Januar bis Dezember in der Simulation mit genudgtem Ozonfeld außerhalb des Polarwirbels gegenüber der Simulation mit klimatologi-

schem Ozonfeld im extrapolaren Gebiet. Es wird deutlich, dass bei täglichem Nudging Ozon in die polare Stratosphäre transportiert wird. Dies entspricht dem Transport durch die RC, welche in der jeweiligen Winterhemisphäre maximal ist. Ohne chemische Ozonproduktion und -zerstörung in den Regionen außerhalb des Polarwirbels, werden durch das Nudging jedoch unrealistische Ozonquellen und -senken simuliert. Bei *Taylor und Bourqui (2005)* trat dieser Effekt nicht auf, da sie im gesamten Bereich der Ozonschicht Ozontransport und vereinfachte Chemie verwenden. Für EMAC mit polarem SWIFT ist die von *Taylor und Bourqui (2005)*, für die Region außerhalb der chemisch aktiven Gebiete, genutzte Methode nicht anwendbar und wurde daher verworfen.

Ozon außerhalb des SWIFT-Gebietes: Eine viel verwendete, beobachtungsbasierte³ Ozonklimatologie ist diejenige von *Fortuin und Langematz (1995)*, im Folgenden als FL-Klimatologie bezeichnet. Diese wurde in den Simulationen mit SWIFT-Chemie außerhalb des Polarwirbels als Klimatologie vorgeschrieben. Beim Durchführen von Simulationen mit SWIFT hat sich dann herausgestellt, dass der horizontale Ozongradient von den mittleren in die hohen Breiten in der unteren Stratosphäre zu gering ist. Das liegt daran, dass beim Erstellen der Klimatologie nur wenige Daten am Pol vorhanden waren, weswegen hier eine lineare Interpolation vorgenommen wurde. Aufgrund dieser Unzulänglichkeiten der FL-Klimatologie wurde beschlossen auf eine neuere Klimatologie zurück zu greifen. Mangels einer passenden Alternative, die Ozonmischungsverhältnisse für den gesamten im Modell genutzten Höhenbereich abdeckt, wurde eine eigene Ozonklimatologie aus Daten der Instrumente TES (*Beer, 2006*) und MLS (*Waters et al., 2006*), die sich beide auf dem Satelliten AURA befinden, generiert. Von den zur Verfügung stehenden täglichen Ozonklimatologien waren die von MLS und TES diejenigen mit der höchsten meridionalen Auflösung, größten Höhenabdeckung und wenigsten Datenlücken. MLS wurde auch zur Bestimmung einiger SWIFT-Parameter genutzt, die Nutzung des MLS-Ozons ist bei Nutzung von SWIFT somit konsistent. Es wurden Klimatologien aus den jeweils zu Verfügung stehenden Zeiträumen gebildet, für MLS von 2005–2015, für TES von September 2004 bis November 2011. Um einen möglichst großen Zeitraum für die Klimatologie abzudecken, wurden die Klimatologien der beiden Datensätze unabhängig von deren überlappenden Zeiträume gebildet. Da TES vor allem das troposphärische und MLS vor allem das strato- und mesosphärische Ozon abbildet, wurden die Klimatologien beider Datensätze in der unteren Stratosphäre, wo beide Klimatologien gut übereinstimmen, kombiniert. Beide Datensätze wurden linear bei 215 hPa verbunden. Abbildung 3.5 zeigt das klimatologisch gemittelte Ozonmischungsverhältnis für Dezember in ppmv für verschiedene Höhenbereiche von EMAC. Abbildung 3.5a zeigt den gesamten von EMAC simulierten Höhenbereich von 1000 bis 0,01 hPa, Abbildung 3.5b den Bereich zwischen 1000 bis 300 hPa und Abbildung 3.5c legt den Fokus auf die Region, in der MLS- und TES-Daten kombiniert wurden und zeigt den Bereich zwischen 500 und 120 hPa. Die grüne Kurve zeigt jeweils die vorab verwendete FL-Klimatologie, die blaue Linie TES

³CMIP5- und CMIP6-Ozonfelder basieren auf Modellsimulationen.

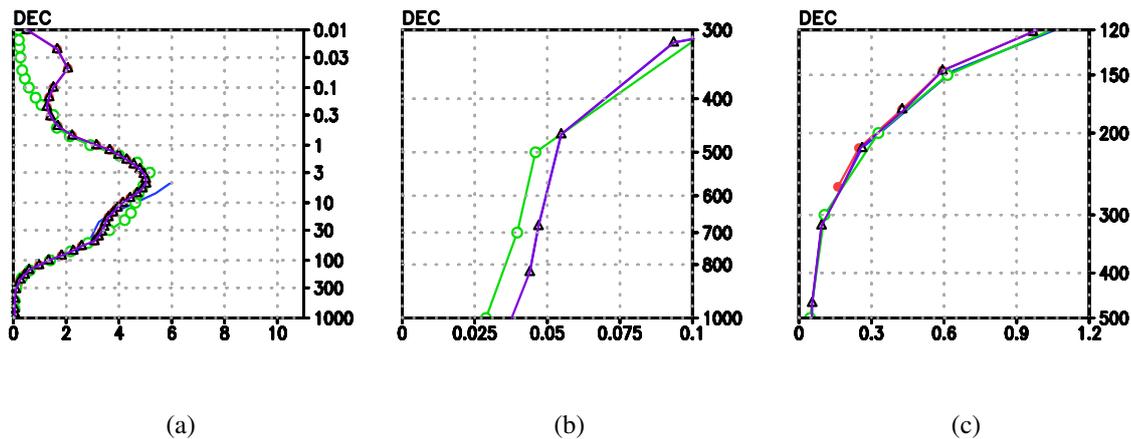


Abbildung 3.5.: Monatsmittel der Ozonmischungsverhältnisse [ppmv] von MLS (rot), TES (blau), FL95 (grün) und neuer MLS-TES-Klimatologie (lila) in a) für 1000 bis 0.01 hPa, b) Fokus auf die lineare Extrapolation auf die unterste Modellfläche und c) Fokus auf die Kopplung von MLS und TES in 215 hPa.

und die rote Linie MLS-Daten. Die lila Linie zeigt die neue aus MLS- und TES-Daten kombinierte Klimatologie. Bei 215 hPa setzt sich das neue Ozonfeld jeweils zur Hälfte aus MLS- und TES-Daten zusammen (siehe Abbildung 3.5b). In der darüber liegenden Schicht liegt der Anteil von MLS bei 75 % und der Anteil von TES bei 25 % am kombinierten Ozondatensatz. Oberhalb dieser Schicht besteht die kombinierte Klimatologie zu 100 % aus MLS-Daten. In der Schicht unterhalb von 215 hPa ist der Anteil von MLS 25 % und der Anteil von TES 75 %, darunter besteht das Feld dann zu 100 % aus TES-Daten.

Da die unterste bei TES zu Verfügung stehende Schicht noch über der untersten im Modell genutzten Schicht liegt, musste die TES-Klimatologie nach unten extrapoliert werden. Hierzu wurde die vertikale Ozonabnahme der FL95-Klimatologie zwischen den beiden untersten Schichten errechnet und ausgehend vom Ozonmischungsverhältnis bei TES in 825 hPa das Ozonmischungsverhältnis in der untersten Modellschicht errechnet (siehe Abbildung 3.5b). Die MLS-TES-Klimatologie wurde auf das in EMAC verwendete T42-Gitter interpoliert.

Ein Vergleich der Ozonklimatologien für den Monat September ist in Abbildung 3.6 zu sehen. In der unteren Stratosphäre ist bei MLS+TES ein deutlich stärkerer Rückgang des Ozonmischungsverhältnisses zwischen den südlichen mittleren Breiten und dem Südpolarbereich zu erkennen.

Transport: In der polaren unteren Stratosphäre hat Transport einen starken Einfluss auf das Mischungsverhältnis von Ozon. Da der Polarwirbel zu den mittleren Breiten hin meist gut isoliert ist, ist der vertikale Transport hier bedeutender als der horizontale Transport. Der vertikale Transport muss in Simulationen des Ozons im stratosphärischen Polarwirbel berücksichtigt werden. Bei der Implementierung von SWIFT in ein CCM gibt es die Mög-

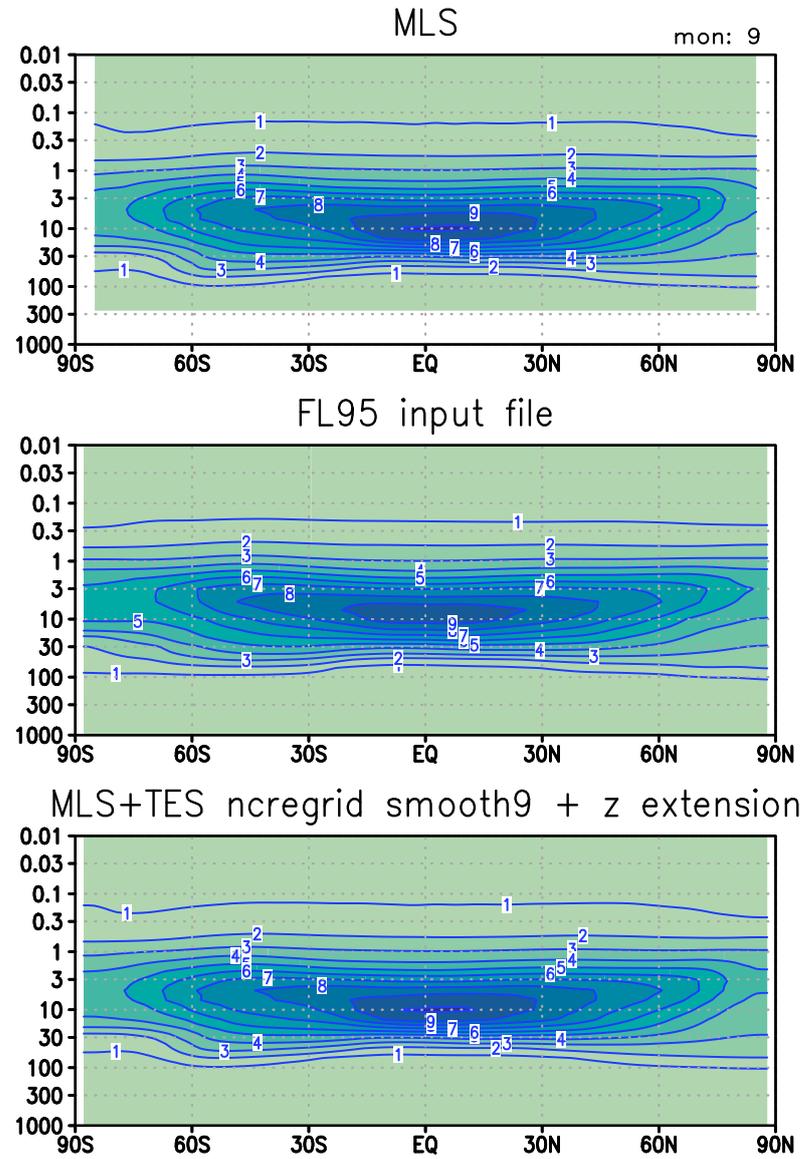


Abbildung 3.6.: Klimatologien des Ozonmischungsverhältnisses [ppmv] von MLS (oben), Fortuin und Langematz (1995) (mitte) und der Kombination aus MLS und TES (unten) für den Monat September.

lichkeit den im Klimamodell bereits integrierten Transport zu verwenden. Bei EMAC ist dies der semi-Lagrange'sche Transport in Flussform von *Lin und Rood* (1996). Eine andere Möglichkeit ist, eine temperaturabhängige "dynamische Korrektur" des wirbelgemittelten Ozonmischungsverhältnisses in SWIFT anzuwenden. Bei der SWIFT-internen Transportparametrisierung wird zur täglichen chemischen Ozonänderung noch ein Wert für die vertikalen Transporteffekte, und zwar: $c_1 + c_2 \cdot \Delta T$, addiert. Es wird also jeden Tag ein fester Wert des transportierten Ozons addiert und zusätzlich ein temperaturabhängiger Anteil, der die Abhängigkeit des Transports von der BDC berücksichtigt (I. Wohltmann, persönliche Kommunikation, 10.12.2019). Die höhenabhängigen Parameter c_1 und c_2 wurden mithilfe einer ATLAS-Simulation bestimmt, bei der Temperatur und Windgeschwindigkeit am Winteranfang mit ERA-Interim-Daten und Ozonmischungsverhältnisse mit MLS-Daten initialisiert wurden. Der Anteil des transportierten Ozons wurde dann als Differenz aus dem Polarwirbelmittel des simulierten Ozons und der Chemie bestimmt (I. Wohltmann, persönliche Kommunikation, 10.12.2019).

Zur Untersuchung des Einflusses der Art des Transports wurden zwei RCP6.0-Simulationen von 2005 bis 2016 mit unterschiedlichem Transport durchgeführt. Beide nutzen die MLS-TESS-Klimatologie für Ozon und SSTs und SICs, sowie Mischungsverhältnisse der restlichen strahlungsrelevanten Gase der RCP6.0-Simulation mit voller interaktiver Chemie. Eine Simulation nutzt den in EMAC intrinsischen semi-Lagrange'schen Transport in der Flussform, die andere die temperaturabhängige Transportparametrisierung aus SWIFT. Diese Simulationen werden in Kapitel 4.2.3 diskutiert.

Multidekadische transiente Simulationen: Da SWIFT standardmäßig mit klimatologischen Werten initialisiert wird, ist die zeitliche Variation der ODSs durch ihren Eintrag in die Atmosphäre und deren langsamer Rückgang durch die Regulation durch das Montrealer Protokoll und die Folgeabkommen nicht berücksichtigt. SWIFT wurde bisher vor allem für Simulationen des gegenwärtigen Klimas in einem CTM verwendet. Für diese Simulationen waren die Initialisierungswerte um das Jahr 2005 ausreichend. Um die sich ändernde Chlorkonzentration in langen transienten Simulationen zu berücksichtigen, kann das zur Initialisierung am Anfang eines Winters genutzte Chlorfeld jeweils mit einem vom Simulationsjahr abhängenden Wert der EESC-Kurve multipliziert werden. Dadurch wird der Gesamtgehalt an Chlor im Polarwirbel jeweils an die für das Jahr erwarteten Werte angepasst. Dieser Ansatz beachtet jedoch nicht, dass sich auch Ozon und die anderen in SWIFT genutzten chemischen Stoffe in Abhängigkeit von Treibhausgasen und ozonzerstörenden Substanzen ändern. Eine andere Möglichkeit SWIFT für lange transiente Simulationen zu nutzen, ist demnach die für Chemie und Strahlung wichtigen Stoffe durch Felder aus CCM-Simulationen zu belegen. Hierfür habe ich aus einer Simulation mit voller interaktiver Chemie mit passendem RCP-Szenario die monatlich und zonal gemittelten Ozonfelder entnommen. Über diese wurde ein 11jähriges gleitendes Mittel über den jeweiligen Modellmonat gelegt. So wird SWIFT nicht auf ein Feld angewandt, das bereits dynamische und chemische Änderungen erfahren hat, nutzt aber ein klimatologisch für das Jahr passendes Ozonfeld. In SWIFT werden am Winteranfang HNO_3 , HCl , H_2O , Cl_y , ClONO_2 und O_3 initialisiert. Diese wurden auf äqui-

valente Breiten (siehe Kapitel 3.6.2) und Modellflächen umgerechnet. Hier ist Cl_y definiert als die Summe aus ClO_x , HCl und $ClONO_2$. ClO_x ist wiederum die Summe aus Cl, ClO, HOCl, OClO, $2 \cdot Cl_2O_2$ und $2 \cdot Cl_2$. Damit die Behandlung aller strahlungsrelevanten Gase konsistent ist, werden auch die übrigen strahlungsaktiven Gase als gleitendes 11-Jahresmittel vorgeschrieben.

Übergang zu MESSy2

In MESSy2 gibt es eine neue Handhabung der Datenstreams, diese werden nun über ein Submodel namens CHANNEL gesteuert (Jöckel *et al.*, 2010). Im Code waren deswegen Anpassungen der vorher als STREAM behandelten Daten hin zu CHANNEL-Objekten nötig. Über die Namelist des Submodels CHANNEL kann dann die Ausgabe der Variablen des jeweiligen Submodels nach dem Kompilieren gesteuert werden. Dadurch kann die Ausgabe der Modellsimulation so angepasst werden, dass nur die relevanten Felder in netcdf-Dateien abgespeichert werden. Auch sind über CHANNEL diagnostische Berechnungen möglich. In MESSy2 kann in der Namelist des Strahlungsschemas RAD angegeben werden, aus welchem Submodell welche Variable für das Ozon genutzt werden soll. Die Kopplung von SWIFT an die Strahlung erfolgt in MESSy2 also über die RAD-Namelist statt wie in MESSy1 innerhalb des ESWIFT-Submodells.

Für MESSy2 wird hier die Variante in der Auflösung T42L47MA verwendet. Durch die größere Anzahl an Höhenschichten, rechnet ESWIFT in MESSy2 nun auf 6, statt wie vorher auf 5 Schichten.

3.5. Modellsimulationen

3.5.1. Simulationen mit voller Chemie

Eine **RCP6.0-Simulation mit voller Chemie** wird in dieser Arbeit als Vergleichssimulation für Simulationen mit SWIFT-Chemie genutzt. Außerdem werden aus dieser Simulation chemische Felder zur Initialisierung der chemischen Größen von SWIFT verwendet. Die hier verwendete Simulation wurde von Dr. Anne Kubin im Rahmen des Projekts MiKlip durchgeführt (Kooperation von STRATO und FAST-O3). Dafür wurde die Modellversion EMAC 1.10 in der Auflösung T42L39 genutzt. GHGs entsprechen dem RCP6.0-Szenario und ODSs dem A1-Szenario (Meinshausen *et al.*, 2011), SSTs und SICs sind einer ebenfalls an der FUB durchgeführten RCP6.0-Simulation mit interaktivem Ozean entnommen. Für die volle interaktive Chemie wurden die Submodelle MECCA (Sander *et al.*, 2005), SCAV, PSC, HETCHEM und weitere für die chemischen Randbedingungen notwendige Submodelle verwendet. Diese Simulation mit voller interaktiver Chemie wird in der Arbeit als CCM-Simulation bezeichnet.

Des Weiteren wird in dieser Arbeit eine **EMAC-Simulation mit voller interaktiver Chemie und vorgeschriebener Dynamik** verwendet: Dies ist die als RC1SD-base-08 beschriebene

Simulation, welche von *Jöckel et al.* (2016) beschrieben wird. Sie wurde mit der EMAC-Version 2.51 in Auflösung T42L47 und der überarbeiteten MECCA-Chemie (*Sander et al.*, 2011) durchgeführt.

3.5.2. Simulationen mit polarer SWIFT-Chemie

Testsimulationen

Für die Testsimulationen wurde auf das Standardsetup zurück gegriffen, das heißt als Ozonklimatologie wurde die FL-Klimatologie genutzt, die in SWIFT verwendeten chemischen Größen sind wie in *Wohltmann et al.* (2017a) initialisiert und Cl_y wird mit der EESC-Kurve skaliert. Um den Effekt starker Ozonzerstörung für SWIFT in EMAC zu untersuchen, wurden die Testsimulationen für die 1990er durchgeführt, da hier die ODS-Konzentrationen am höchsten und die heterogene Ozonzerstörung am stärksten war. Die Testsimulationen wurden mit EMAC 1.10 in T42L39-Auflösung durchgeführt.

Dieses Setup wurde verwendet zur Untersuchung der Kopplung des Ozonfeldes an die Strahlung, der Skalierung der Chlorkonzentration mit der EESC-Kurve, der Glättung am Polarwirbelrand, dem Test des zeitlichen Nudgings des extrapolaren Ozonfeldes und für den Vergleich verschiedener Methoden zur Berücksichtigung der Transporteffekte im Polarwirbel.

Simulation mit vorgeschriebener Dynamik

Mit EMAC 2.53 in T42L47-Auflösung wurde eine, zu oben beschriebener Simulation mit voller Chemie und vorgeschriebener Dynamik passende, Simulation für den Zeitraum 1979 bis 2011 durchgeführt. Es wurde dieselbe Methode für das Nudging verwendet, wie sie in *Jöckel et al.* (2016) beschrieben wird, nämlich Newton'sche Relaxation. Genugged werden im Spektralraum die prognostischen Variablen Divergenz mit einer Relaxationszeit von 48 h, die Vortizität mit 6 h, die Temperatur mit 24 h und der Logarithmus des Bodendrucks mit 24 h. Die atmosphärische Grenzschicht und die mittlere Atmosphäre oberhalb von 10 hPa werden nicht genugged.

Für das Ozonfeld außerhalb des Polarwirbels und die Initialisierung der chemischen Variablen in SWIFT wurden die jeweiligen Default-Methoden verwendet: Für das Ozon außerhalb des Ozonfeldes wird die MLS/TES-Ozonklimatologie verwendet. Zur Initialisierung der chemischen Variablen in SWIFT werden MLS- und ATLAS-Klimatologien verwendet, wie von *Wohltmann et al.* (2017a) beschrieben wird.

Für Sensitivitätsstudien werden einzelne Jahre der Simulationen mit anderen Ozonklimatologien wiederholt. Als Ozonklimatologien werden hier folgende Datensätze herangezogen: Oben beschriebene RCP6.0-Simulation mit voller Chemie, oben beschriebene EMAC-Simulation mit voller Chemie und vorgeschriebener Dynamik, CMIP5, *Fortuin und Lange-matz* (1995). Bei diesen Sensitivitätsstudien wurde jeweils nur das Ozonfeld zur Initialisierung und als Feld außerhalb des Polarwirbels geändert, nicht jedoch die restlichen in SWIFT verwendeten chemischen Größen.

Freilaufende transiente Ensemble-Simulationen

Zur Realisierung multidekadischer, freilaufender Simulationen mit SWIFT müssen die Methoden zur Initialisierung der chemischen SWIFT-Größen sowie das Ozonfeld außerhalb des Polarwirbels an den jeweiligen klimatologischen Zustand angepasst werden.

Bei Studien mit CCMs wird oft kritisiert, dass diese jeweils nur eine mögliche Realisierung darstellen und Schlussfolgerungen aus diesen Simulationen mangels der Berücksichtigung interner Variabilität nicht aussagekräftig seien. Durch den hohen Rechenzeit- und Speicheraufwand von CCMs wurden bisher nur sehr wenige Ensembles mit CCMs berechnet. Um die interne Variabilität eines Modells zu erfassen, werden bei CCMs, statt Ensembles transienter Simulationen zu berechnen, Zeitscheibenexperimente durchgeführt. Hier werden die Randbedingungen für ein bestimmtes Jahr festgehalten und das Modell über mehrere Jahrzehnte integriert. Führt man mehrere solcher Zeitscheibenexperimente für Randbedingungen verschiedener Jahre durch, kann ebenfalls eine Aussage über Klimaänderungen unter Berücksichtigung der internen Variabilität gemacht werden. Der solare Zyklus, die QBO und Rückkopplungen durch die interne Variabilität im Ozean, sowie ein Teil der atmosphärischen internen Variabilität bleiben hierbei jedoch unberücksichtigt. Zeitscheibenexperimente sind demnach nützlich, um die interne Modellvariabilität bei Klimaprojektionen mit CCMs zu berücksichtigen, können die interne Variabilität aber nicht in dem Umfang erfassen, wie es mit Ensemblesimulationen möglich ist.

In dieser Arbeit wurde ein Ensemble mit transienten Simulationen mit interaktiver polarer SWIFT-Chemie durchgeführt. Als Kontrollsimulation dient eine RCP6.0-Simulation mit SWIFT-Chemie, die äquivalent zu einer RCP6.0-Simulation mit voller interaktiver Chemie durchgeführt wurde. Als Anfangsbedingungen werden Restart-Felder der CCM-Simulation genutzt. Für das Jahr 1965 wurde eine Zeitscheibensimulation mit polarer SWIFT-Chemie erstellt, die als Quelle variabler Anfangsbedingungen für das Ensemble dient. Mit einem Abstand von fünf Jahren zwischen den Restart-Feldern wurden diese für ein neues Ensemble-Mitglied als Anfangsbedingungen gewählt.

Die Kontroll- und Ensemblesimulationen wurden mit EMAC 2.53 in der Auflösung T42L47 durchgeführt und umfassen die Jahre 1970 bis 2091.

Die Simulationen mit SWIFT-Chemie werden, in Abgrenzung zu den Simulationen mit voller interaktiver Chemie, "SWIFT-Simulationen" genannt. Wird in dieser Arbeit nur eine der SWIFT-Simulationen für eine Analyse verwendet, so ist damit die Kontrollsimulation gemeint.

3.5.3. Simulation mit vorgeschriebenen Ozonfeldern

Dieser als GCM-Simulation bezeichnete Lauf umfasst, wie die freilaufenden transienten SWIFT-Simulationen, den Zeitraum 1970–2091 und nutzt dieselben vorgeschriebenen SSTs und SICs, sowie GHGs wie die CCM-Simulation mit RCP6.0-Szenario. Alle für die Strahlung relevanten Gase, inklusive Ozon, werden, wie bei den SWIFT-Simulationen, als zonale und monatliche laufende Klimatologie aus der CCM-Simulation vorgeschrieben. Damit un-

terscheidet sich die GCM-Simulation von den SWIFT-Simulationen in der Behandlung des Ozonfeldes im Polarwirbel der unteren Stratosphäre.

3.5.4. Übersicht über die durchgeführten SWIFT-Simulationen

Simulation	EMAC-Version	Setup	Zweck
emac_swift	1.10	RCP4.5, RCP6.0 (Start 1.5.1989) Restart 1x im Jahr	Verbesserungen
r6ps_psst	1.10	RCP6.0 1.5.1989–30.4.2000	Verbesserungen
r6ps_nofb	1.10	RCP6.0 1.5.1989–30.4.2000 Strahlungsrückkopplung ausgeschaltet	Test Kopplung an Strahlung
r6ps_wfb	1.10	RCP6.0 1.5.1989–30.4.2000 mit Strahlungsrückkopplung	Test Kopplung an Strahlung
r6ps_noes	1.10	RCP6.0 1.5.1989–30.4.2000 SWIFT ausgeschaltet	Test Kopplung an Strahlung
r6ps_smth	1.10	RCP6.0 1.5.1989–30.4.2000	Test Glättung des Ozonfeldes am Polarwirbelrand
r6ps_wcls	1.10	RCP6.0 1.5.1989–30.4.2000 mit Chlorskalierung	Test Chlorskalierung
r6ps_cldt	1.10	RCP6.0 1.5.1989–30.4.2000 Zeitliches Nudging	Test Transport außerhalb des Polarwirbels
rcp6_preO3	1.10	RCP6.0 1.1.2005–31.12.2016 SWIFT ausgeschaltet	
r6ps_sltr	1.10	RCP6.0 1.1.2005–31.12.2016 mit SL-Transport	Vergleich Transportparametrisierung
r6ps_notr	1.10	RCP6.0 1.1.2005–31.12.2016 parametr. Transport	Vergleich Transportparametrisierung

3.5. Modellsimulationen

r6ps_sl90	1.10	RCP6.0 1.5.1989–31.12.2016	Test längere Simulation
RC1SD_SWIFT	2.53	RC1SD 1.1.1979–31.12.1985	Test SD-Simulation
RC1-swift	2.53	RC1 1.1.1950–31.12.2011	Test RC1-Simulation mit SWIFT
RC1SD-swift	2.53	RC1SD 1.1.1979–31.12.2011 Restart von RC1-swift	
RC1SD-meo3	2.53	RC1SD 1.1.2002–31.12.2011	Test mit Ozon von RC1SD-base-05
RC1SD-FL-ps	2.53	RC1SD 1.1.1979–31.12.2005	Test mit FL-Klimatologie
RC1SD-r6-ps	2.53	RC1SD 1.1.2002–31.12.2006	Test mit Ozonklimatologie von RCP6.0-CCM-Lauf
RC1SD-c5-ps	2.53	RC1SD 1.1.2002–31.12.2006	Test mit CMIP5-Ozon
RC2_r0	2.53	RCP6.0 1.1.1970–31.12.2091	transiente Simulation mit Ozonklimatologie aus gleitender Klimatologie der RCP6.0-CCM-Simulation
REF1965	2.53	Zeitscheibensimulation für 1965 53 Jahre	Simulation für Restarterfelder der Ensemblemitglieder
RC2_r1	2.53	RCP6.0 1.1.1970–31.12.2091	Restart von REF1965 31.12.1969
RC2_r2	2.53	RCP6.0 1.1.1970–31.12.2091	Restart von REF1965 31.12.1974
RC2_r3	2.53	RCP6.0 1.1.1970–31.12.2091	Restart von REF1965 31.12.1979
RC2_r4	2.53	RCP6.0 1.1.1970–31.12.2091	Restart von REF1965 31.12.1984
RC2_r5	2.53	RCP6.0 1.1.1970–31.12.2091	Restart von REF1965 31.12.1989
RC2_r6	2.53	RCP6.0 1.1.1970–31.12.2091	Restart von REF1965 31.12.1994
RC2_r7	2.53	RCP6.0 1.1.1970–31.12.2091	Restart von REF1965 31.12.1999
RC2_r8	2.53	RCP6.0 1.1.1970–31.12.2091	Restart von REF1965 31.12.2004
RC2_r9	2.53	RCP6.0 1.1.1970–31.12.2091	Restart von REF1965 31.12.2009

RCP6.0_GCM	2.53	RCP6.0 1.1.1970–31.12.2091	Vorgeschriebene strahlungsrelevante Gase von RCP6.0-CCM-Simulation
------------	------	-------------------------------	--

Tabelle 3.2.: Übersicht über SWIFT-Simulationen.

3.6. Methoden

3.6.1. Bestimmung von Stratosphärenerwärmungen

Als Beginn der SSW oder zentrales Datum derselben wird der Tag definiert an dem in 10 hPa sowohl der Zonalwind in 60° N östlich ist als auch der meridionale Temperaturgradient zwischen 60° N und Pol umgedreht ist (z. B. *Labitzke*, 1981, 1999). Zwischen einzelnen SSWs müssen an mindestens 20 aufeinander folgenden Tagen Westwinde vorherrschen. Die SSWs müssen jeweils länger als drei Tage andauern. Ist der Wind vor dem 30. April nicht für mindestens 10 aufeinander folgende Tage östlich, so wird das Ereignis als Final Warming gewertet (z. B. *Ayarzagüena et al.*, 2013, *Butler et al.*, 2015).

3.6.2. Darstellung

Strömungen in der Stratosphäre sind meist zonal, daher ist das zonale Mittel eine gute Approximation. Wird die Strömung jedoch durch atmosphärische Wellen beeinflusst, ist das zonale Mittel nicht mehr ausreichend. Bei gestörten Strömungen kann man als horizontale Koordinate auf die Potentielle Vorticity (PV) zurückgreifen, die bei meridionalen Strömungen erhalten bleibt (*Dessler*, 2000).

Bei der äquivalenten Breite wird der PV-Wert, der dieselbe Fläche wie die jeweilige geographischen Breite umfasst, dieser Breite zugeordnet. Die äquivalente Breite ist eine der Strömung folgende Koordinate und besonders gut zur Betrachtung des Transports von Spurenstoffen in der Stratosphäre geeignet.

In der Vertikalen ist zur Untersuchung atmosphärischer Spurenstoffen die Potentielle Temperatur θ eine geeignete Koordinate. Die Potentielle Temperatur ist die Temperatur, die ein Luftpaket hätte, wenn es adiabatisch auf eine Referenzhöhe p_s von 1000 hPa gebracht würde. Es gilt:

$$\theta \equiv \left(\frac{p_s}{p} \right)^{R/c_p} \quad (3.17)$$

mit der speziellen Gaskonstanten für trockene Luft R^4 und der spezifischen Wärme bei konstantem Druck c_p^5 . Der Vorteil der Potentiellen Temperatur ist, dass die Bewegung in Abwesenheit diabatischer Prozesse hier nur 2-dimensional erfolgt (z. B. *Brasseur und Solomon*,

⁴ $R = 287 \text{ J}/(\text{K} \cdot \text{kg})$

⁵Für trockene Luft bei 20 °C gilt $c_p = 1,005 \text{ kJ}/(\text{kg} \cdot \text{K})$.

2005). Isentropen sind hervorragend zur Analyse von Transportprozessen geeignet. Da θ mit steigender Höhe monoton ansteigt, ist sie als unabhängige vertikale Koordinate verwendbar (z. B. *Andrews et al.*, 1987).

3.6.3. Polarwirbelmittel

Da die polare SWIFT-Chemie für das Mittel des Polarwirbels gilt, wird zu Vergleichszwecken das Polarwirbelmittel auch für andere Simulationen berechnet. Bei den Simulationen mit SWIFT wird die Lage des Polarwirbels während der Simulation bestimmt und als Variable ausgegeben. Um die Vergleichbarkeit der polarwirbelgemittelten SWIFT-Variablen mit nachträglich berechneten Polarwirbelmittelwerten anderer Simulationen zu gewährleisten, wird hierbei dieselbe Methode angewandt wie online im Submodell ESWIFT.

Die Lage des Polarwirbels wird bestimmt mit der PV nach Lait (1994, siehe Gl. 3.1). Zunächst muss daher die PV in die modifizierte PV umgerechnet werden. Als im Polarwirbel befindlich werden alle Regionen bestimmt, die PV_Lait-Werte von über 36 PVU aufweisen und sich polwärts von 45° Nord oder Süd befinden. Mithilfe dieser Wirbelmaske kann das Feldmittel für die gewünschte Variable berechnet werden.

3.6.4. Einfluss auf die troposphärische Zirkulation

Gerber und Son (2014) haben eine Methode entwickelt, mit der sich die Verschiebung des Subtropenjets auf Temperaturänderungen in der polaren LS oder der tropischen UT zurück führen lassen. Sie gehen von einem linearen Zusammenhang zwischen Temperaturänderungen und Verschiebung des Maximums des Strahlstroms aus:

$$\Delta U_{lat} = r_{polar} \Delta T_{polar} + r_{trop} \Delta T_{trop} \quad (3.18)$$

Die Regressionskoeffizienten (r_{polar} und r_{trop}) können bestimmt werden, indem man die Temperatur- und Jet-Trends über zwei Zeiträume berechnet und das Gleichungssystem löst. Die Lage des Jet-Maximums wird in 850 hPa, die tropische Temperaturänderung in 200 hPa, jeweils im Mittel über die Monate Dezember bis Februar bestimmt. Die polare Temperaturänderung wird in 100 hPa im Mittel über die Monate Oktober bis Februar bestimmt. Hier wird berücksichtigt, dass troposphärische Reaktionen auf polare stratosphärische Temperaturänderungen etwa einen Monat nach dem stratosphärischen Signal auftreten (z. B. *Thompson und Solomon*, 2002, *Son et al.*, 2010).

3.6.5. Der nordatlantische Ringmodus und die zonal gemittelte Kopplung

Für die Berechnung der Anomalien des Indizes des Nordatlantischen Ringmodus (NAM) zur Untersuchung der vertikalen Kopplung von Strato- und Troposphäre wird die Methode

von *Baldwin und Dunkerton* (2001) benutzt. Sie berechnen für den Zeitraum von November bis März für jede Druckschicht die klimatologische Anomalie der Geopotentiellen Höhe. Anschließend wird ein 90-Tage-Tiefpassfilter auf die Anomalien der Geopotentiellen Höhe angewandt und für jeden Tag die 1. EOF des Feldes nördlich von 20° N berechnet. Diese NAM-Anomalien korrelieren laut *Baldwin und Dunkerton* (2001) stark mit dem zonal gemittelten Zonalwind in 10 hPa in 60° N und seien zur Untersuchung der vertikalen Kopplung besser geeignet als der zonal gemittelte Zonalwind. In der Stratosphäre sind die Werte des Ringmodus ein Maß für die Stärke des Polarwirbels, in der Nähe des Bodens wiederum entsprechen sie in der Nordhemisphäre der Arktischen Oszillation, bzw. im Nordatlantiksektor der Nordatlantischen Oszillation (*Baldwin und Dunkerton*, 2001). Stark positive Werte seien mit einem starken Polarwirbel, negative Werte hingegen mit einem schwachen Polarwirbel assoziiert. Ereignisse mit stark positiven NAM-Anomalien werden daher als Starkwirbelereignisse und Ereignisse mit stark negativen Werten als Schwachwirbelereignisse gewählt. Die Farbgebung der NAM-Anomalien ist in den Abbildungen so gewählt, dass sie der gewohnten Farbgebung des zonal gemittelten Zonalwindes entspricht. Daher sind positive NAM-Anomalien, die mit einer starken Westwindanomalie korrelieren, blau dargestellt, während negative NAM-Anomalien, die Zeichen eines schwachen Wirbels, also von Ostwindanomalien, sind, rot dargestellt.

Baldwin und Dunkerton (2001) wählten die Schwellwerte der Ereignisse so, dass das mittlere Ereignis stark genug ist um den Boden zu erreichen. In dieser Arbeit wurden daher die Schwellwerte ± 1 gewählt.

3.7. Zusammenfassung der Implementierung von SWIFT in EMAC

Die schnelle stratosphärische Ozonchemie SWIFT wurde über ein eigenes Submodell in das Modell EMAC eingebaut. Über das Submodell werden Ozon, Temperatur, Wirbelposition und solarer Zenitwinkel abgerufen, die SWIFT benötigt um die chemische Ozonänderungsrate zu berechnen. SWIFT berechnet einmal am Tag die chemische Ozonänderung als Polarwirbelmittel. Diese wird auf das transportierte Ozonfeld innerhalb des Polarwirbels addiert, während außerhalb des Wirbels ein zonal und monatlich gemitteltes Ozonfeld genutzt wird. Zur Verbesserung der Implementierung von SWIFT in EMAC wurden verschiedene Tests durchgeführt, unter anderem wurde eine Transportparametrisierung getestet, die anstelle des im Modell genutzten Transportschemas genutzt werden kann.

Um EMAC mit SWIFT-Chemie für multidekadische Klimawandelszenarien nutzen zu können, mussten transiente klimatologische Felder für O₃, Cl_y, HCl, ClONO₂, HNO₃ und H₂O aus einer Simulation mit voller interaktiver Chemie erstellt werden.

Kapitel 4.

Validierung

In diesem Kapitel wird das in Kapitel 3.4 beschriebene Modellsystem mit schneller polarer SWIFT-Chemie im Modell EMAC validiert.

Fragestellung für dieses Kapitel ist daher folgende:

Ist die schnelle interaktive SWIFT-Chemie in EMAC in der Lage die chemische Entwicklung innerhalb des Polarwirbels im Vergleich zur CCM-Simulation wiederzugeben? Kann EMAC mit polarer SWIFT-Chemie den Klimazustand der jüngsten Vergangenheit und der Zukunft im Vergleich zu einer Simulation mit voller interaktiver Chemie realistisch wiedergeben?

Um die Fähigkeit eines Klimamodells die Zukunft realistisch zu projizieren einzuschätzen, wird zuerst überprüft inwiefern das Modell den gegenwärtigen Klimazustand realistisch wiedergeben kann. In einem nächsten Schritt wird die Fähigkeit des Modells untersucht spezielle physikalische oder chemische Zusammenhänge zu simulieren. Zuletzt wird überprüft, ob das Modell auch für einen anderen klimatologischen Zustand als dem Heutigen nutzbar ist.¹

4.1. Simulation des gegenwärtigen Klimas

Um einen Überblick über die Simulation des gegenwärtigen Klimas durch EMAC mit SWIFT-Chemie zu erhalten, werden zunächst Temperatur-, Zonalwind-, und Ozonfelder mit einer EMAC-Simulation mit voller interaktiver Chemie und ERA-Interim-Reanalysen (Dee *et al.*, 2011) verglichen. Für die Höhen-Breiten-Schnitte wird hier die Referenzsimulation der SWIFT-Simulationen betrachtet. Die simulierten Ozonfelder werden hinsichtlich der Stärke der zonalen Variation verglichen. Mit einer Analyse der SSW-Frequenz soll untersucht werden, ob die SWIFT-Simulation die stratosphärische Variabilität gut wiedergeben kann.

4.1.1. Temperatur und Wind

Das langjährige Nordwintermittel des Zonalwindes, sowie der Temperatur sind in Abbildung 4.1 dargestellt. Der Polarnachtstrahlstrom der Nordhemisphäre ist in den Modellsimulatio-

¹Diese Einteilung für die Validierung eines Klimamodells folgt der Beschreibung von Trenberth (1992).

Kapitel 4. Validierung

nen (Abbildungen 4.1a und 4.1b) im Vergleich zur Reanalyse (Abbildung 4.1c) gut ausgeprägt. Auch der Subtropenstrahlstrom ist in beiden Modellsimulationen gut repräsentiert. Die stratosphärischen Windsysteme weisen sowohl im Nord- (Abbildung 4.1) wie auch im Südwinter (Abbildung 4.2) realistische Unterschiede in der Windstärke zwischen den Hemisphären auf. Wie in den Beobachtungen sind die südhemisphärischen winterlichen Westwinde stärker als die Nordhemisphärischen. Die beobachtete Abwärtsneigung der sommerlichen Ostwinde von hohen zu niedrigen Breiten ist auch in den Modellsimulationen erkennbar. Die Ostwinde der Reanalyse sind jedoch in beiden Jahreszeiten schwächer als die der Modellsimulationen. Beim Vergleich mit ERA-Interim ist zu beachten, dass hier oberhalb von 10 hPa im Modell eine Schwammschicht genutzt wird (*Fujiwara et al., 2017*). Bei Modellen mit niedriger Modellobergrenze wird ab einer bestimmten Schicht ein Teil der aufwärtswandernden Schwerewellen absorbiert um Effekte der Wellenreflektion an der Modellobergrenze zu vermeiden. Dadurch werden auch die dynamischen Felder in diesen Höhen beeinflusst und entsprechen mitunter nicht der Realität.

Die Trennung zwischen Polarnacht- und Subtropenstrahlstrom ist im nordhemisphärischen Winter in beiden Modellsimulationen gut erkennbar. Im südhemisphärischen Winter (Abbildung 4.2) sind Subtropen- und Polarnachtstrahlstrom jedoch im Vergleich zur Reanalyse weniger gut getrennt, was auf Defizite in der Schwerewellenparametrisierung in EMAC hindeutet. In der Simulation mit SWIFT (Abbildung 4.1b) ist der Polarnachtstrahlstrom der Nordhemisphäre der unteren bis oberen Stratosphäre (ab ca. 35km bis 55km) schwächer ausgeprägt als in der Simulation mit voller Chemie (Abbildung 4.1a). Die modellierten Subtropenstrahlströme sind in ihrer jeweiligen Winterhemisphäre intensiver als in der Sommerhemisphäre, was auch der Reanalyse entspricht.

In beiden Modellsimulationen ist die kalte Tropopause in Lage und Intensität gut simuliert (siehe Abbildungen 4.1 und 4.2). *Jöckel et al. (2016)* haben einen Kaltbias in ihrer tropischen Tropopause festgestellt. In ihrer RCP6.0-Simulation² liegt die Temperatur im langjährigen und Mittel von 1970 bis 2009 im Mittel über 20° S bis 20° N bei 191 K, für die hier als CCM-Simulation bezeichnete RCP6.0-Simulation bei 194 K und bei der Referenzsimulation mit SWIFT-Chemie ebenfalls bei etwa 194 K. Für ERA-Interim liegt der Wert für den Zeitraum 1979–2009 bei 193 K. Die Simulation von *Jöckel et al. (2016)* hat demnach einen Kaltbias von etwa 3 K, die restlichen EMAC-Simulationen einen leichten Warmbias von 1 K. Der troposphärische Kaltbias scheint also in den hier ausgewerteten CCM- und SWIFT-Simulationen weniger stark ausgeprägt als in den von *Jöckel et al. (2016)* beschriebenen EMAC-Simulationen.

Die kalte polare Stratosphäre wird in beiden Modellsimulationen gut wiedergegeben, auch ist die südhemisphärische winterliche Stratosphäre (Abbildung 4.2) kälter als die Nordhemisphärische (Abbildung 4.1) - wie es auch beobachtet wird. In beiden EMAC-Simulationen reicht das Gebiet mit tieferen Temperaturen in der Polregion jedoch in niedrigere Höhen als in der Reanalyse. Die warme sommerliche Stratopause wird von beiden Modellsimu-

²Simulation RC2-base-05

4.1. Simulation des gegenwärtigen Klimas

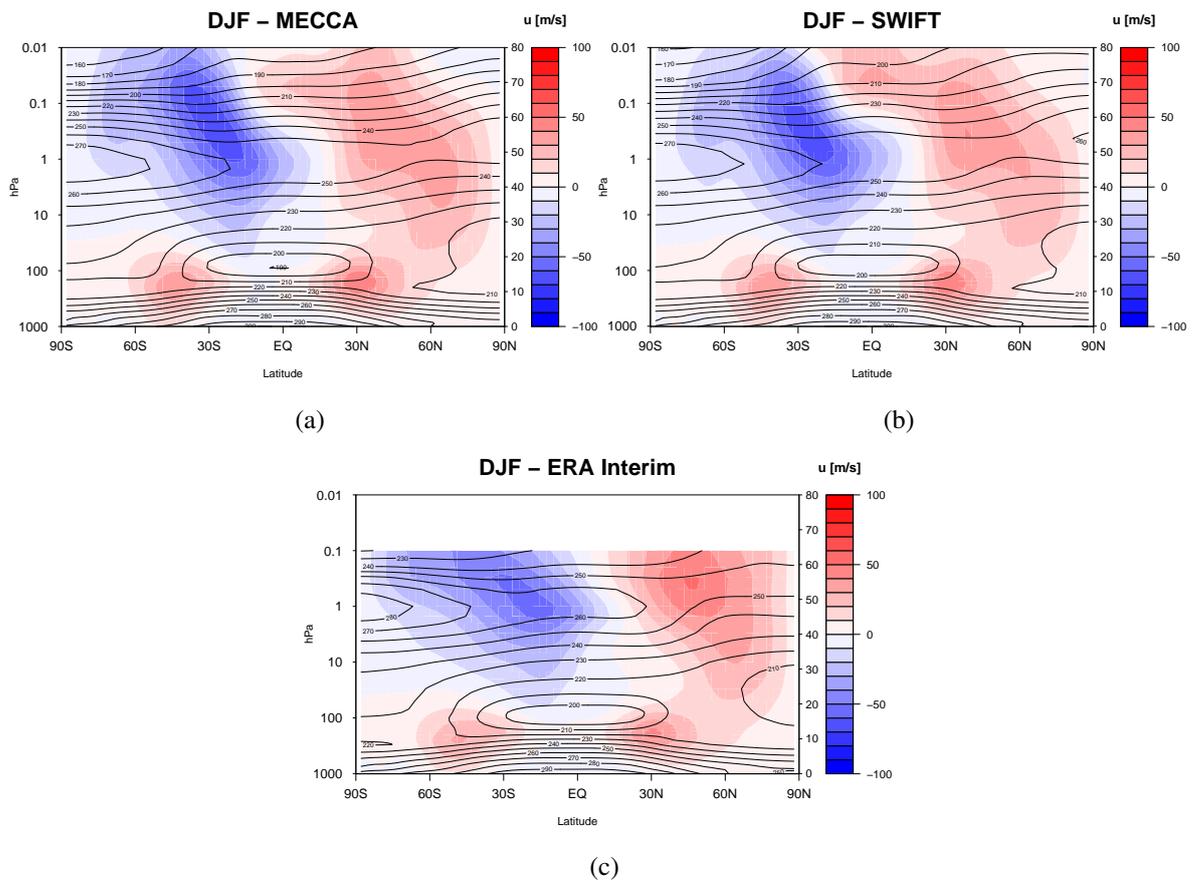


Abbildung 4.1.: Langjähriges Jahreszeitenmittel des Zonalwindes [m/s] (Farbe) und der Temperatur [K] (Kontur) von 1970–2009 für den Nordwinter (DJF) in den RCP6.0-Simulationen mit a) MECCA-, sowie b) SWIFT-Chemie, und für c) ERA-Interim im Zeitraum 1979–2009.

lationen wiedergegeben, ist jedoch in der jeweiligen Hemisphäre um etwa 10 K kälter als in der Reanalyse. Ebenfalls gut von beiden Modellen wiedergegeben ist die erhöhte Stratopause im Winter (*Hitchman et al., 1989*), wobei sie in der SWIFT-Simulation sogar deutlicher ausgeprägt ist als in der CCM-Simulation. Die Mesosphärentemperaturen sind in der SWIFT-Simulation deutlich höher als in der CCM-Simulation. Dieser Temperaturbias wird in Kapitel 4.1.4 genauer untersucht.

Abbildung 4.3 zeigt das längjährige Mittel des zonal gemittelten Zonalwindes in 10 hPa in 60° (a) nördlicher, bzw. (b) südlicher Breite, welches ein Maß für die Stärke des stratosphärischen Polarwirbels ist. In der Nordhemisphäre (Abbildung 4.3a) zeigen alle EMAC-Simulationen von Mai bis September gute Übereinstimmungen mit der Reanalyse. Von September bis Dezember ist der zonal gemittelten Zonalwind der Reanalyse jedoch deutlich stärker als bei allen Modellsimulationen. Es ist bekannt, dass ECHAM-basierte Modelle im Frühwinter einen zu schwachen Polarwirbel und zu viele Stratosphärenwärmungen auf-

Kapitel 4. Validierung

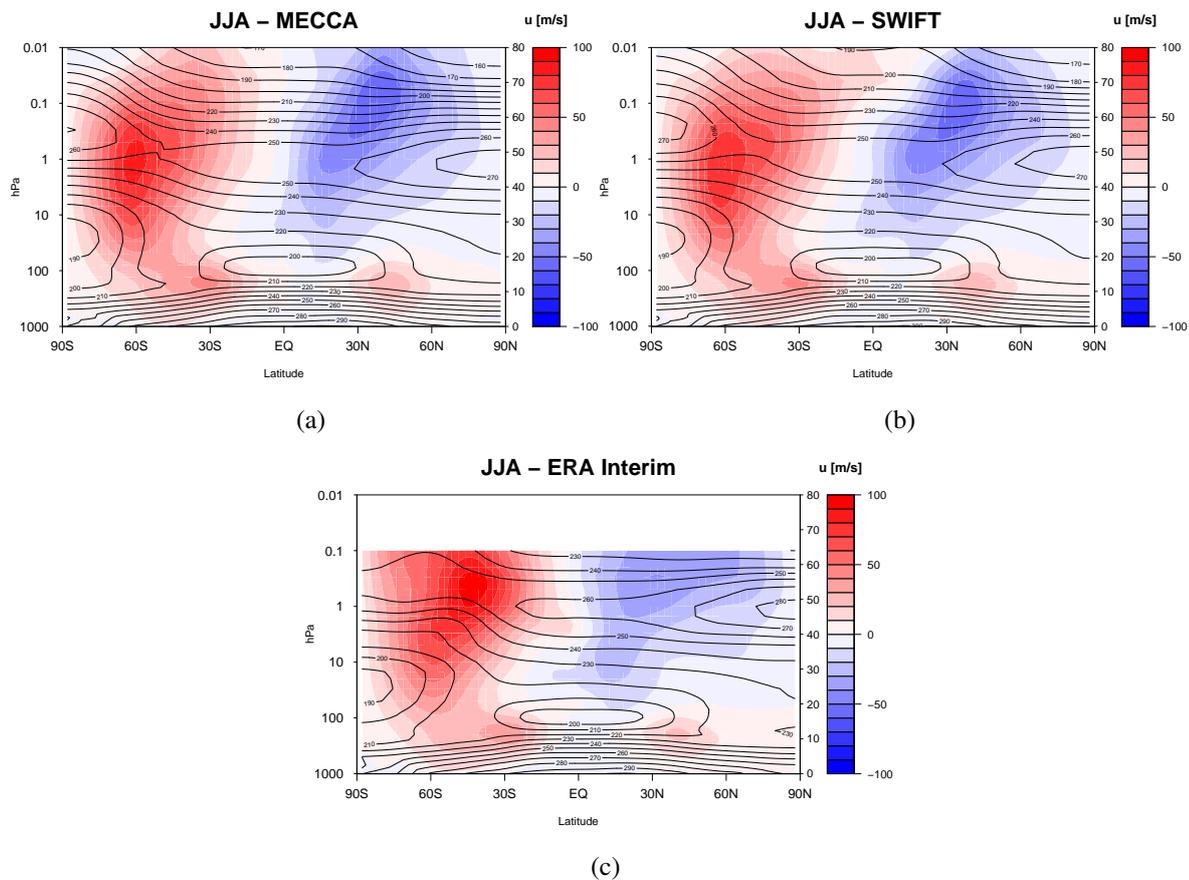


Abbildung 4.2.: Langjähriges Jahreszeitenmittel des Zonalwindes [m/s] (Farbe) und der Temperatur [K] (Kontur) von 1970–2009 für den Nordsummer (JJA) in den RCP6.0-Simulationen mit a) MECCA-, sowie b) SWIFT-Chemie, und für c) ERA-Interim im Zeitraum 1979–2009.

weisen, der Grund ist unbekannt (e.g. *SPARC*, 2010, *Charlton et al.*, 2007). Im Spätwinter und Frühling ist der Polarwirbel der EMAC-Simulationen leicht stärker als die ERA-Interim-Reanalysen. Das Ensemblemittel der Simulationen mit SWIFT zeigt einen schwächeren Zonalwind als bei Nutzung der vollen interaktiven Chemie, einzelne Ensemblesimulationen zeigen jedoch ähnlich starke Winde wie die MECCA-Simulation. Die Stärke des Zonalwindes der SWIFT-Simulationen unterscheidet sich daher qualitativ nicht von den Zonalwinden, die bei Nutzung der vollen Chemie erreicht werden.

In der Südhemisphäre (Abbildung 4.3b) haben alle EMAC-Simulationen von Januar bis Juli stärkere Winde als die Reanalysen, von Juli bis Dezember sind die Winde der Reanalysen stärker. Während in der Nordhemisphäre die Zonalwinde bei EMAC im Herbst und Frühwinter stärker und im Spätwinter und Frühling schwächer sind als die Reanalysen, sind die Zonalwinde bei EMAC in der Südhemisphäre im Frühwinter stärker und im Spätwinter und Frühling schwächer als die Reanalysen. Alle EMAC-Simulationen zeigen im Frühwinter

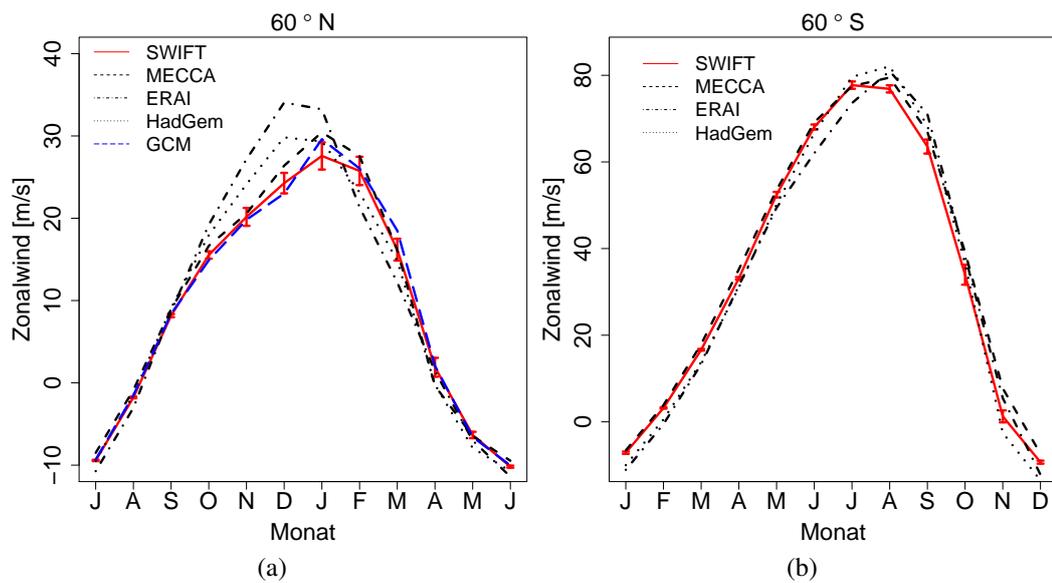


Abbildung 4.3.: Langjähriges Monatsmittel des Zonalwindes in 10 hPa für a) 60° N und b) 60° S, gemittelt von 1970–2009 (EMAC-Simulationen) und 1979–2009 (ERA-Interim). Die Kurve für SWIFT (rot) zeigt das Ensembledittel der SWIFT-Simulationen sowie die Standardabweichung des Ensembles (Balken).

einen leicht stärkeren Polarwirbel als die Reanalyse und unterschätzen die Stärke des Zonalwindes im Frühling leicht. In 60° S ist kaum ein Unterschied der Stärke des Zonalwindes zwischen SWIFT- und MECCA-Simulationen zu erkennen. Wie in der Nordhemisphäre unterscheiden sich die Zonalwinde der SWIFT-Simulationen auch in der Südhemisphäre qualitativ nicht von der Simulation mit voller Chemie.

Temperatur- und Zonalwindfelder werden mit SWIFT-Chemie realistisch simuliert. EMAC mit SWIFT kann das gegenwärtige Klima der mittleren Atmosphäre sowohl mit voller wie auch mit polarer SWIFT-Chemie realistisch wiedergeben.

4.1.2. Ozon

Als nächstes werden die Ozonfelder betrachtet. Da in der Simulation mit SWIFT die zonal und monatlich gemittelten Ozonmischungsverhältnisse der Simulation mit voller Chemie außerhalb des SWIFT-Bereiches vorgeschrieben werden, sind die Ozonfelder außerhalb des Polarwirbels und unterhalb von 74 hPa sowie oberhalb von 22 hPa identisch. Abbildung 4.4 zeigt das langjährige Mittel des Ozonmischungsverhältnisses für den März (Abbildung 4.4a) sowie den September (Abbildung 4.4b) für die SWIFT-Simulation in Farbe und die Simulation mit voller Chemie als Kontur. Geringe Unterschiede in den Ozonfeldern beider Simulationen ergeben sich aus der vertikalen Interpolation, die bei der Umwandlung der Ozonfelder aus einer EMAC-Simulation mit L39 zur Nutzung in EMAC mit 47 Höhenschichten nötig

Kapitel 4. Validierung

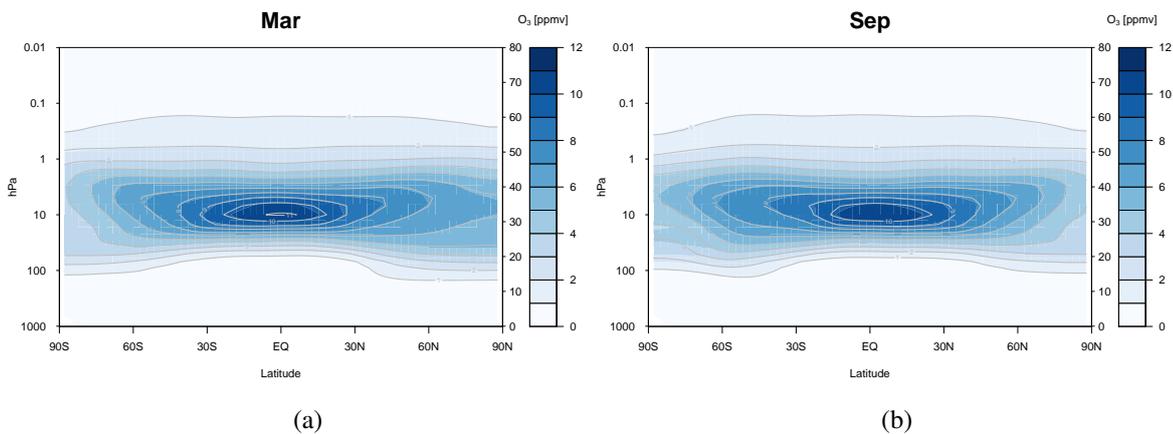


Abbildung 4.4.: Langjährige Monatsmittel des Ozonmischungsverhältnisse [ppmv] von 1970–2009 für die SWIFT-Simulation (Farbe) und die CCM-Simulation (Kontur) für a) März und b) September.

war, sowie aus dem laufenden Mittel, das auf die Ozonfelder angewendet wurde, bevor sie in den SWIFT-Simulationen vorgeschrieben wurden. Im Bereich des borealen Polarwirbels erkennt man im März keine deutlichen Unterschiede der Ozonmischungsverhältnisse (Abbildung 4.4a). Im September (Abbildung 4.4b) ist ein deutlicherer Unterschied zu erkennen: Die SWIFT-Simulation zeigt im Bereich des Polarwirbels höhere Ozonmischungsverhältnisse als die Simulation mit voller Chemie. Bei der Simulation mit SWIFT ist das Ozonloch schwächer ausgeprägt. Dieselben Unterschiede sind auch im Mittel über Dezember bis Februar und Juni bis August erkennbar (Abbildung A.1).

Im Folgenden wird untersucht, inwiefern mit SWIFT die zonalen Anomalien des Ozonfeldes wiedergegeben werden können. Die Abbildung 4.5 zeigt die Standardabweichung der zonalen Anomalien des Ozonmischungsverhältnisses für die Arktis in der Simulation mit voller Chemie (Abbildung 4.5a) und in der Kontrollsimulation der SWIFT-Simulationen (Abbildung 4.5b). Laut *Kurzeja et al.* (1984) dominiert die Chemie das zonal gemittelte Ozonfeld, der Transport hingegen die zonalen Anomalien des Ozons. Der Transport erklärt den Großteil der Variation oberhalb von 50 hPa. Von Januar bis April ist bei voller Chemie (Abbildung 4.5a) zwischen 100 und 20 hPa ein Anstieg der Variation zu sehen. Bei SWIFT (Abbildung 4.5b) ist von Dezember bis März in der LS ebenfalls ein Anstieg der Variation zu sehen, allerdings von geringerer Amplitude als bei der Simulation mit voller Chemie. Die geringsten Variationen sind im Nordsummer zu verzeichnen, wenn die Stratosphäre von PWs unbeeinflusst ist.

Über der Antarktis (Abbildung 4.5c) liegt das Maximum der zonalen Variabilität des Ozons im September in einer Höhe von 10 hPa. Ein Minimum der Variabilität ist in der Südhemisphäre dann zu verzeichnen, wenn die Stratosphäre wenig von PWs beeinflusst ist: für die gesamte Stratosphäre im Sommer und für die mittlere und untere Stratosphäre auch im Winter. SWIFT (Abbildung 4.5d) kann einen Teil der Variabilität in der LS von Mai bis Oktober

4.1. Simulation des gegenwärtigen Klimas

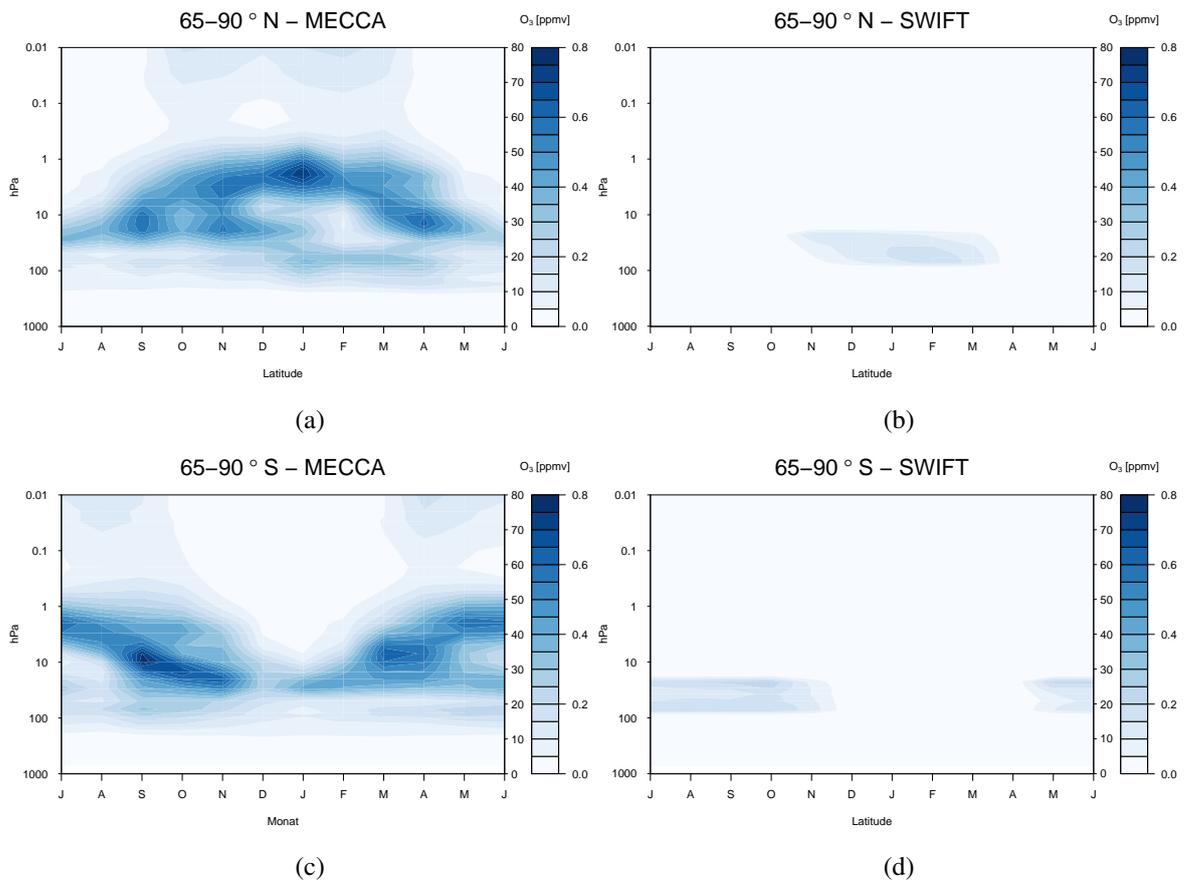


Abbildung 4.5.: Standardabweichung des Ozonmischungsverhältnisses [ppmv] vom zonalen Mittel von 1970–2009 in den RCP6.0-Simulationen mit a) und c) MECCA-, sowie b) und d) SWIFT-Chemie für a) und b) die Arktis, und c) und d) die Antarktis.

wiedergeben. Die Stärke der Variabilität ist aber nicht allein dem chemischen Ozonabbau, sondern vielmehr dem Transport geschuldet. Dadurch, dass auch bei SWIFT im Polarwirbel Transport stattfindet, ist das Ozonfeld im Polarwirbel nicht homogen, sondern weist zonale Anomalien auf. Ein ähnliches Bild ergibt sich, wenn man die Breitenabhängigkeit der meridionalen Ozonvariabilität in Abhängigkeit der Breiten betrachtet (Abbildung A.2). Die SWIFT-Simulation kann nur einen Teil der stratosphärischen Ozonvariabilität wiedergeben. Große meridionale Variabilität wie sie in der CCM-Simulation in den mittleren bis hohen Breiten in der gesamten Stratosphäre auftreten, können in der SWIFT-Simulation nicht berücksichtigt werden.

Die SWIFT-Simulation kann nur einen geringen Teil der zonalen Anomalien des Ozonfeldes (ZAO) wiedergeben, da die stärksten Abweichungen vom zonalen Mittel in der mittleren bis oberen Stratosphäre auftreten. Bei der Simulation mit SWIFT können die zonalen Anomalien des Ozonfeldes nur im jeweiligen Winter und Frühling in der LS wiedergegeben werden.

Die Variabilität von SWIFT stimmt in diesem Zeitraum qualitativ mit der Simulation mit voller Chemie überein, hat jedoch eine geringere Amplitude. Die stärksten zonalen Anomalien im Ozon liegen jedoch oberhalb des Einsatzgebietes von SWIFT und sind durch dynamische Variabilität verursacht (*Gillett et al.*, 2009).

4.1.3. Stratosphärenenerwärmungen

Die klimatologische Frequenz von SSWs wird von *Charlton und Polvani* (2007) für NCEP/NCAR-Reanalysen (*Kistler et al.*, 2001) mit 6 Ereignissen pro Dekade und für ERA-40-Reanalysen (*Uppala et al.*, 2005) mit 6,4 Ereignissen pro Dekade angegeben. Für beide Analysen wurde der Zeitraum 1. September 1957 bis 31. August 2002 untersucht und nur das Windkriterium, nicht die Umkehr des meridionalen Temperaturgradienten für die SSW-Bestimmung berücksichtigt. Abbildung 4.6a zeigt die SSW-Frequenz unter anderem für ERA-Interim im Zeitraum 1979/80–2008/09. ERA-Interim zeigt für diesen Zeitraum eine SSW-Frequenz von 5,3 SSWs/ Dekade. Der von *Charlton und Polvani* (2007) untersuchte Zeitraum umfasst 45 Nordwinter, der hier untersuchte ERA-Interim-Zeitraum lediglich 30 Jahre. In den 1990er Jahren traten im Vergleich zum restlichen beobachteten Zeitraum verhältnismäßig wenige SSWs auf. Durch den kürzeren Zeitraum bei der Analyse der ERA-Interim-Daten, im Vergleich zur *Charlton und Polvani* (2007)-Analyse, ist es möglich, dass bei der Untersuchung von ERA-Interim der SSW-arme Zeitraum in den 1990ern ein stärkeres Gewicht bei der Mittelung bekommt und es damit zu einer geringeren SSW-Frequenz kommt. Auch durch die unterschiedliche Wahl der Reanalyse und durch die Beschränkung auf das Windkriterium zur SSW-Detektion bei *Charlton und Polvani* (2007) kann es zu Unterschieden in der SSW-Frequenz kommen. Wird auf das Temperaturkriterium verzichtet, werden jedoch generell mehr SSWs detektiert als bei Nutzung des WMO-Kriteriums (*Ayazagüena et al.*, 2018). Dass die hier analysierten ERA-Interim-Daten eine geringere SSW-Frequenz haben als die Reanalysen bei *Charlton und Polvani* (2007) liegt demnach wahrscheinlich an der stärkeren Gewichtung der SSW-armen 1990er Jahre bei der langzeitlichen Mittelung.

In der CCM-Simulation gibt es 6,5 SSWs/ Dekade, beim GCM 6 SSWs/ Dekade. Die verschiedenen Ensemblemitglieder der SWIFT-Simulationen zeigen Frequenzen von 4,25 bis 7,5 auf, im Ensemblemittel 6 SSWs/ Dekade. Die Simulationen mit EMAC zeigen leicht höhere SSW-Frequenzen als die ERA-Interim-Reanalyse, sind aber qualitativ nicht verschieden. Es fällt auf, dass es eine starke Variabilität der SSW-Frequenz zwischen den einzelnen Ensemblemitgliedern gibt.

Abbildung 4.3a deutete darauf hin, dass der Polarwirbel im Frühwinter in den EMAC-Simulationen schwächer ist als in der Reanalyse. Es wurde bereits in früheren Studien mit EMAC festgestellt, dass der nordhemisphärische Polarwirbel im Frühwinter eine zu hohe Variabilität aufweist (z. B. *SPARC*, 2010, Kap. 4.4.3). *Charlton et al.* (2007) zeigen für das ECHAM5-basierte GCM MAECHAM ebenfalls eine zu hohe SSW-Frequenz im November. Abbildung 4.6b zeigt die saisonale SSW-Frequenz der untersuchten EMAC-Simulationen sowie ERA-Interim. ERA-Interim verzeichnet im November im betrachteten Zeitraum keine

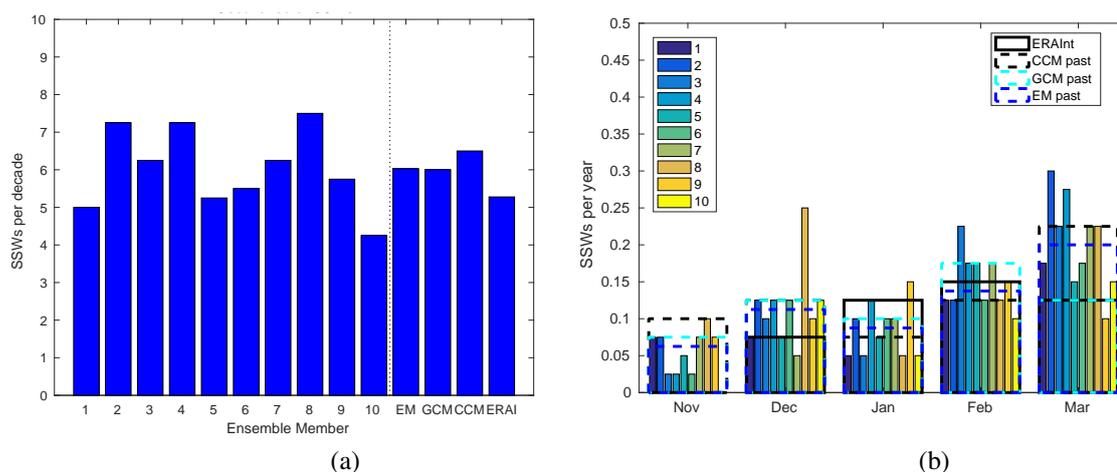


Abbildung 4.6.: a) Häufigkeit von SSWs pro Dekade in den Ensemblesimulationen, der GCM-Simulation sowie der CCM-Simulation für die Vergangenheit (1970–2009) und für ERA-Interim (1979–2009). b) Häufigkeit von SSWs pro Jahr in den jeweiligen Wintermonaten für die Vergangenheit der Ensemblesimulationen (1970–2009, farbige Säulen), das Ensemblemittel (blau gestrichelt), die Simulation mit voller Chemie (schwarz gestrichelt), die GCM-Simulation (hellblau gestrichelt) und für ERA-Interim (1979–2009, schwarz durchgezogen).

SSWs, alle EMAC-Simulationen überschätzen jedoch die SSW-Frequenz im November. ERA-Interim zeigt die meisten SSWs im Februar (Abbildung 4.6b), während die meisten EMAC-Simulationen im März das Maximum an SSWs verzeichnen. Allein Ensemblemitglied 9 und die GCM-Simulation haben im März eine geringere SSW-Frequenz als im Februar. *Ayarzagüena et al. (2013)* zeigen ebenfalls die saisonale Häufigkeit von SSWs in verschiedenen EMAC-Simulationen. Bei den zwei von ihnen untersuchten transienten Simulationen zeigt eine Simulation im Vergangenheitszeitraum die maximale SSW-Häufigkeit im Februar, die andere im März. EMAC simuliert also in einigen Läufen mehr SSWs im Februar, in anderen mehr SSWs im März. Dass in Abbildung 4.6b die GCM-Simulation den saisonalen Verlauf der SSWs in der Reanalyse besser zu treffen scheint als der Großteil der anderen Simulationen, hängt nicht so sehr mit dem Ozonfeld, sondern vielmehr mit der internen Variabilität von EMAC zusammen. SSTs und SICs können einen markanten Einfluss auf die SSW-Frequenz ausüben, da sie die Auslösung atmosphärischer Wellen beeinflussen. Die hier untersuchten Simulationen benutzen jedoch dieselben SSTs und SICs, Unterschiede im Wellenantrieb durch SSTs/ SICs können damit ausgeschlossen werden. Die saisonale Variabilität der SSWs in den Simulationen mit SWIFT entspricht qualitativ der Variabilität von EMAC mit voller Chemie. Bei *Charlton et al. (2007)* und *SPARC (2010)* war das Maximum der SSWs bei den ECHAM-basierten Modellen im November. In den aktuellen Analysen zeigen alle Simulationen mit EMAC zwar im Vergleich zur Reanalyse zu viele SSWs im November, im saisonalen Verlauf stimmen die hier gezeigten EMAC-Simulationen

jedoch gut mit der Lage der SSW-Maxima im Mitt- bis Spätwinter bei NCEP-NCAR (Januar und Februar) und ERA-Interim (Februar) überein.

4.1.4. Temperaturbias in der Mesosphäre

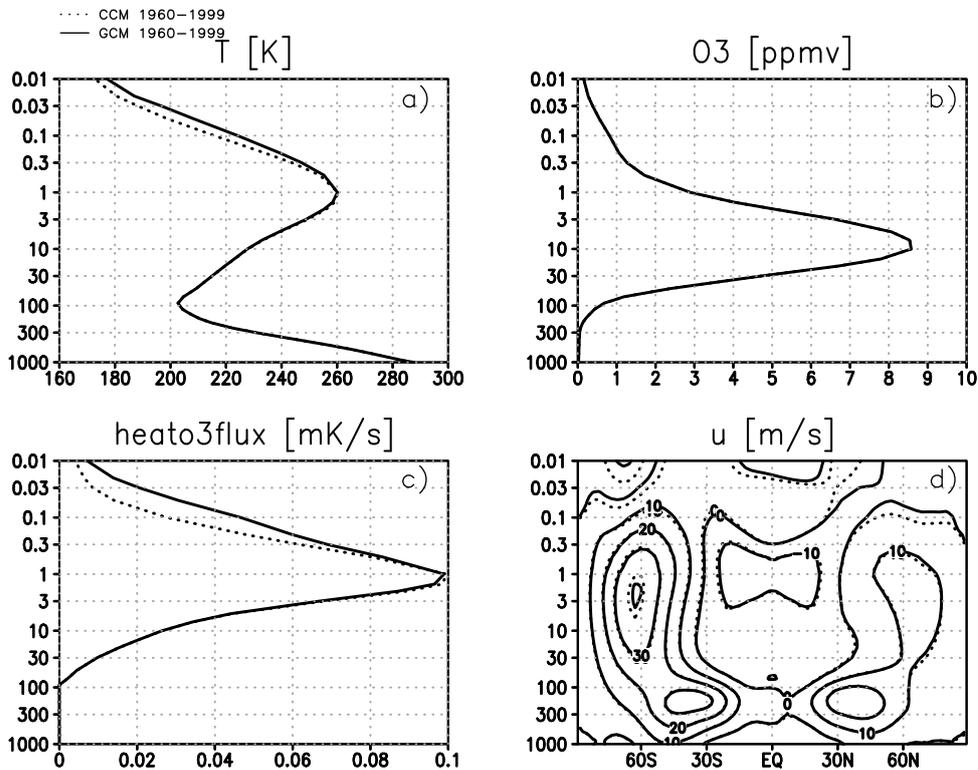


Abbildung 4.7.: Globale und zeitliches Mittel von 1960–1999 der a) Temperatur [K], b) des Ozonmischungsverhältnisses [ppmv], der Erwärmungsrate durch Ozon [mK/s], sowie des zonal gemittelten Zonalwindes [m/s] einer CCM-Simulation (gestrichelt), sowie einer GCM-Simulation (durchgezogen) mit RCP8.5-Szenario.

Durch das Vorschreiben des Ozonfeldes als zonales Monatsmittel entsteht ein Temperaturbias in der Mesosphäre. Dies wurde bereits von *Sassi et al.* (2005) festgestellt und von *Smith et al.* (2014a) ebenfalls gezeigt. In der Mesosphäre hat Ozon einen starken Tagesgang: tagsüber herrschen geringere Ozonmischungsverhältnisse vor als nachts. Wird Ozon vorgegeschrieben, wird dem Strahlungsschema ein Tagesmittel des Ozons übergeben, daher ist im GCM das Ozonmischungsverhältnis tagsüber zu hoch und nachts zu gering. Tagsüber findet durch die Absorption kurzwelliger solarer Strahlung eine Erwärmung der umgebenden Luft statt, nachts langwellige Abkühlung. In einem GCM ist nun tagsüber durch das höhere Ozonmischungsverhältnis auch die kurzwellige Erwärmung stärker und nachts durch

4.1. Simulation des gegenwärtigen Klimas

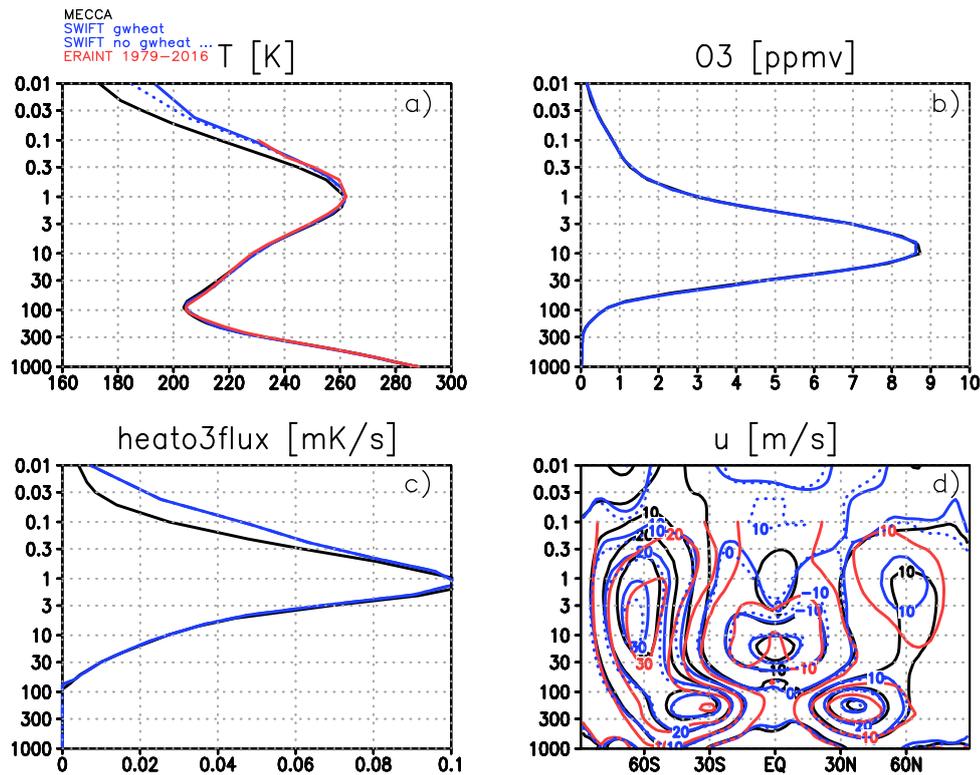


Abbildung 4.8.: Globale Jahresmittel von a) Temperatur [K], b) Ozonmischungsverhältnis [ppmv], Erwärmungsrate durch Ozon [mK/s], sowie d) des zonal gemittelten Zonalwind [m/s] für das Jahr 1965 einer CCM-Simulation (schwarz), einer SWIFT-Simulation unter Berücksichtigung der Erwärmung durch brechende Schwerewellen (blau, durchgezogen), sowie ohne Erwärmung durch Schwerewellen (blau, gepunktet). Alle Simulationen wurden mit RCP6.0-Szenario berechnet. ERA-Interim (rot) ist als Mittel über die Jahre 1979–2016 dargestellt.

das geringere Ozonmischungsverhältnis die langwellige Auskühlung schwächer. Bei vorgeschriebenem Ozon wird durch den fehlenden Tagesgang des Ozons in der Mesosphäre die Luft folglich stärker erwärmt als bei interaktiv berechnetem Ozon, da tagsüber die Erwärmung über- und nachts die Auskühlung unterschätzt wird. Abbildung 4.7 zeigt Profile zweier EMAC-Simulationen, zum einen mit interaktiver Chemie (gepunktete Linie), zum anderen mit vorgeschriebenen chemischen Variablen (durchgezogene Linie). Obwohl die zonalen Mittel beider Ozonfelder identisch sind (Abbildung 4.7b), kommt es durch die unterschiedliche Berücksichtigung des Ozons im Modell zu Unterschieden in den Erwärmungsraten durch Ozon (Abbildung 4.7c). Die stärkere Erwärmung durch Ozon im GCM führt zu einer höheren Temperatur in der Mesosphäre (Abbildung 4.7a). Es ergeben sich außerdem Unterschiede in der mittleren Stärke und Lage der Polarwirbel (Abbildung 4.7d).

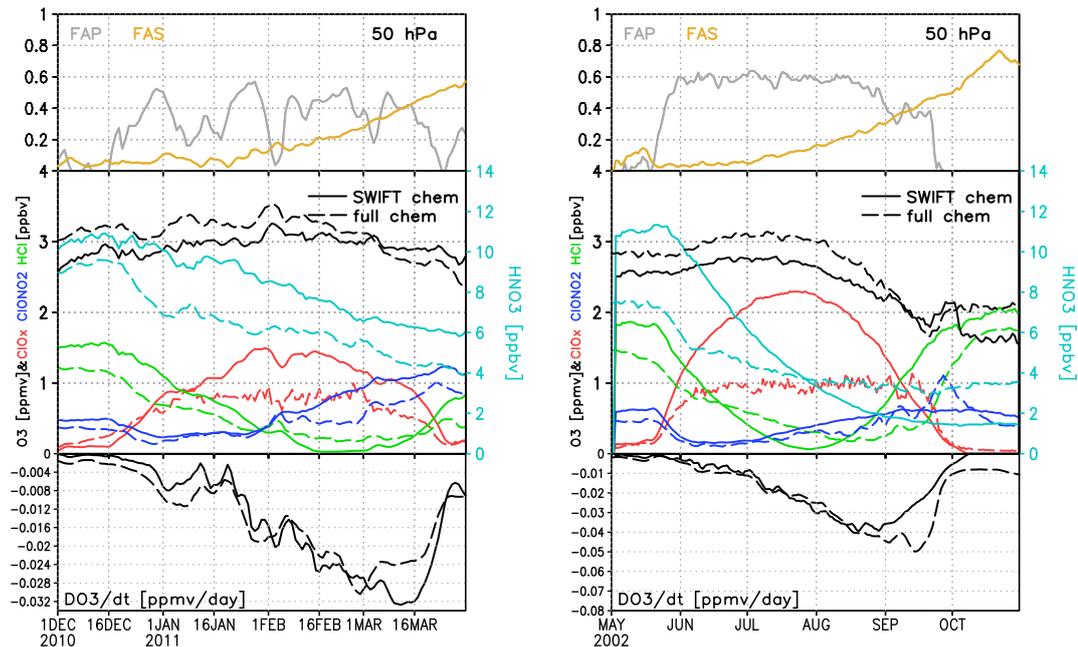
Abbildung 4.8 zeigt eine äquivalente Abbildung für die RCP6.0-Simulationen mit SWIFT-Chemie (blau), mit voller Chemie (schwarz) und ERA-Interim-Reanalysen (rot). ERA-Interim ist für ein Mittel von 1979–2016 gezeigt, die EMAC-Simulationen nur für das Jahr 1965, da eine Sensitivitätsstudie mit EMAC nur für ein Jahr durchgeführt wurde. Die Unterschiede in Erwärmungsraten und Temperatur werden aber schon im Mittel über ein Jahr deutlich. Da bei den Simulationen mit polarem SWIFT außerhalb des Polarwirbels das Ozon ebenfalls vorgeschrieben wird, ist zu erwarten, dass hier in der Mesosphäre ebenfalls eine zu starke Erwärmung durch Ozon stattfindet. Bei der Weiterentwicklung von EMAC in den letzten Jahren wurde festgestellt, dass die Erwärmung durch Schwerewellen in der Mesosphäre bisher nicht berücksichtigt wurde. Die Simulationen mit Erwärmung durch das Brechen von Schwerewellen in der Mesosphäre ist als durchgezogene blaue Linie, die Simulation ohne diesen Effekt als gepunktete blaue Linie dargestellt. Wie in Abbildung 4.7 sieht man hier höhere Erwärmungsraten durch Ozon bei zonal und monatlich gemittelt vorgeschriebenen Ozonfeldern (vgl. Abbildungen 4.7c und 4.8c), sowie die entsprechend höheren Temperaturen in der Mesosphäre (Abbildung 4.8a) bei vorgeschriebenem Ozonfeld (gepunktete blaue Linie) vs. interaktivem Ozon (schwarze Linie). Wenn die Erwärmung durch brechende Schwerewellen berücksichtigt wird, kommt es ab ca. 0.05 hPa zu einer zusätzlichen Erwärmung (vgl. die beiden blauen Linien in Abbildung 4.8 a).

4.2. Vergleich der Chemie

Nachdem die dynamischen und die Ozonfelder im Allgemeinen betrachtet wurden, soll nun das Verhalten der chemischen Felder von SWIFT in EMAC in verschiedenen Situationen betrachtet werden. In Abschnitt 4.2.1 wird zunächst das Verhalten der SWIFT-Chemie im Vergleich zur vollen Chemie in Simulationen mit vorgeschriebener Dynamik untersucht. In Abschnitt 4.2.2 wird dann der chemische Ozonabbau bei SWIFT auch in freilaufenden Simulationen untersucht. Anschließend vergleiche ich in Abschnitt 4.2.3 zwei Möglichkeiten, wie gegenwärtig Transport in SWIFT-Simulationen berücksichtigt werden kann. Abschnitt 4.2.4 zeigt, wie sich die geänderten Ozonfelder auf die Strahlung auswirken. Ein Ozonbias, der in SWIFT-Simulationen in der Südhemisphäre auftritt, wird in Abschnitt 4.2.5 diskutiert.

4.2.1. Vergleich von SWIFT mit voller Chemie in Simulationen mit vorgeschriebener Dynamik

Um das Wirken der Chemie in SWIFT mit der vollen Chemie vergleichen zu können, wurden Simulationen mit vorgeschriebener Dynamik durchgeführt (engl. specified dynamics (SD)). Hierbei werden die prognostischen Variablen Divergenz, Vortizität, Temperatur und der Logarithmus des Bodendrucks nach einer bestimmten Relaxationszeit an Beobachtungs- oder Reanalysedaten herangezogen (Jöckel *et al.*, 2016). Dieses sogenannte Nudging erfolgt in voller Stärke in Schichten oberhalb der planetaren Grenzschicht bis in die mittlere Atmo-



(a) NH Winter 2010/ 2011

(b) SH Winter 2002

Abbildung 4.9.: a) **Oben:** Zeitreihen des Anteils des Wirbels in dem polare stratosphärische Wolken gebildet werden können (grau, FAP - fractional area of PSCs) sowie des Anteils des Wirbels der von der Sonne beschienen wird (gelb, FAS - fractional area of sunlight). **Mitte:** Polarwirbelmittel der Mischungsverhältnisse von HNO_3 , HCl , ClONO_2 sowie ClO_x [ppbv]. **Unten:** Polarwirbelmittel der Ozonänderungsrate durch chemischen Ozonabbau [ppmv/Tag]. Angaben gelten für 50 hPa für die Simulation mit SWIFT (durchgezogene Linien) und voller Chemie (gestrichelte Linien) für den Nordwinter 2010/2011. b) Wie a), aber für den südhemisphärischen Winter 2002.

sphäre, ober- und unterhalb dieser Region gibt es einen Übergangsbereich mit geringer werdendem Nudging bei größerer Entfernung der genudgten Schicht. In dieser Arbeit wird als SD-Simulation mit voller interaktiver Chemie die in *Jöckel et al. (2016)* beschriebene Simulation RC1SD-base-08 verwendet. Diese Simulation umfasst die Jahre 1979–2013 und wurde mit der EMAC Version 2.51 in Auflösung T42L47MA durchgeführt. Mit demselben Setup habe ich eine Simulation mit SWIFT-Chemie durchgeführt.

Abbildung 4.9a zeigt den zeitlichen Verlauf der in SWIFT verwendeten chemischen Größen für die Simulation mit SWIFT (durchgezogene Linie), sowie den Lauf mit voller interaktiver Chemie (gestrichelte Linie). Es wird deutlich, dass HNO_3 , HCl und ClONO_2 bei SWIFT mit höheren Werten initialisiert werden, als sie mit voller Chemie simuliert werden. Mitte Dezember 2010 ist die Arktis so sehr abgekühlt, dass der Wirbelanteil, in dem sich PSCs bil-

Kapitel 4. Validierung

den können in 50 hPa ansteigt (grau). Der Wirbelanteil, der der Sonne ausgesetzt ist, ist zu diesem Zeitpunkt noch sehr gering (gelb). Haben sich PSCs gebildet, kann HCl (grün) von den PSCs absorbiert werden und reagiert mit ClONO_2 (dunkelblau) zu ClO_x (rot). Da die SWIFT-Felder bei höheren Werten initialisiert werden, als die Felder mit voller Chemie am Anfang des Winters aufweisen, kann bei SWIFT im Laufe des Winters mehr Chlor aktiviert werden als bei voller Chemie. Im März, wenn der Wirbel noch existiert, der von der Sonne beschienene Wirbelanteil aber schon groß ist, erfolgt bei SWIFT-Chemie stärkerer Ozonabbau als bei voller Chemie, was auf das größere Mischungsverhältnis von aktivem Chlor in der Simulation mit SWIFT-Chemie zurück zu führen ist.

In der südhemisphärischen Stratosphäre (Abbildung 4.9b) ist bereits zu Winteranfang (Juni) 60 % des Wirbels so kalt, dass sich PSCs bilden können. Dieser Wert variiert im Laufe des Winters wenig. Dies ist typisch für die Antarktis, da der Polarwirbel hier kälter ist, können sich PSCs daher schneller bilden und eine größere Fläche einnehmen als dies im Allgemeinen in der Nordhemisphäre geschieht. Aufgrund der höheren dynamischen Variabilität in der Nordhemisphäre ist der Wirbel dort schwächer, die Luft in ihm wärmer und der Wirbelanteil in dem sich PSC bilden können stark variabel und oftmals kleiner als über der Antarktis (Vgl. Abbildungen 4.9a und 4.9b).

Auch über der Antarktis (Abbildung 4.9a) weisen die SWIFT-Felder am Anfang des Untersuchungszeitraums höhere Mischungsverhältnissen auf als bei voller Chemie. Da die Chlor-Reservoirgase und HNO_3 bei SWIFT mit höheren Mischungsverhältnissen initialisiert werden, als bei voller Chemie simuliert wird, erfolgt bei SWIFT eine stärkere Chloraktivierung. Die HCl-Erholung beginnt bei SWIFT-Chemie etwa einen Monat früher als bei voller Chemie. Die Bildung von HCl durch die Reaktion von Chlor mit Methan wird effektiv, wenn das Ozonmischungsverhältnis gering ist und die Reaktion von Chlor mit Ozon zur Bildung von ClO und molekularem Sauerstoff ineffektiv wird (z. B. *Rex et al.*, 2014). Durch das höhere Mischungsverhältnis an aktivem Chlor und das geringere Ozonmischungsverhältnis bei SWIFT, ist die Reaktion von ClO mit CH_4 bei SWIFT früher effektiv als bei voller Chemie und die Erholung von HCl erfolgt bei SWIFT-Chemie früher.

Der Verlauf der Erholung des ClONO_2 -Mischungsverhältnis zum Ende des Winters zeigt deutliche Unterschiede zwischen Nord- und Südhemisphäre. Dies liegt an den Unterschieden in der Denitrifizierung in beiden Hemisphären. Über der Antarktis bilden sich mehr feste PSC-Partikel als dies über der Arktis möglich ist, da es dort wärmer ist als über der Antarktis. Die festen PSC-Partikel sind größer, können vermehrt sedimentieren und so Nitrate aus der Stratosphäre entfernen. Somit stünden über der Antarktis weniger Nitratoxide zur Verfügung um mit Chlor wieder zu ClONO_2 zu reagieren. Daher wird am Ende des antarktischen Winters eine geringere ClONO_2 -Erholung simuliert als über der Arktis. Die Methanmischungsverhältnisse sind bei SWIFT nicht variabel (*Wohlmann et al.*, 2017a). Die HCl-Erholung wird durch den ersten Summanden im Term C (Formel 3.10) beschrieben. Das Methanmischungsverhältnis ist damit implizit im Faktor c_1 enthalten und entspricht dem Methanmischungsverhältnis aus der ATLAS-Simulation mit welcher die Fit-Parameter bestimmt wurden.

Unterschiede im Ozonmischungsverhältnis können außerdem durch Unterschiede in der Stär-

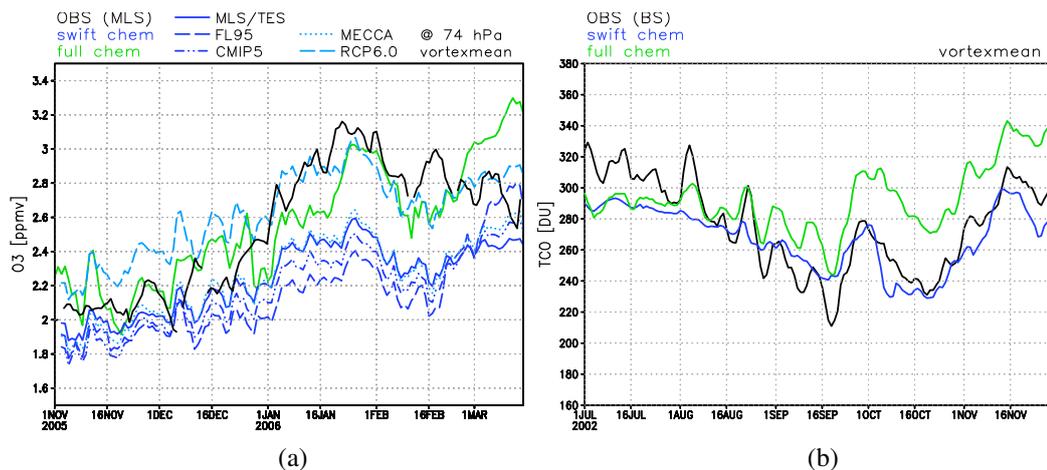


Abbildung 4.10.: a) Tagesmittel des Ozonmischungsverhältnisses [ppmv] in 74hPa in der Südhemisphäre für MLS-Beobachtungen (schwarz), EMAC mit voller Chemie (grün) EMAC mit SWIFT-Chemie und verschiedenen Ozonklimatologien (blau): MLS/ TES (durchgezogen), *Fortuin und Langematz* (1995) (dunkelblau gestrichelt), CMIP5 (gestrichpunktet), aus EMAC-Simulation mit voller Chemie und SD (gepunktet), sowie aus der RCP6.0-EMAC-Simulation mit voller Chemie. b) Tages- und Wirbelmittel der Totalozonsäule [DU] von Juli bis November 2002 für Beobachtungen (Bodeker Scientific), die Simulation mit SWIFT-Chemie (blau) und mit voller interaktiver Chemie (grün).

ke der Residualzirkulation herrühren. *Chrysanthou et al.* (2019) haben gezeigt, dass das Vorschreiben der Meteorologie nicht die Stärke der Residualzirkulation bestimmt. Bei selber Meteorologie kann sich die Stärke der Residualzirkulation demnach unterscheiden, was im Falle der Simulationen mit EMAC auch Unterschiede im Ozonmischungsverhältnis im Polarwirbel hervorrufen kann.

Die polare SWIFT-Chemie kann den Verlauf des heterogenen Ozonabbaus der vollen interaktiven Chemie gut wiedergeben. Durch die unterschiedlichen Niveaus der für den Ozonabbau wichtigen Felder zu Anfang des Winters unterscheiden sich die Mischungsverhältnisse der chemischen Spezies bei SWIFT und voller Chemie jedoch. Ein deutlicher Unterschied ist bei der HCl-Erholung über der Antarktis zu erkennen. Dies kann verschiedene Ursachen haben: Zum einen ist die Reaktion zur Bildung von HCl invers proportional zum Ozonmischungsverhältnis. Das geringere Ozonmischungsverhältnis von SWIFT begünstigt damit die HCl-Erholung. Außerdem wird bei SWIFT eine höhere Konzentration an aktivem Chlor simuliert, was die HCl-Erholung ebenfalls begünstigt. Die Nichtvariabilität von Methan in der polaren SWIFT-Chemie kann ebenfalls einen Einfluss auf die Effektivität der HCl-Erholung haben. Im Folgenden werden die resultierenden Ozonfelder betrachtet, höhenaufgelöst und über alle Höhen integriert. Das Ozonfeld, das bei SWIFT außerhalb des Polarwirbels vorgeschrieben wird und zur Initialisierung des Ozonfeldes im Polarwirbel am Anfang jeden Winters ge-

Kapitel 4. Validierung

nutzt wird, übt einen deutlichen Einfluss auf die Stärke des chemischen Ozonabbaus aus, welchen SWIFT berechnet. Abbildung 4.10a veranschaulicht den Einfluss der Initialisierung des Ozonfeldes auf dessen Verlauf im Winter. Gezeigt wird hier der Winter 2005/ 2006 für die CCM-Simulation (grüne Kurve), sowie fünf Simulationen mit SWIFT-Chemie, bei denen das Ozonfeld außerhalb des Wirbels jeweils mit einem anderen Ozonfeld vorgeschrieben wurde (Blautöne). Die dunkelblauen Linien zeigen SWIFT-Simulationen mit externer Klimatologie (MLS/TES - durchgezogen, Fortuin und Langematz (1995) - gestrichelt, CMIP - gestrich-punktet), sowie in hellblau mit Ozonfeldern aus EMAC-Simulationen mit voller interaktiver Chemie (aus der zugehörigen SD-Simulation (siehe grüne Kurve) - gepunktet, frei laufende RCP6.0-Simulation - gestrichelt). Alle SWIFT-Simulationen haben gemeinsam, dass die täglichen Variationen des Ozons geringer sind als bei der CCM-Simulation. Der Vergleich der SWIFT-Simulationen mit unterschiedlichen Anfangsbedingungen für das polarwirbelgemittelte Ozon macht deutlich, dass das im Wirbel simulierte Ozonfeld stark vom ambienten Ozonfeld anhängt. Mit allen externen Klimatologien, sowie mit dem Ozonfeld der SD-CCM-Simulation ist das Ozonmischungsverhältnis in den SWIFT-Simulationen geringer als bei der Simulation mit voller Chemie. Die SWIFT-Simulation, bei der das Ozonmischungsverhältnis der Simulation mit voller Chemie am nächsten kommt, ist die Simulation mit Ozon aus der frei laufenden RCP6.0-Simulation.

Im Südwinter 2002 fand die einzige je in der Südhemisphäre beobachtete Stratosphärenenerwärmung statt. Abbildung 4.11 zeigt das Verhalten des Totalozons über der Antarktis für Beobachtungen, volle Chemie und SWIFT-Chemie vor und nach der Stratosphärenenerwärmung. Am 26. September 2002 hatte sich der Wirbel gespalten (z. B. Charlton *et al.*, 2005). In Abbildung 4.9b ist das Aufspalten des Wirbels deutlich am markanten Abfall der FAP-Kurve zu erkennen. Hier fällt der Wirbelanteil, der ausreichend kalt für PSC-Bildung ist, Ende September rasant auf Null ab. Der Wirbel existiert zwar noch, ist aber nicht mehr kalt genug um die PSCs zu erhalten. Charlton *et al.* (2005) beschreiben, dass der antarktische Polarwirbel sich Ende September 2002 nur in der mittleren bis oberen Stratosphäre deutlich teilte, in der unteren bestand weiterhin ein kontinuierlicher Westwind um den Pol, zum Zeitpunkt der Wirbelspaltung in den darüber liegenden Schichten waren im Wirbel in der LS jedoch zwei Tiefdruckzentren erkennbar.

Vor dem SSW ist ein polzentrierter, leicht elongierter Wirbel über der Antarktis erkennbar (Abbildung 4.11a), die rote Linie markiert die Polarwirbelgrenze (36 PVU), die blaue die Grenze des Ozonlochs (220 DU). Am 10. September 2002 füllt das Ozonloch laut Beobachtungen fast den gesamten Polarwirbel aus. Die Simulation mit voller interaktiver Chemie zeigt ein kleineres Ozonloch als beobachtet wird, mit SWIFT-Chemie ist zu diesem Zeitpunkt ein noch kleineres Ozonloch erkennbar, das über der Westantarktis liegt. Das Ozonloch in Beobachtungen und der CCM-Simulation erstreckt sich jedoch bis über die antarktische Halbinsel. Am 1. Oktober 2002 ist die Polarwirbelgrenze in der LS stark elongiert und das Wirbelzentrum vom Pol verschoben (Abbildung 4.11b). In den Beobachtungen ist ein stark verkleinertes Ozonloch über einem Teil der Ostantarktis erkennbar. Mit voller Chemie ist ebenfalls ein TCO-Minimum über der Ostantarktis zu erkennen, die Ozonwerte sind jedoch höher als es beobachtet wurde. Die Simulation mit SWIFT-Chemie kann mit dieser meteo-

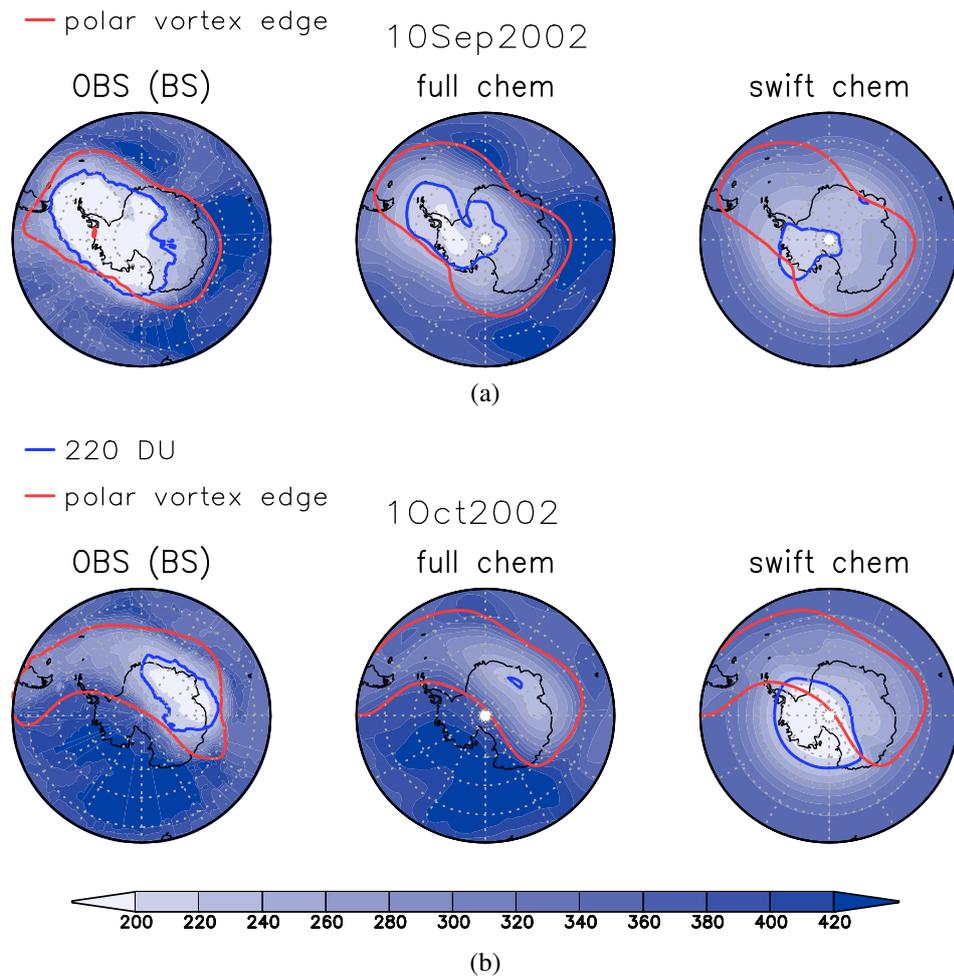


Abbildung 4.11.: Totalozonsäulen [DU] für Beobachtungen (links), die Simulation mit voller interaktiver Chemie (mitte) und der Simulation mit SWIFT-Chemie (rechts) für a) den 10. September 2002 und b) den 1. Oktober 2002. Die blaue Linie markiert die Grenze des Ozonlochs bei 220 DU, die rote Linie die Grenze des Polarwirbels in ~ 74 hPa.

rologischen Situation nicht gut umgeben. Außerhalb des Polarwirbels ist das Ozonloch zu erkennen, dass der Simulation außerhalb des Polarwirbels vorgeschrieben wird. Im Polarwirbel befindet sich das Minimum des Ozonmischungsverhältnisses in der Nähe Pols, und nicht wie in den Beobachtungen und der CCM-Simulation in der Ostantarktis. SWIFT kann das Ozonfeld und seine chemische Änderung im Polarwirbel in den meisten Fällen gut wiedergeben, in einem Winter mit meteorologischen Extremereignissen wie einer SSW, stößt es jedoch in seiner gegenwärtigen Konfiguration an seine Grenzen. Mit polarem SWIFT besteht die Möglichkeit realistische zonale Anomalien des Ozonfeldes in eine Modellsimulation zu integrieren. Bei ungewöhnlichen meteorologischen Situationen weist die Simulation

mit polarem SWIFT jedoch dieselbe Ungenauigkeit auf wie eine reine GCM-Simulation: Das Ozonfeld passt dann nicht zur meteorologischen Situation der Simulation.

4.2.2. Vergleich der Chemie bei freilaufenden transienten Simulationen

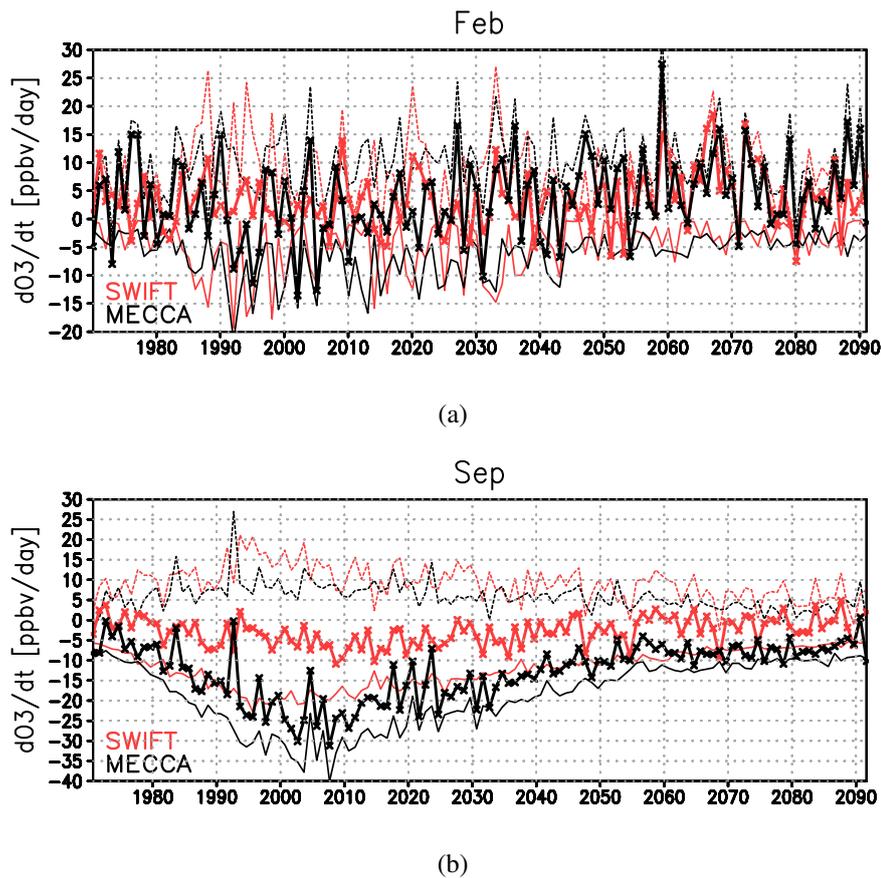


Abbildung 4.12.: Monatsmittel der chemischen Ozonänderungsrate [ppbv/ Zeiteinheit] (dünne durchgezogene Linien), der dynamisch bedingten Ozonänderung [ppbv/ Zeiteinheit] (dünne gestrichelte Linie) sowie die gesamte Ozonänderungsrate [ppbv/ Zeiteinheit] (dicke durchgezogene Linie mit Kreuzen) für SWIFT-Simulation (rot) und die CCM-Simulation (schwarz) mit RCP6.0-Szenario für a) das nordhemisphärische Polarwirbelmittel im Februar und b) das südhemisphärische Polarwirbelmittel im September in 50 hPa.

Nach dem Vergleich der SWIFT- und CCM-Simulation bei gleicher Dynamik, folgt in diesem Abschnitt der Vergleich in einer freilaufenden Konfiguration. Abbildung 4.12 zeigt das Monatsmittel der polarwirbelgemittelten Ozonänderungsrate [ppbv] für die SWIFT-Simula-

tion (rot) und die CCM-Simulation (schwarz) für den Zeitraum 1970 bis 2091 mit RCP6.0-Szenario in der NH im Februar (a) und in der SH im September (b). Die durchgezogenen Linien zeigen die chemische Ozonänderungsrate, gepunktete Linien die dynamische Ozonänderungsrate, und die dicke Linie mit Kreuzen die Gesamtänderungsrate für Ozon.

In der Nordhemisphäre (Abbildung 4.12a) erreicht die SWIFT-Chemie in vielen Wintern die Stärke des mittleren chemischen Ozonabbaus der vollen Chemie. In den Maxima der chemischen Ozonzerstörung stimmen die SWIFT- und die CCM-Simulation recht gut überein. In den 1990ern fällt auf, dass die Simulation mit SWIFT eine zu hohe interannuale Variabilität aufweist. Zwar ist der chemische Ozonabbau hier in der SWIFT-Simulation so stark wie in der CCM-Simulation, durch den stärkeren Nachtransport bei SWIFT zeigt die Gesamt Ozonänderungsrate³ in den 1990ern jedoch eine Kompensation des chemischen Abbaus. Dies zeigt, wie trotz des starken chemischen Ozonabbaus die Unterschiede in der Dynamik zu qualitativ verschiedenen Gesamt Ozonänderungsraten führen können. Vergleicht man die Winter mit jeweils geringem chemischen Abbau fällt auf, dass in diesen Wintern bei voller Chemie noch chemischer Abbau in der Größenordnung um 5 ppbv/ Tag stattfindet. Bei der Simulation mit SWIFT tendiert die chemische Abbaurate gegen Null. Dieser Unterschied zwischen voller und reduzierter Chemie lässt vermuten, dass SWIFT einige chemische Prozesse nicht berücksichtigt, womöglich solche, die bei höheren Temperaturen stattfinden können und dominieren, wenn heterogene Prozesse durch einen Mangel an PSC-Bildung nicht auftreten. In der Nordhemisphäre sind Transportprozesse stärker als die chemischen Abbauprozesse. Die hohe interannuale Variabilität beider Prozesse überdeckt mögliche systematische Unterschiede der Chemieschemata in der Gesamtänderungsrate. SWIFT weist in der Nordhemisphäre chemischen Abbau in gleicher Größenordnung wie die volle Chemie auf. In der Gesamt Ozonänderungsrate sind die Simulationen mit voller und mit SWIFT-Chemie nicht zu unterscheiden.

In der Südhemisphäre (Abbildung 4.12b) erkennt man starke Unterschiede bei den chemischen Ozonänderungsraten, die SWIFT-Chemie baut deutlich weniger Ozon ab als die volle Chemie. Hinzu kommt, dass bei SWIFT der Transport einen stärkeren Effekt hat als in der Simulation mit voller Chemie. Mit SWIFT-Chemie wird also der chemische Ozonabbau unter- und die dynamische Ozonänderung überschätzt. Insgesamt führt das im Vergleich zur vollen Chemie zu einer deutlich geringeren Gesamt Ozonänderungsrate bei der SWIFT-Chemie. Unterschiede in der Polarwirbelgröße, die einen Einfluss auf die Stärke des chemischen Ozonabbaus haben kann, konnten ausgeschlossen werden. Das langjährige Tagesmittel der Polarwirbelfläche und die zugehörige Standardabweichung sind in Abbildung A.11 gezeigt. Die Polarwirbelflächen in der CCM-, der GCM- und der SWIFT-Simulation sind ähnlich groß und die Standardabweichungen überlappen sich, es sind folglich keine systematischen Unterschiede erkennbar. Die Unterschiede in der chemischen Ozonänderungsrate werden in Kapitel 4.2.5 genauer untersucht.

³Gesamt Ozon bezeichnet hier das Ozonmischungsverhältnis, welches sich aus chemischen und dynamischen Änderungen zusammensetzt. Ist die Summe des Ozons über einen Höhenbereich gemeint, wird hier von Totalozon geredet.

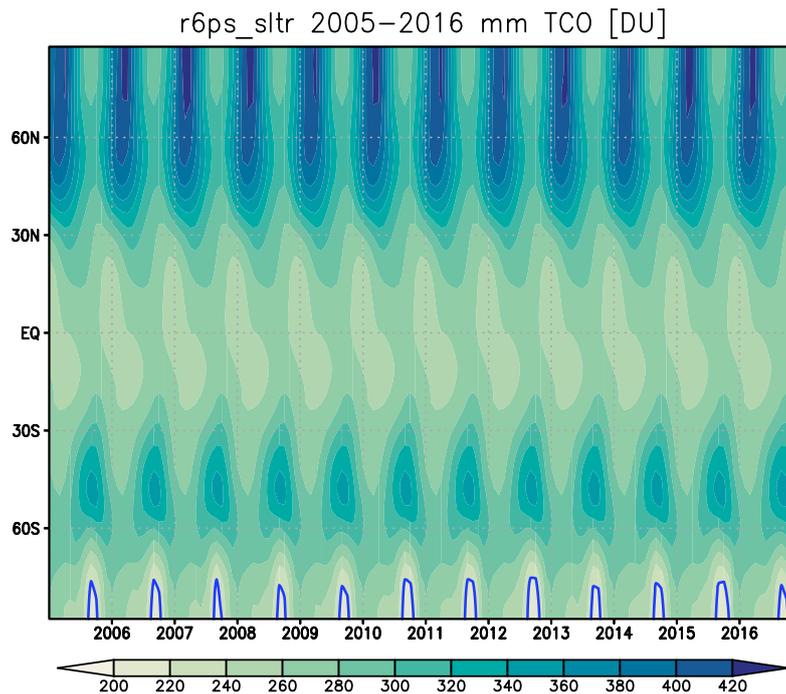


Abbildung 4.13.: Monatsmittel der Totalozonsäule [DU] für die Simulation mit SL-Transport von 2005–2016. Die blaue Kontur zeigt 220 DU.

4.2.3. Sensitivitätsstudie: Der Einfluss von Transport in der LS auf den chemischen Ozonabbau

SWIFT wurde so konzipiert, dass der Transport von stratosphärischem Ozon in der LS auf unterschiedliche Art berücksichtigt werden kann. Standardmäßig wird bei der Nutzung von SWIFT in EMAC der in EMAC intrinsisch enthaltene semi-Lagrange'scher Transport (SL-Transport) in der Flussform (*Lin und Rood, 1996*) genutzt. Alternativ kann ein parametrisierter Transport verwendet werden, der in Kapitel 3.4.3 im Abschnitt "Transport" bereits beschrieben wurde.

Im Vergleich zu einer Simulation mit vorgeschriebenem Ozonfeld gibt es mit SL-Transport in der Nordhemisphäre kaum Unterschiede im Ozonmischungsverhältnis. Bei parametrisiertem Transport ist dagegen eine Reduzierung des Ozonmischungsverhältnisses in der LS im Winter zu erkennen (siehe Abbildung A.3 und A.4). Die Temperatur ist im März bei parametrisiertem Transport in der LS signifikant erhöht und in der oberen Stratosphäre und unteren Mesosphäre (engl. upper stratosphere and lower mesosphere, USLM) erfolgt eine signifikante Abkühlung. Bei SL-Transport sind diese Temperaturanomalien zwar auch erkennbar, sie sind jedoch nicht signifikant und die stratosphärische Erwärmung tritt erst über 30 hPa auf. So tritt die entsprechende Abschwächung des Zonalwindes bei SL-Transport nur in der UTLS, bei parametrisiertem Transport jedoch in der gesamten Stratosphäre und unteren Mesosphäre auf. In der Südhemisphäre ist im Winter bei SL-Transport in der untersten

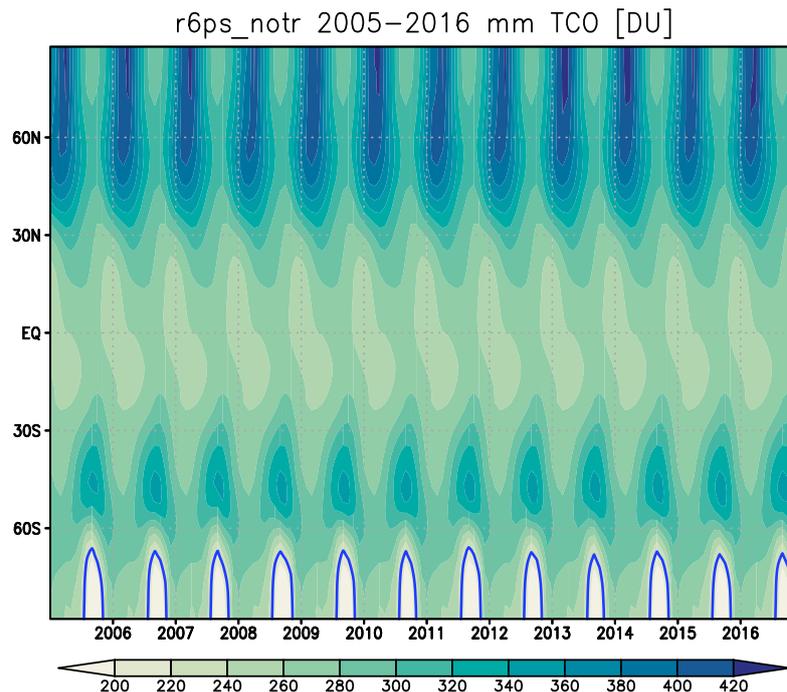


Abbildung 4.14.: Wie 4.13, aber für die Simulation mit parametrisiertem Transport.

Stratosphäre eine Ozonabnahme, darüber eine leichte Zunahme zu verzeichnen (Abbildung A.3). Bei parametrisiertem Transport tritt bereits im Winter eine stärkere Ozonabnahme auf als bei SL-Transport, welche sich im Frühling fortsetzt. Der Vergleich zur Simulation mit vorgeschriebenem Ozon zeigt bei SL-Transport von August bis Oktober eine Temperaturabnahme in der LS und eine Zunahme in der Mesosphäre (Abbildung A.5). Dies spiegelt sich im selben Zeitraum in einer Verstärkung des Polarnachtstrahlstroms in der Stratosphäre wider (Abbildung A.7). Bei parametrisiertem Transport sind dieselben Temperatur- und Windsignale erkennbar, jedoch mit deutlich geringerer Amplitude (Abbildung A.6 und A.8). Diese Abschwächung des Polarwirbels in der Nordhemisphäre und Verstärkung in der Südhemisphäre durch Unterschiede in der Wellenausbreitung bei Änderungen im Ozonmischungsverhältnis entspricht qualitativ den Ergebnissen von *Hu et al.* (2015), die gezeigt haben, dass in der SH die negative dynamische Rückkopplung, in der NH jedoch die Positive dominiert. Die Abbildungen 4.13 und 4.14 zeigen jeweils den Verlauf der Totalozonsäule im Verlauf der Simulationen mit SL- und parametrisiertem Transport. Mit SL-Transport ist die Ozonlochgröße in allen Jahren klein. Der Vergleich mit der CCM-Simulation (Abbildung A.9) zeigt, dass die Ozonlochgröße bei SL-Transport im Allgemeinen zu gering ist. Die SWIFT-Simulation mit SL-Transport kann die Ozonlochgröße, die in einigen Jahren im CCM-Lauf simuliert wird, nicht wiedergeben. Die Simulation mit parametrisiertem Transport (Abbildung 4.14) zeigt eine maximale Ozonlochgröße wie sie auch in der CCM-Simulation auftritt. Jedoch ist die interannuale Variabilität der Ozonlochgröße hier unrealistisch: das Ozonloch zeigt in jedem Jahr dieselbe Größe auf. Kleinere Ozonlöcher, wie sie mit voller oder SWIFT-

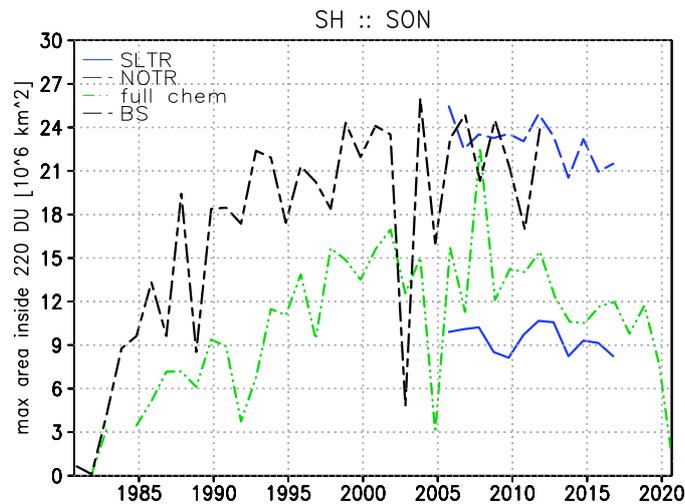


Abbildung 4.15.: Maximale Fläche [10^6 km^2] innerhalb von 220 DU Totalozon im Mittel über die Monate September bis November für die Simulationen mit voller interaktiver Chemie (grün), mit SWIFT und SL-Transport (blau durchgezogen), mit SWIFT und parametrisiertem Transport (blau gestrichelt), sowie für den Beobachtungsdatensatz von Bodeker Scientific (schwarz).

Chemie mit SL-Transport modelliert werden, treten bei parametrisiertem Transport nicht auf. Die maximale Fläche des Ozonlochs ist in Abbildung 4.15 für die Simulationen mit voller interaktiver Chemie (grün), mit SWIFT und SL-Transport (blau durchgezogen), mit SWIFT und parametrisiertem Transport (blau gestrichelt) und für Beobachtungen (schwarz) gezeigt. Der Vergleich mit den Beobachtungen zeigt, dass EMAC mit keiner der hier gezeigten Varianten in der Lage ist die Amplitude und die Variabilität der Ozonlochgröße der Beobachtungen wiederzugeben. Die CCM-Simulation zeigt zwar dieselbe zeitliche Entwicklung der Ozonlochgröße mit einer zunehmenden Fläche im Laufe des späten 20. Jahrhunderts, jedoch mit deutlich geringeren Werten der Ozonlochfläche. Die SWIFT-Simulation mit SL-Transport zeigt eine recht geringe Ozonlochfläche von etwa $9 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ bei geringer Variabilität, während bei parametrisiertem Transport die Ozonlochfläche mit etwa 21 bis $23 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ zwar größer ist als mit SL-Transport, die Variabilität jedoch ebenso gering ist wie mit SL-Transport.

Der meridionale Temperaturgradient und der zonal gemittelte Zonalwind in 10 hPa der verschiedenen Simulationen sind in Abbildung 4.16 dargestellt. In der NH ist der meridionale Temperaturgradient bei parametrisiertem Transport im Spätwinter geringer als bei den anderen Simulationen. Der Übergang zum umgekehrten Temperaturgradienten der Sommerzirkulation erfolgt bei parametrisiertem Transport bereits im Februar, was viel zu früh ist. In der CCM-, der GCM- und der SWIFT-Simulation mit SL-Transport erfolgt die Umstellung zum sommerlichen Temperaturgradienten erst im März. Auch im Zonalwind wird deutlich, dass der Polarwirbel bei parametrisiertem Transport schwächer ist als bei SL-Transport. Die Um-

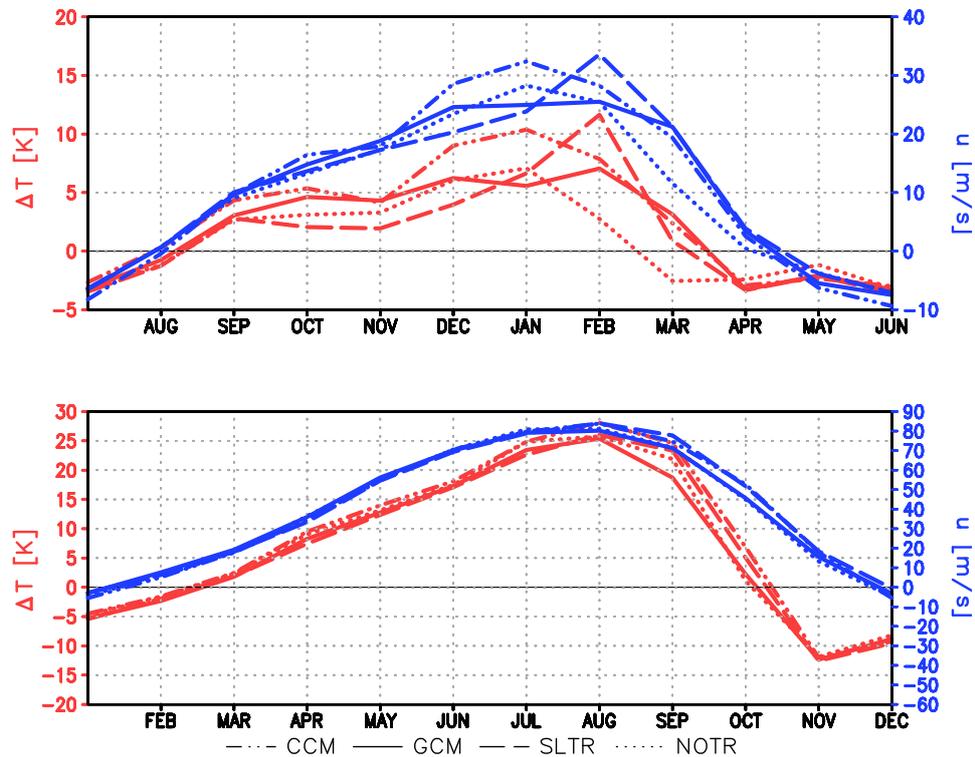


Abbildung 4.16.: Meridionaler Temperaturgradient [K] (rot) und Zonalwind [m/s] (blau) für 60° N (oben) sowie 60° S (unten) in 10 hPa für das langjährige Monatsmittel der Simulationen mit voller interaktiver Chemie (gepunkt-gestrichelt), vorgeschriebener Chemie (durchgezogen), mit SWIFT und SL-Transport (gestrichelt) und mit SWIFT und parametrisiertem Transport (gepunktet) im Zeitraum 2005–2016.

stellung zur Sommerzirkulation erfolgt bei parametrisiertem Transport bereits Anfang April, bei allen anderen Simulationen Mitte April wie es auch Reanalysen zeigen (z. B. *Ayarzagüena und Serrano, 2009*).

Das langjährige Oktobermittel und die Standardabweichung der Temperatur sind in Abbildung 4.17 für die verschiedenen EMAC-Simulationen und für ERA-Interim-Reanalysen gezeigt. Während sich die mittlere Temperatur zwischen den einzelnen Simulationen kaum unterscheidet und auch gut mit den Reanalysen übereinstimmt, ist bei der Temperaturvariabilität mit parametrisiertem Transport ein merklicher Unterschied erkennbar. In der unteren bis mittleren Stratosphäre ist die Temperaturvariabilität im Oktober bei parametrisiertem Transport um etwa 3 K höher als bei der CCM-Simulation und der SWIFT-Simulation mit SL-Transport. Obwohl die Temperatur bei parametrisiertem Transport in der LS stärker variiert, ist in der Ozonlochgröße kaum Variabilität zu erkennen. Die chemische Ozonänderung dominiert also einen möglicherweise stärker variierenden Transporteffekt, der bei parame-

Kapitel 4. Validierung

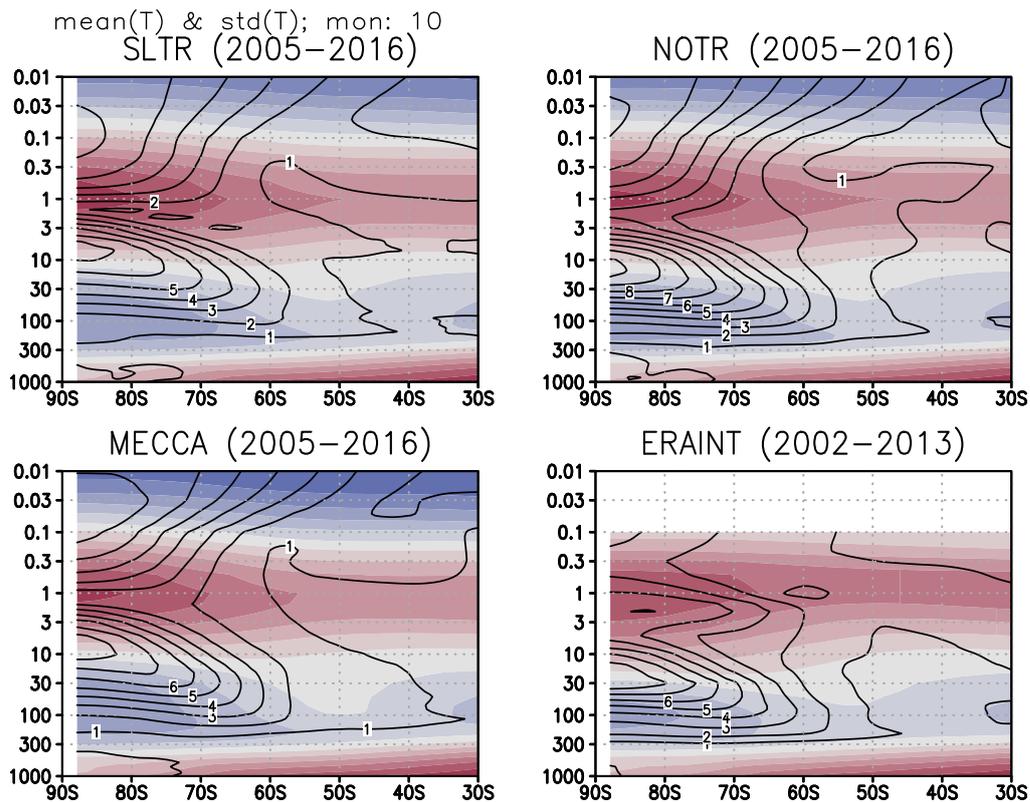


Abbildung 4.17.: Langjähriges Monatsmittel der Temperatur [K] (Farbe) und der monatlichen Standardabweichung der Temperatur [K] für Oktober über die Jahre 2005–2016. Links oben: mit SWIFT und SL-Transport, rechts oben: mit SWIFT und parametrisiertem Transport, links unten: mit voller interaktiver Chemie, rechts unten: ERA-Interim-Reanalysen.

trisiertem Transport durch die Temperatur gesteuert wird. Die tägliche Temperaturvariation, welche zur Parametrisierung des Transports verwendet wird, ist allein durch dynamische Prozesse gesteuert.

Abbildung 4.18 zeigt die chemische und die gesamte Ozonänderungsrate für den südhemisphärischen Polarwirbel in 50 hPa über die Jahre 2005 bis 2010. Bei SL-Transport (Abbildung 4.18a) findet starker chemischer Ozonabbau statt, dieser wird jedoch durch den starken Transport von extrapolarer Ozon in den Polarwirbel überdeckt, so dass die gesamte Ozonänderung bei SL-Transport relativ gering ist. Mit parametrisiertem Transport (Abbildung 4.18b) wird nur eine geringe Einmischung von Ozon berechnet. Tatsächlich erfolgt der Transport bei der Parametrisierung vor allem vertikal. Horizontal, also über die Wirbelkante, gibt es in der Regel kaum Transport. Dieser horizontale Transport wird bei SL-Transport überschätzt. Es ist bekannt, dass EMAC einen zu starken horizontalen Transport in der unteren Stratosphäre der Südhemisphäre aufweist, der Wirbel dort also zu schwach isoliert ist (Eyring *et al.*, 2010).

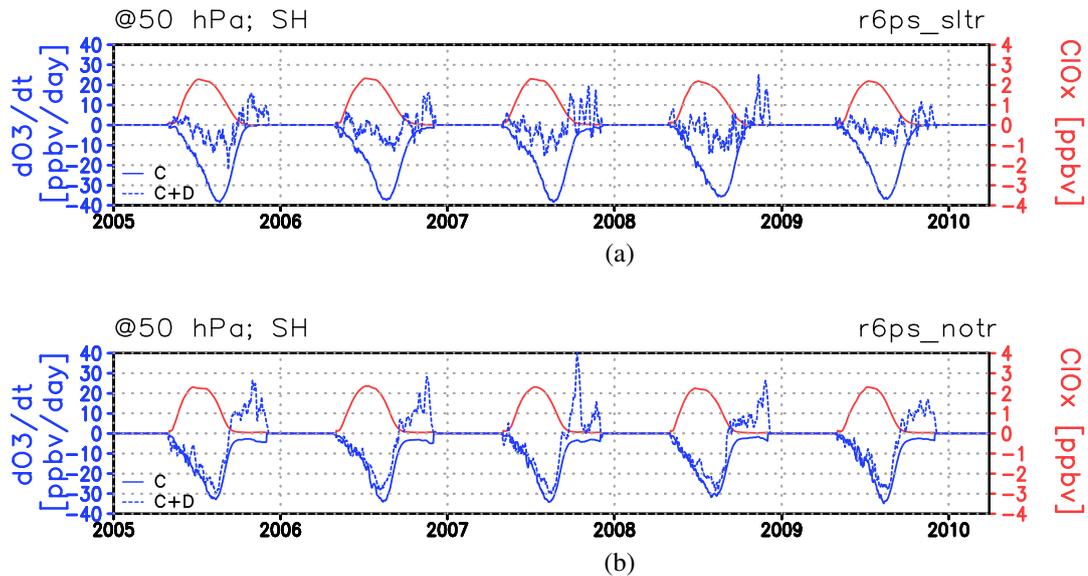


Abbildung 4.18.: Tägliche Ozonänderungsrate [ppmv/Tag] durch chemische Änderungen (blau, durchgezogen) und die Summe aus chemischen und dynamischen Änderungen (blau, gepunktet) und Konzentration des aktiven Chlors ClO_x [ppbv] für das Wirbelmittel in der Südhemisphäre in 50 hPa für a) die Simulation mit SL-Transport und b) mit parametrisiertem Transport.

Abbildung 4.19 zeigt wirbel- und langzeitgemittelte Größen für Simulationen mit SWIFT und SL-Transport, sowie mit parametrisiertem Transport. Bei beiden Simulationen wurde die SWIFT-Chemie verwendet, der Transport der chemischen Größen im Polarwirbel jedoch unterschiedlich berücksichtigt. Dies ermöglicht es den langfristigen Effekt der Transportparametrisierung auf die chemischen Spurenstoffe im Polarwirbel zu untersuchen. Auffällig ist, dass trotz des selben Chemieschemas, sich die chemischen Ozonänderungsraten in beiden Simulationen stark unterscheiden. In der Simulation mit SL-Transport wird mehr Ozon chemisch abgebaut als in der Simulation mit parametrisiertem Transport. Beide Simulationen wurden mit demselben klimatologischen Hintergrund, aber freilaufend simuliert, das heißt die Meteorologie unterscheidet sich in den simulierten Jahren zwischen beiden Läufen. Die Unterschiede in der Ozonänderungsrate sind jedoch auch im Langzeitmittel zu erkennen, also nicht auf die unterschiedliche Meteorologie in einzelnen Jahren zurück zu führen. Auch in den einzelnen Jahren ist tendenziell eine größere Ozonänderungsrate beim SL-Transport zu sehen (nicht gezeigt). Da sich die Meteorologie der einzelnen Jahre unterscheidet, ist aber nur ein Vergleich der Langzeitmittel sinnvoll. Die polarwirbelgemittelte Temperatur unterscheidet sich kaum in beiden Läufen. Mit parametrisiertem Transport ist die Temperatur etwas niedriger, was zu einem leicht größeren Anteil des Wirbels, in dem sich PSCs bilden können (FAP, graue Kurve, oben), führt. Bei gleicher Wirbelgröße in beiden Simulationen (siehe Abbildung A.10) würde ein größerer FAP auf einen stärkeren chemischen Ozonabbau

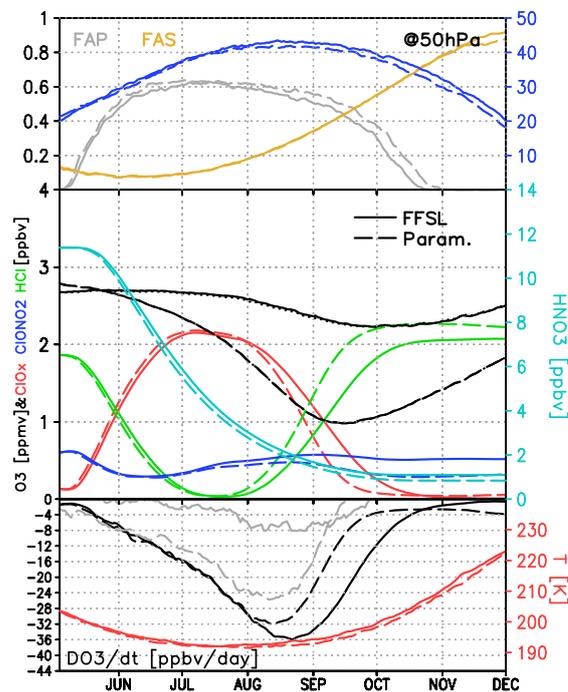


Abbildung 4.19.: Wie 4.9a, aber für das Langzeitmittel der Simulationen mit SWIFT und SL-Transport (SL, durchgezogene Linie) sowie parametrisiertem Transport (Param., gestrichelte Linie). Die schwarzen Kurven im mittleren Teil der Abbildung zeigen das Ozonmischungsverhältnis [ppmv], die roten Kurven im unteren Teil die Temperatur [K], die grauen Kurven die Gesamtozonänderungsrate [ppbv/Tag].

in der Simulation mit parametrisiertem Transport hindeuten. Das Gegenteil ist jedoch im Vergleich der Simulationen zu beobachten. Unterschiede in der Temperatur und der Größe des Polarwirbels können somit als Ursache ausgeschlossen werden.

Um den Ursachen für die Unterschiede auf den Grund zu gehen, ist eine genauere Betrachtung des Chemieschemas vonnöten. Die Ozonänderungsrate wird allein durch ClO_x und FAS bestimmt (Gleichung 3.2). Die Unterschiede in der Ozonänderungsrate spiegeln sich im ClO_x wider: die höhere chemische Ozonzerstörung bei SL-Transport ist bedingt durch eine höhere ClO_x -Konzentration. ClO_x hängt wiederum von den Mischungsverhältnissen von HCl und ClONO_2 ab (Gleichung 3.6). In Abbildung 4.19 ist zu sehen, dass die ClONO_2 -Zunahme bei SL-Transport früher und in größerem Umfang stattfindet als bei parametrisiertem Transport. Die Umwandlung in HCl erfolgt bei SL-Transport jedoch später. Die Ursache für die spätere Deaktivierung von Chlor bei SL-Transport ist also bei HCl zu suchen.

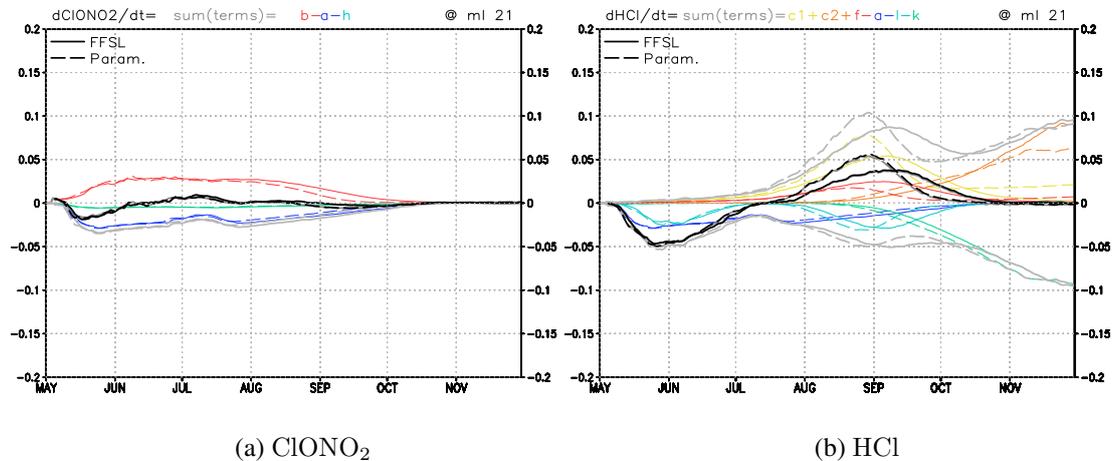


Abbildung 4.20.: Änderungsraten für a) ClONO₂ und b) HCl in SWIFT (schwarz) und Anteile aus den Termen 3.8 (rot), 3.9 (blau) und 3.14 (grün) für ClONO₂ und den Termen 3.10 (gelb und orange), 3.13 (rot), 3.8 (dunkelblau), 3.16 (hellblau) und 3.15 (türkis). Dargestellt sind die jeweiligen Langzeitmittel für die SWIFT-Simulationen mit FL-Transport (durchgezogene Linien) und parametrisiertem Transport (gestrichelte Linien) in 54,04 hPa. Die grauen Linien zeigen jeweils die Summen der Terme, die zur Produktion der jeweiligen Spezies (positive Werte) oder zu deren Verlust (negative Werte) beitragen.

ClONO₂ und HCl werden in SWIFT jeweils anhand der Formeln 3.3 und 3.4 mithilfe der Terme 3.8-3.16 berechnet. Die Terme, die zu Änderungen in der HCl-Konzentration führen, sind in Abbildung 4.20b dargestellt. Den bedeutendsten Anteil bei den Unterschieden der HCl-Produktion hat der Term c1 (gelbe Kurve). Laut Gleichung 3.10 berechnet sich c_1 aus der Multiplikation mit ClO_x und dem Reziproken des Ozonmischungsverhältnisses. Das Mischungsverhältnis von ClO_x ist anfangs in beiden Simulationen noch nahezu identisch, das Ozonmischungsverhältnis im Wirbel weicht jedoch schnell voneinander ab (siehe Abbildung 4.19, schwarze Kurven, Mitte). In der Simulation mit parametrisiertem Transport nimmt das Ozonmischungsverhältnis schon ab Juni stärker ab als mit SL-Transport. Abbildung 4.19 zeigt auch die gesamte Ozonänderungsrate (unten, graue Linien), welche die Effekte von Chemie und Transport auf Ozon beinhaltet. Aus dem Vergleich mit der chemischen Ozonänderungsrate ist zu erkennen, dass der Transport von Ozon bei parametrisiertem Transport deutlich schwächer ist, d. h. es wird weniger Ozon in den Wirbel nachtransportiert. So ist der chemische Abbau von Ozon bei SL-Transport zwar stärker, wird aber durch den Transport von Ozon in den Wirbel überkompensiert. Die Simulation mit SL-Transport weist somit den stärkeren chemischen Abbau, aber den geringeren gesamten Ozonverlust auf.

Bei Nutzung der Transportparametrisierung gibt es innerhalb des Polarwirbels keinerlei horizontale Strukturen, wie sie real oder bei Nutzung des SL-Transports entstehen. Mit der

Kapitel 4. Validierung

Transportparametrisierung werden chemische und dynamische Ozonänderungsraten auf das gesamte Gebiet des Polarwirbels angewandt. Mit der Transportparametrisierung gibt es kaum interannuale Variabilität in der Polarwirbelgröße. Dies ist darauf zurück zu führen, dass mit parametrisiertem Transport die horizontalen Strukturen im Transport fehlen und somit an jedem Ort innerhalb des Polarwirbels dieselbe Ozonänderung erfolgt. Da das zugrunde liegende Ozonfeld zonal gemittelt ist, gibt es keine horizontalen Strukturen im Ozonfeld. Die Ozonlochfläche ist nicht identisch mit der Polarwirbelfläche, wie auch in Abbildung 4.11 zu sehen ist. Das Ozonfeld ist auch im Polarwirbel durch horizontale Strukturen durch den Transport bestimmt. Bei parametrisiertem Transport wird nun nicht nur die chemische, sondern auch die dynamische Änderung des Ozons über den gesamten Wirbel gemittelt. Da diese Änderungen auf ein zonal und monatlich gemittelt Feld angewendet werden, kann es keine zonalen Anomalien im Ozonfeld geben. Dies hat zur Folge, dass die Ozonlochgröße in jedem Jahr eine ähnlich große Fläche aufweist, da sich die chemische Ozonänderung in den Jahren kaum unterscheidet (siehe Abbildung 4.18). Dies bewirkt eine geringe Variation der Ozonlochfläche (siehe Abbildung 4.15).

Da die SWIFT-Simulation mit SL-Transport besser mit der Saisonalität von stratosphärischem Wind und Temperatur und der interannualen Variabilität der stratosphärischen Temperatur und des Totalozonfeldes in der CCM-Simulation übereinstimmt, wird im Folgenden der SL-Transport für die SWIFT-Simulationen und nicht der parametrisierte Transport verwendet.

4.2.4. Die Rückkopplung an die Strahlung

In diesem Abschnitt soll untersucht werden, welchen Einfluss Unterschiede im polaren Ozonfeld in der CCM-, der GCM- und der SWIFT-Simulation auf die kurzweilige Erwärmungsrate haben. Zur Unterscheidung der Anteile von Dynamik und Strahlung auf die tägliche Temperaturänderung, wird hier die Methode von *Kiehl et al.* (1988) verwendet. Sie nehmen an, dass sich die thermische Bilanz in der Stratosphäre $\frac{\partial T}{\partial t}$ zusammensetzt aus Nettostrahlungserwärmung Q_r und dynamischer Erwärmung Q_d .

Abbildung 4.21 zeigt daher die Temperatur [K] (oben), das Ozonmischungsverhältnis [ppmv] (mitte) und die Erwärmung pro Tag [K/Tag] (unten) für die CCM-Simulation (schwarz), die GCM-Simulation (blau) und die SWIFT-Simulation (rot) in 50 hPa für das Mittel über die nordhemisphärische Polarkalotte von 70° – 90° N. Abbildung 4.22 zeigt dieselben Größen für die Südhemisphäre. Der Temperaturverlauf über dem Nordpol in 50 hPa (Abbildung 4.21) zeigt, dass die Temperaturen im Sommer bei der GCM- und der SWIFT-Simulation leicht höher sind als bei der Simulation mit voller interaktiver Chemie. Im Zeitraum von November bis April zeigen sich die größten Unterschiede in den Temperaturen wie folgt: von Dezember bis Mitte März sind GCM- und SWIFT-Simulation wärmer als die MECCA-Simulation, von Mitte März bis Mitte April weisen diese jedoch niedrigere Temperaturen auf. Die Temperatur der SWIFT-Simulation liegt dabei jedoch meist näher an der Temperatur der MECCA-Simulation als die Temperatur der GCM-Simulation. Bei den Ozonmischungsverhältnissen (Abbildung 4.21, Mitte) fällt auf, dass bei der SWIFT-Simulation eine

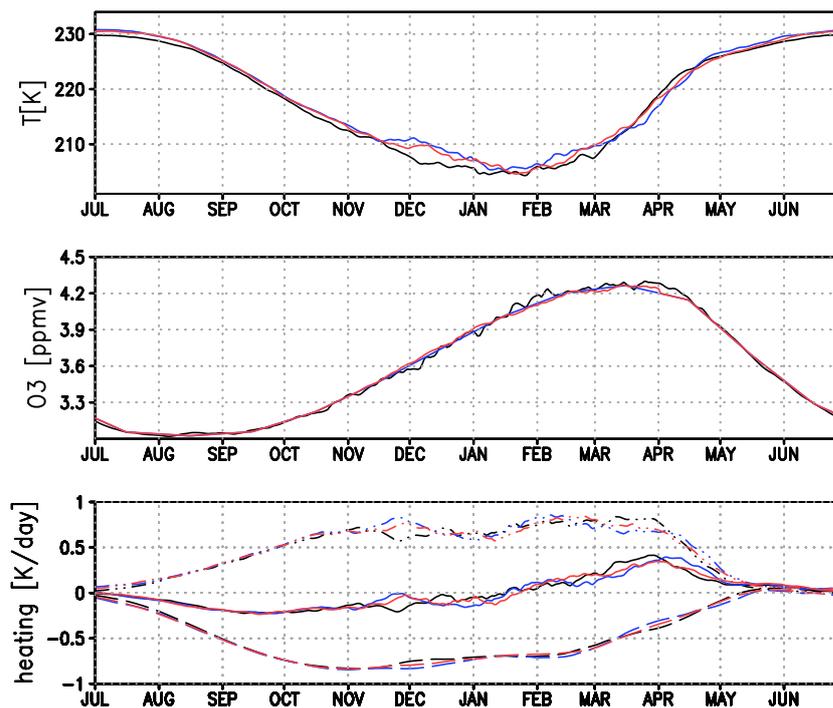


Abbildung 4.21.: Langjähriges Tagesmittel (1970–2009) über die Nordpolarkalotte (70°–90° N) in 50 hPa für die Temperatur [K] (oben), das Ozonmischungsverhältnis [ppmv] (mitte) sowie dem 21-Tage gleitenden Mittel der Erwärmungsraten [K/s] (Unten, durchgezogene Linie: Gesamterwärmungsrate, gepunkt-gestrichelte Linie: Erwärmungsrate durch Dynamik, gestrichelte Linie: Erwärmungsrate durch Nettostrahlung.) für die CCM-Simulation (schwarz), die GCM-Simulation (blau) sowie die SWIFT-Simulation (rot).

größere Variabilität vorhanden ist als bei der GCM-Simulation, die Variabilität der SWIFT-Simulation reicht aber noch nicht an die der MECCA-Simulation heran. Das ist dadurch zu erklären, dass in der Nordhemisphäre im Bereich von 70°–90° auch Bereiche außerhalb des Polarwirbels enthalten sind, welche bei SWIFT durch klimatologische und zonale Mittel dargestellt werden. Die Einflüsse von Dynamik und Strahlung (Abbildung 4.21, unten) sind in den drei Simulationen von gleicher Größenordnung. Die Temperaturen sind bei GCM- und SWIFT-Simulation am Anfang des Winters höher als bei der CCM-Simulation, was auf eine spätere Bildung des Polarwirbels hindeutet. Tatsächlich zeigt sich dies auch im Verlauf des Zonalwindes (Abbildung 4.3a), der im Ensemblemittel der SWIFT-Simulationen im Frühwinter schwächer ist als in der CCM-Simulation. Die Erwärmungsraten (Abbildung 4.21, unten) zeigen, dass die stärkere Erwärmung bei SWIFT- und GCM-Simulation in einer stärkeren dynamischen Erwärmung begründet liegt. Dies ist konsistent mit einem schwächeren Polarwirbel bei GCM- und SWIFT-Simulation in diesem Zeitraum. Der Vergleich mit der CCM- und der GCM-Simulation für das RCP8.5-Szenario, bei der beide Simulationen mit derselben Modellversion durchgeführt wurden, zeigt in diesem Zeitraum jedoch keine Unter-

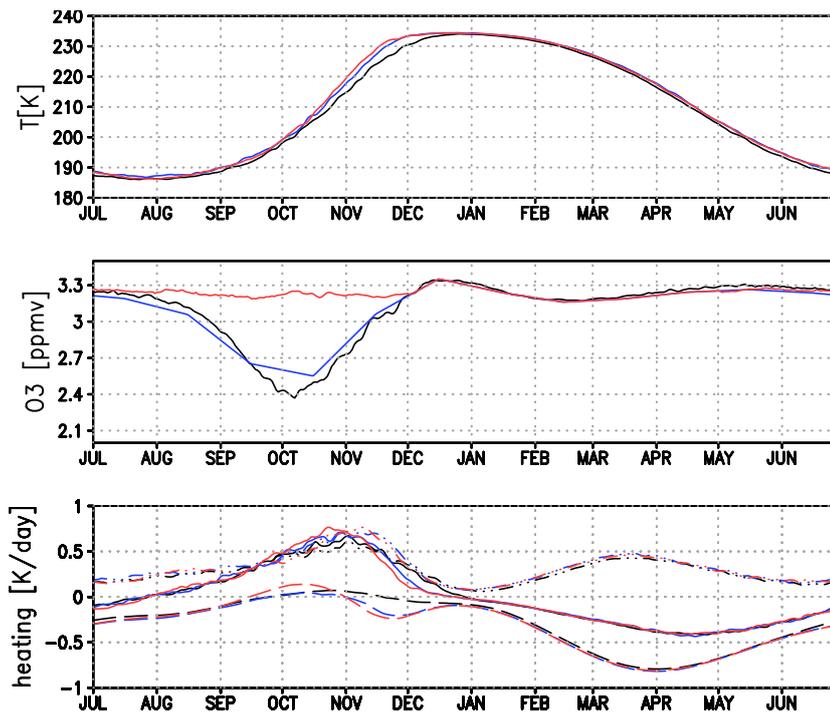


Abbildung 4.22.: Wie 4.21, aber für die Südpolarkalotte (70° – 90° S).

schiede im Verlauf der Temperatur (nicht gezeigt), was vermuten lässt, dass die Unterschiede im Verlauf der Polarwirbelstärke und der Stratosphärentemperatur bei der SWIFT- und der GCM-Zirkulation im Gegensatz zur CCM-Simulation durch Unterschiede in den verschiedenen verwendeten Modellversionen hervorgerufen werden.

In der Südhemisphäre (Abbildung 4.22) ist im Südfrühling erkennbar, dass bei GCM- und SWIFT-Simulation von Oktober bis Dezember höhere Temperaturen simuliert werden als bei der CCM-Simulation, was durch dynamisch bedingte Erwärmung verursacht wird. Von Mitte September bis Ende Oktober wird bei SWIFT eine positive strahlungsbedingte Erwärmung simuliert. Die strahlungsbedingte Erwärmungsrate bei SWIFT steigt hier vermutlich schneller an als diejenigen der CCM- und der GCM-Simulation, da bei SWIFT eine deutlich höhere Ozonmischungsverhältnisse simuliert werden. Das Ozonmischungsverhältnis im südhemisphärischen Polarwirbel wird deutlich über- und der chemische Abbau merklich unterschätzt. Dies wird im folgenden Abschnitt untersucht.

4.2.5. Ozonbias im Polarwirbel

In den freilaufenden Simulationen fallen die deutlichen Unterschiede der Ozonmischungsverhältnisse zwischen der SWIFT- und der GCM-Simulation auf. Abbildung 4.23 zeigt das Ozonmischungsverhältnis als zonales Mittel über den 70. Breitengrad (links), sowie das Wirbelmittel (rechts) in der Nord- (oben) und Südhemisphäre (unten). In der Nordhemisphäre

sind im zonalen Mittel kaum Unterschiede zwischen den verschiedenen Simulationen zu erkennen. Im Wirbelmittel der Nordhemisphäre ist jedoch deutlich zu sehen, dass sowohl die GCM- als auch die SWIFT-Simulation das Ozonmischungsverhältnis um ca. 0,2 ppmv überschätzen, wobei diese Differenz bei der SWIFT-Simulation im Laufe des Winters im Mittel zunimmt. In der Südhemisphäre ist beim Vergleich des zonalen Mittels von MECCA- und GCM-Simulation zu erkennen, dass mit dem GCM die Ozonminima im Frühling unterschätzt werden. Bei der Simulation von SWIFT in EMAC wird jedoch von Anfang des Winters an die Ozonmischungsverhältnisse in den hohen Breiten überschätzt. In der Südhemisphäre stimmt die Ozonmischungsverhältnisse am Anfang des Winters, bei der Initialisierung von SWIFT, noch mit den Ozonmischungsverhältnissen der GCM-Simulation überein,

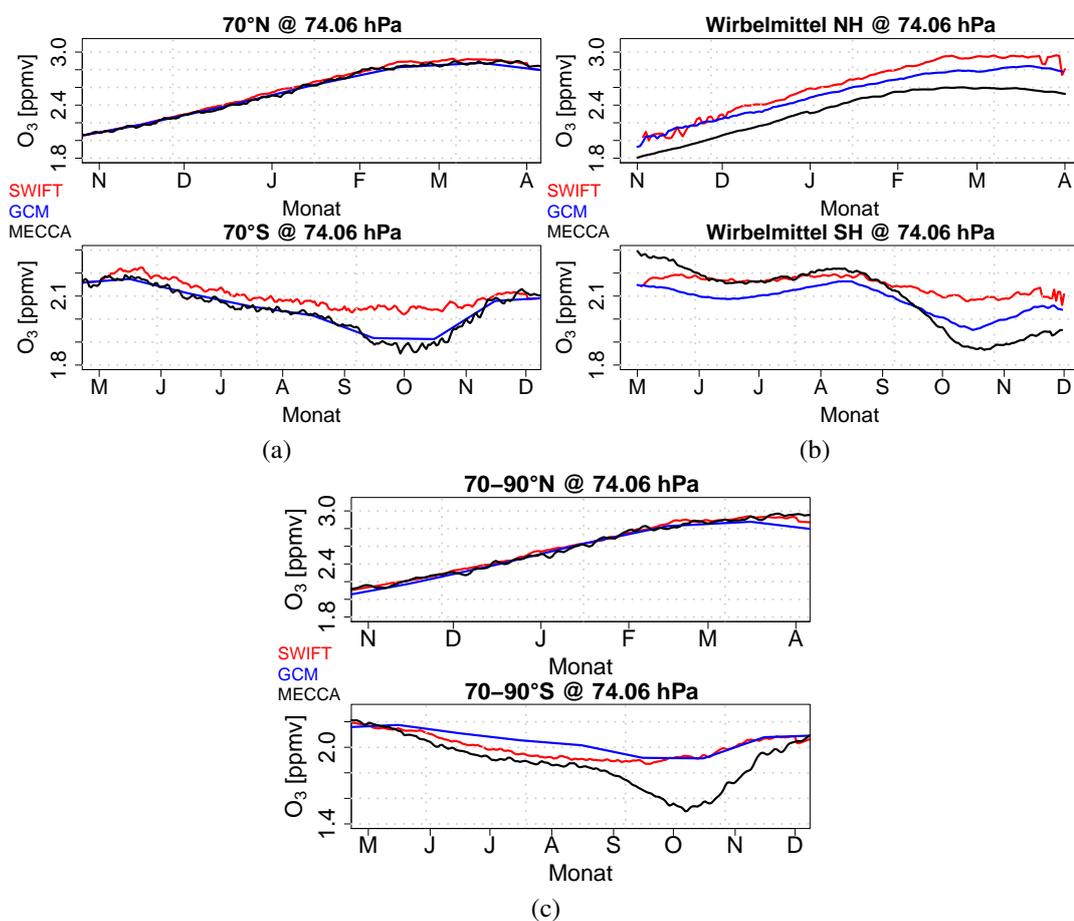


Abbildung 4.23.: Langjährige Tagesmittel des a) zonal gemittelten Ozonmischungsverhältnisses in $70^\circ S$ (oben) und $70^\circ N$ (unten), b) des Wirbelmittels in der NH (oben) und der SH (unten), sowie c) das Polarkappenmittel über $70^\circ-90^\circ N$ (oben), bzw. $70^\circ-90^\circ S$ (unten) in ca. 74 hPa für die Simulationen mit SWIFT (rot), vorgeschriebenen Ozonfeldern (blau) und mit interaktiver Chemie (schwarz) im Zeitraum 1970–2009.

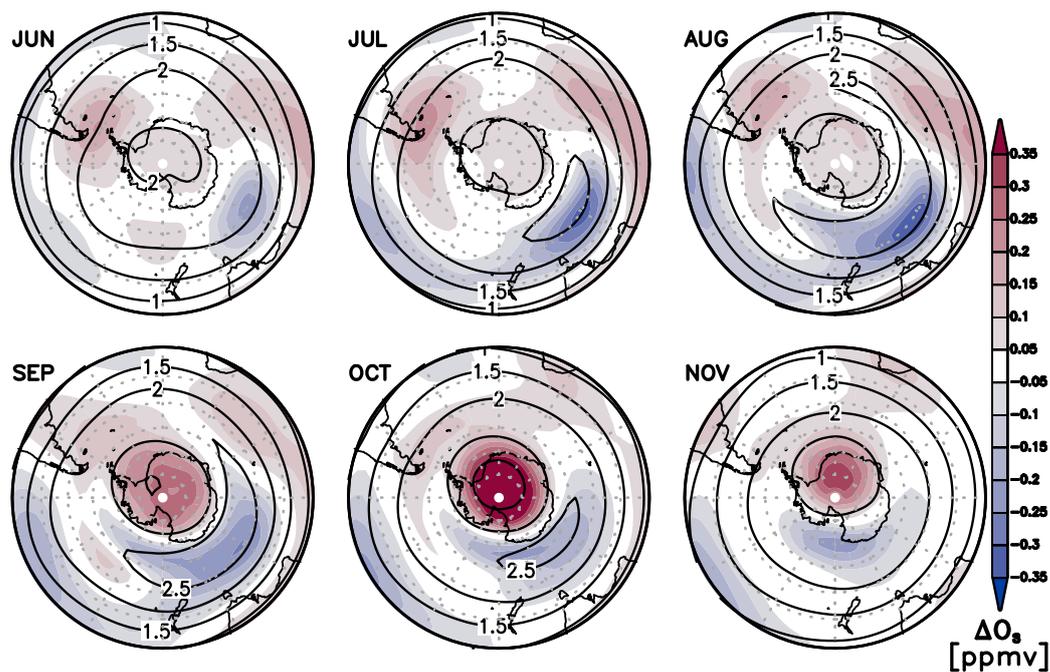


Abbildung 4.24.: Klimatologische monatliche Differenz des Ozonfeldes der SWIFT-Simulation und der CCM-Simulation [ppmv] (Farbe) und Monatsmittel des Ozonmischungsverhältnisses der CCM-Simulation [ppmv] (Kontur) in 74 hPa in der Südhemisphäre für die Monate Juni bis November im Zeitraum 1970–2009.

nimmt dann jedoch schnell zu. GCM- und SWIFT-Simulationen haben im Laufe des Winters und Frühlings einen ähnlichen Verlauf, jedoch sind bei der SWIFT-Simulation im Verlauf des Winters immer höhere Ozonmischungsverhältnisse zu erkennen. Auffällig ist im Wirbelmittel auch, dass das mittlere Ozonmischungsverhältnis im Wirbel bei MECCA am Anfang des Winters größer ist als bei der GCM- und der SWIFT-Simulation und im Frühling niedrigere Minima erreicht werden.

Das Ozonfeld wird bei der Simulation mit SWIFT durch die dynamischen Änderungen des Transports sowie die chemischen Änderungen durch SWIFT beeinflusst. Da der chemische Ozonabbau am Anfang des Winters jedoch noch unbedeutend ist, ist eine dynamische Ursache für die Unterschiede bei den Ozonfeldern wahrscheinlicher.

Betrachtet man das Polarkappenmittel in der Südhemisphäre (Abbildung 4.23c), erkennt man, dass während des Winters, wenn die Chemie noch keinen starken Einfluss hat, SWIFT das Ozonmischungsverhältnis weniger stark überschätzt als der GCM-Lauf. Der Unterschied zwischen GCM- und SWIFT-Lauf im Mittel über die Polarkalotte verschwindet jedoch im Frühling.

Die langjährige monatliche Differenz der Ozonfelder zwischen SWIFT-Simulation und CCM-Simulation ist in Abbildung 4.24 für die Monate Juli bis Dezember für die Südhemisphäre

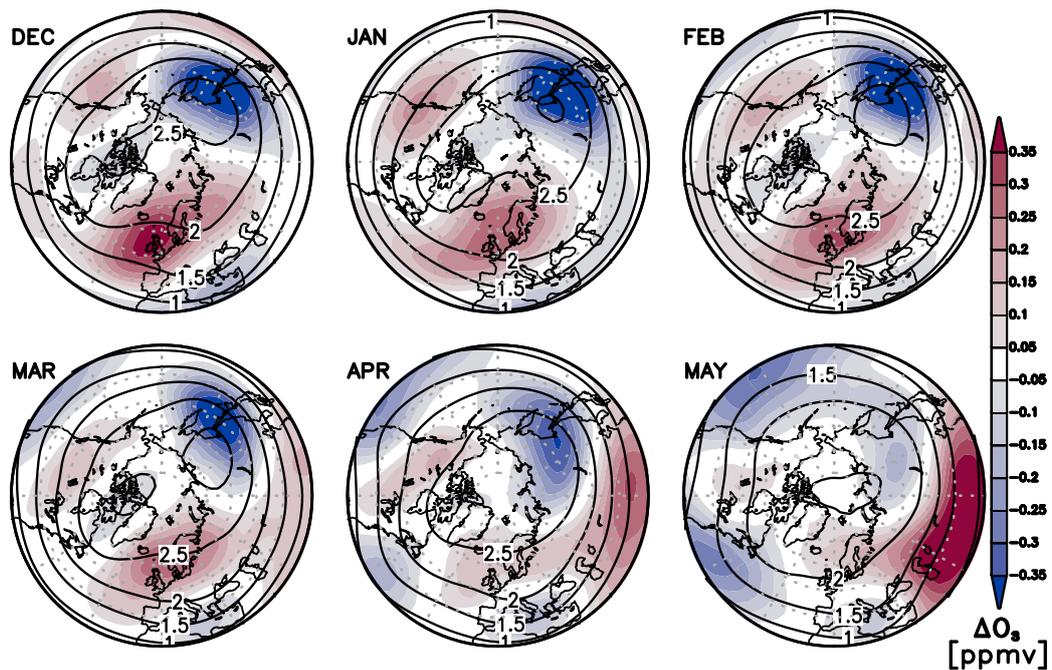


Abbildung 4.25.: Wie Abbildung 4.24, aber für die Nordhemisphäre und die Monate Dezember bis Mai.

dargestellt. Die Konturen zeigen das monatlich gemittelte Ozonfeld in der CCM-Simulation, die farbige Schattierung die Differenz des Ozonfeldes der SWIFT-Simulation von diesem Feld. Bereits im Laufe des Winters (JJA), wenn noch keine chemische Ozonzerstörung auftritt, fällt auf, dass bei SWIFT deutliche Abweichungen des Ozonfeldes in den mittleren Breiten mit einem Maximum bei 50° S auftreten. Diese Abweichungen sind bedingt durch das zonal gemittelte Feld, das außerhalb des Ozonlochs vorgeschrieben wird, wie der Vergleich mit der Differenz von GCM- und CCM-Simulation zeigt (Abbildung A.13). So wird beispielsweise bei SWIFT das klimatologische Ozonmaximum bei 50° S südlich von Australien unterschätzt, das Ozonmischungsverhältnis südlich und südöstlich von Südamerika auf demselben Breitengrad jedoch überschätzt. Diese Anomalien sind auch im Frühling noch erkennbar, hier jedoch von geringerer Amplitude. Von September bis November ist die Überschätzung der Ozonmischungsverhältnisse innerhalb des Polarwirbels deutlich zu erkennen. SWIFT unterschätzt die Stärke des Ozonrückgangs im Polarwirbel.

In der Nordhemisphäre sind die größten Unterschiede des klimatologischen Ozons im Winter und beginnenden Frühling (Dezember bis März) bei 50° – 60° N zu erkennen (siehe Abbildung 4.25 für den Vergleich der SWIFT- mit der CCM-Simulation und Abbildung A.14 für den Vergleich der GCM- mit der CCM-Simulation). Über der Nordsee und Nordamerika überschätzt SWIFT das Ozonmischungsverhältnis, während dieses südlich von Kamtschatka unterschätzt wird. Im Frühling sind die Unterschiede zwischen SWIFT- und CCM-Simulation im Polarwirbel gering, es überwiegen die Abweichungen in den mittleren bis

Kapitel 4. Validierung

niederen Breiten.

Abgesehen von den erwarteten Unterschieden der Ozonfelder zwischen der SWIFT-Simulation und der CCM-Simulation am Wirbelrand und in den mittleren Breiten, sind große Unterschiede bei den Ozonmischungsverhältnissen im Polarwirbel zu sehen, obwohl zu Beginn jeden Winters das Ozonmischungsverhältnis in beiden Simulationen etwa gleich groß ist. Kleine Abweichungen im anfänglichen Ozonmischungsverhältnis ergeben sich aus der Nutzung einer gleitenden Klimatologie für die Simulationen mit SWIFT. Abbildung 4.23c zeigt jedoch, dass diese Unterschiede der Ozonmischungsverhältnisse vernachlässigbar gering sind.

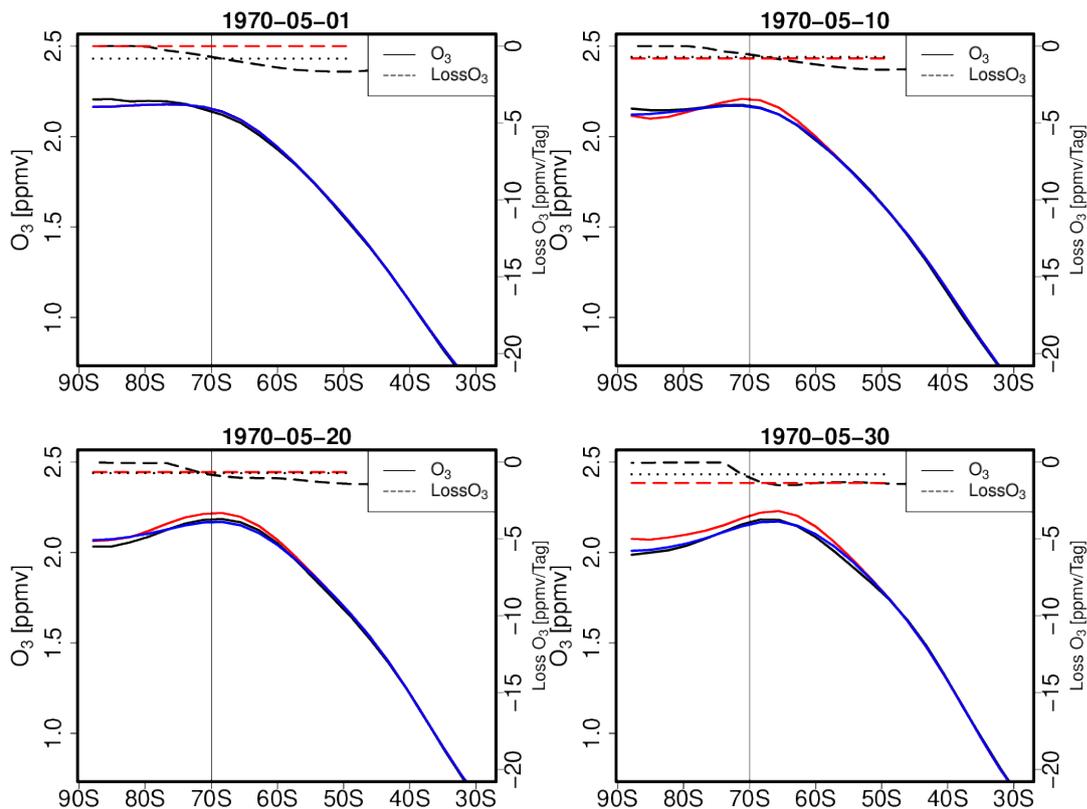


Abbildung 4.26.: Langjähriges Tagesmittel von zonal gemittelten Ozonfeldern [ppmv] für die CCM-Simulation (schwarz), die SWIFT-Simulation (rot), sowie die GCM-Simulation (blau) in durchgezogenen Linien in 74 hPa für den Zeitraum 1970–2009. Gestrichelt sind die chemischen Ozonverlustraten für die Simulation mit SWIFT (rot), sowie in schwarz für die CCM-Simulation. Die gepunktete schwarze Linie zeigt das Flächenmittel der Ozonverlustrate der CCM-Simulation von 50°–90° und ermöglicht einen Vergleich mit der polarwirbelgemittelten Ozonverlustrate SWIFT-Simulation. Dargestellt sind ausgewählte Tage von Mai bis November.

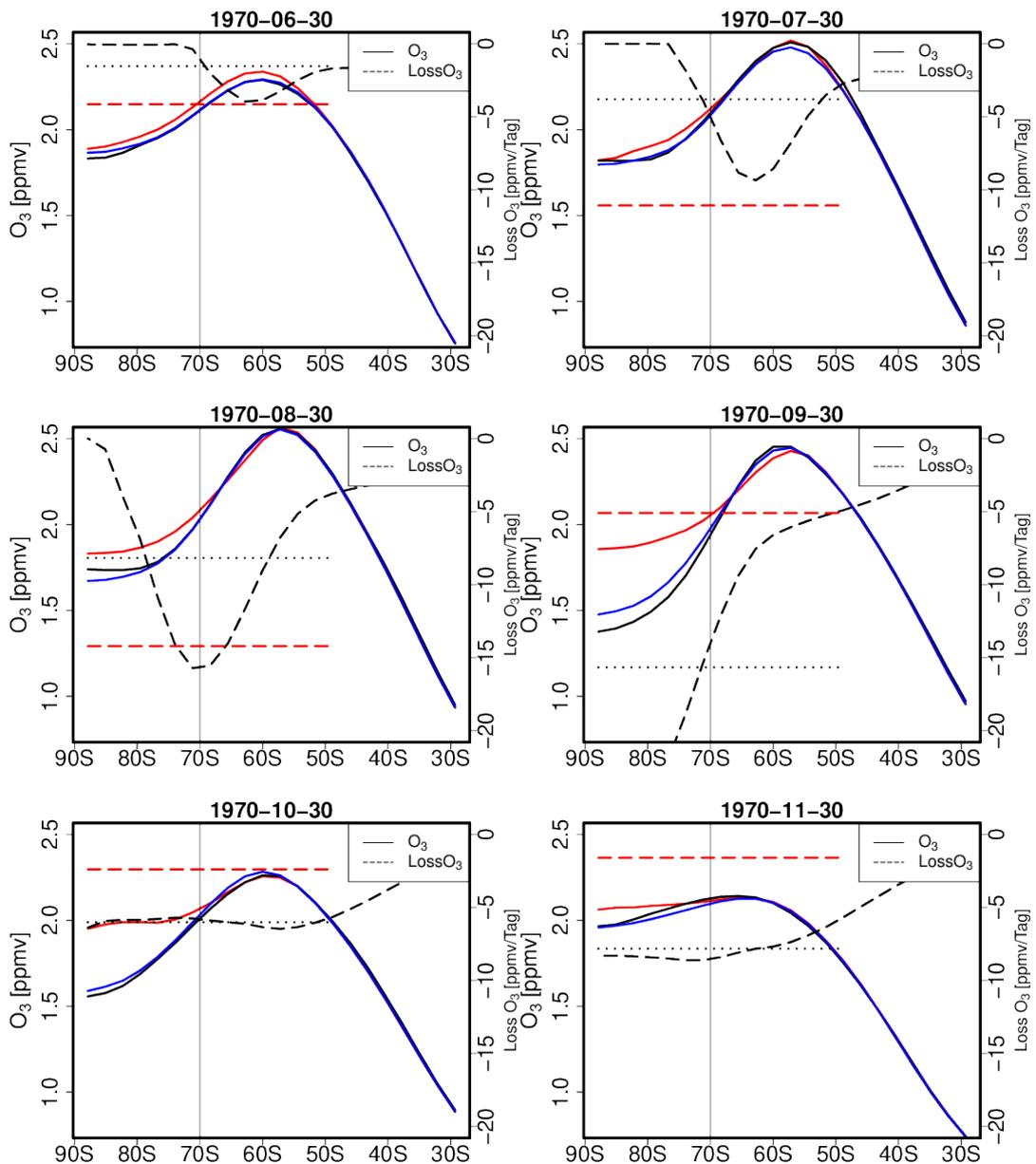


Abbildung 4.26.: (Fortgeführt.)

Der Verlauf der zonal gemittelten Ozonfelder für die CCM-Simulation (schwarz), die SWIFT-Simulation (rot) und die GCM-Simulation sind in Abbildung 4.26 für das langjährige Tagesmittel der jeweiligen Simulationen in 74 hPa zu sehen. Gestrichelt dargestellt sind jeweils die Ozonänderungsraten [ppmv/ Tag]. Da SWIFT die chemische Ozonänderung als Polarwirbelmittel berechnet, wird der Wert entsprechend auf die Breiten von 50°–90° S projiziert. Um die Ozonänderungsraten der CCM-Simulation hiermit vergleichen zu können, wurden,

Kapitel 4. Validierung

zusätzlich zu den meridional variierenden Ozonänderungsraten, die über die Breiten 50°–90° S gemittelten Ozonänderungsraten dargestellt.

Am 1.5., wenn SWIFT in der Südhemisphäre erstmals zum Einsatz kommt, liegen alle Kurven übereinander, mit leichten Abweichungen Richtung Pol. Im Laufe des Monats baut sich jedoch im Ozonfeld ein meridionaler Gradient zwischen Pol und etwa 70° S auf. Dieser Gradient fällt in den unterschiedlichen Simulationen verschieden stark aus. Die GCM-Kurve stimmt bis auf kleine Abweichungen in Richtung Pol gut mit der Kurve des CCM-Laufs überein. Bei der SWIFT-Simulation baut sich jedoch in 70° S deutlich mehr Ozon auf als bei der CCM-Simulation. Außerdem wird die Ozonreduktion am Pol, die bei der CCM-Simulation im Laufe des Monats auftritt, bei SWIFT nicht simuliert. Der chemische Abbau ist in beiden Chemie-Simulationen ähnlich groß und noch relativ schwach. Ende Mai sind dann über alle Breiten von 50°–90° S höhere Ozonmischungsverhältnisse vorhanden als bei der GCM- und der CCM-Simulation. Dieser Ozonbias der SWIFT-Simulation, relativ zu GCM- und CCM-Simulation, bleibt über den gesamten Zeitraum des Ozonabbaus in unterschiedlicher Stärke in den Breiten von 50°–90° S erhalten. Ende Juni ist der Ozonbias in allen Breiten südlich von 50° S ähnlich stark. Von Juli bis November wird eine Verstärkung des Bias in Richtung Pol erkennbar, mit maximalen Unterschieden zwischen SWIFT- und GCM-, bzw. CCM-Simulation am Pol im September und Oktober.

Die Ozonänderungsraten der SWIFT- und der CCM-Simulation stimmen Anfang Mai in ihrer Größe noch gut überein. Ab Ende Mai sieht man bei der CCM-Simulation jedoch eine stärker werdende Breitenabhängigkeit der chemischen Ozonänderungsraten. Im Herbst und Sommer ist diese noch bei 60°–70° S maximal, mit der Rückkehr der solaren Strahlung in die polaren Breiten im Frühling ist die chemische Ozonänderungsrate der CCM-Simulation dann am Pol maximal. Diese breitenabhängige Ozonänderungsrate verändert im Lauf des Jahres den meridionalen Ozongradienten. Der meridionale Ozongradient wird durch die stärker werdende und sich zum Pol hin verschiebende chemische Ozonänderung verstärkt. Ab Ende Oktober ist bei der Ozonverlustrate der CCM-Simulation zu sehen, dass diese über die polaren Breitengrade wenig variieren.

Im Gegensatz dazu erfährt das Ozonfeld der SWIFT-Simulation keine breitenabhängige chemische Ozonänderung. Die von SWIFT berechnete chemische Ozonänderung gilt für den gesamten Wirbel und wird daher auf alle polaren Breiten in gleichem Maße angewandt. Aus diesem Grund kann sich der meridionale Ozongradient bei der SWIFT-Simulation durch das Fehlen einer Breitenabhängigkeit der chemischen Ozonänderung nicht verstärken. Bei der SWIFT-Simulation wird das Ozonfeld im Laufe des Sommers und Frühlings in Richtung zum Pol nicht verringert. Daher sind die Ozonmischungsverhältnisse im Frühling bei SWIFT deutlich höher als bei der CCM-Simulation. Dass SWIFT im Frühling auch zur GCM-Simulation derart starke Abweichungen aufzeigt, liegt darin begründet, dass SWIFT im Polarwirbel das klimatologische Ozonfeld nur Anfang Mai sieht, und sich das Ozonfeld innerhalb des Polarwirbels, solange dieser existiert, allein durch dynamische und chemische Änderungen entwickelt. Das Ozonfeld der SWIFT-Simulation hat sich demnach unabhängig von den klimatologischen Ozonmischungsverhältnissen im Polarwirbel entwickelt, welche der GCM-Simulation vorgeschrieben sind.

Mögliche Gründe für zu hohe Ozonmischungsverhältnisse im südhemisphärischen Polarwirbel im Frühling sind folgende:

- Entwicklung zu hoher Ozonmischungsverhältnisse im Polarwirbel bereits im Mai. Damit sind zu Beginn des Winters bei der SWIFT-Simulation höhere Ozonmischungsverhältnisse vorhanden als bei der CCM-Simulation. Um im Frühling dasselbe Ozonmischungsverhältnis zu erhalten, müsste SWIFT folglich eine stärkere Gesamt Ozonänderungsrate simulieren als die CCM-Simulation.
- Fehlende Breitenabhängigkeit der chemischen Ozonänderung und damit fehlende Verstärkung des meridionalen Ozongradienten in Richtung zum Pol und Vertiefung des Ozonlochs in Richtung zum Pol.
- Unterschiede im vertikalen und horizontalen Transport von Ozon. Der Ozontransport im Polarwirbel erfolgt im Winter hauptsächlich vertikal. Dadurch, dass bei SWIFT zonal und monatlich gemittelt Ozon vertikal transportiert wird, ist die Menge des transportierten Ozons möglicherweise dynamisch nicht konsistent. Gleiches gilt für den meridionalen Transport. Dieser sollte im Winter zwar nicht ausschlaggebend sein, wir wissen aber von EMAC, dass der untere Polarwirbel in der SH zu permeabel ist. Hier kann bei der SWIFT-Simulation ebenfalls dynamisch inkonsistentes Ozon in den Wirbel transportiert werden. Durch zu starken Transport von klimatologischem Ozon in den Wirbel, kann das Ozonmischungsverhältnis bei SWIFT höher sein als bei der CCM-Simulation, wo ein dynamisch konsistentes Ozonfeld transportiert wird. Der Vergleich mit den zonal gemittelten Ozonmischungsverhältnissen der SD-Simulationen bestätigt diese Vermutung. Obwohl die Ozonmischungsverhältnisse bei der CCM-SD-Simulation und der SWIFT-SD-Simulation am Anfang verschieden sind, simuliert die SWIFT-SD-Simulation im Frühjahr Ozonmischungsverhältnisse, welche ähnlich niedrig sind wie die der CCM-SD-Simulation. Die CCM-SD-Simulation unterschätzt hier den Ozonabbau im Frühling ebenfalls leicht im Vergleich zu Beobachtungen (*Jöckel et al., 2016*). Für die CCM-Simulationen bei *Jöckel et al. (2016)* wird ebenfalls festgestellt, dass die Unterschätzung des Ozonabbaus im Frühling bei freilaufenden Simulationen mit EMAC und voller Chemie stärker ausgeprägt ist als bei den SD-Simulationen, was sie auf einen zu schwachen und zu warmen südhemisphärischen Polarwirbel zurückführen.

Der zu starke Transport von dynamisch inkonsistenten Ozonfeldern in den Polarwirbel kann bei den SWIFT-Simulationen zu zu hohen Ozonmischungsverhältnissen im Polarwirbel führen, die durch das Fehlen der Breitenabhängigkeit der heterogenen Chemie bei SWIFT noch verstärkt wird.

4.3. Ausgewählte atmosphärische Zusammenhänge mit stratosphärischem Ozon

Verschiedene externe und interne Einflussfaktoren zeigen einen Zusammenhang mit dem stratosphärischen Ozonmischungsverhältnis. Dieser wird durch Chemie und Transport bestimmt, welche jedoch durch externe und interne Antriebe des Klimasystems verändert werden können. So hat beispielsweise der solare Zyklus einen Einfluss auf die stratosphärische Ozonproduktion (z. B. *Eddy*, 2009). Da hier jedoch nur im Polarwirbel Ozon chemisch verändert wird, kann der Effekt des solaren Zyklus nicht direkt simuliert werden. Indirekt ist er über das außerhalb des Polarwirbels vorgeschriebene Ozonfeld vorhanden, da dieses in der CCM-Simulation den Einfluss des solaren Zyklus erfahren hat.

Einige Vulkanausbrüche, bei denen Schwefelaerosole in die polaren Breiten gelangen und dort zu einer Vergrößerung der Oberfläche, an der heterogene Reaktionen stattfinden können, führen, verstärken den chemischen Ozonabbau. Dieser Effekt kann mit der hier genutzten Version von SWIFT nicht berücksichtigt werden, da eine erhöhte Oberfläche für heterogene Reaktionen durch Schwefelaerosole in SWIFT nicht berücksichtigt ist. Außerdem erfolgt eine Verstärkung des Ozonabbaus durch Vulkanaerosole häufig in der untersten Stratosphäre (z. B. *Solomon et al.*, 2016), in der hier keine chemische Ozonänderung berechnet wird. Änderungen in der Gasphasenchemie durch GHG-Änderungen, die das Ozonmischungsverhältnis in verschiedenen Regionen der Atmosphäre beeinflussen, sind ebenfalls nur mit geringerer räumlicher und zeitlicher Variabilität durch das vorgeschriebene Ozonfeld berücksichtigt. Mit lediglich polarem SWIFT hat die gegenwärtige Modellkonfiguration zwar den Vorteil der höheren räumlichen und zeitlichen Variabilität in der polaren, unteren Stratosphäre, hat jedoch außerhalb dieser Region die Nachteile der zeitlichen und räumlichen Inkonsistenzen eines vorgeschriebenen Ozonfeldes.

Beispielhaft wird hier der Zusammenhang zwischen der Propagation planetarer Wellen in die Stratosphäre und der Änderung der Totalozonsäule in der Zeit von Herbst bis Frühling untersucht.

4.3.1. Die Propagation planetarer Wellen in die Stratosphäre und die stratosphärische Ozonzerstörung

Der Wärmefluss durch Wellen (engl. eddy heat flux) ist die vertikale Komponente des EP-Fluss-Vektors und damit ein Maß für die vertikale Ausbreitung atmosphärischer Wellen. Da der stratosphärische Ast der BDC durch das Brechen planetarer Wellen verursacht wird, ist die Stärke des Energieflusses durch PWs in die Stratosphäre ein Maß für die Stärke der BDC. Das Verhältnis von Totalozon am Ende des Winters zum Totalozon am Anfang des Winters und der über den Winter gemittelte Wärmefluss können das Verhältnis der Einflüsse von Chemie und Transport auf das Ozonmischungsverhältnis der winterlichen Stratosphäre einschätzen (*Weber et al.*, 2011).

Für die Nordhemisphäre wird der Zeitraum von September bis März, in der Südhemisphäre

4.3. Ausgewählte atmosphärische Zusammenhänge mit stratosphärischem Ozon

von März bis September betrachtet. In der Südhemisphäre wird daher für das Totalozonverhältnis der Wert der Totalozonsäule von September durch den Wert der Totalozonsäule im März geteilt. Der Wärmefluss in 100 hPa wird in der Südhemisphäre von März bis September gemittelt. In Abbildung 4.27 sind die Verhältnisse für die Nordhemisphäre jeweils mit einem Kreis, die für die Südhemisphäre mit einem Dreieck gekennzeichnet. Gezeigt sind die Ergebnisse der Simulationen mit der EMAC-Version 1.10, in welcher verschiedene Methoden der Berücksichtigung des Transports untersucht werden.

Die CCM-Simulation (Abbildung 4.27a) zeigt einen deutlichen Zusammenhang von TCO-Verhältnis und Wärmefluss. Bei stärkerem Wärmefluss wird jeweils eine höhere Totalozonsäule simuliert. Ein positives TCO-Verhältnis bedeutet, dass der Transport von Ozon in die polare Stratosphäre durch die BDC stärker ist als die chemischen Abbauprozesse. Das ist für die Nordhemisphäre zu erwarten, da die BDC hier stärker und der chemische Ozonabbau schwächer ist. In der Südhemisphäre werden Werte unterhalb von 1 erwartet, da die BDC hier recht schwach ist, also im Winter wenig Ozon in die polare Stratosphäre transportiert wird und gleichzeitig der chemische Abbau sehr stark ist. Wie bereits *Weber et al.* (2011) für eine frühere Modellversion von EMAC feststellten, sind die Frühling-zu-Herbst-Ozonverhältnisse in der Südhemisphäre in den meisten Fällen größer als eins. Als mögliche Ursachen führten sie einen zu schwachen chemischen Abbau und eine zu starke Durchmischung mit Luft, der im Frühling ozonreichere Luft, der mittleren Breiten an. Auch in der hier vorliegenden CCM-Simulation (Abbildung 4.27a) ist das TCO-Verhältnis zumeist größer als eins.

In der GCM-Simulation (Abbildung 4.27b) ist wie erwartet kein Zusammenhang zwischen dem Totalozonverhältnis und dem winterlichen Wärmefluss durch die Wellen in 100 hPa zu erkennen. In der Simulation mit SWIFT und SL-Transport (Abbildung 4.27c) ist ebenfalls kaum ein Zusammenhang zu erkennen. Das Totalozonverhältnis variiert hier nur in geringem Maße. Allein in der Simulation mit SWIFT und parametrisiertem Transport wird eine geringe Korrelation zwischen Totalozonverhältnis und Wärmefluss simuliert (Abbildung 4.27d). Die geringe Abhängigkeit des Totalozonverhältnisses vom Wärmefluss (Abbildung 4.27) ist wahrscheinlich durch die geringe Variabilität des Totalozons bedingt. Da sich bei den SWIFT-Simulationen nur das Ozon im Polarwirbel ändert und die darüber und darunter liegenden Schichten klimatologische Werte enthalten, kann hier keine große Abhängigkeit erwartet werden. Zwar ist in der unteren Stratosphäre der Großteil des atmosphärischen Ozons enthalten, aber bereits die Auswertung der SD-Simulationen hat gezeigt, dass die Variabilität der Totalozonsäule bei Simulationen mit polarem SWIFT unterschätzt wird. Abbildung A.15 zeigt die Partialozonsäulen der CCM-SD-Simulationen (grün) und der SWIFT-SD-Simulation (blau) für den Höhenbereich in dem SWIFT wirkt. Es wird deutlich, dass SWIFT auch in seinem Wirkungsbereich eine zu geringe Variabilität in der Ozonsäule aufweist. Dies wirkt sich, zusammen mit der mangelnden Variabilität aus der restlichen Atmosphäre, dann auch bei in der Totalozonsäule aus.

Kapitel 4. Validierung

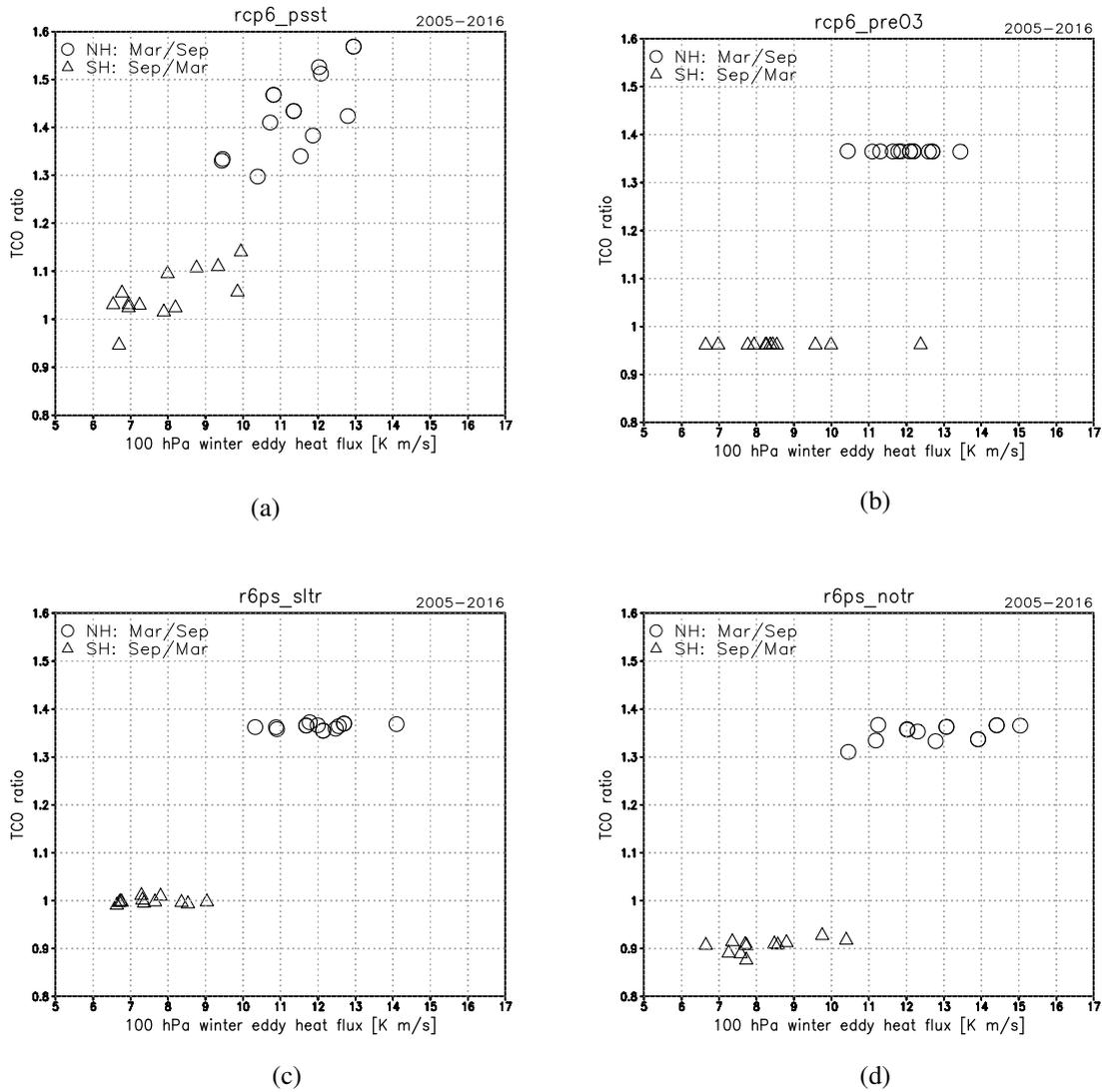


Abbildung 4.27.: TCO-Verhältnis am Ende des Winters relativ zum Winteranfang [1] in Abhängigkeit vom winterlichen Wärmefluss durch Wellen in 100 hPa [K m/s] für die Jahre 2005–2016 der a) CCM-Simulation, b) GCM-Simulation, c) SWIFT-Simulation mit SL-Transport, sowie d) SWIFT-Simulation mit parametrisiertem Transport.

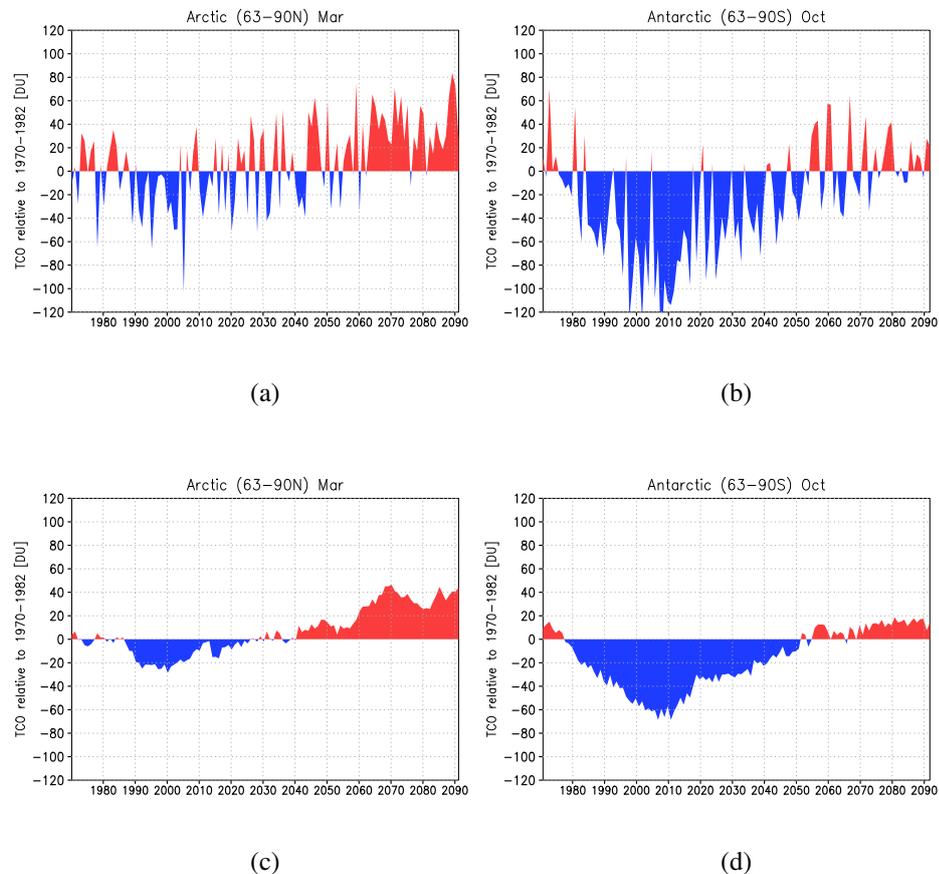


Abbildung 4.28.: Totalozonanomalie zum Zeitraum 1970–1982 [DU] für a) und b) die Simulation mit voller Chemie, c) und d) eine Simulation mit SWIFT für a) und c) die Nordhemisphäre im Mittel von 63° – 90° N im März und b) und d) die Südhemisphäre im Mittel von 63° – 90° S im Oktober.

4.4. Zukunftsprojektionen

In diesem Abschnitt wird überprüft, inwiefern EMAC mit SWIFT-Chemie für die Simulation des zukünftigen Klimazustandes geeignet ist. Hierfür wird zunächst die Entwicklung des Totalozons relativ zum Zeitraum 1970–1982 betrachtet. Im Zeitraum der 1980er bis etwa der 2040er herrschen relativ zu 1980er-Werten erhöhte Cl_y -Mischungsverhältnisse in der Stratosphäre vor. Nach Mitte der 2040er, wenn die Cl_y -Mischungsverhältnisse wieder unterhalb des 1980er-Niveaus liegen, heterogene Ozonchemie durch erhöhte ODS-Mischungsverhältnisse also nicht mehr stattfindet, werden im Vergleich zum Zeitraum vor der Ozonzerstörung höhere Totalozonsäulen simuliert. Durch einen Vergleich mit einer Simulation ohne GHG-Änderungen konnten *Langematz et al.* (2014) diese Übererholung der Ozonschicht auf den Klimawandel zurück führen. Die in dieser Arbeit genutzten Simulationen berücksichtigen

Kapitel 4. Validierung

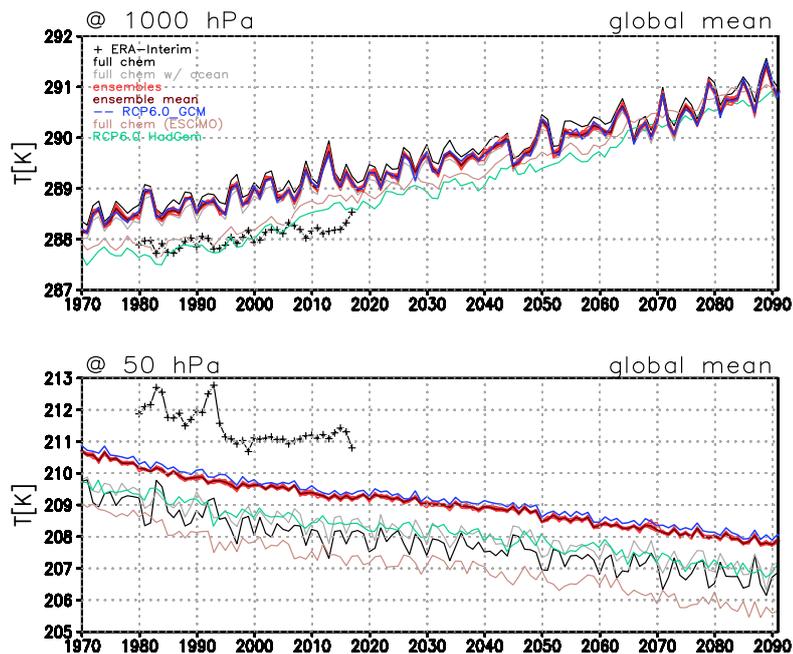


Abbildung 4.29.: Zeitreihen der global gemittelten Temperatur [K] in 1000 hPa (oben), 50 hPa (unten) von 1970–2090 für verschiedene Simulationen.

sowohl GHG- als auch ODS-Änderungen. Abbildung 4.28 zeigt die Totalozonsäule relativ zum Zeitraum 1970–1982 für die Arktis im März (a und c) und die Antarktis im Oktober (b und d) für die CCM-Simulation (a und b) und die SWIFT-Simulation (c und d).

Im Zeitraum mit hohen atmosphärischen Cl_y -Mischungsverhältnissen werden bei der CCM-Simulation sowohl in der Arktis (Abbildung 4.28a) als auch in der Antarktis (Abbildung 4.28b) Winter mit sehr niedrigen Totalozonsäulen modelliert. Nach den 2040er Jahren werden hier allerdings, im Gegensatz zu *Langematz et al.* (2014), noch vermehrt Winter mit niedrigeren Totalozonsäulen als zu Beginn der ODS-bedingten Ozonreduktion simuliert. Bei *Langematz et al.* (2014) werden in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts höhere Totalozonsäulen relativ zu 1970–1982 simuliert, und nur wenige Jahre zeigen negative TCO-Anomalien. Sie verwendeten als Treibhausgasszenario das SRES-Szenario A1B, welches einen stärkeren Strahlungsantrieb angibt als das hier verwendete RCP6.0-Szenario (*IPCC AR5*, 2013, Abbildung 1.15). *Langematz et al.* (2014) zeigten, dass ohne Klimawandel in der 2. Hälfte des 21. Jahrhunderts in der Arktis Winter mit starkem Ozonabbau auftreten können. Abbildung 4.28b zeigt, dass mit RCP6.0-Szenario auch in der 2. Hälfte des 21. Jahrhunderts starker Ozonabbau in der Antarktis stattfinden könnte. Die Effekte der dynamischen Variabilität, welche auch in Zukunft kalte Winter mit starkem Ozonabbau ermöglichen, werden im RCP6.0-Szenario, im Vergleich zum A1B-Szenario nicht gänzlich von den Effekten des Klimawandels überlagert.

Die Entwicklung des Totalozons relativ zum Zeitraum 1970–1982 bei der SWIFT-Simulation (Abbildung 4.28c und 4.28d) entspricht qualitativ der Entwicklung der CCM-Simulation

(Abbildung 4.28a und 4.28b). Die interannualen Variationen sind bei SWIFT jedoch geringer, und auch die maximalen und minimalen Abweichungen sind in der SWIFT-Simulation deutlich geringer. Wie bereits gezeigt, ist die interannuale Variabilität des Ozons in der LS bei SWIFT deutlich geringer als in der CCM-Simulation. Dies spiegelt sich auch in den Totalozonanomalien relativ zu 1970–1982 wider. Die generelle Entwicklung des Ozons ist mit dem vorgeschriebenen zonal und monatlich gemittelten Ozonfeld festgelegt. Durch die Glättung des gleitenden Mittels sind die Extrema allerdings nicht wiedergegeben. Die geringe interannuale Variabilität des Ozons in der LS in der SWIFT-Simulation kann die starke Variabilität der Totalozonanomalien, die bei der CCM-Simulation simuliert wird, nicht darstellen.

In der Konfiguration mit polarem SWIFT kann die langfristige Änderung der Totalozonanomalien reproduziert werden, während die interannuale Variabilität und die Extremwerte jedoch unterschätzt werden.

Die Zeitreihen verschiedener atmosphärischer Größen sind in Abbildungen 4.29 und 4.30 für GCM-Simulation (schwarz), die CCM-Simulation (blau), sowie für die Ensemblemitglieder der SWIFT-Simulationen (hellrot) und deren Ensemblemittel (dunkelrot) gezeigt. Abbildung 4.29 zeigt zusätzlich einige andere Simulationen und ERA-Interim-Reanalysen (schwarz mit Kreuzen) für das globale Jahresmittel in 1000 hPa (oben) und das globale Jahresmittel in 50 hPa. Mit der interannualen Variabilität wird die starke Abhängigkeit der Temperaturen von den genutzten Meeresoberflächentemperaturen deutlich. In grau ist jeweils die CCM-Simulation mit interaktivem Ozean dargestellt, welche die SSTs und SICs lieferte, die sowohl für die CCM-Simulation (schwarz) als auch für die SWIFT-Simulationen (rot) genutzt wurde. Die RCP-Simulationen mit anderen SSTs und SICs (braun und türkis) zeigen bei demselben GHG-Szenario niedrigere Temperaturen in der Troposphäre und der Stratosphäre. Im Vergleich zu ERA-Interim überschätzen die hier genutzten Simulationen (blau, schwarz und rot) die troposphärischen Temperaturen. Der Vergleich mit anderen Simulationen, die andere SSTs und SICs vorschreiben, zeigt, dass der Grund hierfür möglicherweise in den SSTs und SICs liegt. Zum Ende des simulierten Zeitraums nähern sich die Temperaturentwicklungen der verschiedenen Simulationen aber an. In der Stratosphäre weisen die Simulationen mit vorgeschriebenen SSTs (blau, schwarz, rot), die aus der zugehörigen Simulation mit interaktivem Ozean (grau) genommen wurden, höhere Temperaturen auf als Simulationen mit interaktivem Ozean. Die Temperaturen der Simulation mit vorgeschriebenen SSTs und SICs liegen aber auch näher an der ERA-Interim-Reanalyse. Der Temperaturunterschied zwischen den Simulationen mit vorgeschriebenen SSTs und SICs und der zugehörigen Simulation mit interaktivem Ozean bleibt im gesamten simulierten Zeitraum erhalten.

Abbildung 4.31 zeigt die Entwicklung der Ozonmischungsverhältnisse für das boreale Polarwirbelmittel im März (oben), sowie das australe Polarwirbelmittel im Oktober (unten). Die Simulationen mit SWIFT können die Entwicklung des Ozons in der Nordhemisphäre gut wiedergeben, allein die Stärke der interannualen Variabilität wird unterschätzt. In der Südhemisphäre ist der allgemeine Trend des Ozonmischungsverhältnisses in allen Simulationen präsent mit einer Abnahme des Ozonmischungsverhältnisses bis um 2000 und einem anschließendem Anstieg. Allerdings wird die Stärke der Ozonlöcher unterschätzt. Die Simula-

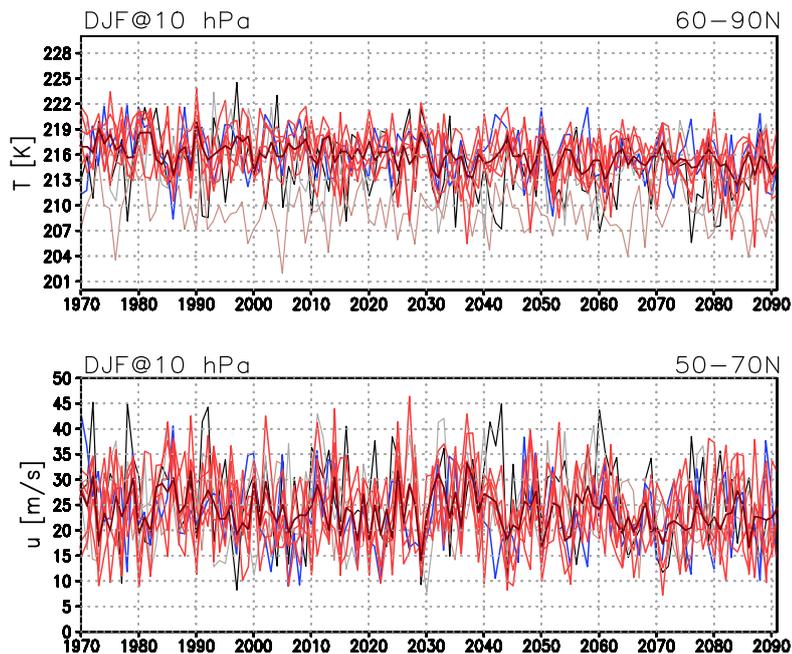


Abbildung 4.30.: Zeitreihen der Temperatur in 10 hPa für das Mittel über Dezember bis Februar [K] im Mittel von 60° – 90° N (oben), des 10hPa-Zonwinds [m/s] im Mittel über 50° – 70° N (unten) für verschiedene Simulationen, Farblegende siehe Abbildung 4.29.

tionen zeigen hier sogar höhere Ozonmischungsverhältnisse als die GCM-Simulation. Da die Stärke des Ozonabbaus in der Südhemisphäre in den SWIFT-Simulation in der vorliegenden Konfiguration stark unterschätzt wird, kann erwartet werden, dass die SWIFT-Simulationen den Einfluss von Ozon auf die STC unterschätzen.

4.5. Schlussfolgerung

Es wurde gezeigt, dass SWIFT die langfristige Entwicklung der polaren Ozonmischungsverhältnisse reproduzieren kann. Die Ozonlochperiode und die Erholung und Übererholung der polaren Ozonschicht können mit polarem SWIFT simuliert werden. Durch die Abhängigkeit von SWIFT von der Position des Polarwirbels und der vorherrschenden Temperatur, ist der simulierte Ozonabbau, je nach simuliertem meteorologischem Zustand, stärker oder schwächer. Dadurch kann in Simulationen mit SWIFT eine dynamisch konsistentere interannuale Variabilität im polaren Ozonmischungsverhältnis in der unteren Stratosphäre simuliert werden. Aufgrund der zu starken Einmischung extrapolarer Luft in den Polarwirbel in der LS ergeben sich, im Vergleich zur CCM-Simulation zu hohe Ozonmischungsverhältnisse. Der starke chemische Ozonabbau durch SWIFT wird durch zu starkes Einmischen überlagert. Damit wird in der Südhemisphäre mit SWIFT ein flacherer Verlauf des Ozonmischungsver-

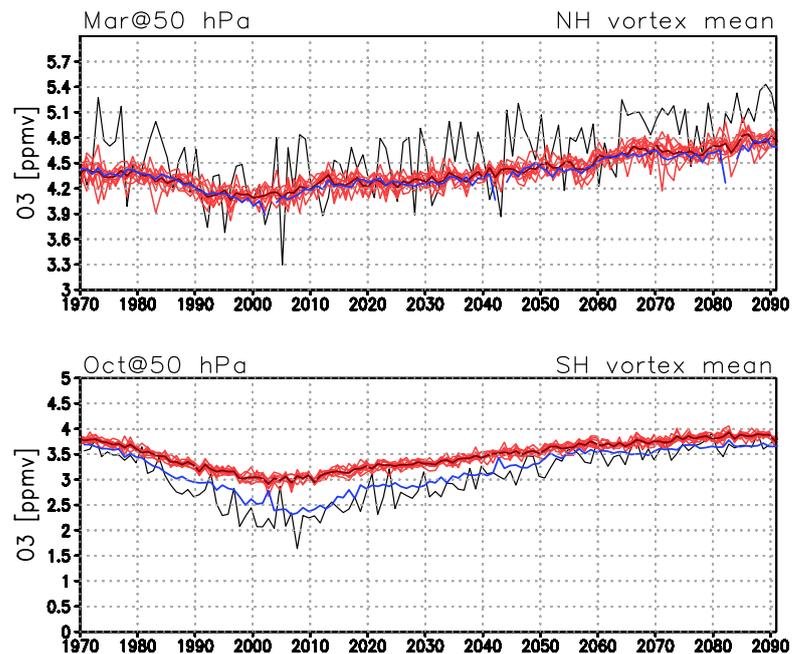


Abbildung 4.31.: Zeitreihen des polarwirbelgemittelten Ozonmischungsverhältnisses [ppmv] in 50 hPa für den nordhemisphärischen März (oben) und den südhemisphärischen Oktober (unten) für die CCM-Simulation (schwarz), die GCM-Simulation (blau), die Ensemblemitglieder der SWIFT-Simulationen (hellrot) und deren Ensemblemittel (dunkelrot).

hältnisses simuliert als bei voller Chemie. Zwar könnte der chemische Ozonabbau durch das Einbeziehen zusätzlicher chemischer Prozesse, wie etwa heterogene Ozonchemie an COS-Partikeln erweitert werden, die stärksten Unterschiede zur vollen Chemie liegen jedoch in dynamischen Prozessen begründet. Ein dynamisch konsistenteres extrapolares Ozonfeld, sowie eine Verbesserung der Isolation von polarer und extrapolarer Luft könnten hier Abhilfe schaffen.

Kapitel 5.

Der Einfluss stratosphärischen Ozons auf die Stratosphäre und die Stratosphären-Troposphärenkopplung

Im Kapitel zur Validierung wurde bereits gezeigt, dass EMAC mit SWIFT-Chemie das zukünftige Klima im Allgemeinen gut simulieren kann. In diesem Kapitel sollen nun verschiedene Phänomene der Stratosphäre und der Stratosphären-Troposphärenkopplung und ihrer möglichen Änderungen in der Zukunft mithilfe von Ensemblesimulationen mit EMAC und SWIFT-Chemie untersucht werden. Eine häufige Kritik an Studien mit CCMs ist, dass sie meist keine Ensemblesimulationen oder nur sehr kleine Ensembles untersuchen. Oftmals werden Multimodellensembles mit CCMs ausgewertet, in der Annahme, dass die Variabilität der verschiedenen Modelle der internen Variabilität der Atmosphäre entspräche. Die Variabilität eines solchen Ensembles kann aber auch durch systematische Fehler der einzelnen Modelle oder Unterschiede in den Parametrisierungen begründet liegen. In diesem Kapitel wird daher ein Ensemble von SWIFT-Simulationen mit einer für Klimawandelstudien gängigen Größe von 10 Mitgliedern analysiert, welches die schnelle Ozonchemie enthält. Hierfür werden zunächst SSWs in ihrer Frequenz, saisonalen Verteilung und Andauer untersucht. Des Weiteren werden Änderungen in der Ozonverteilung der polaren Stratosphäre betrachtet. Die von *Baldwin und Dunkerton* (2001) beschriebene STC und das von *Perlwitz und Harnik* (2004) beschriebene Abwärtskoppeln von Wellen werden hier ebenfalls untersucht. Zuletzt wird der Einfluss von ODS- und GHG-Änderungen auf die Position des Strahlstroms der mittleren Breiten in den verschiedenen Simulationen betrachtet.

Es ergeben sich folgende Fragestellungen:

Welchen Einfluss üben stratosphärisches Ozon und die interne Variabilität auf SSWs im Hinblick auf den Klimawandel aus?

Wird die Stratosphären-Troposphärenkopplung durch Unterschiede in der Berücksichtigung des Ozons beeinflusst?

Wie beeinflussen ODS- und GHG-Änderungen die Lage des Jets der mittleren Breiten in der Südhemisphäre in verschiedenen Perioden des 21. Jahrhunderts?

5.1. Stratosphärenenerwärmungen in der Zukunft

Über die Änderung der Frequenz von SSWs mit dem Klimawandel gibt es viele unterschiedliche Aussagen. Während einige Modelle eine Verringerung der Anzahl von SSWs simulieren (z. B. *Rind et al.*, 1998, *Mitchell et al.*, 2012), zeigen andere ein häufigeres Auftreten von SSWs (z. B. *Mahfouf et al.*, 1994, *Mitchell et al.*, 2012). Wiederum andere sehen keine signifikante Änderung (z. B. *Butchart et al.*, 2000, *Ayarzagüena et al.*, 2018). Viele Studien zur Änderung der SSW-Charakteristika werden mit nur einer Modellsimulation durchgeführt. *Butchart et al.* (2000) vergleichen zum Beispiel zwei nur in den Anfangsbedingungen verschiedene Simulationen eines Modells. Multimodellensembles werden von *Mitchell et al.* (2012) und *Ayarzagüena et al.* (2018) ausgewertet. *Ayarzagüena et al.* (2018) führten ihre Studie zur zukünftigen Entwicklung der Frequenz von SSWs und anderer Eigenschaften mithilfe eines Multimodellensembles neuester CCM-Simulationen durch. Sie fanden, dass für die Zukunft keine signifikant höhere Anzahl an SSWs simuliert wird.

In einer Studie mit dem Modell EMAC stellten *Ayarzagüena et al.* (2013) zwar keine Änderung der SSW-Frequenz für die projizierte Zukunft fest, jedoch eine Verschiebung der saisonalen Auftretenshäufigkeit der SSWs vom Früh- in den Mittwinter. Die geringere Anzahl von SSWs im Frühwinter in der Zukunft begründen sie mit einem stärkeren Polarwirbel zu dieser Zeit, der durch höhere Ozonmischungsverhältnisse infolge des Rückgangs der ODSs erklärt wird.

Mit dem 10-Mitglieder-Ensemble aus SWIFT-Simulationen wird hier für dasselbe Treibhausgaszenario wie bei *Ayarzagüena et al.* (2018) die Veränderung der Eigenschaften der SSWs in einem Modell untersucht. Unterschiede in der Variabilität, die durch verschiedene Modelle auftreten, wie es bei einem Multimodellensemble der Fall ist, können hier also ausgeschlossen werden.

Abbildung 5.1a zeigt die SSW-Frequenz pro Dekade für die Ensemblemitglieder 1–10 der SWIFT-Simulationen, das Ensemblemittel dieser SWIFT-Simulationen, die GCM-Simulation, die CCM-Simulation, sowie ERA-Interim-Reanalysen. Es wird deutlich, dass die SSW-Frequenz zwischen den Ensemblemitgliedern stark variiert und im Ensemblemittel etwas über dem Wert der Reanalyse liegt. Für die Zukunftsprojektionen ist kein eindeutiger Trend der Anzahl von SSWs zu erkennen. In einigen Simulationen steigt, in anderen sinkt die SSW-Frequenz. Die GCM-Simulation zeigt ebenfalls einen leichten Anstieg der SSW-Frequenz, die CCM-Simulation zeigt dagegen eine leichte Verringerung der SSW-Frequenz. Sowohl GCM-, als auch CCM-Simulation liegen in ihrer Variabilität im Bereich der Ensemblemitglieder, die Unterschiede der verschiedenen Simulationen sind demnach nicht signifikant. Das Ensemblemittel zeigt keine signifikante Änderung der SSW-Frequenz. Die Ergebnisse des Multimodellensembles von *Ayarzagüena et al.* (2018) können somit bestätigt werden.

Der Vergleich einiger CCM- und GCM-Simulationen hat gezeigt, dass GCMs die SSW-Frequenz im Vergleich zu CCMs unterschätzen (z. B. *Gillett et al.*, 2009, *McCormack et al.*, 2011). Abbildung 5.1a zeigt, dass für den Vergangenheitszeitraum die GCM-Simulation weniger SSWs simuliert als die CCM-Simulation. Für die Zukunft werden jedoch mit dem GCM-Setup mehr SSWs simuliert. Die Variabilität der SSW-Frequenz der Ensemblemitglie-

5.1. Stratosphärenwärmungen in der Zukunft

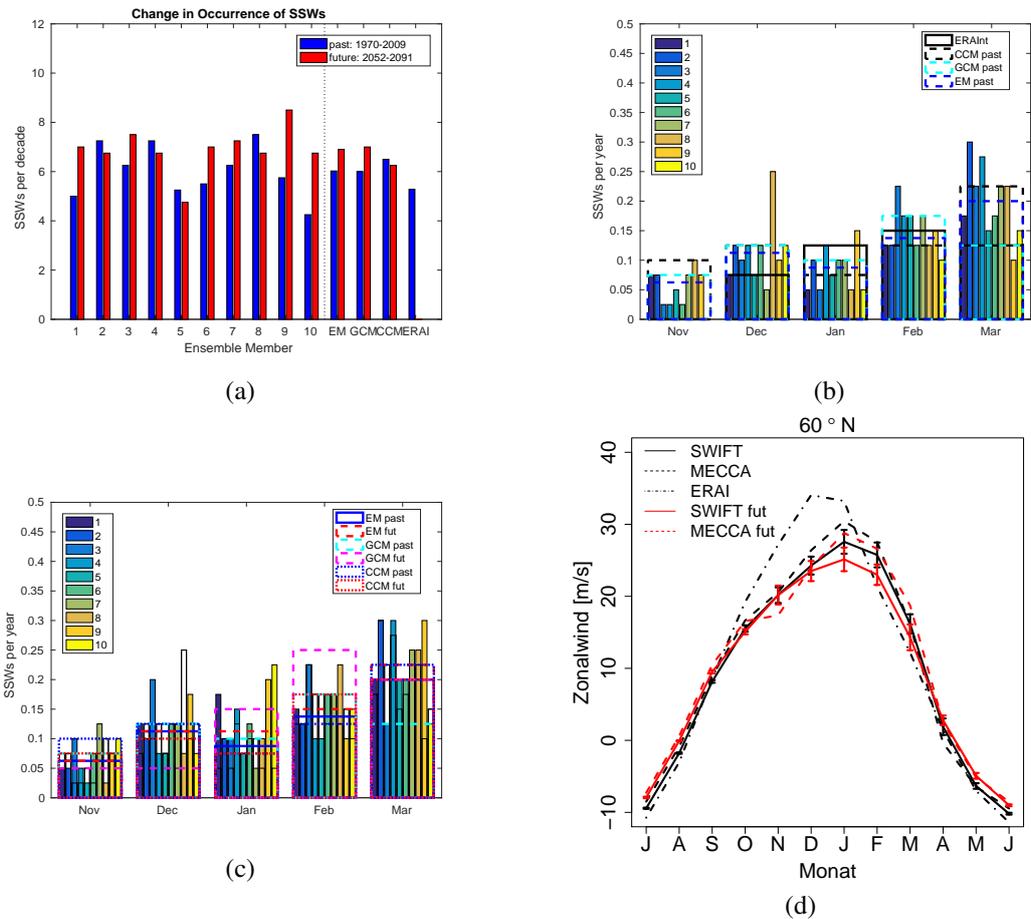


Abbildung 5.1.: a) SSW-Frequenz pro Dekade für die Vergangenheit der Ensemblesimulationen (1970–2009, blau) und für ERA-Interim (1979–2009) und für die Zukunft der Ensemblesimulationen (2052–2096, rot). b) SSW-Frequenz pro Jahr in den jeweiligen Wintermonaten für die Vergangenheit der Ensemblesimulationen (1970–2009, farbig) und für ERA-Interim (1979–2009, weiß). c) SSW-Frequenz pro Jahr in den jeweiligen Wintermonaten für die Vergangenheit der Ensemblesimulationen (2052–2091, farbig) und für den Zeitraum 1970–2009 (farblose Balken). d) Mittel des zonalgemittelten Zonalwindes für 1970–2009 (schwarz), bzw. 2052–2091 (rot) für das Ensemblemittel der SWIFT-Simulationen (durchgezogene Linie) mit Ensemblestandardabweichung (Fehlerbalken), die Simulation mit MECCA (gestrichelt), sowie ERA-Interim-Reanalyse (gestrichelpunktet, zeitliches Mittel von 1979–2009).

der macht jedoch deutlich, dass diese Unterschiede zwischen GCM- und CCM-Simulation im Bereich der internen Variabilität liegt. Für EMAC kann beim RCP6.0-Szenario somit

Kapitel 5. Einfluss auf Stratosphäre und STC

festgestellt werden, dass es in der SSW-Frequenz keine signifikanten Unterschiede zwischen GCM- und CCM-Setup gibt.

Die saisonale Verteilung der SSWs im Vergangenheitszeitraum ist in Abbildung 5.1b dargestellt. Die gefüllten farbigen Balken zeigen die SSW-Verteilung der Ensemblemitglieder. Die breiteren, lediglich umrandeten Balken zeigen die SSW-Verteilung von ERA-Interim (schwarz, durchgezogen), CCM-Lauf (schwarz, gestrichelt), GCM-Lauf hellblau, gestrichelt) sowie das Ensemblemittel (dunkelblau, gestrichelt). Im November überschätzen alle EMAC-Simulationen die Häufigkeit an SSWs (SPARC, 2010). ERA-Interim zeigt für den Zeitraum 1979–2009 keine SSWs im November. Die Variabilität des Polarwirbels ist in EMAC im November bekanntermaßen zu hoch (Charlton *et al.*, 2007, SPARC, 2010). Während die Häufigkeit der SSWs in der CCM-Simulation im Dezember noch mit den Reanalysen übereinstimmt, hat die CCM-Simulation im Januar und Februar eine höhere SSW-Frequenz als die Reanalysen. Im März simuliert der CCM-Lauf im Mittel weniger SSWs als die Reanalysen zeigen. Haase und Matthes (2019) hatten in ihrer Studie mit WACCM gezeigt, dass die Anzahl an SSWs mit vorgeschriebenen chemischen Feldern im März überschätzt wird. In den vorliegenden EMAC-Läufen sieht man hingegen im März eine gute Übereinstimmung der SSW-Frequenz der GCM-Simulation mit den Reanalysen, während die CCM-Simulationen und das Ensemblemittel der SWIFT-Simulationen im März mehr SSWs simulieren. Die Ensemblesimulationen mit SWIFT erlauben es uns nun aber die Variabilität der SSW-Frequenz im März einzuschätzen. Es wird deutlich, dass im März eine recht hohe Variabilität der SSW-Frequenz auftritt, was möglicherweise mit den schwächeren Zonalwinden und dem allgemein schwächeren Polarwirbel gegen Ende des Winters zusammenhängt. Die Unterschiede in der SSW-Frequenz im März zwischen den verschiedenen Simulationen können somit auch der hohen internen Variabilität zugeschrieben werden, und liegen nicht zwangsläufig in der unterschiedlichen Behandlung von Ozon begründet.

Abbildung 5.1c zeigt die saisonale Änderung im Auftreten der SSWs in den Ensemblesimulationen. Als dünne gefüllte Balken ist die SSW-Frequenz der Ensemblemitglieder im Zukunftszeitraum (2052–2091) dargestellt. Die dünnen farblosen Balken, bzw. horizontalen Striche innerhalb der farblichen Balken zeigen die SSW-Frequenz des jeweiligen Ensemblemitglieds für den Vergangenheitszeitraum (1970–2009). Die breiteren, umrandeten Balken zeigen die SSW-Frequenz für den Vergangenheitszeitraum (Blautöne) und den Zukunftszeitraum (Rottöne) für das Ensemblemittel (durchgezogen blau für Vergangenheit, gestrichelt rot für Zukunft), die GCM-Simulation (gestrichelt hellblau und pink), sowie die CCM-Simulation (gepunktet blau und rot). Die CCM-Simulation zeigt eine Verringerung der SSW-Frequenz für November bis Januar, einen Anstieg im Februar und keine Änderung im März. Die GCM-Simulation simuliert in der Zukunft weniger SSWs im November und Dezember und mehr SSWs von Januar bis März. Keine Änderung in der SSW-Frequenz zeigt das Ensemblemittel für November, Dezember und März. Im Januar und Februar treten im Ensemblemittel in der Zukunft mehr SSWs auf. Im Multimodellensemble haben Ayarzagüena *et al.* (2018) ebenfalls eine Verringerung der SSW-Frequenz im Frühwinter festgestellt, welche einhergeht mit einer Verstärkung des Polarwirbels nach ODS-Rückgang. Für einzelne Ensemblemitglieder zeigt sich bei EMAC im Frühwinter ebenfalls eine Verstärkung der Zo-

5.1. Stratosphärenenerwärmungen in der Zukunft

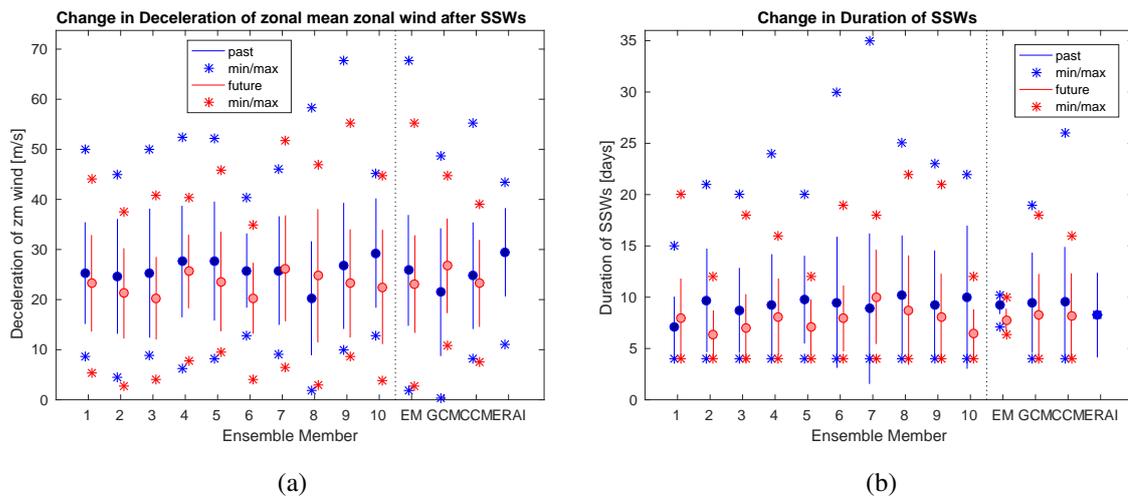


Abbildung 5.2.: a) Abschwächung der Zonalwinde nach einem SSW und b) Andauer der SSWs für die 10 Ensemblemitglieder der SWIFT-Simulation, das Ensemblemittel, die CCM- und die GCM-Simulation; sowie ERA-Interim für den Vergangenheitszeitraum (1970–2009, blau). Der Zukunftszeitraum (2052–2091) ist rot dargestellt. Als Punkte sind die Mittelwerte, als Linien die Bereiche der Standardabweichung und als Sterne die Maxima und Minima der jeweiligen Verteilung angegeben.

nalwinde (nicht gezeigt), dieses Ergebnis ist aber nicht robust. Die Stärke des Polarwirbels in den EMAC-Simulationen ist in Abbildung 5.1d anhand des zonalgemittelten Zonalwindes in 60° N in 10 hPa dargestellt. Die durchgezogenen Linien zeigen die Zonalwinde des Ensemblemittels der SWIFT-Simulationen in der Vergangenheit (schwarz), sowie in der Zukunft (rot). Die Querbalken geben die einfache Standardabweichung des Ensembles an. Die CCM-Simulation ist in gestrichelten Linien, die ERA-Interim-Reanalysen in gepunkt-gestrichelter Linie dargestellt. Sowohl für die CCM-Simulation wie auch für die SWIFT-Simulationen ist zu erkennen, dass der Polarwirbel im Frühwinter in der Zukunft schwächer ist als in der Vergangenheit. Eine Verringerung des Zonalwindes im Frühwinter, die einhergeht mit einer höheren SSW-Frequenz konnten wir in EMAC nicht bestätigen. Bei einzelnen Ensemblemitgliedern ist dieses Ergebnis zwar reproduzierbar, es ist jedoch nicht über alle Simulationen robust. Die interne Variabilität dominiert hier ein mögliches Signal der ODS- und GHG-Änderungen. Damit konnten wir die Einschätzung, die *Butchart et al. (2000)* angesichts der unterschiedlichen SSW-Frequenzen in zwei, nur in den Anfangsbedingungen abweichenden, Simulationen getätigt haben, mit einem größeren Ensemble bestätigen.

Die Änderung der Abschwächung des Zonalwindes nach SSWs und die Länge der Ereignisse sind in Abbildung 5.2 dargestellt. Die Abschwächung des Zonalwindes nach SSWs wird, nach *Charlton et al. (2007)*, als Differenz des Zonalwindes in 60° N und 10 hPa 15-5 Tage vor gegenüber 0 bis 5 Tage nach dem SSW berechnet. In den meisten Simulationen wird für die Zukunft eine geringere Windabschwächung nach dem SSW simuliert als in der

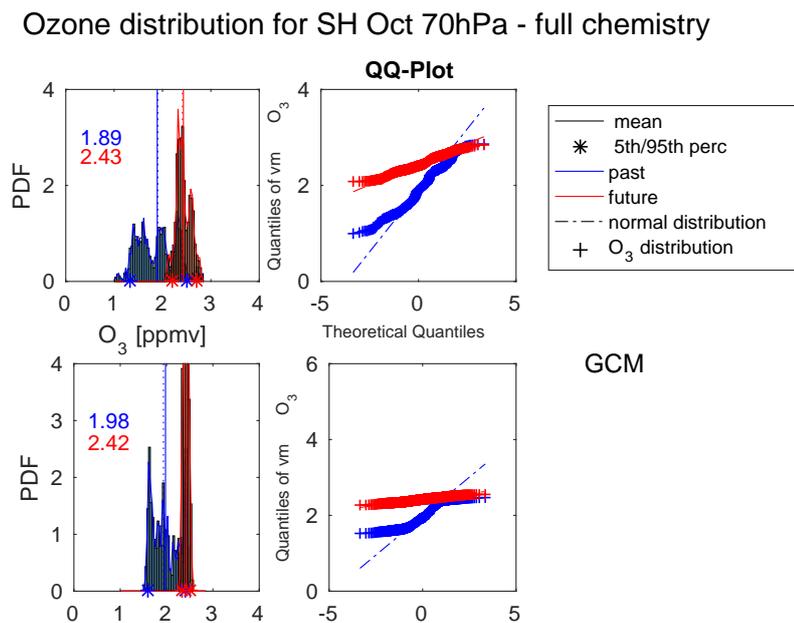


Abbildung 5.3.: Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (links) und QQ-Plot der Ozonmischungsverhältnisse im Polarwirbel der Südhemisphäre in 70 hPa im Oktober für CCM- (oben) und GCM-Simulation (unten). Senkrechte Linien kennzeichnen jeweils den Mittelwert, welcher zusätzlich im Plot angegeben ist. Sterne kennzeichnen das jeweils 5. und 95. Perzentil der jeweiligen Verteilung.

Vergangenheit. Allein Ensemblemitglieder 7 und 8, sowie die GCM-Simulation fallen hier raus. Diese zeigen für die Zukunft eine stärkere Windabschwächung im Vergleich zur jeweiligen Vergangenheit. Bei der Andauer der SSWs zeigen die meisten Simulationen im Mittel leicht kürzere SSWs als in der Vergangenheit (Abbildung 5.2b). Längere SSWs werden nur bei den Ensemblemitgliedern 1 und 7 simuliert. Für Windabschwächung und Andauer der SSWs sind zwischen den verschiedenen Simulationen keine signifikanten Unterschiede festzustellen. Selbst mit konsistenten GHG- und ODS-Bedingungen und für das Ensemble konnte für das RCP6.0-Szenario keine signifikante Änderung der SSW-Frequenz, der Windabschwächung durch SSWs oder deren Andauer festgestellt werden.

5.2. Änderung der stratosphärischen Ozonverteilung in der polaren unteren Stratosphäre

Die Stärke des stratosphärischen Ozonabbaus hängt neben der Chemie auch stark von der Dynamik ab. Aus diesem Grund untersuche ich hier die polaren Ozonmischungsverhältnisse in verschiedenen Modellkonfigurationen.

5.2. Änderung der stratosphärischen Ozonverteilung in der polaren unteren Stratosphäre

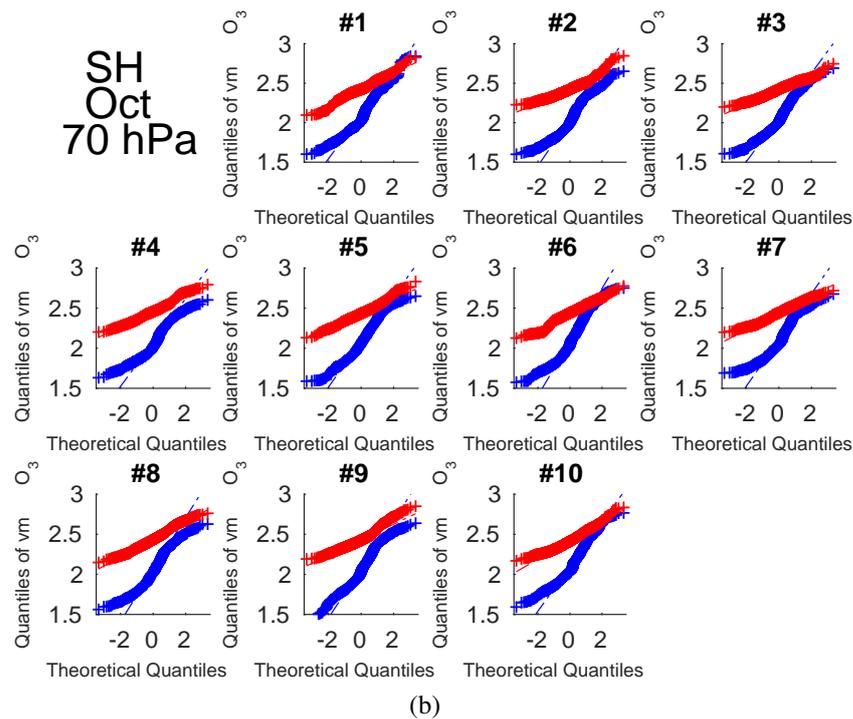
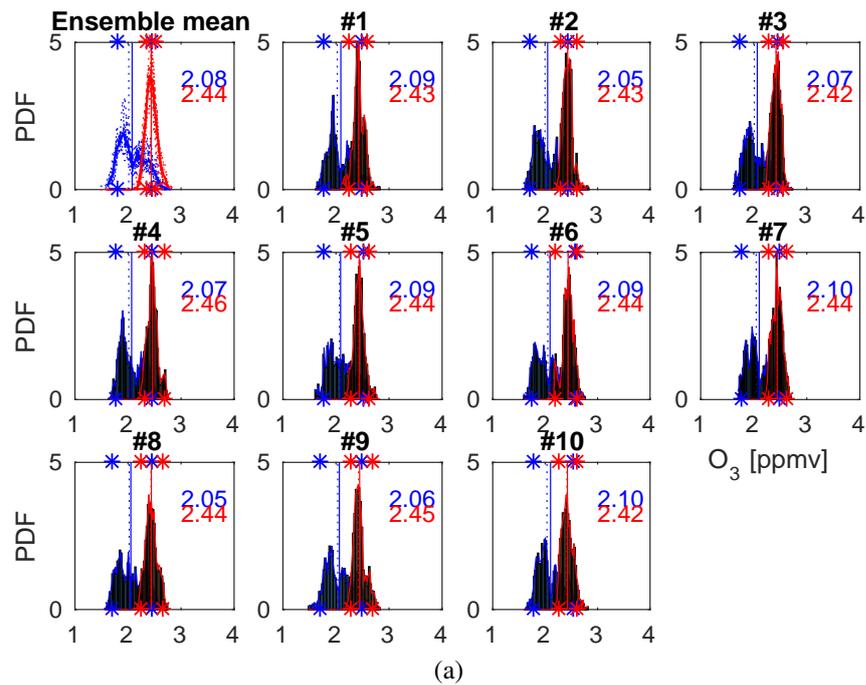


Abbildung 5.4.: a) Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen für die Ozonmischungsverhältnisse im Polarwirbel für die Ensemblemitglieder und das Ensemblemittel der SWIFT-Simulationen und b) QQ-Plots der Ozonmischungsverhältnisse für selbige Simulationen. Für den Vergangenheitszeitraum 1970–2009 (blau) und den Zukunftszeitraum 2052–2091 (rot) in 70 hPa. Senkrechte Linien kennzeichnen jeweils den Mittelwert, welcher zusätzlich im Plot angegeben ist. Sterne kennzeichnen das jeweils 5. und 95. Perzentil der jeweiligen Verteilung.

Ozone distribution for NH Mar 70hPa - full chemistry

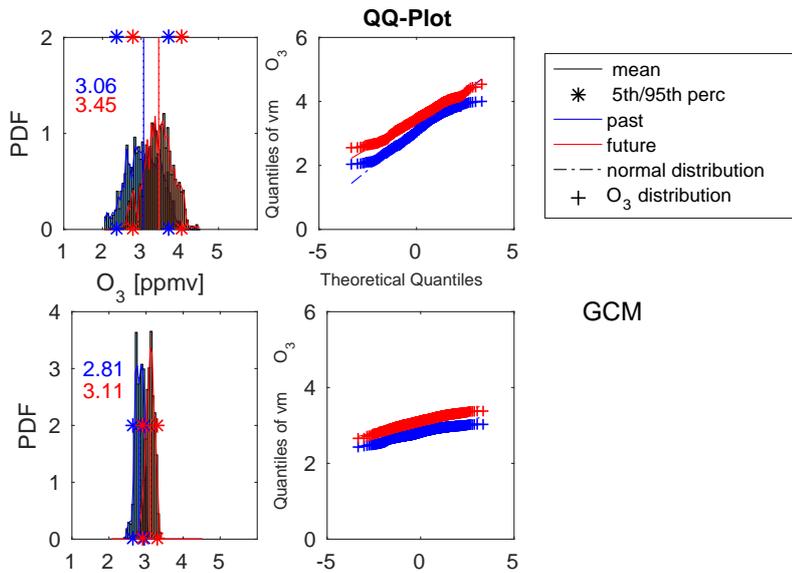


Abbildung 5.5.: Wie 5.3, aber für März.

Abbildung 5.3 (oben) zeigt die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der Ozonmischungsverhältnisse im Polarwirbel für die CCM-Simulation in der Vergangenheit (1970–2009, blau) und für die Zukunft (2052–2091, rot) für den Oktober der Südhemisphäre. Ebenfalls dargestellt ist der QQ-Plot, der als gestrichelte Linie die Normalverteilung, und mit Plus-Symbolen die simulierte Verteilung der Ozonmischungsverhältnisse im Polarwirbel zeigt. Die Histogramme zeigen als senkrechte Linien die Mittelwerte der Verteilung, deren Werte ebenfalls im Plot angegeben sind.

In der Vergangenheit ist die Ozonverteilung im Polarwirbel bei der CCM-Simulation bimodal, was an der S-Kurve des QQ-Plot deutlich wird. Die Verteilung des Ozons im Polarwirbel zeigt deutlich zwei Maxima. Für die Zukunft wird eine schmalere Verteilung mit nur einem Maximum simuliert. Das erste Maximum bei kleineren Werten in der Vergangenheit, das vermutlich durch heterogenen Ozonabbau zustande kommt, ist in der Zukunft nicht mehr vorhanden. Bei der GCM-Simulation (Abbildung 5.3 (unten)) wird deutlich, dass sich die Verteilungen von Ozon in der Vergangenheit und der Zukunft von denen der CCM-Simulation unterscheiden. Im zonalen, monatlichen Mittel mögen beide Simulationen dieselben Ozonmischungsverhältnisse aufweisen, im Polarwirbel ist bei der GCM-Simulation aber eine gänzlich andere Verteilung vorhanden. Das GCM zeigt eine deutlich schmalere, aber dennoch bimodale Verteilung.

Die Histogramme der Ensemblemitglieder und des Ensemblemittels sind in Abbildung 5.4a dargestellt. Die bimodale Verteilung des Ozonmischungsverhältnisses in der Vergangenheit ist bei den Ensemblemitgliedern und beim Ensemblemittel gut zu erkennen. Die Mittelwerte der Ensemblemitglieder liegen jedoch in der Vergangenheit über den mittleren Ozonmischungsverhältnissen des Polarwirbels in der GCM- und der CCM-Simulation. Die Ursa-

5.2. Änderung der stratosphärischen Ozonverteilung in der polaren unteren Stratosphäre

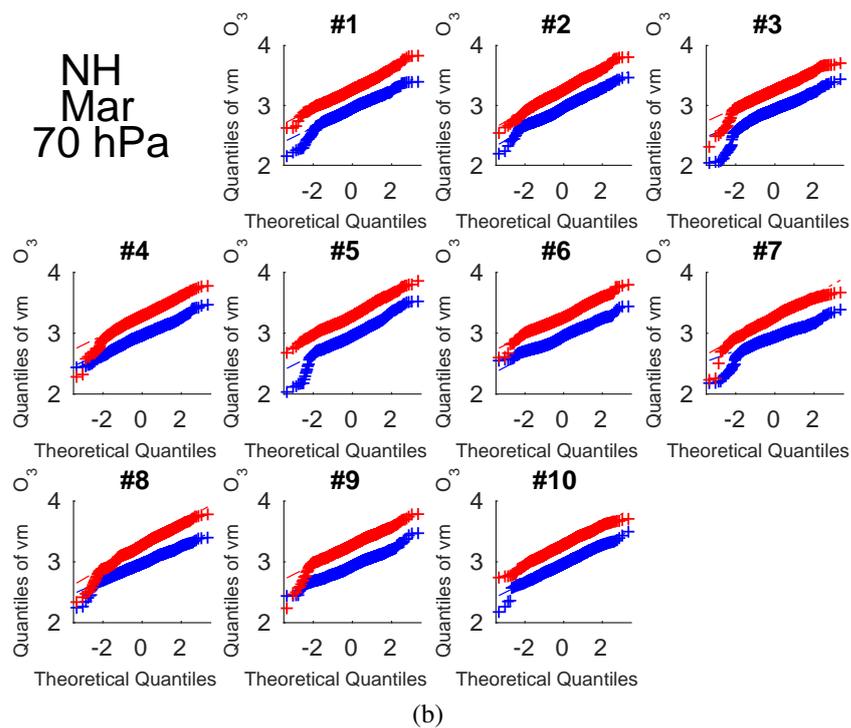
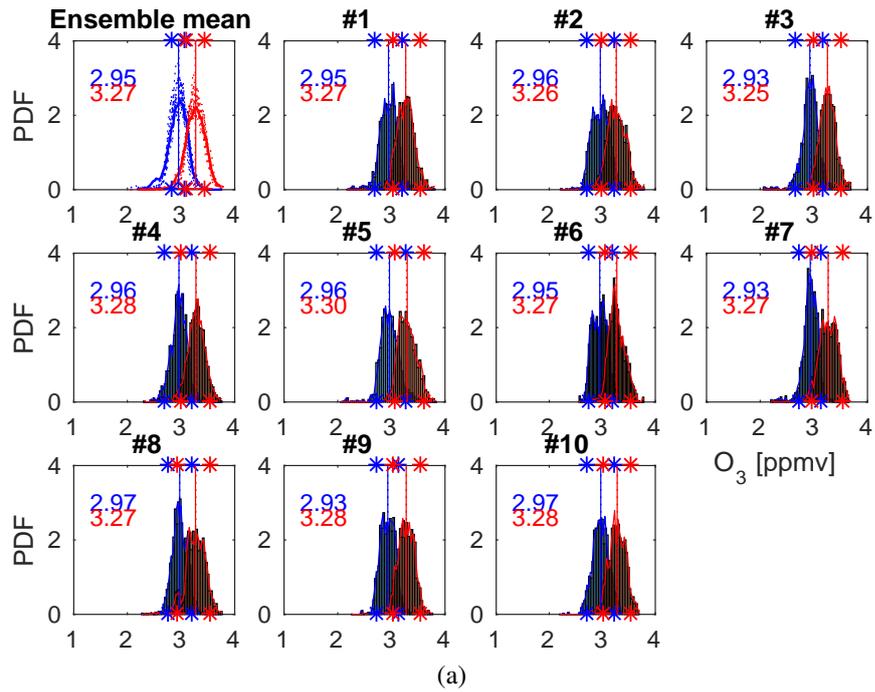


Abbildung 5.6.: Wie 5.4, aber für März.

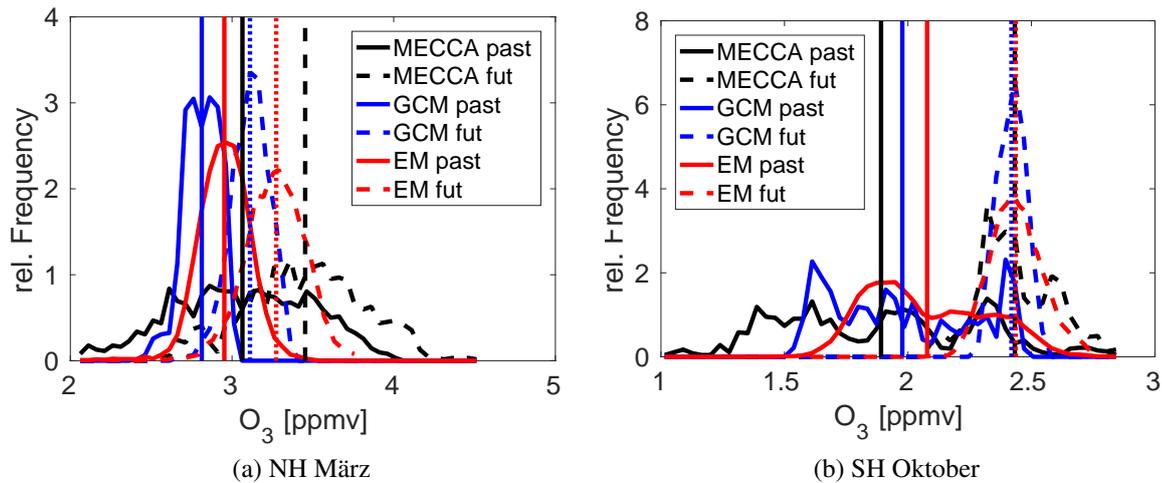


Abbildung 5.7.: Histogramme des wirbelgemittelten Ozonmischungsverhältnisses in 74 hPa für (a) die Nordhemisphäre und (b) die Südhemisphäre in der Vergangenheit (1970–2009), sowie in der Zukunft (schwarz). Durchgezogene Linien kennzeichnen den Mittelwert in der Vergangenheit, gestrichelte den Mittelwert der projizierten Verteilung.

che hierfür wurde in Kapitel 4.2.5 diskutiert. In der Zukunft stimmen die Mittelwerte der CCM-Simulation, der GCM-Simulation und den SWIFT-Ensemblesimulationen gut überein. Die Verteilungen der Ozonverteilung stimmen bei den SWIFT-Simulationen besser mit der CCM-Simulation überein. Das liegt daran, dass die Verteilung mit der Dynamik des Polarwirbels und dem Transport in den Wirbel zusammenhängt, der bei den SWIFT-Simulationen im Gegensatz zur GCM-Simulation berücksichtigt wird.

Die Ozonverteilung in der Nordhemisphäre im März wird in Abbildung 5.6 dargestellt. In der Vergangenheit ist bei der CCM-Simulation (a, oben), sowie bei den SWIFT-Ensemblesimulationen (b und c) eine relativ breite Verteilung zu erkennen, beim GCM (a, unten) ist die Verteilung sehr viel schmäler. Dies ist wieder auf den fehlenden Einfluss der Dynamik auf das Ozonfeld in der GCM-Simulation zurückzuführen. Die SWIFT-Simulationen zeigen eine breitere Ozonverteilung, jedoch werden hier Extremwerte unterschätzt, sowohl Minima als auch Maxima. In der Zukunft sieht man bei der GCM-Simulation eine leichte Zunahme. Sowohl die GCM- als auch die SWIFT-Simulationen unterschätzen jedoch die im CCM-Lauf simulierte maximalen Ozonmischungsverhältnisse. Im Vergleich zur Südhemisphäre fällt auf, dass die nordhemisphärischen Ozonmischungsverhältnisse im Polarwirbel näher an der Normalverteilung liegen als die Südhemisphärischen.

Die Verteilungen der CCM-, GCM- und SWIFT-Ensemblesimulationen sind in Abbildung 5.7 gemeinsam dargestellt. Betrachten wir den nordhemisphärischen März (Abbildung 5.7a) sehen wir, dass die Verteilungen der Ozonmischungsverhältnisse der CCM-Simulation im Vergleich zu der GCM- und den SWIFT-Simulationen in der Vergangenheit und der Zukunft breiter sind. Die SWIFT-Simulationen weisen im Mittel eine breitere Verteilung auf als das

5.3. Zonalgemittelte Stratosphären-Troposphären-Kopplung

vorgeschriebene Ozonfeld der GCM-Simulation. In der CCM-Simulation werden in Zukunft die höchsten mittleren Ozonmischungsverhältnisse im Polarwirbel simuliert, gefolgt vom Ensemblemittel der SWIFT-Simulationen. GCM- und CCM-Simulation mögen im zonalen Mittel übereinstimmen, betrachtet man jedoch das Polarwirbelmittel fallen vor allem in der Nordhemisphäre beträchtliche Unterschiede auf. Diese sind darauf zurückzuführen, dass das Ozonmischungsverhältnis im Polarwirbel der Nordhemisphäre im Winter starke zonale Anomalien aufweist. Nutzt man ein zonalgemitteltes Feld, unterschätzt man die transportbedingte Ozonzunahme in der unteren Stratosphäre. *Haase und Matthes* (2019) weisen auf eine transportbedingte Zunahme in der LS während SSWs hin. Die Simulationen mit vorgeschriebenem Ozonfeld können diese nicht berücksichtigen und unterschätzen in der LS somit die zusätzliche strahlungsbedingte Erwärmung durch den Anstieg der Ozonmischungsverhältnisse.

In der Südhemisphäre (Abbildung 5.7b) wird ebenfalls deutlich, dass das GCM die Extrema, in der Vergangenheit vor allem die geringen Ozonmischungsverhältnisse, in der Zukunft die höheren Ozonmischungsverhältnisse, unterschätzt. Die SWIFT-Simulationen unterschätzen zwar auch die niedrigen Ozonmischungsverhältnisse in der Vergangenheit, können die hohen Ozonmischungsverhältnisse der CCM-Simulation in der Zukunft jedoch gut wiedergeben. Im Bezug auf den Mittelwert der Südhemisphäre unterscheiden sich die Simulationen in der Zukunft wenig, was auf einen sehr zonalsymmetrischen Wirbel hindeutet.

Im Vergleich zur GCM-Simulation können Simulationen mit SWIFT in beiden Hemisphären und für vergangene und zukünftige Klimazustände Verteilungen des Ozonmischungsverhältnisses im Polarwirbel realistischer simulieren. Die Breite der Ozonverteilungen entspricht bei SWIFT-Simulationen eher denen der CCM-Simulation als denen der GCM-Simulation, da bei SWIFT im Polarwirbel dynamisch konsistente Ozonfelder simuliert werden.

5.3. Zonalgemittelte Stratosphären-Troposphären-Kopplung

In diesem Abschnitt soll die zonal gemittelte Kopplung untersucht werden, die über die Ringmoden eine deutliche vertikale Kopplung darstellt. Hierfür wurde die NAM-Anomalie berechnet, wie sie in Kapitel 3.6.5 beschrieben wird.

Abbildung 5.8 zeigt die Komposite der Zeit-Höhen-Schnitte für die NAM-Anomalien in den verschiedenen Simulationen. Die CCM-Simulation (Abbildung 5.8a) zeigt in 10 hPa starke NAM-Anomalien etwa 50 bis 60 Tage vor dem Ereignis und ein Abwärtswandern des Signals bis zum Boden wenige Tage nach dem Ereignis. In der unteren Stratosphäre bleibt das Signal, wie auch bei *Baldwin und Dunkerton* (2001) beschrieben, länger als 2 Monate bestehen. Dieses längere Anhalten der NAM-Anomalien in der LS begünstigt laut *Baldwin und Dunkerton* (2001) ein Abwärtskoppeln des Ereignisses. Tatsächlich werden in dem Zeitraum, in dem die NAM-Anomalien in der LS anhalten in der CCM-Simulation immer wieder Perioden mit verstärkter vertikaler Kopplung simuliert.

Kapitel 5. Einfluss auf Stratosphäre und STC

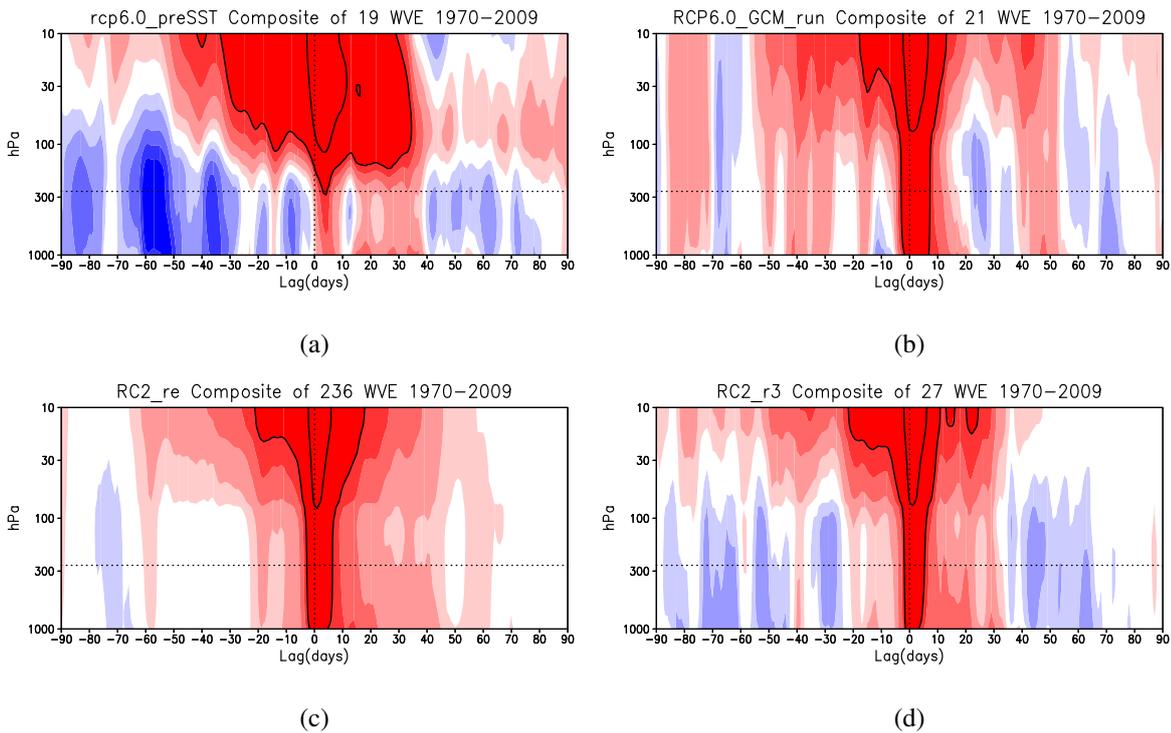


Abbildung 5.8.: Komposite der NAM-Index-Anomalien für Schwachwirbelereignisse im Zeitraum 1970–2009 für a) die CCM-Simulation, b) die GCM-Simulation, c) das Ensemblemittel der SWIFT-Simulation und d) ein Ensemblemitglied der SWIFT-Simulationen. Negative Anomalien sind rot dargestellt, Positive blau. Die schwarzen Konturlinien markieren NAM-Indizes ab ± 1 mit einem Abstand von 1.

In der GCM-Simulation sind 40 bis 50 Tage vor dem Ereignis ebenfalls bereits starke NAM-Anomalien vorhanden (Abbildung 5.8b), das Abwärtswandern der Anomalien ist jedoch nicht so deutlich zu erkennen wie in der CCM-Simulation. Auch ist hier kein langes Anhalten der NAM-Anomalien in der LS zu beobachten. Auch das Bodensignal hält bei der CCM-Simulation länger an als bei der GCM-Simulation. Wie der Vergleich mit den einzelnen Ensemblemitgliedern der SWIFT-Simulationen zeigt, könnte dies jedoch auch auf die natürliche Variabilität zurückzuführen sein (siehe Abbildungen A.16-A.25).

Das Ensemble der SWIFT-Simulationen zeigt eine starke Variation des NAM-Signals über die verschiedenen Ensemblemitglieder (siehe Abbildungen A.16-A.25). Abbildung 5.8d zeigt die NAM-Anomalie für ein Ensemblemitglied. Ab 40 bis 50 Tagen vor dem Ereignis sind starke, anhaltende NAM-Anomalien in 10 hPa zu erkennen, die im Laufe der Zeit abwärts wandern und in der Troposphäre etwa 35 Tage anhalten. Damit halten die NAM-Anomalien am Boden in dieser SWIFT-Simulation länger an als die Anomalien in der GCM-Simulation. Die SWIFT-Simulation verhält sich in der Entwicklung der NAM-Anomalie ähnlich wie die

5.3. Zonalgemittelte Stratosphären-Troposphären-Kopplung

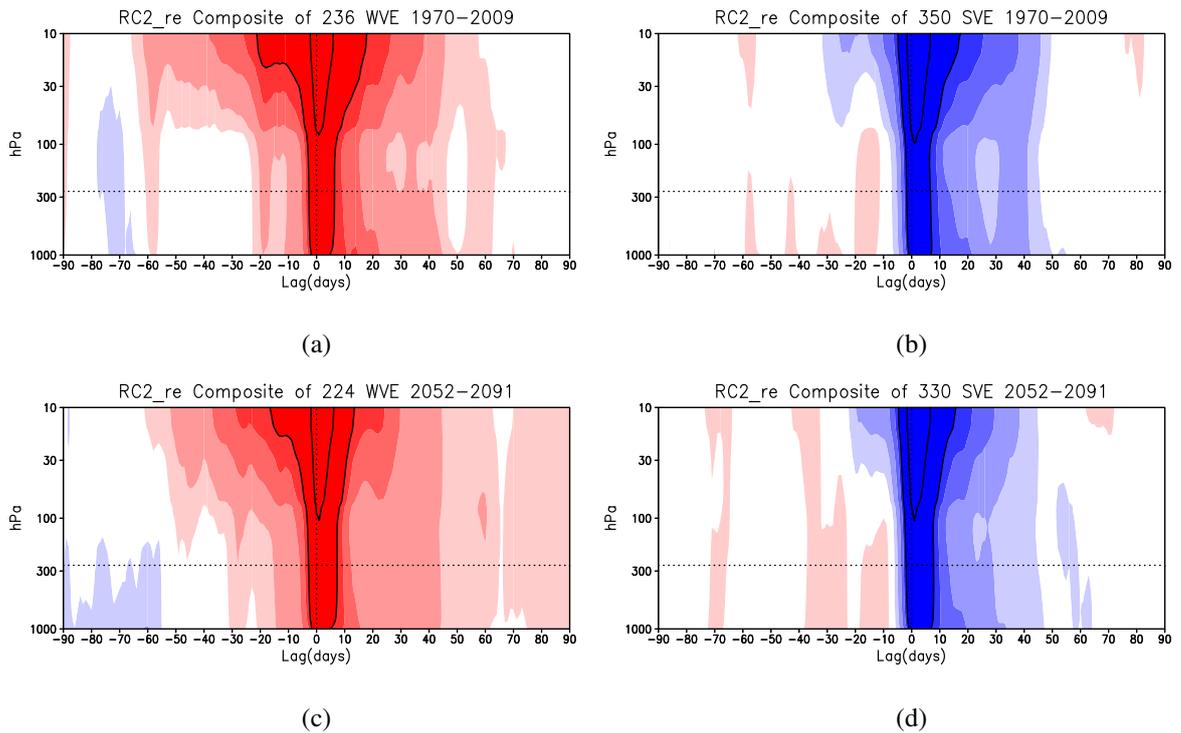


Abbildung 5.9.: Komposite des NAM für a) und c) Schwachwirbelereignisse, sowie b) und d) Starkwirbelereignisse über alle Ensemblemitglieder für die Vergangenheit 1970–2009 (a und b) und die Zukunft 2052–2091 (c und d).

CCM-Simulation. Es gibt ab etwa 40 Tagen vor dem Ereignis ein starkes NAM-Signal, welches mit der Zeit absinkt und 30 bis 40 Tage am Boden anhält. Wie bei der CCM-Simulation gibt es bei der SWIFT-Simulation nach dem Ereignis mehrere Perioden der verstärkten Kopplung.

Durch die höhere Anzahl an modellierten Jahren und somit gemittelten Ereignissen, ist der Verlauf der NAM-Anomalie für das Ensemblemittel klarer (Abbildung 5.8c). NAM-Anomalien, die durch die natürliche Variabilität entstehen, wurden durch die hohe Anzahl an Ereignissen herausgemittelt. Das NAM-Signal bildet sich im Ensemblemittel in 10 hPa etwa 60 Tage vor dem Ereignis und wandert mit der Zeit abwärts. Am Boden bleibt es nach dem Ereignis für bis zu 60 Tage erhalten. Im Ensemblemittel wird deutlich, dass die Kopplung mit dem Boden am Tag des Ereignisses am stärksten ist und mit der Zeit abnimmt.

Die Höhen-Zeit-Schnitte des NAM-Index für Schwach- und Starkwirbelereignisse im Ensemblemittel der SWIFT-Simulationen ist für Vergangenheit und Zukunft in Abbildung 5.9 gezeigt. Der Vergleich der Schwachwirbelereignisse zeigt, dass das Abwärtswandern des NAM-Signals in Zukunft schneller erfolgt als in der Vergangenheit (Vergleiche Abbildung 5.9a und 5.9c). Das NAM-Signal hält im Zukunftszeitraum länger an als im Vergangenheits-

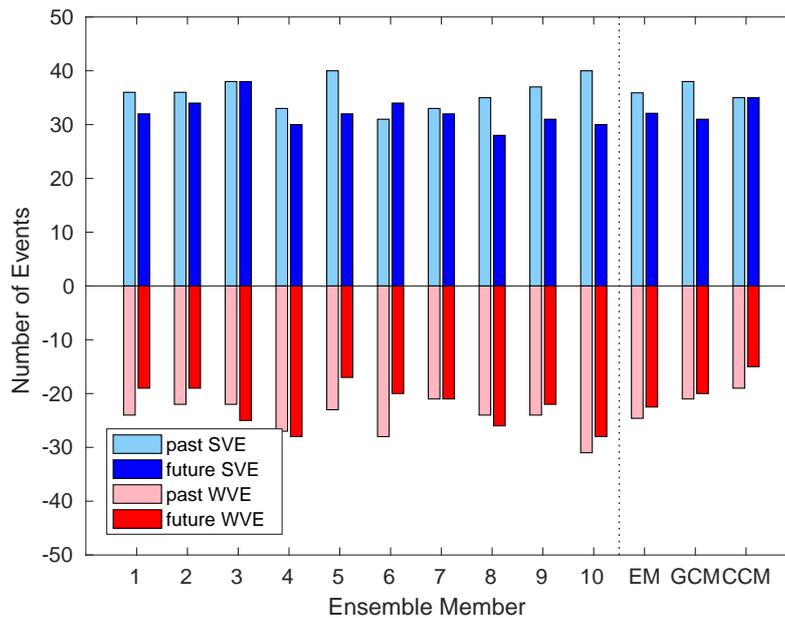


Abbildung 5.10.: Anzahl an Stark- (blau) und Schwachwirbelereignissen (rot) in der Vergangenheit (helle Farbtöne) und der Zukunft (dunkle Farbtöne) für die 10 Ensemblemitglieder mit SWIFT-Chemie, deren Ensemblemittel (EM), sowie die GCM-Simulation und die CCM-Simulation.

zeitraum. Das kann mit Änderungen in der Dynamik der Stratosphäre zusammenhängen. Abbildung 5.1d zeigt den zonal gemittelten Zonalwind in 60° N in 10 hPa für die SWIFT-Simulation (durchgezogene Linien) in der Vergangenheit (schwarz) und der Zukunft (rot). Hier ist im Ensemblemittel eine Verringerung der Windstärke zu erkennen. Ein klimatologisch schwächerer Wind deutet auf einen instabileren Polarwirbel hin, der leichter gestört werden kann und in dem sich Anomalien schneller nach unten fortpflanzen können.

Die Häufigkeit der Stark- und Schwachwirbelereignisse in den jeweils untersuchten 40 Jahren ist in Abbildung 5.10 für alle Ensemblemitglieder, das Ensemblemittel und die GCM- sowie die CCM-Simulation dargestellt. Obwohl es eine sichtliche Variabilität unter den Ensemblemitgliedern gibt, ist bei den SWIFT-Simulationen eine Tendenz zur Abnahme der Häufigkeit von Stark- und Schwachwirbelereignissen zu erkennen, die auch im Ensemblemittel erkennbar ist. Die GCM- und die CCM-Simulation zeigen bei der Anzahl der Schwachwirbelereignisse ebenfalls eine Abnahme in der Zukunft. Bei den Starkwirbelereignissen zeigt die GCM-Simulation eine Abnahme, die CCM-Simulation keine Veränderung in der Anzahl. Die Unterschiede zwischen CCM-, GCM- und SWIFT-Simulationen sind innerhalb der durch die Ensemblemitglieder verdeutlichten internen Variabilität von EMAC. Wie schon bei der SSW-Frequenz ist die interne Variabilität stärker als die möglichen Unterschiede, die durch verschiedene Formen der Berücksichtigung des Ozonfeldes zustande kommen.

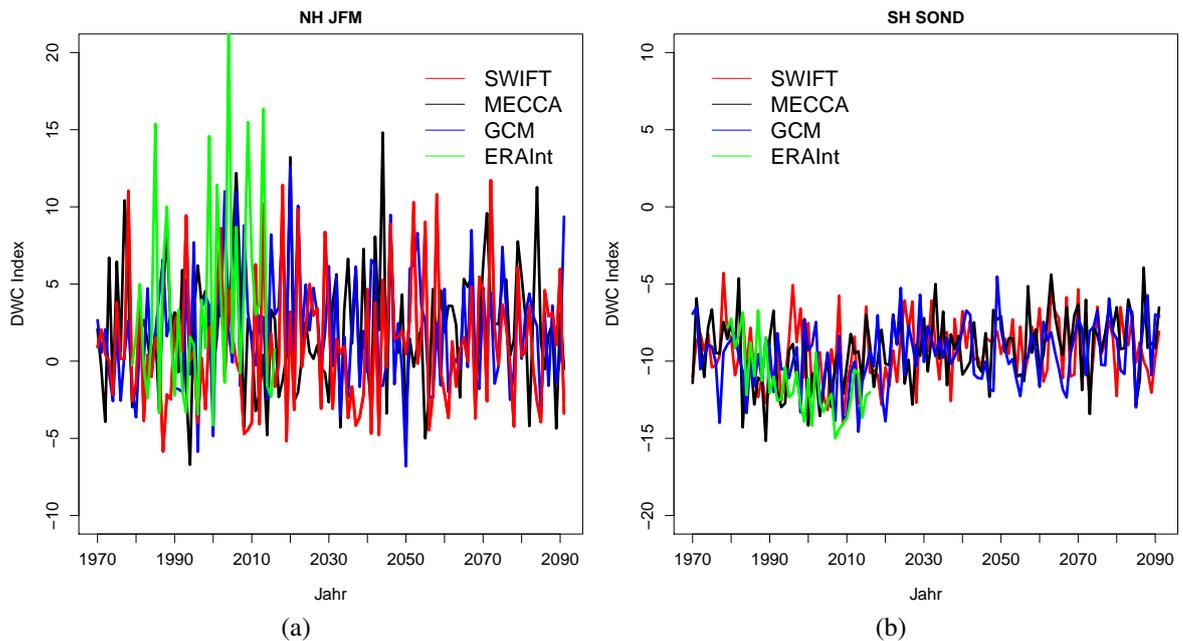


Abbildung 5.11.: DWC-Index für das Mittel über (a) Januar bis März in der Nordhemisphäre und (b) September bis Dezember in der Südhemisphäre für die SWIFT-Simulation (rot), die CCM-Simulation (schwarz), sowie die GCM-Simulation (blau) für den Zeitraum 1970–2091; außerdem für ERA-Interim (grün) im Zeitraum 1979–2016.

5.4. Abwärtskoppeln von Wellen

Neben der eben beschriebenen zonal gemittelten STC kann die Stratosphäre auch durch das Abwärtskoppeln atmosphärischer Wellen einen Einfluss auf die Troposphäre ausüben. Dieses Abwärtskoppeln von Wellen (engl. downward wave coupling, DWC) findet statt, wenn der Zonalwind in der LS stark ist. *Perlwitz und Harnik (2004)* nutzen einen Index um festzustellen ob ein reflektierendes Ereignis stattfindet. Der Index wird gebildet aus der Differenz des über die Breiten von 58° – 74° gemittelten zonal gemittelten Zonalwindes \bar{u} :

$$U(2 - 10) \equiv \bar{u}(2 \text{ hPa}) - \bar{u}(10 \text{ hPa}).$$

Mithilfe dieses Indexes kann bestimmt werden, ob abwärts reflektierende Ereignisse stattfinden. Dieser DWC-Index ist in Abbildung 5.11 für die Nordhemisphäre (a) und die Südhemisphäre (b) für den Zeitraum 1970–2091 in verschiedenen Simulationen gezeigt. Negative Werte deuten auf abwärts koppelnde Wellen, also einen reflektiven Zustand hin. In der Nordhemisphäre variiert der DWC-Index stark um Null, die interannuale Variabilität ist sehr stark. DWC-Ereignisse finden in einigen Wintern statt. Der Großteil der nordhemisphärischen Winter ist jedoch nicht reflektiv. Zwischen den verschiedenen Simulationen sind keine deutlichen Unterschiede in der Reflektivität erkennbar.

Der Winter der Südhemisphäre ist immer reflektiv (Abbildung 5.11b), der DWC-Index

schwankt um Minus 10. ERA-Interim zeigt für den Zeitraum 1979 bis 2013 einen negativen Trend mit stärker reflektierenden Ereignissen in den späten 1990er Jahren. Die EMAC-Simulationen zeigen in diesem Zeitraum ebenfalls einen Abwärtstrend, der jedoch zum Teil von der starken interannualen Variabilität überdeckt wird. Die EMAC-Simulationen zeigen ab etwa den 2010er Jahren einen Aufwärtstrend im DWC-Index mit weniger stark reflektierenden Ereignissen ab etwa 2030.

Der DWC-Index ist ein Indikator für die Stärke der vertikalen Windscherung, diese scheint in den jeweiligen Wintermonaten durch die Art der Berücksichtigung von Ozon im Modell nicht signifikant beeinflusst zu sein.

5.5. Einfluss auf den Strahlstrom der mittleren Breiten

Die Verschiebung des troposphärischen Jets wird sowohl von Temperaturänderungen in der polaren unteren Stratosphäre als auch in der tropischen oberen Troposphäre beeinflusst. Der jeweilige Einfluss von GHGs und ODSs auf den troposphärischen Jet kann mit Hilfe der in Kapitel 3.6.4 beschriebenen Methode von *Gerber und Son* (2014) unterschieden werden. Sie beschreiben, wie der Einfluss sich ändernder ODSs und GHGs auf den Strahlstrom der mittleren Breiten mithilfe von polaren und tropischen Temperaturänderungen unterschieden werden kann. Laut *Gerber und Son* (2014) sind arktische Temperaturänderungen in der LS allein auf ODS-Änderungen und Temperaturänderungen in der tropischen oberen Troposphäre allein durch GHG-Änderungen beeinflusst. Sie gehen von einem linearen Zusammenhang der tropischen und polaren Temperaturänderungen auf die Position des Strahlstroms aus.

Die Abbildung 5.12 zeigt die entsprechenden Regressionskoeffizienten und Temperaturtrends für den Zeitraum 2010 bis 2091 für die CCM-Simulation, die GCM-Simulation sowie für das Ensemblemittel der SWIFT-Simulationen. Die Abbildung 5.12 a) zeigt die Regressionskoeffizienten für die Polarregion (blau) sowie die Tropen (rot). Bei interaktiver und SWIFT-Chemie üben Polarregion und Tropen einen ähnlich starken Einfluss auf den Strahlstrom der mittleren Breiten aus. In der GCM-Simulation überwiegt der Einfluss der Polregion deutlich. In der Vergangenheit gab es über dem Pol eine Abkühlung und in den Tropen eine Erwärmung. Diese Trends führen insgesamt zu einer Verstärkung der meridionalen Temperaturgradienten und einer Polwärtsverschiebung des troposphärischen Strahlstroms. Für die Zukunft wird bei allen Simulationen eine Temperaturerhöhung in den Tropen simuliert, welche durch steigende Treibhausgaskonzentrationen verursacht wird. Am Pol gibt es bei den MECCA- und SWIFT-Simulationen eine leichte Erwärmung, bei der GCM-Simulation jedoch eine leichte Abkühlung. Der Jet verschiebt sich in allen Simulationen in der Zukunft leicht in Richtung Pol. *Gerber und Son* (2014) haben unterschiedliche RCP-Szenarien untersucht und festgestellt, dass es beim RCP4.5-Szenario kaum eine Veränderung in der Lage des troposphärischen Strahlstroms gibt, beim stärkeren RCP8.5-Szenario jedoch eine polwärtige Verschiebung des Jets erfolgt. Die GHG-bedingte Verschiebung in Richtung Pol ist folglich bei stärkeren GHG-Szenarien einflussreicher als die mit der Ozonerholung verbundene

5.5. Einfluss auf den Strahlstrom der mittleren Breiten

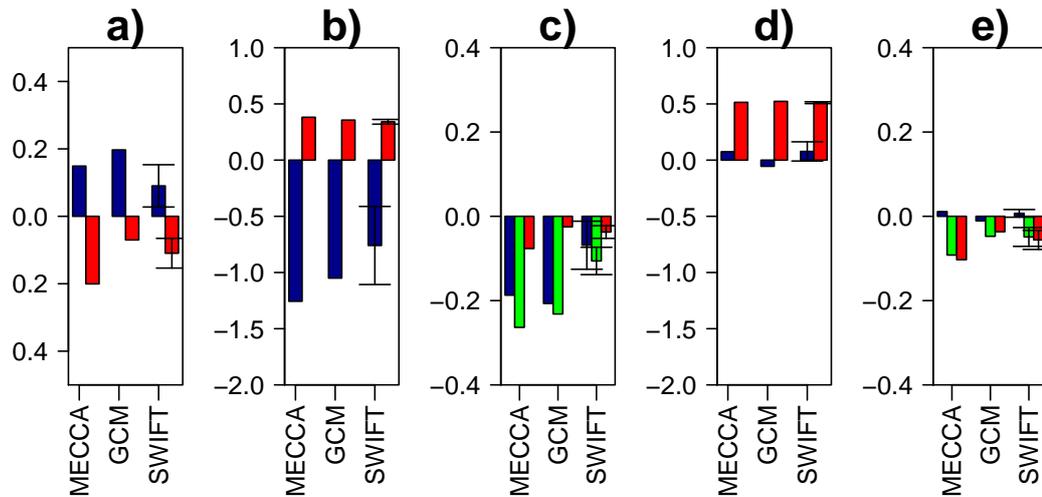


Abbildung 5.12.: a) Regressionskoeffizienten Γ_{polar} (blau) und Γ_{trop} (rot), b) Temperaturtrends [K/ Dekade] in der Polarregion (blau) und den Tropen (rot) für den Zeitraum 1970–2009, c) Verschiebung des Jet-Maximums [°/ Dekade] (grün), sowie die Anteile aus polarer (blau) und tropischer (rot) Temperaturänderung für den Zeitraum 1970–2009, d) wie b), aber für die Trends von 2010–2091, e) wie c), aber für die Jet-Verschiebung im Zeitraum 2010–2091.

äquatorwärtige Verschiebung des Jets. In der hier gezeigten RCP6.0-Simulation überwiegt ebenfalls der GHG-Effekt.

In der Vergangenheit wird die polare Abkühlung bei den SWIFT-Simulationen im Vergleich zur CCM-Simulation stets unterschätzt, für die Zukunft sind polare Temperaturtendenzen in den SWIFT- und CCM-Simulationen ähnlich stark. Dass die SWIFT-Simulationen in der Südhemisphäre die Stärke der Ozonabnahme im Zeitraum der stärksten ODS-Konzentrationen unterschätzen, wurde in Kapitel 4 gezeigt. Aufgrund der höheren Ozonmischungsverhältnisse bei der SWIFT-Simulation im Vergleich zur CCM-Simulationen im Zeitraum der ODS-Maxima sind die Temperaturen bei den SWIFT-Simulationen in diesem Zeitraum höher als bei der CCM-Simulation, wo aufgrund der geringeren Ozonmischungsverhältnisse weniger UV-Strahlung absorbiert werden kann.

Gerber und Son (2014) nutzen für die Ozonerholung (OR) einen längeren Zeitraum als für die Ozonerstörung (OD) mit der Begründung, dass die OR länger andauert als die OD. Dies ist zwar im Hinblick auf die OD eine sinnvolle Einteilung, die Effekte von ODS- und GHG-Konzentrationen auf die Totalozonsäule variieren aber im 21. Jh. in verschiedenen Perioden durch die unterschiedliche Stärke des jeweiligen Effektes (z. B. *Langematz et al.*, 2014). Unterschiedliche Effekte beider Änderungen sind auch für den Einfluss auf den troposphä-

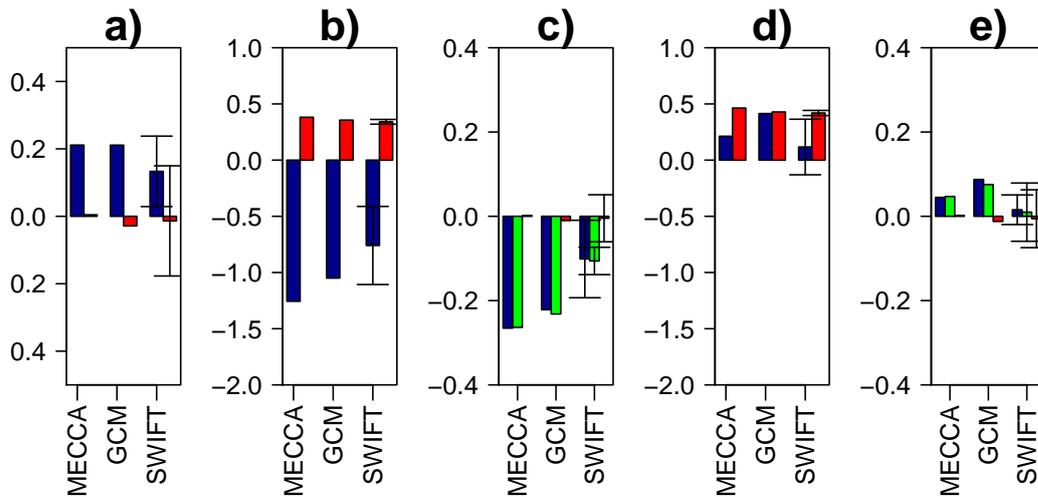


Abbildung 5.13.: Wie 5.12, aber für den Zukunftszeitraum 2010-2051.

rischen Jet denkbar. Eine Einteilung in Ozonerholung mit mäßigem Klimawandel von 2010 bis 2051 und eine Ozonüberholung mit starken Klimawandel von 2052 bis 2091 zeigt tatsächlich Unterschiede in diesen beiden Perioden.

Abbildung 5.13 zeigt den Zeitraum von 2010 bis 2051, in dem die GHG-Erhöhung noch nicht so stark, die Ozonerholung aber bereits stark ausgeprägt ist. In diesem Zeitraum erfolgt eine äquatorwärtige Verlagerung des Jets (Abbildung 5.13 c), die durch eine Abkühlung der polaren Breiten und damit durch ODS-Abnahme verursacht wird. Abbildung 5.13 e) zeigt, dass die Jet-Verschiebung bei den SWIFT-Simulationen sehr variabel und im Ensemblemittel sehr klein, aber ebenfalls in Richtung Äquator gerichtet ist. Für den Zeitraum der Vergangenheit, in dem eine starke Abkühlung der polaren unteren Stratosphäre infolge der hohen ODS-Konzentrationen stattfindet, wird bei den SWIFT-Simulationen deutlich, dass alle die Abkühlung in der unteren, polaren Stratosphäre unterschätzen (Abbildungen 5.13-5.14). Der Effekt der Ozonerholung ist in diesem Zeitraum also stärker als der GHG-Effekt.

Im Zeitraum von 2052 bis 2091 (Abbildung 5.14) sind die ODS-Konzentrationen zumeist wieder auf 1980er Niveau zurück gegangen und starke chemische Ozonerstörung in der LS im Frühling findet nur noch vereinzelt statt. Die GHG-Konzentration in der Atmosphäre hat jedoch stark zugenommen und somit ist zu erwarten, dass der ODS-Effekt in diesem Zeitraum gering ist und der GHG-Effekt die Verschiebung des troposphärischen Jets dominiert. Abbildung 5.14 e) zeigt, dass diese Erwartung erfüllt wird, der Jet wird polwärts verschoben. Der Einfluss der tropischen Temperaturen ist hier weitaus stärker als der ODS-Effekt. Die Temperaturtrends der Tropen überwiegen hier mit durchweg mehr als 5 K pro Dekade den Abkühlungstrend in der polaren LS, welche bei der CCM-Simulation am stärksten sind, aber selbst dort schwächer sind als 5 K pro Dekade.

5.5. Einfluss auf den Strahlstrom der mittleren Breiten

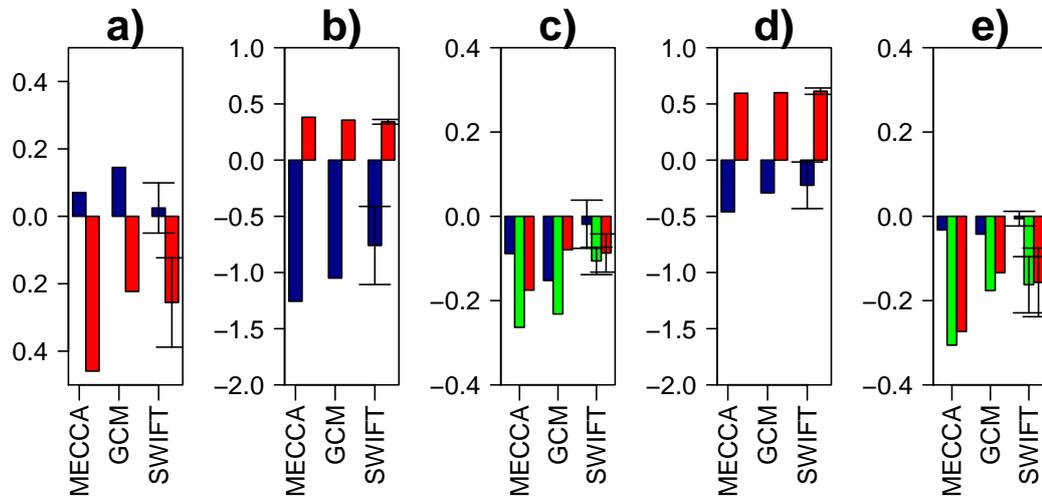


Abbildung 5.14.: Wie 5.12, aber für den Zukunftszeitraum 2052–2091.

Es wurde gezeigt, dass für den Zeitraum 2010–2051 eine äquatorwärtige Verschiebung des Jets, bedingt durch den ODS-Effekt, modelliert wird. Für den Zeitraum von 2052–2091 überwiegt jedoch der GHG-Effekt, und es wird eine polwärtige Jet-Verschiebung projiziert. Die schwache polwärtige Verschiebung des troposphärischen Jets im Zeitraum 2010 bis 2019 (Abbildung 5.12) setzt sich also zusammen aus einer, durch die Ozonerholung bedingten äquatorwärtigen Verschiebung des Jets (Abbildung 5.13), gefolgt von einer starken Verschiebung des Jets in Richtung Pol, die durch eine starke Erwärmung der tropischen oberen Troposphäre verursacht ist (Abbildung 5.14).

Mithilfe des Ensembles der SWIFT-Simulationen, der CCM-Simulation und der GCM-Simulation konnte gezeigt werden, dass der Einfluss der internen Variabilität auf verschiedene Eigenschaften von SSWs stärker ist als Effekte des anthropogenen Klimawandels im RCP6.0-Szenario. Die Art der Berücksichtigung stratosphärischer Ozonfelder hat ebenfalls einen zu vernachlässigenden Einfluss auf SSWs. Die Ozonverteilungen im Polarwirbel der Südhemisphäre verändern sich von einer bimodalen Verteilung in der Vergangenheit hin zu einer stärkeren Gleichverteilung. Die GCM-Simulation zeigte zwar passende Mittelwerte, im Polarwirbel aber eine zu schmale Verteilung der Ozonmischungsverhältnisse. Die SWIFT-Simulationen konnten trotz der Überschätzung des mittleren Ozonmischungsverhältnisses in der Südhemisphäre für die Vergangenheit eine, im Vergleich zur CCM-Simulation, konsistentere breitere Ozonverteilung zeigen als die GCM-Simulation. Das Abwärtskoppeln der NAM-Anomalien bei Schwachwirbelereignissen wird bei den SWIFT-Simulationen im Vergleich zur CCM-Simulation besser getroffen als bei der GCM-Simulation. Einen Einfluss auf die Frequenz von Stark- und Schwachwirbelereignissen, sowie das Auftreten von DWC-Ereignissen durch die Unterschiede der Berücksichtigung des Ozons konnte nicht nachge-

Kapitel 5. Einfluss auf Stratosphäre und STC

wiesen werden. Des Weiteren wurde gezeigt, dass sich der Einfluss von ODS- und GHG-Änderungen auf den troposphärischen Jet in der ersten und zweiten Hälfte des 21. Jh. unterscheidet. So überwiegt in der ersten Hälfte des 21. Jh. die ODS-bedingte äquatorwärtige Verschiebung und in der 2. Hälfte die GHG-bedingte polwärtige Verschiebung des Jets der mittleren südlichen Breiten.

Kapitel 6.

Der Einfluss stratosphärischen Ozons auf die Troposphäre und die Vorhersagbarkeit

In vielen Studien wurde gezeigt, dass zonale Anomalien des Ozonfeldes, die zeitliche Mittelung des Ozons, sowie die Rückkopplung von Ozonmischungsverhältnissen an die Strahlung einen merklichen Einfluss auf die Stärke der STC und des troposphärischen Signals haben können. Die in dieser Arbeit verwendeten Modellkonfigurationen erlauben es zu untersuchen inwiefern eine dynamisch konsistente Simulation der polaren Ozonkonzentration hierzu beiträgt.

Gillett et al. (2009) haben gezeigt, dass zonale Asymmetrien des Ozonfeldes in der Stratosphäre Temperatur- und Geopotentialanomalien hervorrufen. Die Berücksichtigung von zonalen Anomalien im Ozonfeld sei demnach wesentlich für die korrekte Simulationen zukünftiger Trends von Stratosphärentemperaturen (*Gillett et al.*, 2009). Dass Unterschiede in der Berücksichtigung der Chemie einen Einfluss auf die Troposphäre ausüben, zeigen *Haase und Matthes* (2019). Sie finden, dass die stratosphärische Variabilität bei Simulationen mit interaktiver Chemie besser repräsentiert und die saisonale Verteilung der SSWs realistischer ist. Auch der Bodeneinfluss der STC nach SSWs ist stärker und hält länger an, wenn die Ozonchemie interaktiv berücksichtigt wird.

Für die Simulationen mit SWIFT ergeben sich daraus folgende Fragestellungen:

Können die, durch zonale Anomalien des Ozonfeldes hervorgerufenen, Unterschiede der Temperatur- und Geopotentialfelder in der Stratosphäre durch EMAC mit SWIFT-Chemie reproduziert werden? Welchen Einfluss haben die interne Variabilität und die Art der Berücksichtigung stratosphärischen Ozons auf das Auftreten von SSWs und deren Einfluss auf die Troposphäre?

6.1. Der Einfluss zonaler Anomalien im Ozonfeld

Abbildung 6.1 zeigt die Unterschiede der Temperatur und des zonal gemittelten Zonalwindes zwischen zwei RCP8.5-Simulationen mit EMAC. Hier werden zum einen eine CCM-

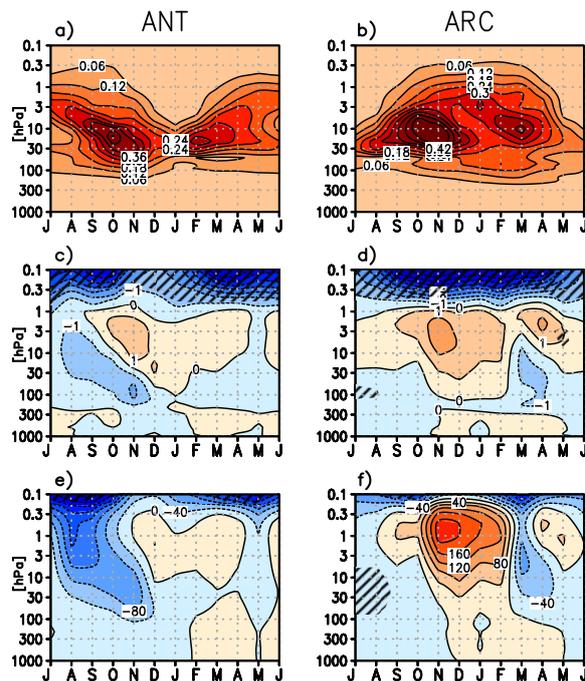


Abbildung 6.1.: Polarkappenmittel (links: 65°–90° S), rechts: 65°–90° N) und längjähriges Monatsmittel (1970–2009) der zonalen Standardabweichung des Ozonmischungsverhältnisses der CCM-Simulation [ppmv] (oben), Differenz der Temperatur [K] zwischen der CCM- und der GCM-Simulation (mitte), Differenz der Geopotentiellen Höhe [gpm] zwischen der CCM- und der GCM-Simulation (unten). Für die Simulationen mit RCP8.5-Szenario.

Simulation und zum anderen eine GCM-Simulation, die auf den in der CCM-Simulation berechneten Feldern der strahlungsrelevanten Gase basiert, analysiert. Beide Simulationen wurden von B. Ayarzagüena in einem früheren Projekt mit EMAC 1.10 in T42L39-Auflösung durchgeführt. Die in dieser Arbeit analysierte CCM-Simulation im RCP6.0-Szenario wurde ebenfalls mit EMAC 1.10 erstellt. Die hier gezeigten transienten SWIFT-Simulationen im RCP6.0-Szenario wurden jedoch mit einer neueren Modellversion, nämlich EMAC 2.53 durchgeführt, um die in der Zwischenzeit stattgefundenen Verbesserungen im Modellsystem nutzen zu können. Die Unterschiede in der Modellklimatologie zwischen der RCP6.0-CCM-Simulation und der RCP6.0-SWIFT-Simulation erschweren es jedoch den Effekt unterschiedlicher Ozonfelder auf Temperatur- und Geopotentialfelder zu untersuchen, da diese Felder sich bereits aufgrund der unterschiedlichen Modellversionen unterscheiden.

Aus diesem Grund werden in diesem Abschnitt zunächst die CCM- und die GCM-Simulation mit RCP8.5-Szenario, die mit EMAC 1.10 erstellt wurden, miteinander verglichen. Danach werden die mit EMAC 2.53 erstellten SWIFT- und GCM-Simulationen im RCP6.0-Szenario miteinander verglichen. Alle Simulationen werden für den Zeitraum 1970–2009 analysiert. Abbildung 6.1 zeigt nun den Effekt der zonalen Anomalien im Ozon (ZAO) auf Temperatur

und Geopotentielle Höhe in den RCP8.5-Simulationen. Wie bei *Gillett et al. (2009)* ist in der Antarktis das Maximum der ZAO im Südfrühling zu finden, und ein zweites Maximum am Ende des Südsommers, bzw. am Anfang des Südherbstes. In den EMAC-Simulationen werden die Maxima in der Südhemisphäre jedoch etwas früher simuliert als bei *Gillett et al. (2009)*. Während das erste Maximum bei *Gillett et al. (2009)* im November zu finden ist, liegt es in den EMAC-Simulationen bereits im Oktober. Das zweite Maximum liegt bei *Gillett et al. (2009)* im April, in den EMAC-Simulationen jedoch bereits im Februar. In der Arktis ist die Übereinstimmung besser. Sowohl bei *Gillett et al. (2009)* als auch in den EMAC-Simulationen sind die stärksten ZAO in der Arktis im November zu finden. Beim Vergleich mit den Analysen von *Gillett et al. (2009)* ist zu beachten, dass sie Zeitscheibensimulationen mit dem Modell CMAM für das Jahr 1990 analysieren, welche jeweils 40 Jahre umfassen. Die SWIFT-Simulationen sind hingegen transiente Simulationen im RCP8.5-Szenario, die für den Zeitraum 1970 bis 2009 ausgewertet werden. Unterschiede in der Saisonalität der ZAO können somit auf Unterschiede in der Chlorkonzentration, der Nichtberücksichtigung interner und externer Klimamoden in den Zeitscheibensimulationen und Unterschieden in Chemie oder Dynamik der Modelle zurückzuführen sein. Da der Transport einen starken Einfluss auf die ZAO hat, kann vermutet werden, dass die Unterschiede in der Verteilung der ZAO auf Unterschiede im Transport der verschiedenen Modelle zurückzuführen sind. *SPARC (2010)* zeigen, dass der Polarwirbel in der LS in der Antarktis in EMAC zu schwach und damit zu durchlässig ist für die Einmischung von extrapolarer Luft. Für CMAM haben *SPARC (2010)* jedoch eine gute Transportbarriere in der LS gefunden.

Die Abbildung 6.1 c) zeigt für August bis Dezember abwärts wandernde negative Temperaturanomalien unterhalb positiver Temperaturanomalien. Selbiges zeigen auch *Gillett et al. (2009)* und assoziieren die negativen Temperaturanomalien mit einer Verzögerung der Umkehr zur Sommerzirkulation und Verstärkung des Polarwirbels im November und Dezember. Dies spiegelt sich auch in den Geopotentialanomalien wieder (siehe Abbildung 6.1 e). Wie bei *Gillett et al. (2009)* sind in der Arktis im November in der Region oberhalb der stärksten ZAO positive Temperatur- und Geopotentialanomalien zu sehen.

Da SWIFT nur aktiv ist, wenn der Polarwirbel existiert, ist zu erwarten, dass nur in diesem Zeitraum Unterschiede zwischen den Simulationen mit SWIFT und dem GCM-Lauf auftreten. SWIFT deckt nur einen geringen Teil der Variabilität ab, die eine volle interaktive Chemie simuliert (siehe Abbildung 4.5). Im Polarwirbel im Frühling sind zwar große Unterschiede in den Ozonmischungsverhältnissen zwischen CCM und GCM zu sehen, jedoch befinden sich dort nicht die größten Unterschiede, die durch azonale Strukturen im Ozonfeld verursacht werden. In der unteren Stratosphäre sind größere ZAO in den mittleren und niederen Breiten zu sehen. Es wäre daher zu erwarten, dass SWIFT im Vergleich zu einer GCM-Simulation zumindest für die durch polare ZAO verursachten Anomalien qualitativ ähnliche Ergebnisse zeigt wie beim Vergleich der CCM- mit der GCM-Simulation, die Anomalien jedoch geringere Amplituden aufweisen. Die Anomalien in Abbildung 6.2 zeigen, dass diese Erwartung nicht erfüllt wird. Während bei *Gillett et al. (2009)* und beim Vergleich von CCM- und GCM-Simulation mit RCP8.5-Szenario (Abbildung 6.1) im Zeitraum, in dem Ozon in der Polarregion chemisch abgebaut wird, in der LS negative Anomalien auftreten und das

SWIFT in seiner gegenwärtigen Konfiguration ist demnach nicht geeignet um die von *Gillett et al.* (2009) beschriebenen Effekte der zonalen Ozonanomalien auf die Modellklimatologie in der gesamten Stratosphäre zu beschreiben. Möglicherweise könnten die ZAO-Effekte durch einen stärkeren Gesamt Ozonabbau bei SWIFT konsistenter ausfallen. Die Stärke der dynamisch bedingten ZAO in der mittleren bis oberen Stratosphäre im Jahresverlauf lassen aber eher darauf schließen, dass ZAO-Effekte außerhalb des Polarwirbels im Winter und Frühling sich stärker auf die Modellklimatologie auswirken als die vom polaren SWIFT simulierten ZAO.

6.2. Der Einfluss der Stratosphäre auf die Oberfläche

Über die zonal gemittelte Kopplung von Strato- und Troposphäre kann sich das NAM-Signal auf das AO-Signal am Boden auswirken (*Baldwin und Dunkerton*, 2001). Dass die Art und Weise wie Ozon im Modell berücksichtigt wird, einen Einfluss auf diesen Effekt in Modellen hat, zeigen *Haase und Matthes* (2019). Sie finden, dass das NAO-Signal stärker ist und länger anhält, wenn Ozon interaktiv berechnet wird.

In Abbildung 6.3 sind Komposite der Bodendruckanomalien nach SSWs in verschiedenen Simulationen gezeigt (Vgl. auch *Haase und Matthes* (2019), Abbildung 9). Die Abbildungen 6.3 a) und e) zeigen die Bodendruckanomalien der CCM-, b) und f) der GCM-Simulation, c) und g) des Ensembles der SWIFT-Simulationen und d) und h) von ERA-Interim. Die Mittel für 0–30 Tage nach dem SSW sind von a) bis d), für 31–60 Tage nach dem SSW in e) bis h) dargestellt.

Für das Mittel bis 30 Tage nach dem SSW ist für alle Simulationen ein deutliches NAO negativ-Signal mit positiven Druckanomalien über dem Pol und negativen Anomalien über dem Nordatlantik zu sehen. Allein bei der CCM-Simulation (Abbildung 6.3) und bei der SWIFT-Simulation (Abbildung 6.3 g) ist im Zeitraum 31 bis 60 Tage nach dem SSW ein statistisch signifikantes Signal von 95 % über dem Pol zu erkennen. Dieses Signal ist beim SWIFT-Ensemble zwar schwächer, hier sind aber mehr Ereignisse in das Mittel eingeflossen als bei der CCM-Simulation. Die GCM-Simulation zeigt zwar für das Mittel 31 bis 60 Tage nach dem SSW ebenfalls ein starkes Signal über dem Pol, dieses ist jedoch kleinflächiger und weniger signifikant. Das Signal über dem Atlantik und Europa, das beim CCM auch lange nach dem SSW noch signifikant ist, ist bei GCM-Simulation und SWIFT-Simulationen zwar vorhanden, jedoch nicht signifikant.

Das, je nach Simulation, positive oder negative Signal im Nordpazifik ist wahrscheinlich ein Sampling-Effekt, das heißt bedingt durch die geringe Anzahl der berücksichtigten Ereignisse bedingt. Dieses Signal ist möglicherweise auf die Pazifische Dekadische Oszillation, einer dekadischen Schwankung der Meeresoberflächentemperaturen im Nordpazifik (*Mantua et al.*, 1997), zurückzuführen und ist nicht durch den stratosphärischen Einfluss auf den Bodendruck nach SSWs begründet. Keines dieser Signale ist statistisch signifikant und im Komposit des SWIFT-Ensembles, welches eine vergleichsweise hohe Anzahl an Ereignissen enthält, ist dieses Signal nicht vorhanden, obwohl es in Kompositen einzelner Ensemblesi-

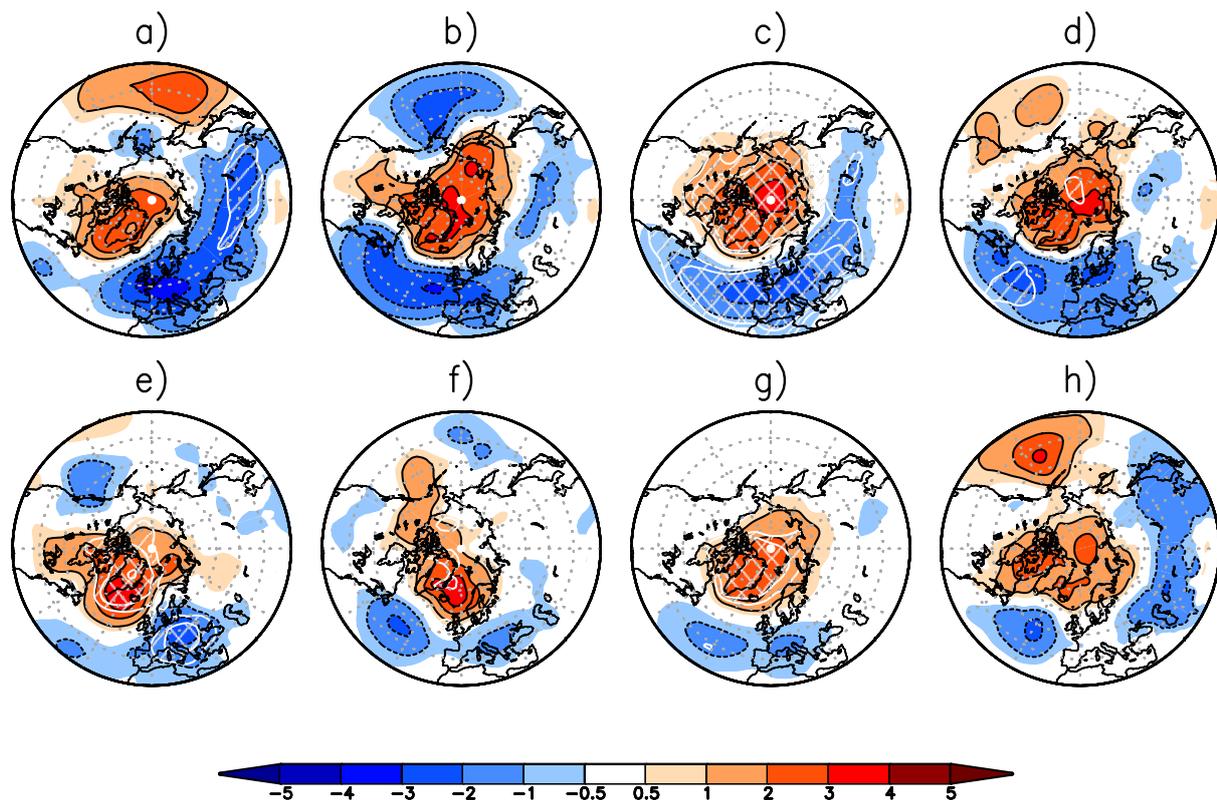


Abbildung 6.3.: Komposite der Bodendruckanomalien [hPa] 0 bis 30 Tage nach einer SSW (obere Reihe) und 31 bis 60 Tage nach einem SSW für die CCM-Simulation (a und e), die GCM-Simulation (b und f), das Ensemble der SWIFT-Simulationen (c und g), jeweils im Zeitraum 1970–2009, sowie ERA-Interim Reanalysen (d und h) im Zeitraum 1970–2009. Einfach schraffierte Anomalien sind zu 90 %, doppelt schraffierte zu 95 % statistisch signifikant verschieden gegenüber Kompositen aus zufällig gewählten zentralen Daten.

mulationen sichtbar ist (nicht gezeigt). Auf eine Interpretation der pazifischen Signale wurde hier daher verzichtet.

Es wurde gezeigt, dass die SWIFT-Simulationen in der Lage sind die von *Haase und Matthes* (2019) gezeigte längere Andauer des NAO-negativ-artigen-Signals nach SSWs im Vergleich zur GCM-Simulation zu reproduzieren.

6.3. Schlussfolgerung

In diesem Kapitel wurde gezeigt, dass SWIFT einige Aspekte der Stratosphären-Troposphärenkopplung, die auf polare Ozonanomalien zurückzuführen sind, darstellen kann. Es

ist aber nicht möglich alle in der Literatur gezeigten Unterschiede zwischen CCM- und GCM-Simulationen mit den SWIFT-Simulationen im Vergleich zu einer GCM-Simulation zu reproduzieren. Dies liegt darin begründet, dass SWIFT nur einen kleinen Teil der zonalen Variabilität des Ozonfeldes darstellen kann. Der verlängernde Effekt, den interaktive Chemie auf das NAO-ähnliche Signal nach SSWs haben kann, wurde von SWIFT aber gut wiedergeben. Bei Ereignissen, in denen ZAO im Polarwirbel wichtig sind, kann SWIFT durchaus die Effekte einer vollen interaktiven Chemie reproduzieren.

Kapitel 7.

Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurde dokumentiert, wie die schnelle stratosphärische Ozonchemie SWIFT in das globale Klima-Chemiemodell EMAC eingebaut wurde. Hierfür wurde ein Submodell für das Interface MESSy geschrieben, über das SWIFT mit den anderen Modellkomponenten gekoppelt ist. Die polare SWIFT-Chemie wird hierbei allein auf den Polarwirbel angewendet, außerhalb des Polarwirbels wird eine zonal und monatlich gemittelte Klimatologie genutzt. Im Folgenden werden die in dieser Arbeit untersuchten Fragestellungen, sortiert nach dem Kapitel, in welchem sie untersucht wurden, beantwortet.

Kapitel 3:

Wie wurde die schnelle Ozonchemie in das Modell EMAC integriert, welche Anpassungen und Verbesserungen wurden vorgenommen?

Die Implementierung von SWIFT in EMAC wurde mit einem neuen Submodell verwirklicht, über welches die für SWIFT nötigen Variablen Ozon, Temperatur, Potentielle Vortizität und solarer Zenitwinkel an SWIFT übergeben werden können. SWIFT berechnet daraus eine polarwirbelgemittelte chemische Ozonänderungsrate, die innerhalb des Polarwirbels auf das transportierte Ozonfeld addiert wird.

Wie kann das neue Modellsystem für multidekadische Klimawandelszenarien genutzt werden?

Zur Nutzung von SWIFT für multi-dekadische Simulationen wurde eine zeitlich variierende Klimatologie für die jährliche Initialisierung von SWIFT erstellt, die es ermöglicht, dass SWIFT auch bei Simulationen der Zukunft mit passenden Mischungsverhältnissen für die relevanten Spurenstoffe startet. Mit diesem Setup wurde ein Ensemble von 10 SWIFT-Simulationen mit dem RCP6.0-Szenario erstellt.

Kapitel 4:

Ist die schnelle interaktive SWIFT-Chemie in EMAC in der Lage die chemische Entwicklung innerhalb des Polarwirbels im Vergleich zur CCM-Simulation wiederzugeben?

Es wurde mithilfe von Simulationen mit vorgeschriebener Dynamik gezeigt, dass EMAC mit SWIFT im Vergleich zur CCM-Simulation und zur ERA-Interim-Reanalyse eine realistische

Kapitel 7. Zusammenfassung

Klimatologie des Temperatur- und des Zonalwindfeldes simuliert. Außerdem sind die O₃-, HCl-, ClONO₂- und HNO₃-Mischungsverhältnisse und die chemische Ozonänderungsrate der SWIFT-Simulation in Größenordnung und Verlauf gut mit denen der entsprechenden CCM-Simulation vergleichbar. SWIFT kann trotz seiner Einfachheit die wichtigsten chemischen Prozesse im Polarwirbel wiedergeben. Die Simulationen mit vorgeschriebener Dynamik haben gezeigt, dass der von SWIFT simulierte Ozonabbau stark von der Ozonklimatologie abhängt, mit der SWIFT am Winteranfang initialisiert wird.

Kann EMAC mit polarer SWIFT-Chemie den Klimazustand der jüngsten Vergangenheit und der Zukunft im Vergleich zu einer Simulation mit voller interaktiver Chemie realistisch wiedergeben?

Die SWIFT-Simulationen können die Stärke des südhemisphärischen Ozonabbaus in den 1990er Jahren und die Tiefe des Ozonlochs in dieser Periode nicht wiedergeben. Als mögliche Gründe wurden das Fehlen der Breitenabhängigkeit des heterogenen Ozonabbaus bei SWIFT und ein Einmischen klimatologischer, und deswegen möglicherweise zu hoher, Ozonmischungsverhältnisse in den Polarwirbel diskutiert. Weiterhin wird die Lage des Ozonlochs in der Südhemisphäre in den Simulationen mit SWIFT zu Zeiten hoher dynamischer Variabilität schlecht getroffen. Den Anstieg des Ozons im 21. Jahrhundert und die geänderte Verteilung der polaren Ozonfelder ist in den SWIFT-Simulationen gut wiedergeben.

Kapitel 5:

Welchen Einfluss üben stratosphärisches Ozon und die interne Variabilität auf SSWs im Hinblick auf den Klimawandel aus?

Ein Einfluss der Berücksichtigung des Ozons auf die Anzahl, die saisonale Verteilung und die Dauer von Stratosphärenwärmungen ist nicht zu erkennen. Die interne Variabilität hat hier einen größeren Einfluss als die Unterschiede bei der Kopplung von Chemie, Strahlung und Dynamik.

Auch auf die Anzahl von Stark- und Schwachwirbelereignissen hat die Behandlung des Ozons im Modell scheinbar keinen Einfluss. Hier sind die Unterschiede der Ensemblemitglieder der SWIFT-Simulationen ebenfalls größer als die Unterschiede zu der CCM- und der GCM-Simulation.

Wird die Stratosphären-Troposphärenkopplung durch Unterschiede in der Berücksichtigung des Ozons beeinflusst?

Die zonal gemittelte STC, die sich mithilfe von NAM-Anomalien beschreiben lässt, ist in den SWIFT-Simulationen besser wiedergegeben als in der GCM-Simulation. Die SWIFT-Simulationen zeigen ein deutliches Abwärtswandern der NAM-Anomalien vor Schwachwirbelereignissen und ein langes Anhalten der Anomalien am Boden nach dem Ereignis. Das Abwärtswandern ist bei der GCM-Simulation weniger deutlich ausgeprägt und die Boden-anomalien halten nicht so lange an wie bei CCM-Simulation und SWIFT-Simulationen. Die kurze Andauer des Bodensignals der GCM-Simulation kann aber auch durch interne Varia-

bilität verursacht sein. Auf das Auftreten von DWC-Ereignissen hat die Berücksichtigung des Ozonfeldes scheinbar keinen Einfluss.

Wie beeinflussen ODS- und GHG-Änderungen die Lage des Jets der mittleren Breiten in der Südhemisphäre in verschiedenen Perioden des 21. Jahrhunderts?

Der Einfluss der südhemisphärischen, stratosphärischen Abkühlung durch die Ozonabnahme auf die Position des troposphärischen Strahlstroms wird bei der GCM-Simulation und den SWIFT-Simulationen unterschätzt. Dass SWIFT diesen polaren stratosphärischen Einfluss der Auskühlung durch chemischen Ozonabbau nicht wiedergeben kann, liegt wahrscheinlich an den zu hohen Ozonmischungsverhältnissen im Bereich des südhemisphärischen Polarwirbels. Außerdem konnte gezeigt werden, dass die vorhergesagte polwärtige Verschiebung des troposphärischen Jets im 21. Jahrhundert in einen ODS-Effekt, mit äquatorwärtiger Jet-Verschiebung in der 1. Hälfte des Jahrhunderts, und einen GHG-Effekt, mit polwärtiger Jet-Verschiebung in der 2. Hälfte des Jahrhunderts, unterteilt werden kann. Der Vergleich mit der GCM-Simulation hat gezeigt, dass die Stärke der Jet-Verschiebungen bei vorgeschriebenen Ozonfeldern unterschätzt wird.

Kapitel 6:

Können die, durch zonale Anomalien des Ozonfeldes hervorgerufenen, Unterschiede der Temperatur- und Geopotentialfelder in der Stratosphäre in den SWIFT-Simulationen reproduziert werden?

Die Simulationen mit polarem SWIFT können nicht alle Effekte der globalen Anomalien des Ozonfeldes auf die Modellklimatologie wiedergeben. So wird der Effekt von ZAO auf die Temperatur- und Geopotentialfelder in den SWIFT-Simulationen nicht simuliert. Da dieser Einfluss von ZAO vor allem durch transportbedingte zonale Anomalien außerhalb des Polarwirbels hervorgerufen wird, kann er in den Simulationen mit polarem SWIFT nicht wiedergegeben werden.

Welchen Einfluss haben die interne Variabilität und die Art der Berücksichtigung stratosphärischen Ozons auf das Auftreten von SSWs und deren Einfluss auf die Troposphäre?

Die Kopplung der Stratosphäre mit der Troposphäre und der Effekt auf das Bodendruckfeld ist nach SSWs verstärkt. Diese Kopplung ist in den SWIFT-Simulationen stärker als in der GCM-Simulation. Es kann vermutet werden, dass ein Teil dieses Effektes über die Chemie-Strahlung-Dynamik-Rückkopplung in der polaren Stratosphäre mitigiert wird, da dieses Signal auch bei der Nutzung der SWIFT-Chemie und nicht nur bei voller interaktiver Chemie sichtbar wird.

Kapitel 7. Zusammenfassung

Es wurde gezeigt, dass EMAC mit polarem SWIFT in der Lage ist einige Effekte der Rückkopplungen zwischen Chemie, Strahlung und Dynamik und deren Einfluss auf die Stratosphären-Troposphärenkopplung wiederzugeben. Es ist aber auch deutlich geworden, dass das Modellsystem EMAC mit SWIFT Verbesserungsmöglichkeiten zulässt. Die größten Verbesserungen im Modellsystem können meines Erachtens durch die Nutzung einer extrapolaren Chemie anstelle der zonal und monatlich gemittelten Ozonklimatologie außerhalb des Polarwirbels erreicht werden. Wird außerhalb des Polarwirbels eine Ozonchemie genutzt, könnten globale Quellen und Senken für Ozon berücksichtigt werden. Es wäre dann möglich auch außerhalb des Polarwirbels das Ozonfeld zu transportieren, so dass auch hier zonale Anomalien im Ozonfeld existieren würden. Das würde bewirken, dass die durch Rückkopplungen zwischen Chemie, Strahlung und Dynamik verstärkten Effekte der Stratosphären-Troposphärenkopplung außerhalb des Polarwirbels im Modell simuliert werden könnten. Somit könnte EMAC mit globalem SWIFT als adäquater Ersatz für ein CCM mit voller interaktiver Chemie für dekadische und multidekadische Simulationen genutzt werden und zur Verbesserung von Vorhersagen beitragen. Der Transport von Ozon in den Polarwirbel über die Brewer-Dobson-Zirkulation oder durch Einmischen an einem schwachen Polarwirbelrand würden mit einem dynamisch konsistenten extrapolaren Ozonfeld erfolgen, nicht mit zonal und monatlichen Werten eines gleitenden Mittels. Der Einfluss des Transports auf das polare Ozonfeld wäre bei Verwendung eines chemisch und dynamisch konsistenten Ozonfeldes außerhalb des Polarwirbels ebenfalls realistischer. Das könnte auch den Ozonbias im südhemisphärischen Polarwirbel verringern. Um zusätzlich die Breitenabhängigkeit der chemischen Ozonzerstörung zu berücksichtigen, könnte man die Fitparameter für das Gleichungssystem in SWIFT in Abhängigkeit der Lage im Polarwirbel berechnen. Eine weitere Verbesserung für das polare Ozonfeld könnte durch die Behebung der zu schwachen Polarwirbelgrenze in der Südhemisphäre erreicht werden. Auch durch die Ausweitung der polaren SWIFT-Chemie auf niedrigere Höhen und die Berücksichtigung des Einflusses vulkanischer Eruptionen auf die heterogene Ozonchemie im Polarwirbel kann eine realistischere Repräsentation der polaren Ozonchemie erreicht werden.

Des Weiteren kann EMAC mit SWIFT ohne größeren Rechenaufwand mit einem interaktivem Ozeanmodell genutzt werden. Damit hätte man mit einem gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Klima-Chemie-Modell ein sehr mächtiges Werkzeug um nicht nur die Rückkopplungen zwischen Chemie, Strahlung und Dynamik in der Atmosphäre zu berücksichtigen, sondern auch die Rückkopplungen zwischen Atmosphäre und Ozean realistisch wiederzugeben. Dabei könnten wegen des geringen Rechenaufwandes des Modellsystems auch Ensemblesimulationen durchgeführt werden.

Mit der schnellen Ozonchemie SWIFT in einem globalen Zirkulationsmodell ist es mit einigen Verbesserungen und Erweiterungen möglich die Effekte von stratosphärischen Ozonänderungen und Treibhausgasänderungen auf den Zustand der Atmosphäre unter Berücksichtigung der Wechselwirkungen zwischen Chemie, Strahlung und Dynamik zu untersuchen. Da der Rechenaufwand bei Nutzung von SWIFT deutlich geringer ist als bei einem konventionellen CCM, können mit dem Modellsystem auch Ensemblesimulationen

durchgeführt und somit der Einfluss der internen Variabilität berücksichtigt werden. Damit kann SWIFT vor allem in dekadischen Vorhersagesystemen, die sowohl durch Start- als auch Randbedingungen beeinflusst werden, zu einer Verbesserung der Repräsentation der Stratosphären-Troposphärenkopplung und damit der Vorhersagen führen. In dieser Arbeit wurde der Grundstein für diese Entwicklung gelegt und aufgezeigt, welche Verbesserungen noch nötig sind um mit SWIFT in EMAC alle uns bekannten Aspekte der Stratosphären-Troposphärenkopplung unter Berücksichtigung der Chemie-Strahlung-Dynamik-Rückkopplung zu untersuchen und womöglich neue Aspekte der Kopplung unter Berücksichtigung der internen Variabilität zu entdecken.

Abkürzungsverzeichnis

BDC	Brewer-Dobson-Zirkulation	13
CCM	Klima-Chemiemodell	33
CCMI	Chemistry Climate Model Initiative	34
CMIP	Climate Model Intercomparison Project	30
COS	Carbonlylsulfat	22
DWC	Abwärtskoppeln von Wellen	32
ECHAM	European Centre Hamburg general circulation model	54
EMAC	ECHAM/MESSy Atmospheric Chemistry	56
FCKs	Fluor-Chlor-Kohlenstoffe	8
FCKWs	Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoffe	16
GCM	Allgemeines Zirkulationsmodell (engl. general circulation model)	33
GHG	Treibhausgase	29
IPCC	Zwischenstaatlicher Ausschuss für Klimaänderungen (engl. Intergovernmental Panel on Climate Change)	30
LS	untere Stratosphäre	23
MESSy	Modular Earth Submodel System	56
MOC	Meridionale Umkehrzirkulation (engl. meridional overturning circulation)	36
NAM	Nordatlantischer Ringmodus	28
NAO	Nordatlantische Oszillation (engl. North Atlantic oscillation)	26
NH	Nordhemisphäre	14
OD	stratosphärische Ozonzerstörung	31
OR	stratosphärische Ozonerholung	40
ODS	ozonzerstörende Substanzen	19
PDO	Pazifische dekadische Oszillation (engl. Pacific decadal oscillation)	30
PV	Potentielle Vortizität	60
PWs	Planetare Wellen	9
RC	Residualzirkulation	13

Kapitel 7. Zusammenfassung

RCP	representative concentration pathway	8
SL-Transport	semi-Lagrange'scher Transport	98
SH	Südhemisphäre	14
SIC	Meereiskonzentrationen	46
SMIL	Submodel Interface Layer	62
SMCL	Submodel Core Layer	62
STC	Stratosphären-Troposphärenkopplung	26
SST	Meeresoberflächentemperaturen	30
US	obere Stratosphäre (engl. upper stratosphere)	32
USLM	obere Stratosphäre und untere Mesosphäre (engl. upper stratosphere and lower mesosphere)	98
UT	obere Troposphäre	33
UTLS	obere Troposphäre und untere Stratosphäre (engl. upper troposphere and lower stratosphere)	41
ZAO	zonale Anomalien im Ozonfeld	46

Anhang A.

Ergänzungen zur Validierung

A.1. Zum Vergleich der klimatologischen Ozonfelder

Die folgenden Abbildungen werden in Kapitel 4.1.2 erwähnt.

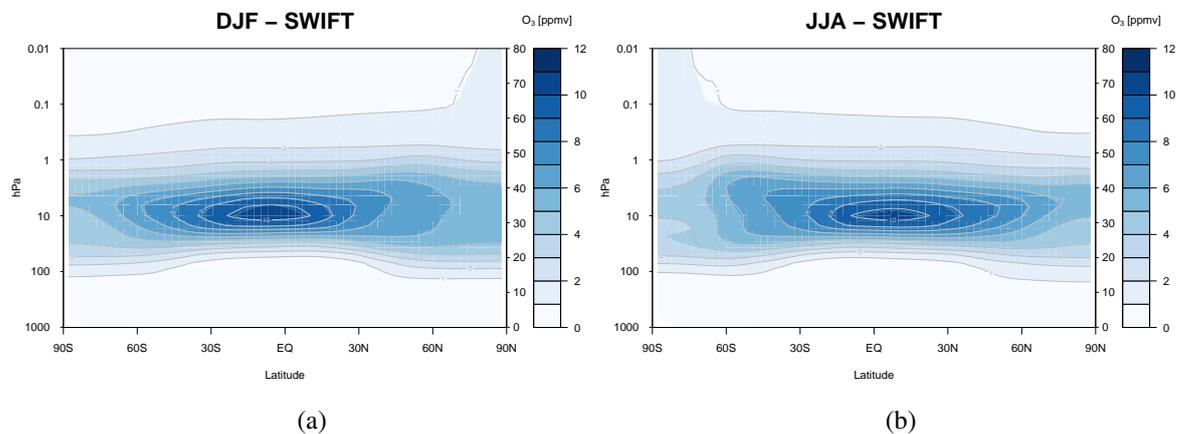


Abbildung A.1.: Langjähriges Jahreszeitenmittel des Ozonmischungsverhältnisses [ppmv] von 1970-2009 für die SWIFT-Simulation (Farbe) und die CCM-Simulation (Kontur) für das Mittel über die Monate a) Dezember bis Februar und b) Juni, Juli und August.

Anhang A. Ergänzungen zur Validierung

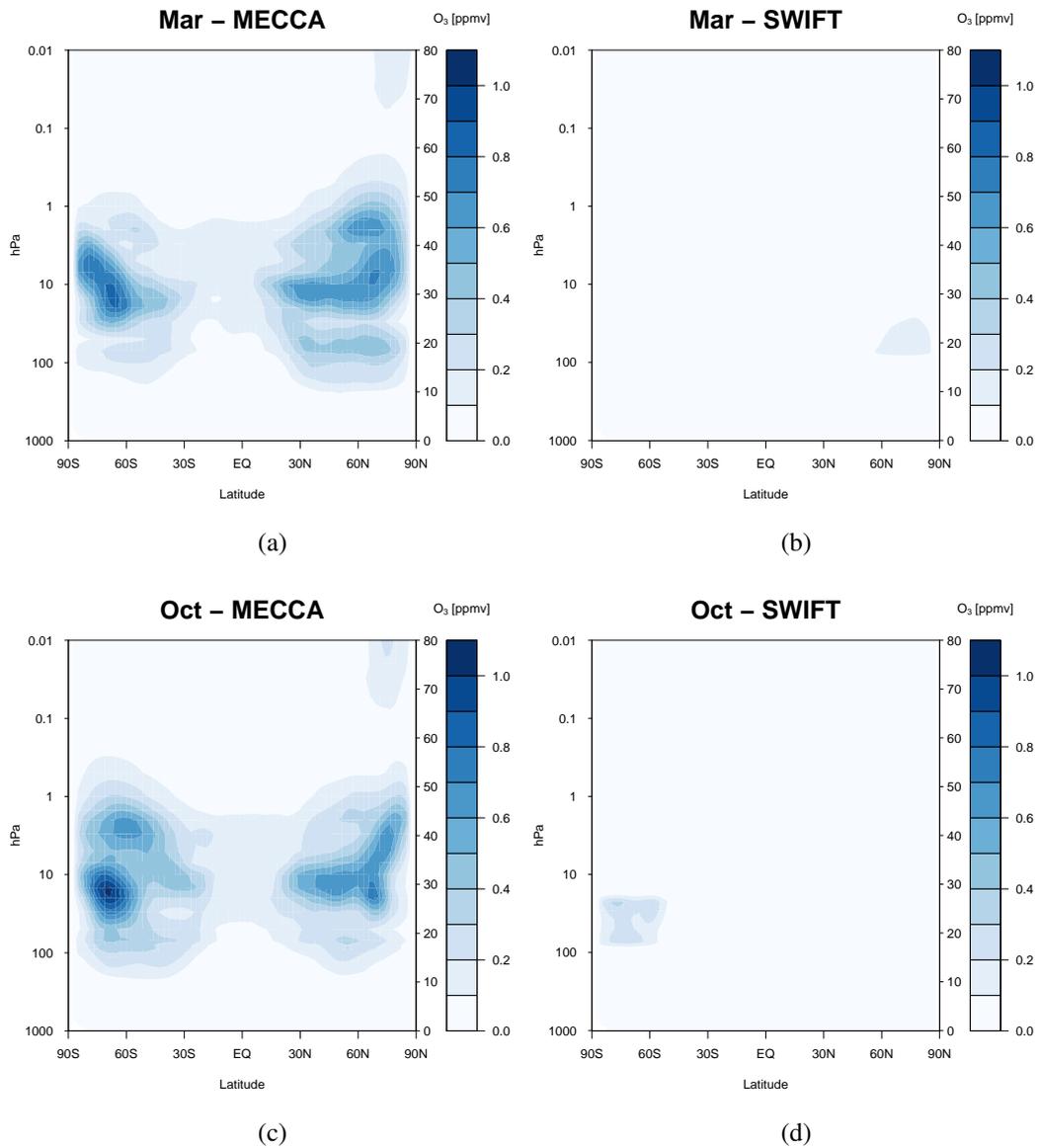


Abbildung A.2.: Standardabweichungen des Ozonmischungsverhältnisses [ppmv] vom zonalen Mittel von 1970-2009 in a) und c) die CCM-Simulationen und b) und d) die SWIFT-Simulation für a) und b) März und c) und d) Oktober.

A.2. Zum Vergleich von SL- und parametrisiertem Transport

Die folgenden Abbildungen werden in Kapitel 4.2.3 erwähnt.

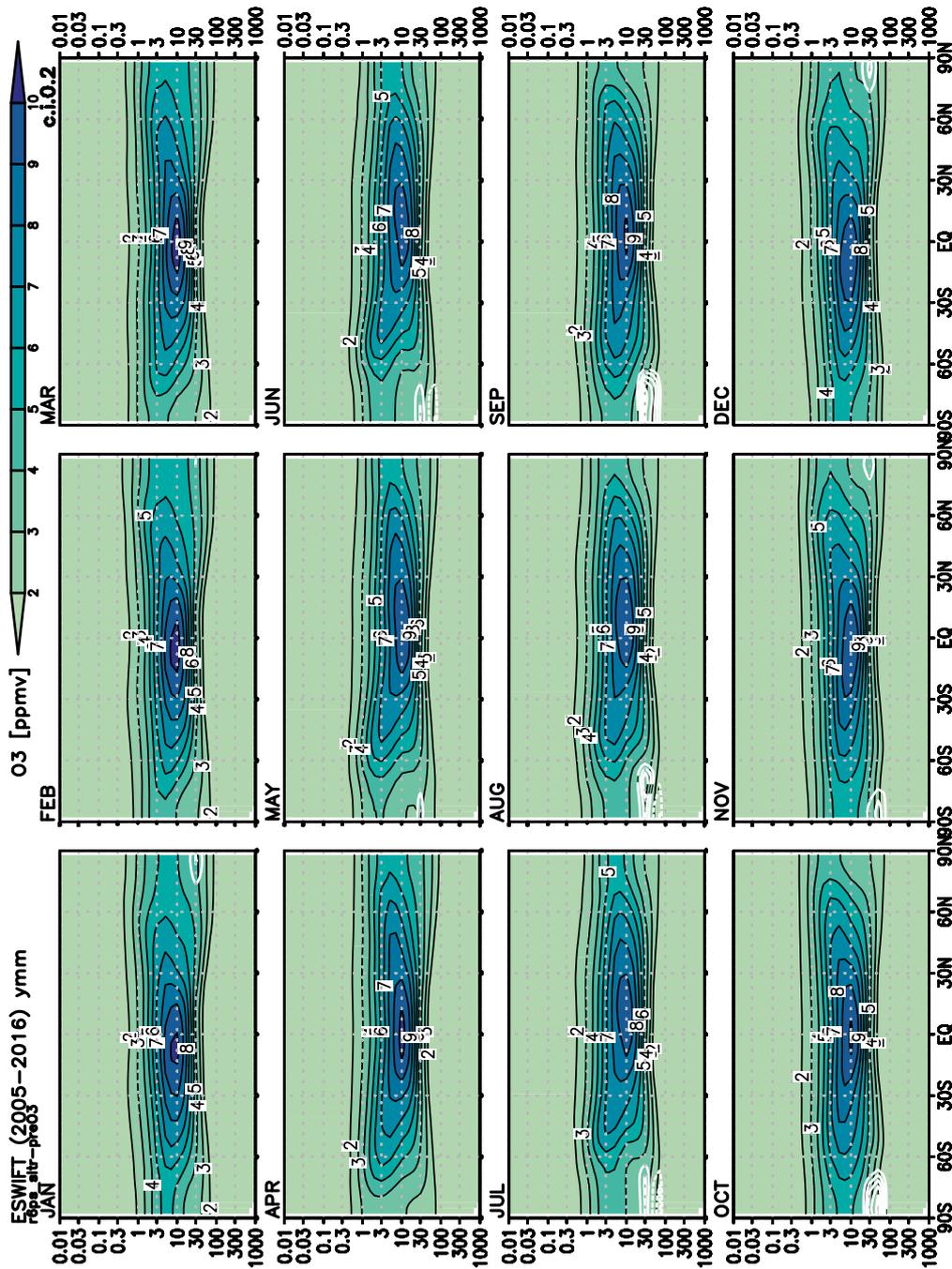


Abbildung A.3.: Längjähriges Monatsmittel des Ozonmischungsverhältnisses [ppmv] (Farbe und dicke schwarze Kontur) von 2005-2016 der SWIFT-Simulation mit SL-Transport, sowie Anomalien gegenüber der GCM-Simulation (gestrichelte schwarze Kontur) [ppmv]. Zu 95% statistisch signifikante Unterschiede sind weiß konturiert.

A.2. Zum Vergleich von SL- und parametrisiertem Transport

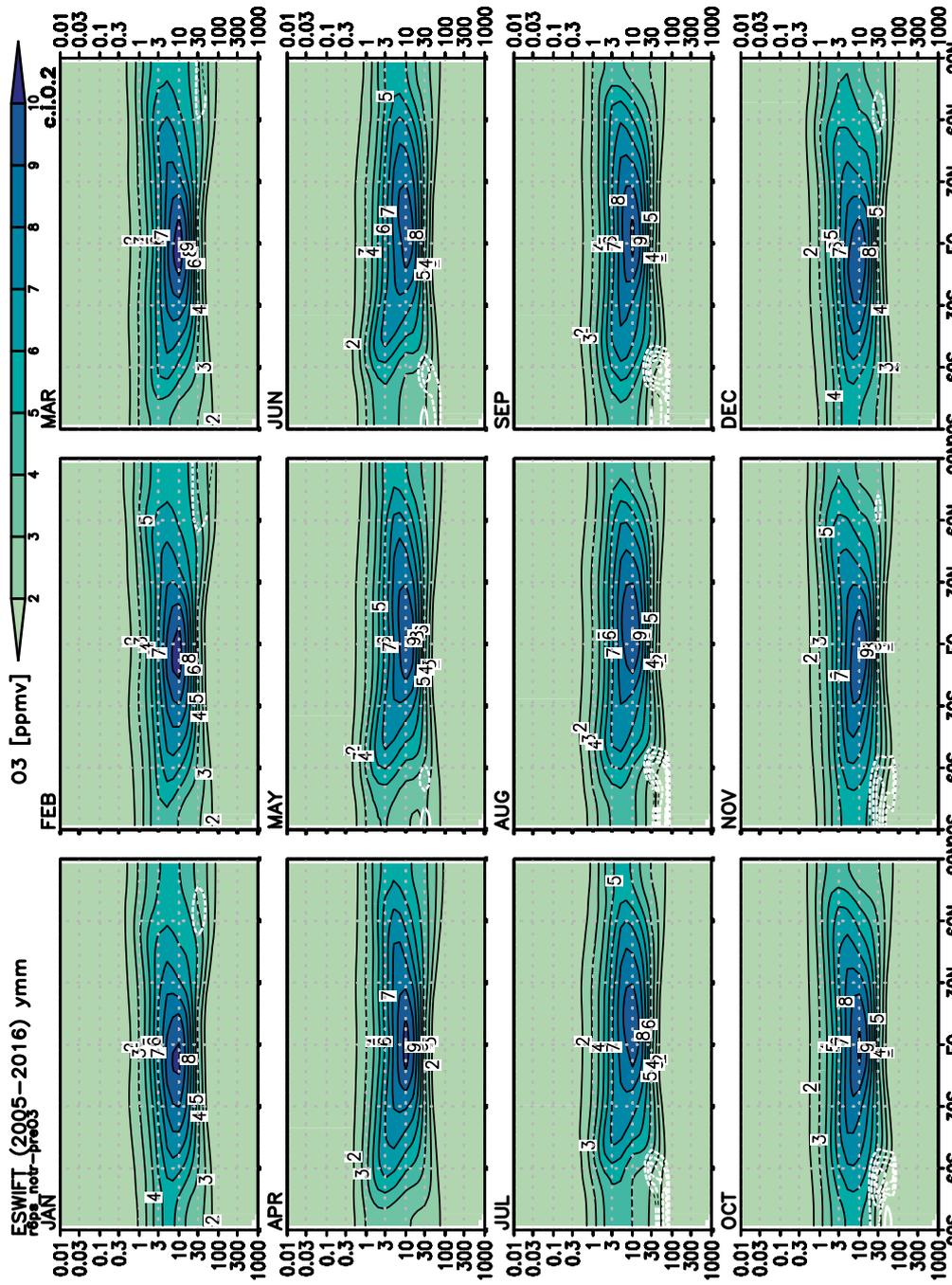


Abbildung A.4.: Wie A.3, aber für die Simulation mit parametrisiertem Transport.

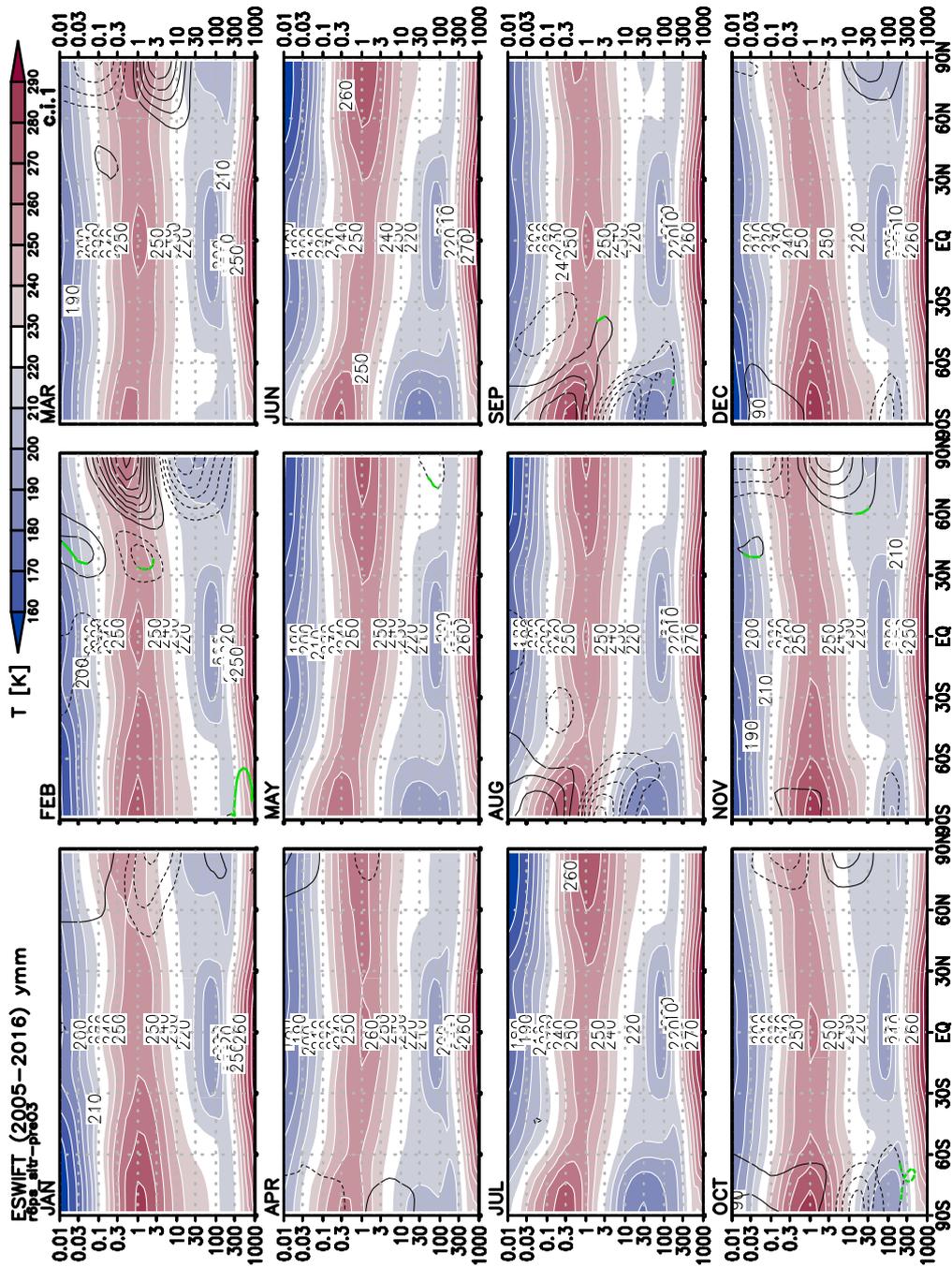


Abbildung A.5.: Wie A.3, aber für die Temperatur [K].

A.2. Zum Vergleich von SL- und parametrisiertem Transport

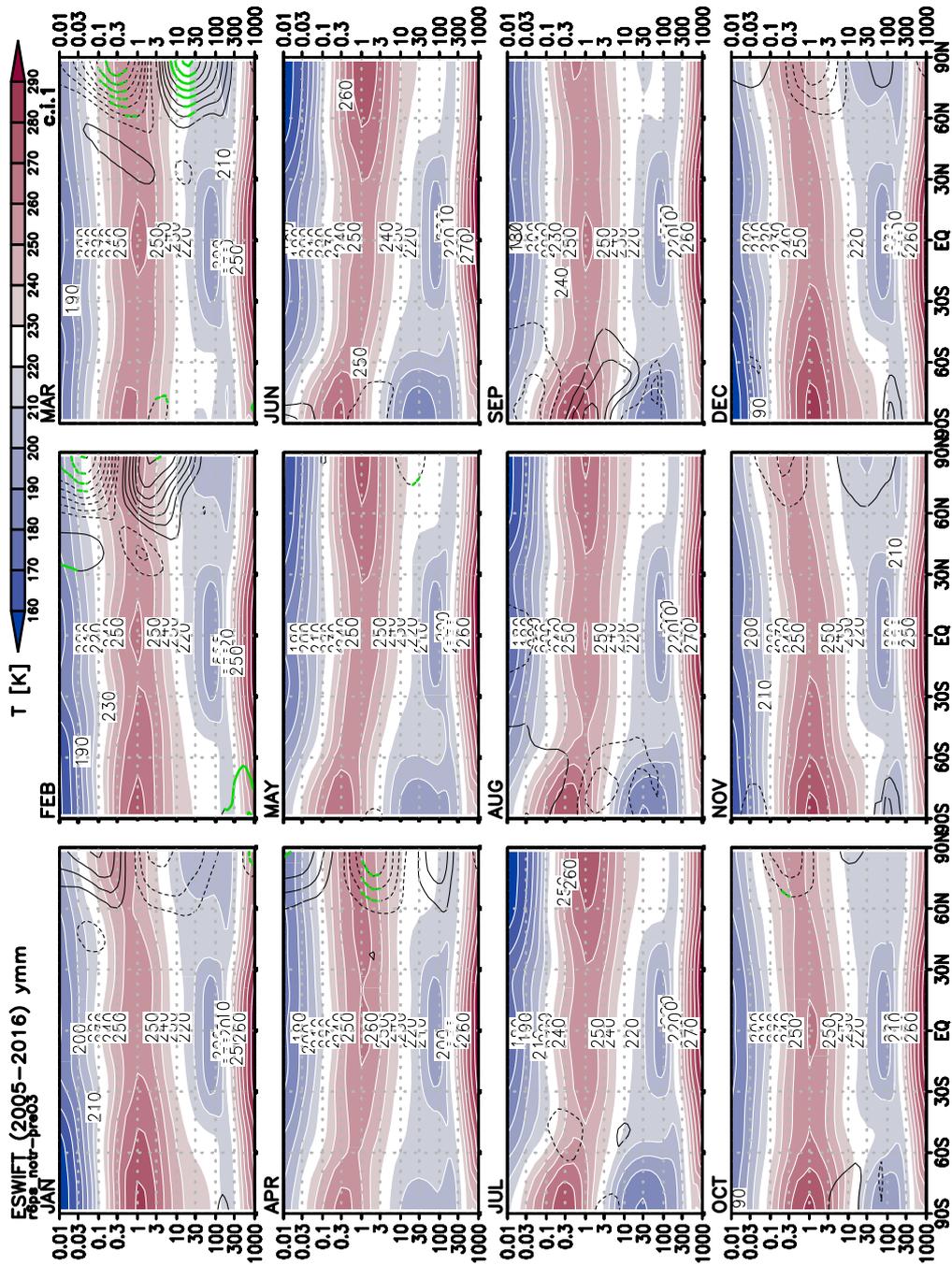


Abbildung A.6.: Wie A.4, aber für die Temperatur [K].

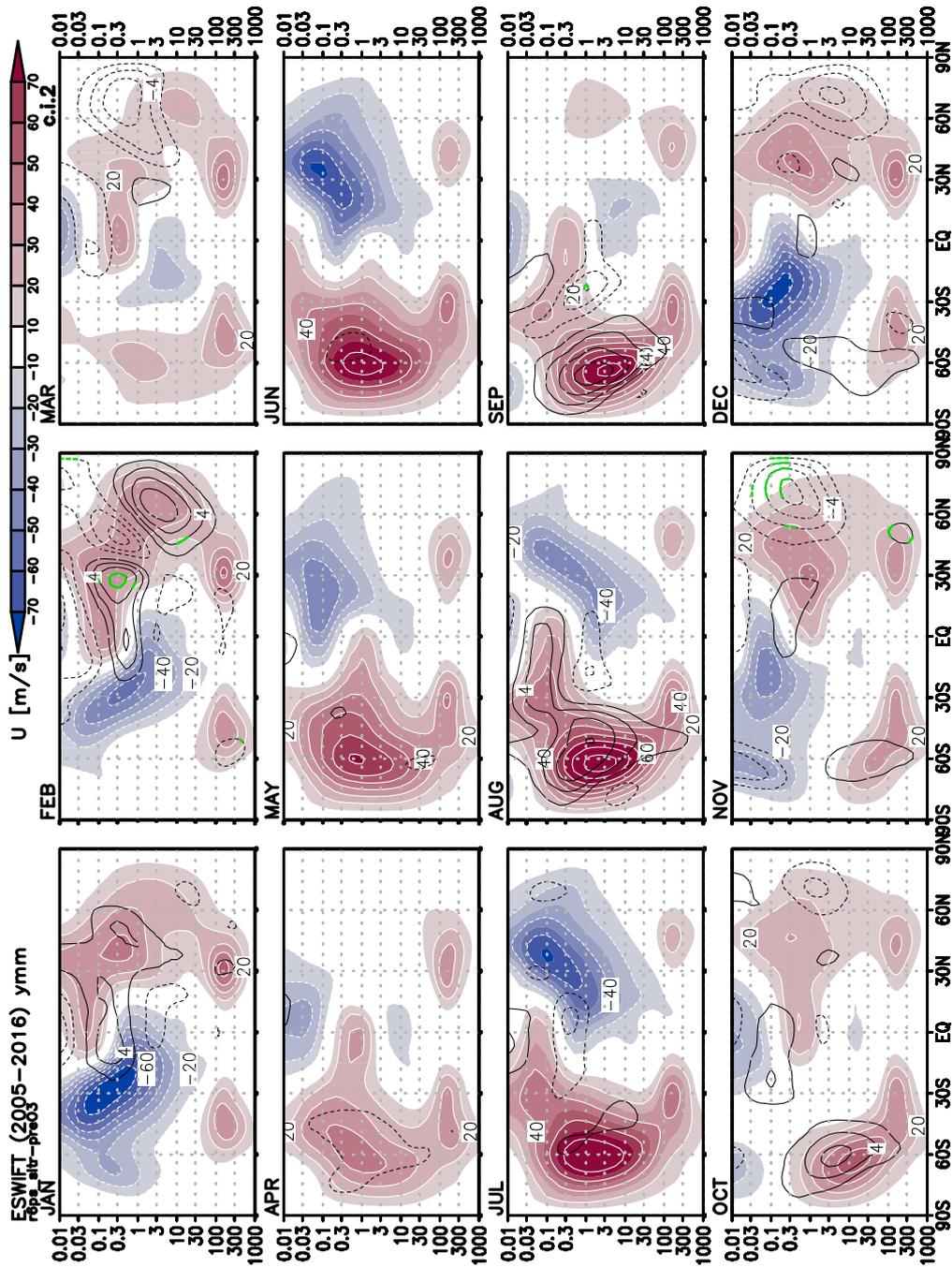


Abbildung A.7.: Wie A.3, aber für den zonalen Wind [m/s].

A.2. Zum Vergleich von SL- und parametrisiertem Transport

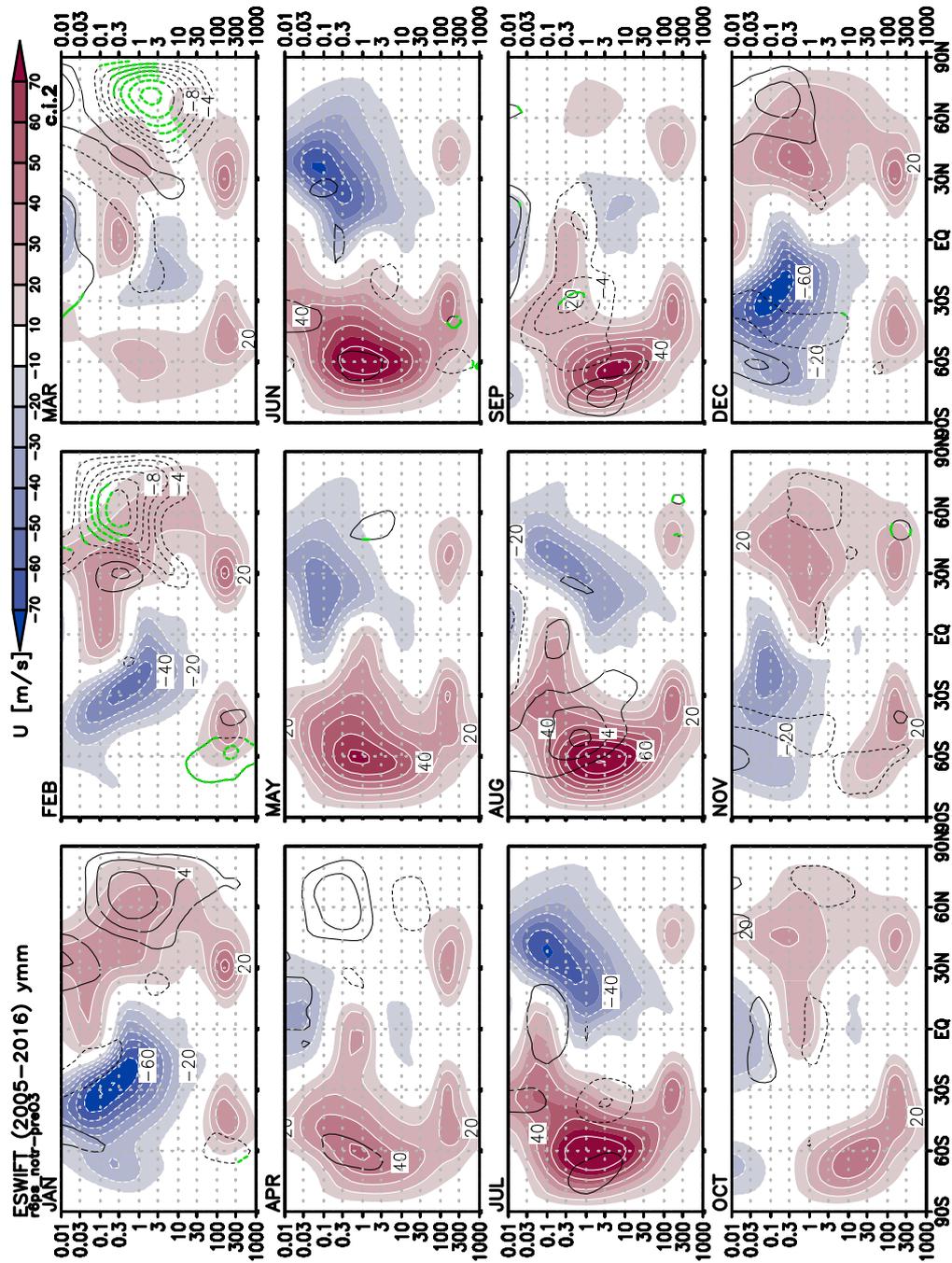


Abbildung A.8.: Wie A.4, aber für den zonalen Wind [m/s].

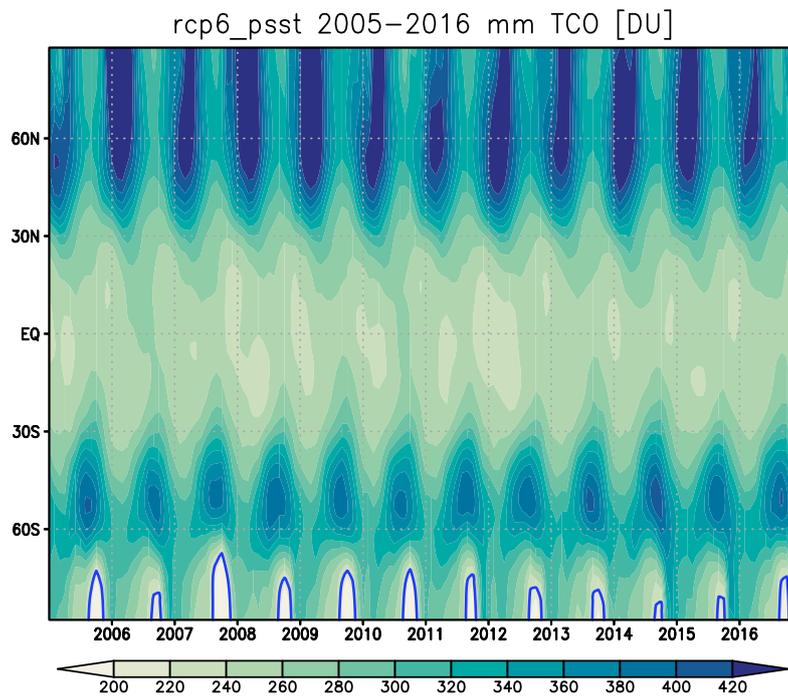


Abbildung A.9.: Monatsmittel der Totalozonsäule [DU] für die CCM-Simulation von 2005-2016. Die blaue Kontur zeigt 220 DU.

A.2. Zum Vergleich von SL- und parametrisiertem Transport

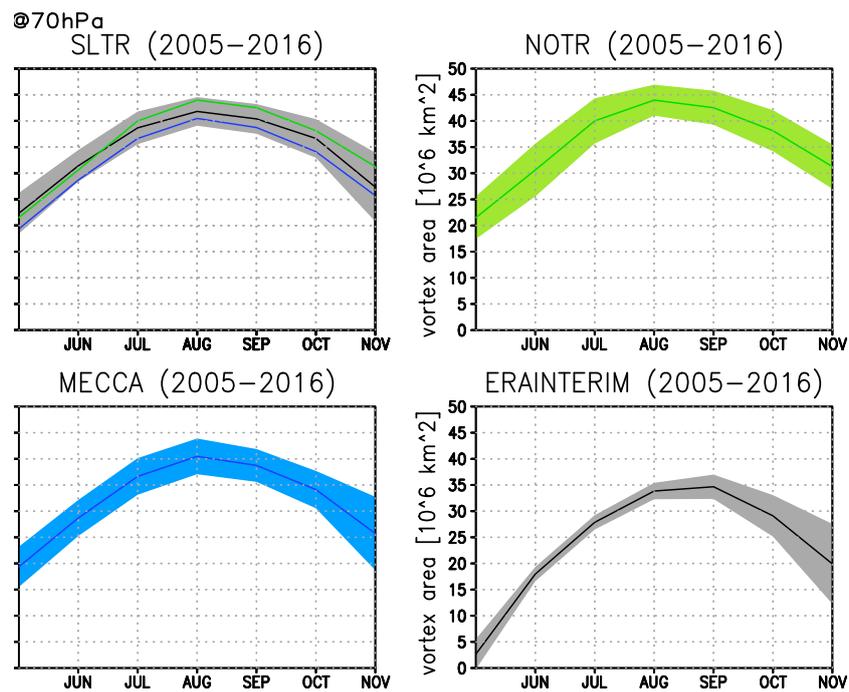


Abbildung A.10.: Wirbelfläche [10^6 km^2] in 70 hPa des Mittels über die Jahre 2005 bis 2016 für die SWIFT-Simulation mit SL-Transport (links oben, schwarz), und mit parametrisiertem Transport (rechts oben, grün), sowie die CCM-Simulation (links unten, blau), sowie bei ERA-Interim.

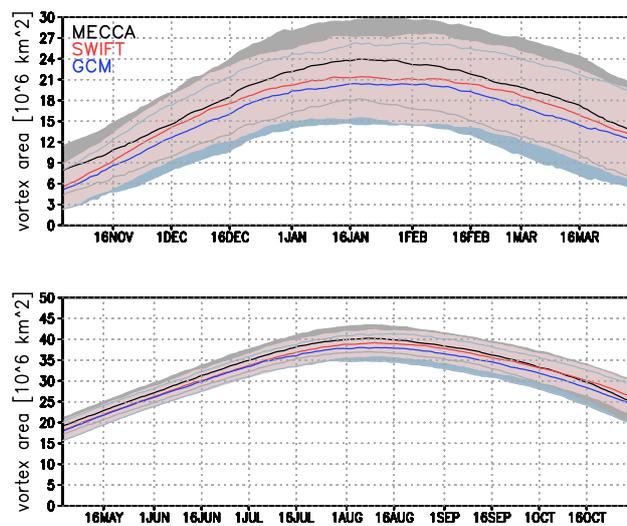


Abbildung A.11.: Langjähriges Tagesmittel und Standardabweichung (Std) der Polarwirbelfläche [10^6km^2] für den Zeitraum 1970-2091 für die Nordhemisphäre (oben) und die Südhemisphäre (unten) für die CCM-Simulation (Mittel: schwarz, Std: grau), die SWIFT-Simulation (Mittel: rot, Std: hellrot) sowie die GCM-Simulation (Mittel: blau, Std: hellblau). Wo die Standardabweichungen überlappen, sind die Begrenzungen der jeweiligen darunter liegende Bereich als Konturen überzeichnet.

A.2. Zum Vergleich von SL- und parametrisiertem Transport

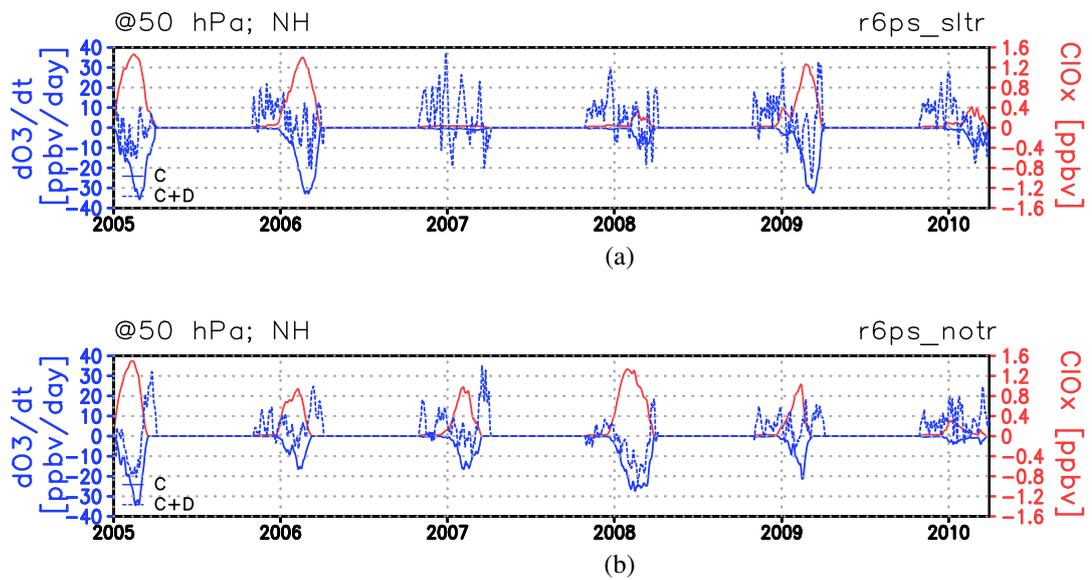


Abbildung A.12.: Tägliche Ozonänderungsrate [ppmv/Tag] durch chemische Änderungen (blau, durchgezogen) und die Summe aus chemischen und dynamischen Änderungen (blau, gepunktet) und das Mischungsverhältnis des aktiven Chlors ClO_x [ppbv] für das Wirbelmittel in der Nordhemisphäre in 50 hPa für a) die SWIFT-Simulation mit SL-Transport und b) mit parametrisiertem Transport.

A.3. Zum Ozonbias im Polarwirbel der Südhemisphäre

Die folgenden Abbildungen werden in Kapitel 4.2.5 erwähnt.

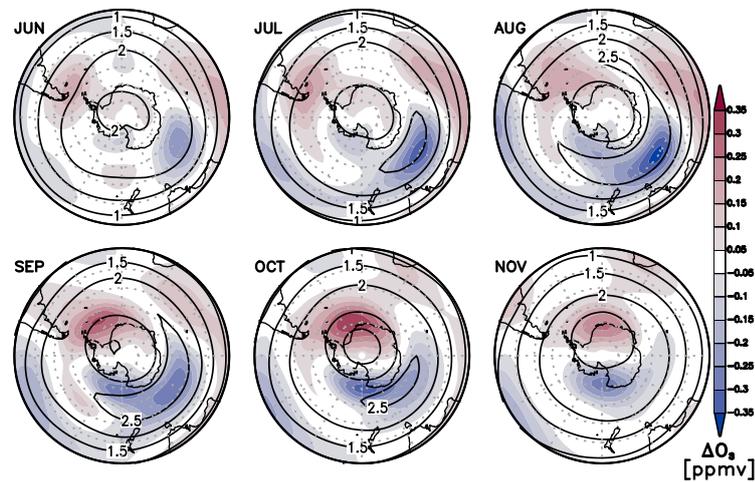


Abbildung A.13.: Klimatologische monatliche Differenz des Ozonfeldes der GCM-Simulation und der CCM-Simulation [ppbv] (Farbe) und Monatsmittel des Ozonmischungsverhältnisses der CCM-Simulation [ppbv] (Kontur) in 74 hPa in der Südhemisphäre für die Monate Juni bis November im Zeitraum 1970-2009.

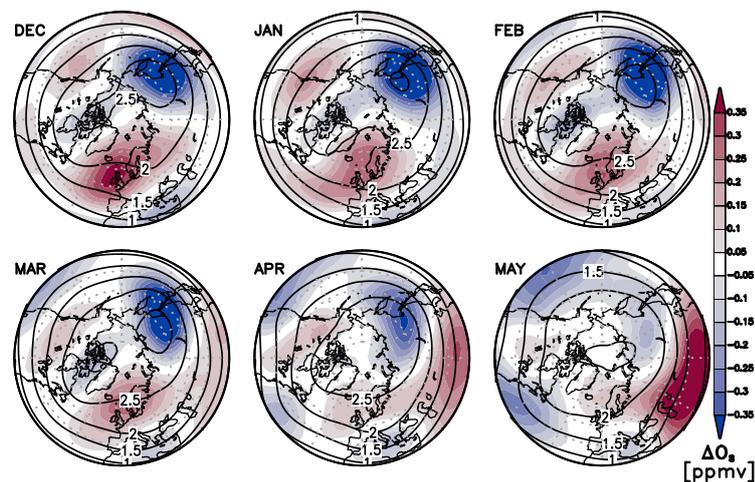


Abbildung A.14.: Wie Abbildung A.13, aber für die Monate Dezember bis Mai in der Nordhemisphäre.

A.4. Zur Variabilität der Totalozonsäule

Die folgende Abbildung wird in Kapitel 4.3.1 diskutiert.

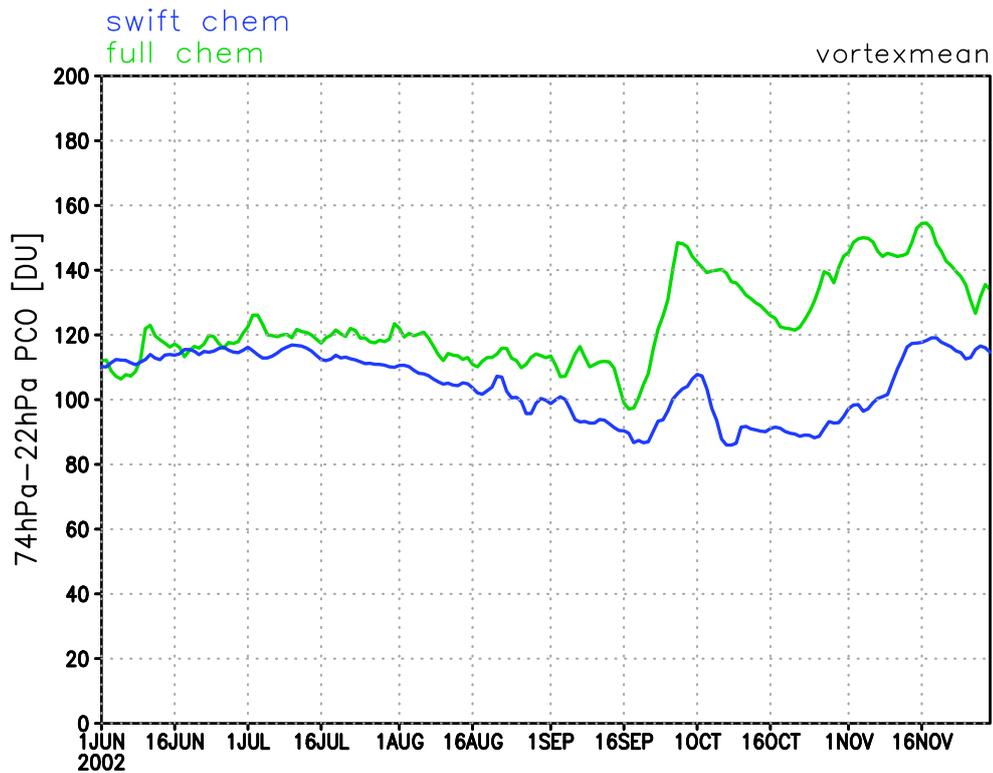


Abbildung A.15.: Tages- und Wirbelmittel der Partialozonsäule [DU] zwischen 74 und 22 hPa von Juli bis November 2002 der SWIFT-Simulation (blau) und der CCM-Simulation (grün).

A.5. Tuning

Für eine realistische Modellierung langer Perioden mit einem Klimamodell muss die Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre (engl. top of atmosphere - TOA) ausgeglichen sein. Die Differenz aus kurz- und langwelliger Strahlung soll hier 2 W m^{-2} nicht überschreiten (Mauritsen *et al.*, 2012). Ziel ist es, dass der eingehende kurzwellige und der ausgehende langwellige Strahlungsfluss der Modelle den gemessenen Werten entsprechen. Dafür können verschiedene Parameter der Wolken- und der Konvektionsparametrisierung verändert werden. Diese Parameter der Wolken- und der Konvektionsparametrisierung sollen aber laut Mauritsen *et al.* (2012) gewisse Werte nicht unter-, bzw. überschreiten. Diese Grenzwerte sind für den jeweiligen Parameter in der dritten Zeile in Klammern angegeben.

In der Konvektionsparametrisierung CONVECT können folgende Parameter beeinflusst werden: `cmfctop`, der konvektive Wolkenmassenfluss, `cprcon`, die konvektive Umwandlungsrate von Wolkenwasser zu Regen, `entrpen`, die Einmischungsrate für Umgebungsluft (engl. entrainment rate) für hochreichende Konvektion. In der Wolkenparametrisierung CLOUDOPT werden hier folgende Parameter verändert: `zasic`, der Asymmetriefaktor für Wolken, `zinhomi` und `zinhoml`, der Wolkeninhomogenitätsfaktor jeweils für Eis und für flüssige Wolkenrötchen. Der Parameter `zinpar`, der zur Änderung von `zinhoml` genutzt werden kann, wurde hier nicht verändert und hat den Wert 0.96.

Tabelle A.1 zeigt die durchgeführten Modellexperimente mit verschiedenen Einstellungen der Parameter der Wolken- und der Konvektionsparametrisierung. Die Ergebnisse wurden als globales Jahresmittel ausgerechnet. Die besten Ergebnisse konnten mit den Einstellungen der grau unterlegten Zeile erreicht werden.

convect		cloudopt			Ergebnisse							T 2m
cmfctop	cprcon	entrlen	zasic	zinhomi	zinhomi	SW	LW	SW-LW	acfcov	qvi	xlvi	T 2m
(0.10-0.38)	(0.5-8)	$[e^{-5} m^{-1}]$				$[W m^{-2}]$	$[W m^{-2}]$	$[W m^{-2}]$	[%]	$[kg m^{-2}]$	$[g m^{-2}]$	[°C]
0.2	3	(3-30)	0.91	0.85	(0.6-1.0)	(238-244)	-239.07	(0-2)	(>60)	(24-25)	(50-80)	15.47
0.3	3	5	0.91	0.85	0.7	234.60	-239.58	-4.47	63.525	25.175	65.405	15.47
0.3	3.5	5	0.91	0.85	0.7	238.53	-240.43	-1.05	61.509	25.384	59.090	15.531
0.3	3	5	0.91	0.8	0.7	238.53	-239.58	-1.05	61.500	25.383	59.083	15.179
0.3	3	5	0.91	0.85	0.6	238.83	-239.43	-0.6	61.255	25.399	58.566	
0.35	3	5	0.91	0.85	0.6	239.66	-239.61	0.05	61.030	25.376	57.335	-
0.35	4	5	0.91	0.85	0.6	240.74	-241.14	-0.4	59.870	25.118	56.603	15.54
0.35	1.5	5	0.80	0.96	0.7	236.18	-234.99	1.19	61.862	26.452	58.733	15.648
0.35	8	5	0.91	0.85	0.6	242.21	-243.70	-1.49	58.213	24.688	55.915	15.450
0.2	5	5	0.91	0.85	0.7	236.05	-242.04	-5.99	61.551	24.602	64.792	15.418
0.2	6	5	0.91	0.85	0.7	236.57	-242.57	-6.0	61.062	24.496	64.197	15.391
0.3	6	5	0.91	0.85	0.7	240.24	-242.81	-2.57	59.367	24.721	58.474	
0.3	5	5	0.91	0.85	0.7	239.75	-242.12	-2.37	59.948	24.909	59.163	
0.35	4	10	0.91	0.85	0.6	236.97	-238.90	-1.93	62.334	25.888	61.159	15.621
0.35	5	5	0.91	0.85	0.6	241.24	-242.23	-0.99	59.253	24.917	56.350	
0.35	4.5	5	0.91	0.85	0.6	241.26	-242.02	-0.76	59.551	24.896	56.207	
0.35	4.2	5	0.91	0.85	0.6	241.03	-241.36	-0.33	59.760	25.071	55.949	
0.35	3	5	0.91	0.85	0.6	239.67	-239.61	0.06	61.030	25.376	57.335	15.494

Tabelle A.1.: Tuningparameter für die Submodule convect und cloudopt, sowie Ergebnisse der Testsimulationen. Fett: geänderte Parameter. Rot: außerhalb des erforderlichen Bereiches.

A.6. Ergänzungen zu Stark- und Schwachwirbelereignissen

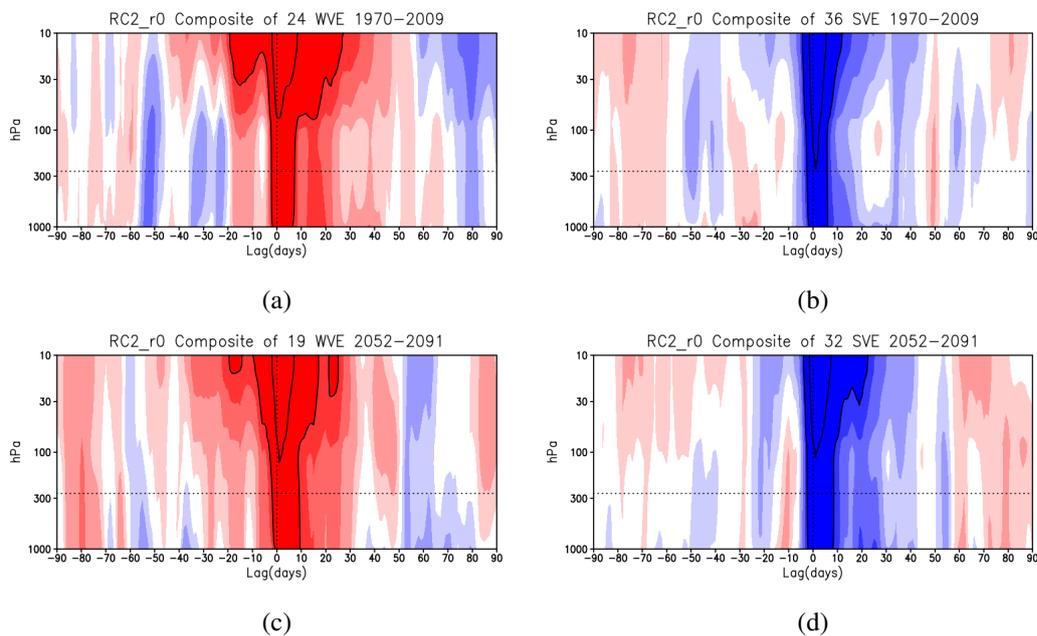


Abbildung A.16.: Komposite des NAM für a) und c) Schwachwirbelereignisse, sowie b) und d) Starkwirbelereignisse für die Kontrollsimulation der SWIFT-Simulationen für die Vergangenheit 1970-2009 (a und b) und die Zukunft 2052-2091 (c und d).

A.6. Ergänzungen zu Stark- und Schwachwirbelereignissen

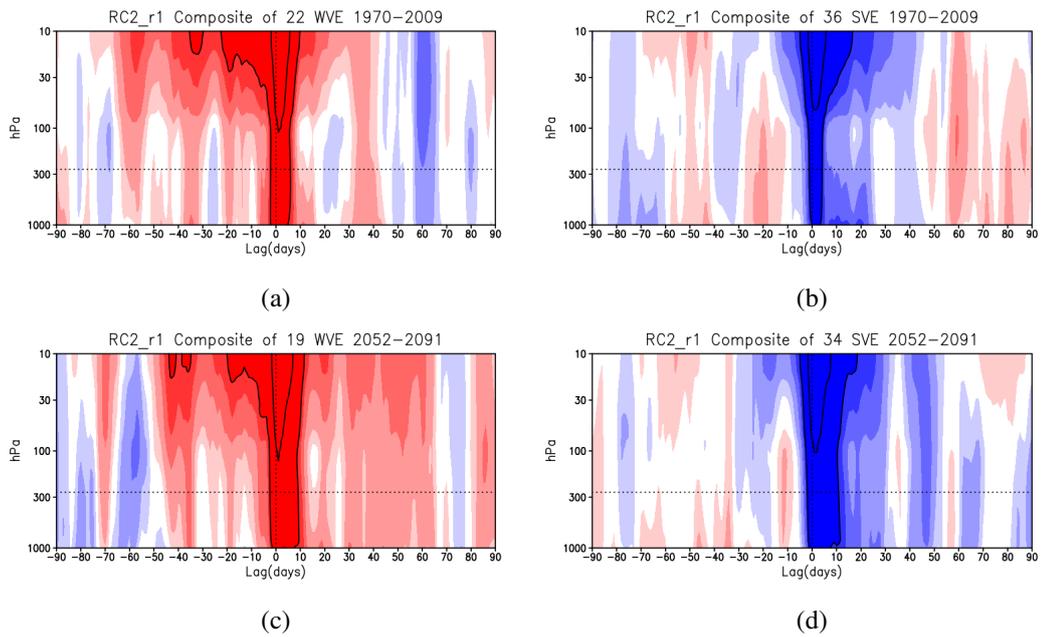


Abbildung A.17.: Wie Abbildung A.16, aber für das 2. Ensemblemitglied der SWIFT-Simulationen.

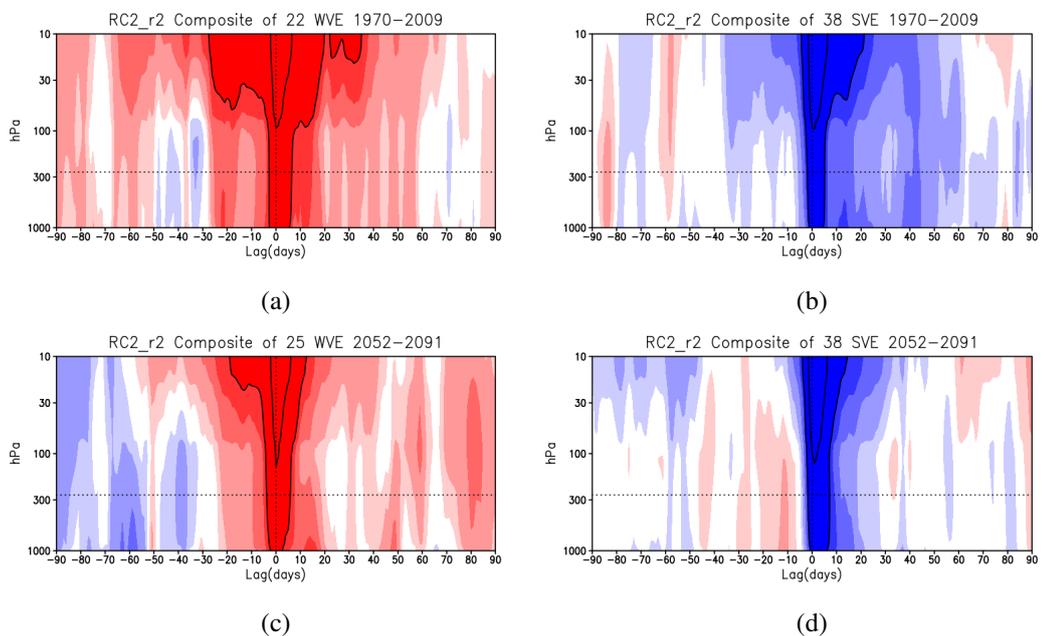


Abbildung A.18.: Wie Abbildung A.16, aber für das 3. Ensemblemitglied der SWIFT-Simulationen.

Anhang A. Ergänzungen zur Validierung

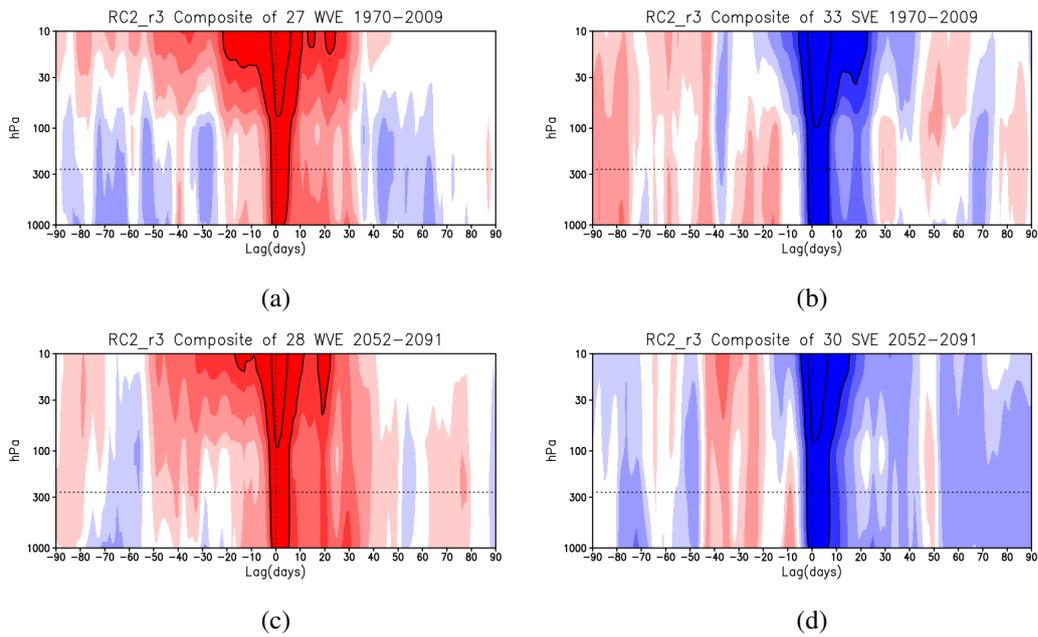


Abbildung A.19.: Wie Abbildung A.16, aber für das 4. Ensemblemitglied der SWIFT-Simulationen.

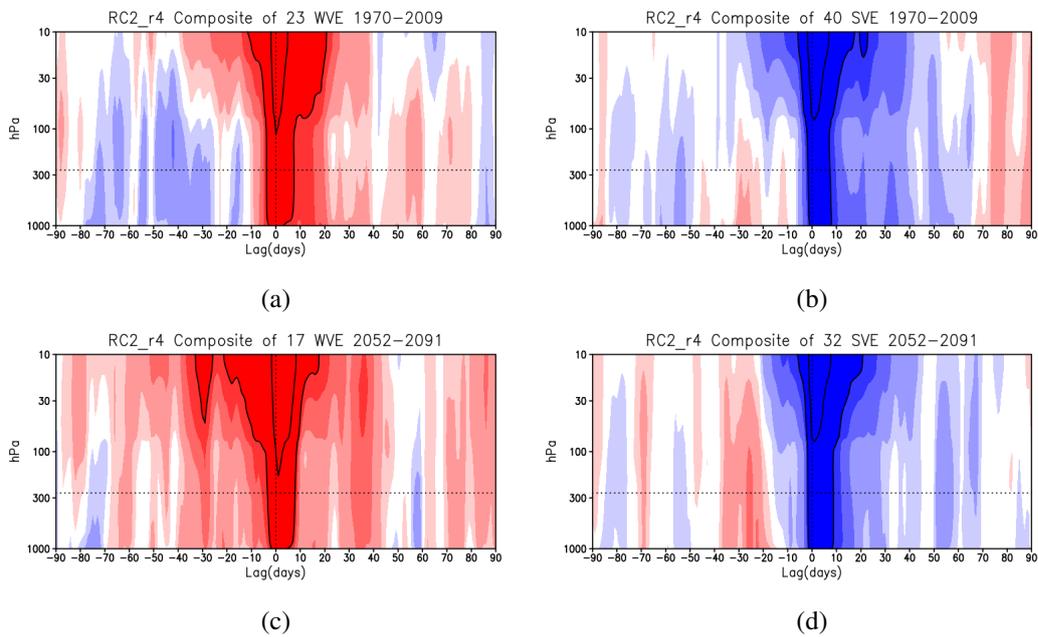


Abbildung A.20.: Wie Abbildung A.16, aber für das 5. Ensemblemitglied der SWIFT-Simulationen.

A.6. Ergänzungen zu Stark- und Schwachwirbelereignissen

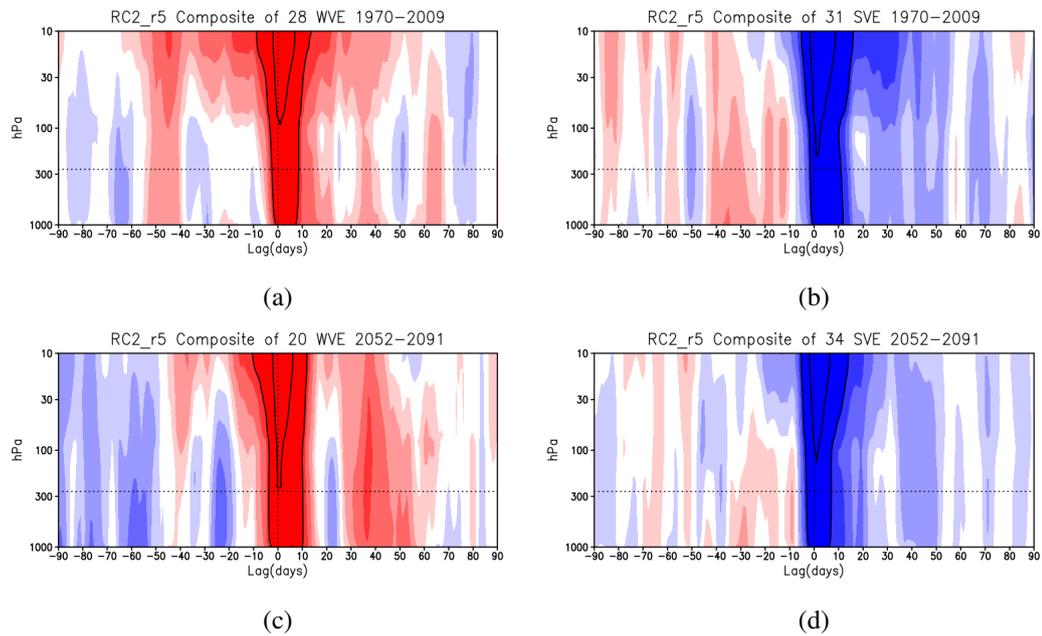


Abbildung A.21.: Wie Abbildung A.16, aber für das 6. Ensemblemitglied der SWIFT-Simulationen.

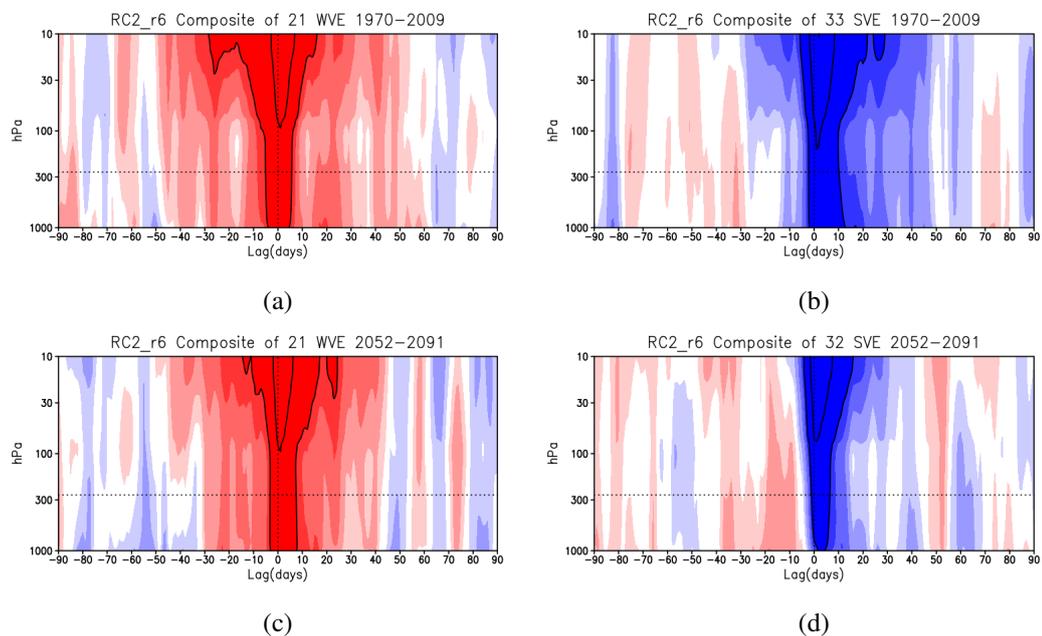


Abbildung A.22.: Wie Abbildung A.16, aber für das 7. Ensemblemitglied der SWIFT-Simulationen.

Anhang A. Ergänzungen zur Validierung

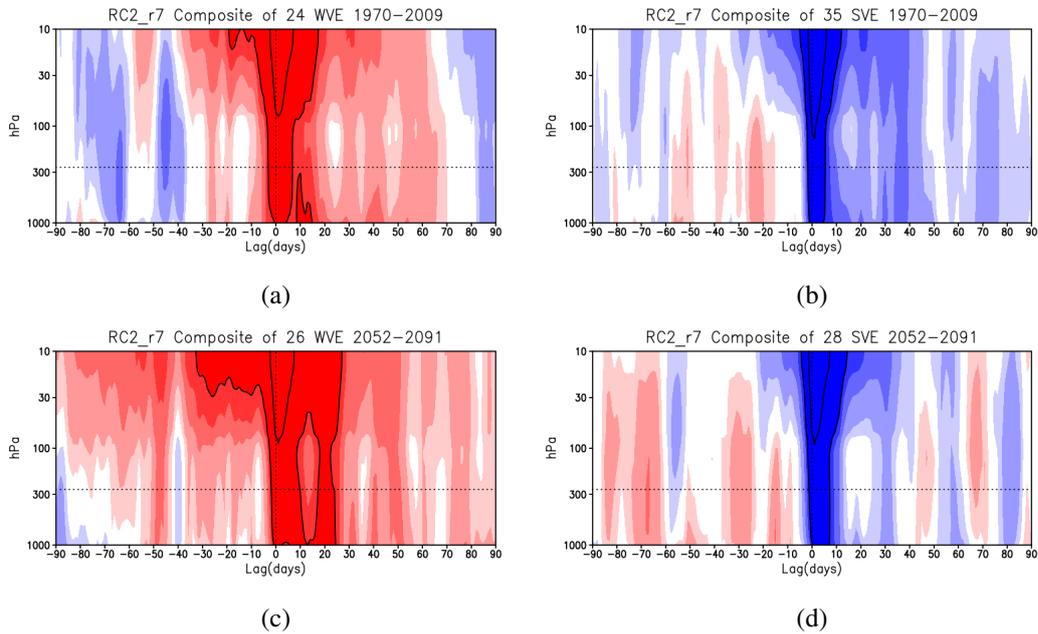


Abbildung A.23.: Wie Abbildung A.16, aber für das 8. Ensemblemitglied der SWIFT-Simulationen.

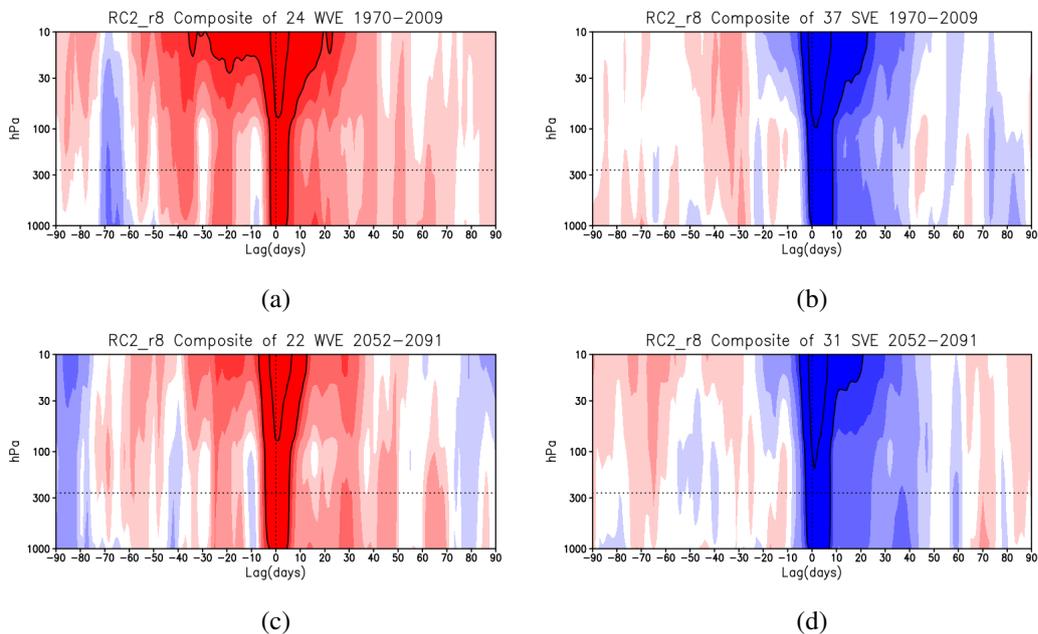


Abbildung A.24.: Wie Abbildung A.16, aber für das 9. Ensemblemitglied der SWIFT-Simulationen.

A.6. Ergänzungen zu Stark- und Schwachwirbelereignissen

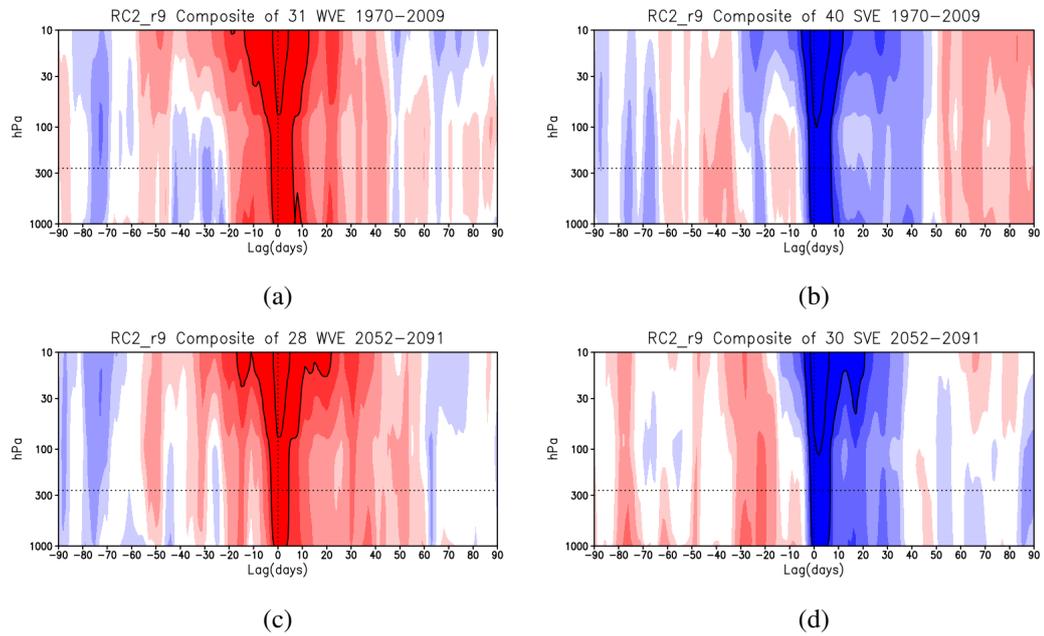


Abbildung A.25.: Wie Abbildung A.16, aber für das 10. Ensemblemitglied der SWIFT-Simulationen.

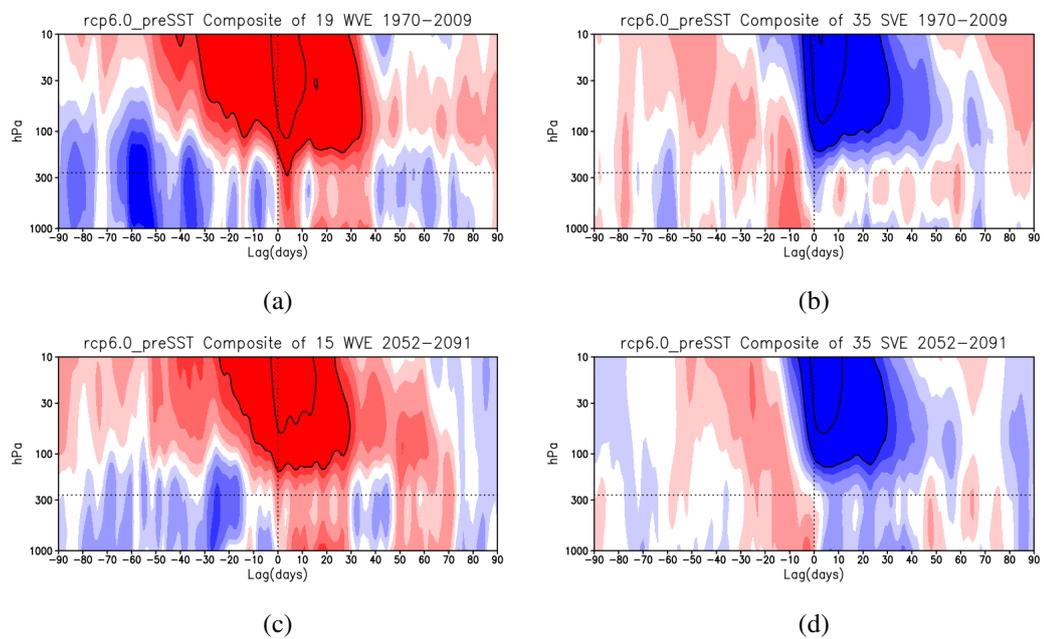


Abbildung A.26.: Wie Abbildung A.16, aber für die CCM-Simulationen.

Anhang A. Ergänzungen zur Validierung

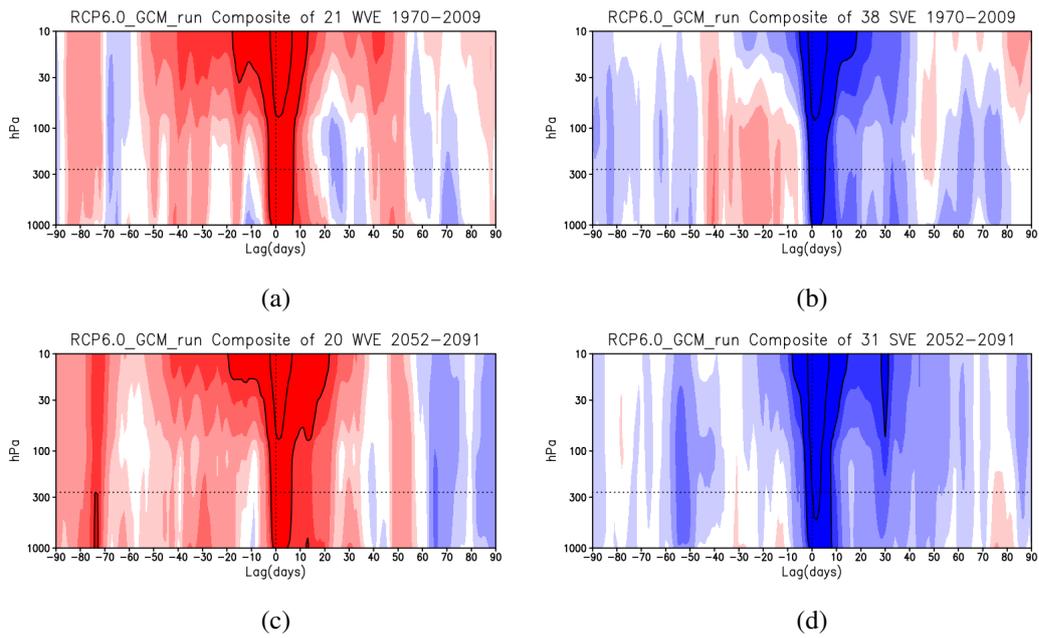


Abbildung A.27.: Wie Abbildung A.16, aber für die GCM-Simulationen.

Literaturverzeichnis

- Albers, J. R., und T. R. Nathan (2012), Pathways for Communicating the Effects of Stratospheric Ozone to the Polar Vortex: Role of Zonally Asymmetric Ozone, *Journal of Atmospheric Sciences*, *69*, 785–801, doi:10.1175/JAS-D-11-0126.1. [32, 49]
- Albers, J. R., und T. R. Nathan (2013), Ozone Loss and Recovery and the Preconditioning of Upward Propagating Planetary Wave Activity, *J. Atmos. Sci.*, doi:10.1175/jas-d-12-0259.1. [31, 32, 41]
- Albers, J. R., J. P. McCormack, und T. R. Nathan (2013), Stratospheric ozone and the morphology of the northern hemisphere planetary waveguide, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *118*(2), 563–576, doi:10.1029/2012JD017937. [49]
- Alexander, M. J., und K. H. Rosenlof (1996), Nonstationary gravity wave forcing of the stratospheric zonal mean wind, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *101*(D18), 23,465–23,474, doi:10.1029/96JD02197. [14]
- Ambaum, M. H. P., und B. J. Hoskins (2002), The NAO Troposphere-Stratosphere Connection., *Journal of Climate*, *15*, 1969–1978, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<1969:TNTSC>2.0.CO;2. [37]
- Andrews, D. G., und M. E. McIntyre (1978), Generalized Eliassen-Palm and Charney-Drazin theorems for waves on axisymmetric mean flows in compressible atmospheres, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *35*(2), 175–185, doi:10.1175/1520-0469(1978)035<0175:GEPACD>2.0.CO;2. [11]
- Andrews, D. G., J. R. Holton, und C. B. Leovy (1987), *Middle atmosphere dynamics.*, International geophysics series, Academic Press, no pdf, only hardcopy. [9, 10, 11, 16, 19, 77]
- Ayarzagüena, B., L. M. Polvani, U. Langematz, H. Akiyoshi, S. Bekki, N. Butchart, M. Dameris, M. Deushi, S. C. Hardiman, P. Jöckel, A. Klekociuk, M. Marchand, M. Michou, O. Morgenstern, F. M. O’Connor, L. D. Oman, D. A. Plummer, L. Revell, E. Rozanov, D. Saint-Martin, J. Scinocca, A. Stenke, K. Stone, Y. Yamashita, K. Yoshida, und G. Zeng (2018), No robust evidence of future changes in major stratospheric sudden warmings: a multi-model assessment from ccmi, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *18*(15), 11,277–11,287, doi:10.5194/acp-18-11277-2018. [13, 86, 126, 128]

Literaturverzeichnis

- Ayarzagüena, B., und E. Serrano (2009), Monthly characterization of the tropospheric circulation over the euro-atlantic area in relation with the timing of stratospheric final warmings, *Journal of Climate*, 22(23), 6313–6324, doi:10.1175/2009JCLI2913.1. [101]
- Ayarzagüena, B., U. Langematz, S. Meul, S. Oberländer, J. Abalichin, und A. Kubin (2013), The role of climate change and ozone recovery for the future timing of major stratospheric warmings, *Geophysical Research Letters*, pp. n/a–n/a, doi:10.1002/grl.50477. [76, 87, 126]
- Bai, K., N.-B. Chang, und W. Gao (2016), Quantification of relative contribution of Antarctic ozone depletion to increased austral extratropical precipitation during 1979-2013, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-ATMOSPHERES*, 121(4), 1459–1474, doi: {10.1002/2015JD024247}. [34]
- Baldwin, M., T. Hirooka, A. O’Neill, und S. Yoden (2003a), Major stratospheric warming in the southern hemisphere in 2002: Dynamical aspects of the ozone hole split, *SPARC Newsletter*, 20, 24–26. [12]
- Baldwin, M. P., und T. J. Dunkerton (2001), Stratospheric Harbingers of Anomalous Weather Regimes, *Science*, 294(5542), 581–584, doi:10.1126/science.1063315. [27, 28, 78, 125, 135, 149]
- Baldwin, M. P., X. Cheng, und T. J. Dunkerton (1994), Observed correlations between winter-mean tropospheric and stratospheric circulation anomalies, *Geophysical Research Letters*, 21(12), 1141–1144, doi:10.1029/94GL01010. [26]
- Baldwin, M. P., D. B. Stephenson, D. W. J. Thompson, T. J. Dunkerton, A. J. Charlton, und A. O’Neill (2003b), Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts, *Science*, 301(5633), 636–640, doi:10.1126/science.1087143. [26, 28, 43]
- Bates, D. R., und M. Nicolet (1950), The Photochemistry of Atmospheric Water Vapor, *Journal of Geophysical Research*, 55, 301–327, doi:10.1029/JZ055i003p00301. [16]
- Bednarz, E. M., A. C. Maycock, N. L. Abraham, P. Braesicke, O. Dessens, und J. A. Pyle (2016), Future arctic ozone recovery: the importance of chemistry and dynamics, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(18), 12,159–12,176, doi:10.5194/acp-16-12159-2016. [26, 39, 43]
- Beer, R. (2006), Tes on the aura mission: scientific objectives, measurements, and analysis overview, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(5), 1102–1105, doi: 10.1109/TGRS.2005.863716. [67]
- Birner, T., und H. Bönisch (2011), Residual circulation trajectories and transit times into the extratropical lowermost stratosphere, *Atmospheric Chemistry & Physics*, 11, 817–827, doi:10.5194/acp-11-817-2011. [14]

- Black, R. X. (2002), Stratospheric forcing of surface climate in the arctic oscillation, *Journal of Climate*, 15(3), 268–277, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<0268:SFOSCI>2.0.CO;2. [37]
- Black, R. X., und B. A. McDaniel (2007), The dynamics of northern hemisphere stratospheric final warming events, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(8), 2932–2946, doi:10.1175/JAS3981.1. [29]
- Bodeker, G. E., B. Hassler, P. J. Young, und R. W. Portmann (2013), A vertically resolved, global, gap-free ozone database for assessing or constraining global climate model simulations, *Earth System Science Data*, 5(1), 31–43, doi:10.5194/essd-5-31-2013. [45]
- Bourqui, M., C. Taylor, und K. Shine (2005), A new fast stratospheric ozone chemistry scheme in an intermediate general-circulation model. II: Application to effects of future increases in greenhouse gases, *QUARTERLY JOURNAL OF THE ROYAL METEOROLOGICAL SOCIETY*, 131(610, B), 2243–2261, doi:{10.1256/qj.04.19}. [51]
- Braesicke, P., C. Brühl, M. Dameris, R. Deckert, V. Eyring, M. A. Giorgetta, E. Mancini, E. Manzini, G. Pitari, J. A. Pyle, und B. Steil (2008), A model intercomparison analysing the link between column ozone and geopotential height anomalies in january, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(9), 2519–2535, doi:10.5194/acp-8-2519-2008. [43]
- Brasseur, G. P., und S. Solomon (2005), *Aeronomy of the Middle Atmosphere: Chemistry and Physics of the Stratosphere and Mesosphere*, Berlin. [13, 14, 16, 17, 18, 20, 22, 26, 38, 55, 76]
- Brewer, A. W. (1949), Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 75, 351–363, doi:10.1002/qj.49707532603. [13]
- Brönnimann, S. (2002), *Ozon in der Atmosphäre*, Haupt, Bern, Switzerland. [15]
- Butchart, N., und A. A. Scaife (2001), Removal of chlorofluorocarbons by increased mass exchange between the stratosphere and troposphere in a changing climate, *Nature*, 410(6830), 799–802, doi:10.1038/35071047. [32]
- Butchart, N., J. Austin, J. Knight, A. Scaife, und M. Gallani (2000), The response of the stratospheric climate to projected changes in the concentrations of well-mixed greenhouse gases from 1992 to 2051, *JOURNAL OF CLIMATE*, 13(13), 2142–2159, doi:{10.1175/1520-0442(2000)013<2142:TROTSC>2.0.CO;2}. [126, 129]
- Butler, A. H., D. J. Seidel, S. C. Hardiman, N. Butchart, T. Birner, und A. Match (2015), Defining sudden stratospheric warmings, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(11), 1913–1928, doi:10.1175/BAMS-D-13-00173.1. [76]

Literaturverzeichnis

- Cai, W., und T. Cowan (2007), Trends in southern hemisphere circulation in ipcc ar4 models over 1950–99: Ozone depletion versus greenhouse forcing, *Journal of Climate*, 20(4), 681–693, doi:10.1175/JCLI4028.1. [30, 36]
- Calvo, N., L. M. Polvani, und S. Solomon (2015), On the surface impact of Arctic stratospheric ozone extremes, *Environmental Research Letters*, 10(9), doi:{10.1088/1748-9326/10/9/094003}. [34, 35]
- Cariolle, D., und M. Déqué (1986), Southern hemisphere medium-scale waves and total ozone disturbances in a spectral general circulation model, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 91(D10), 10,825–10,846, doi:10.1029/JD091iD10p10825. [51]
- Cariolle, D., und H. Teyssevre (2007), A revised linear ozone photochemistry parameterization for use in transport and general circulation models: multi-annual simulations, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(9), 2183–2196. [51]
- Carslaw, K. S., T. Peter, und S. L. Clegg (1997), Modeling the composition of liquid stratospheric aerosols, *Reviews of Geophysics*, 35(2), 125–154, doi:10.1029/97RG00078. [20]
- Chapman, S. (1930), A theory of upper atmospheric ozone, *Memoirs of the Royal Meteorological Society*, 3, 103–125. [15]
- Charlton, A. J., und L. M. Polvani (2007), A New Look at Stratospheric Sudden Warmings. Part I: Climatology and Modeling Benchmarks, *Journal of Climate*, 20(3), 449–469, doi:10.1175/JCLI3996.1. [12, 86]
- Charlton, A. J., A. O’Neill, W. A. Lahoz, und P. Berrisford (2005), The splitting of the stratospheric polar vortex in the southern hemisphere, september 2002: Dynamical evolution, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62(3), 590–602, doi:10.1175/JAS-3318.1. [94]
- Charlton, A. J., L. M. Polvani, J. Perlwitz, F. Sassi, E. Manzini, K. Shibata, S. Pawson, J. E. Nielsen, und D. Rind (2007), A New Look at Stratospheric Sudden Warmings. Part II: Evaluation of Numerical Model Simulations, *Journal of Climate*, 20, 470–488, doi:10.1175/JCLI3994.1. [82, 86, 87, 128, 129]
- Charlton-Perez, A. J., M. P. Baldwin, T. Birner, R. X. Black, A. H. Butler, N. Calvo, N. A. Davis, E. P. Gerber, N. Gillett, S. Hardiman, J. Kim, K. Krüger, Y.-Y. Lee, E. Manzini, B. A. McDaniel, L. Polvani, T. Reichler, T. A. Shaw, M. Sigmond, S.-W. Son, M. Toohey, L. Wilcox, S. Yoden, B. Christiansen, F. Lott, D. Shindell, S. Yukimoto, und S. Watanabe (2013), On the lack of stratospheric dynamical variability in low-top versions of the CMIP5 models, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 118, 2494–2505, doi:10.1002/jgrd.50125. [43]
- Charney, J. G., und P. G. Drazin (1961), Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere, *Journal of Geophysical Research*, 66, 83–109, doi:10.1029/JZ066i001p00083. [9, 26, 27]

- Cheung, J. C. H., J. D. Haigh, und D. R. Jackson (2014), Impact of EOS MLS ozone data on medium-extended range ensemble weather forecasts, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-ATMOSPHERES*, 119(15), 9253–9266, doi:{ 10.1002/2014JD021823}. [43]
- Chiodo, G., und L. M. Polvani (2016), Reduction of Climate Sensitivity to Solar Forcing due to Stratospheric Ozone Feedback, *Journal of Climate*, 29, 4651–4663, doi:10.1175/JCLI-D-15-0721.1. [47]
- Choi, H., B.-M. Kim, und W. Choi (2019), Type classification of sudden stratospheric warming based on pre- and postwarming periods, *Journal of Climate*, 32(8), 2349–2367, doi: 10.1175/JCLI-D-18-0223.1. [12]
- Chrysanthou, A., A. C. Maycock, M. P. Chipperfield, S. Dhomse, H. Garny, D. Kinnison, H. Akiyoshi, M. Deushi, R. R. Garcia, P. Jöckel, O. Kirner, G. Pitari, D. A. Plummer, L. Revell, E. Rozanov, A. Stenke, T. Y. Tanaka, D. Visioni, und Y. Yamashita (2019), The effect of atmospheric nudging on the stratospheric residual circulation in chemistry–climate models, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(17), 11,559–11,586, doi:10.5194/acp-19-11559-2019. [93]
- Cionni, I., V. Eyring, J. F. Lamarque, W. J. Randel, D. S. Stevenson, F. Wu, G. E. Bodeker, T. G. Shepherd, D. T. Shindell, und D. W. Waugh (2011), Ozone database in support of CMIP5 simulations: results and corresponding radiative forcing, *ATMOSPHERIC CHEMISTRY AND PHYSICS*, 11(21), 11,267–11,292, doi:{ 10.5194/acp-11-11267-2011}. [45]
- Cohen, J., M. Barlow, P. J. Kushner, und K. Saito (2007), Stratosphere-troposphere coupling and links with eurasian land surface variability, *Journal of Climate*, 20(21), 5335–5343, doi:10.1175/2007JCLI1725.1. [29]
- Cox, P., und D. Stephenson (2007), A changing climate for prediction, *Science*, 317(5835), 207–208, doi:10.1126/science.1145956. [50]
- Coy, L., E. R. Nash, und P. A. Newman (1997), Meteorology of the polar vortex: Spring 1997, *Geophysical Research Letters*, 24(22), 2693–2696, doi:10.1029/97GL52832. [31]
- Crook, J. A., N. P. Gillett, und S. P. E. Keeley (2008), Sensitivity of southern hemisphere climate to zonal asymmetry in ozone, *Geophysical Research Letters*, 35(7), n/a–n/a, doi: 10.1029/2007GL032698. [46]
- Crutzen, P. J. (1970), The influence of nitrogen oxides on the atmospheric ozone content, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96, 320–325, doi:10.1002/qj.49709640815. [16]
- Dameris, M., und P. Jöckel (2013), Numerical modeling of climate-chemistry connections: Recent developments and future challenges, *Atmosphere*, 4(2), 132–156, doi:10.3390/atmos4020132. [54]

Literaturverzeichnis

- de Grandpre, J., S. Beagley, V. Fomichev, E. Griffioen, J. McConnell, A. Medvedev, und T. Shepherd (2000), Ozone climatology using interactive chemistry: Results from the Canadian Middle Atmosphere Model, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-ATMOSPHERES*, 105(D21), 26,475–26,491, doi:{10.1029/2000JD900427}. [45]
- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavalato, J.-N. Thépaut, und F. Vitart (2011), The era-interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553–597, doi:10.1002/qj.828. [79]
- Dennison, F. W., A. J. McDonald, und O. Morgenstern (2015), The effect of ozone depletion on the Southern Annular Mode and stratosphere-troposphere coupling, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-ATMOSPHERES*, 120(13), 6305–6312, doi:{10.1002/2014JD023009}. [33]
- Dessler, A. E. (2000), Chapter 2 fundamentals of stratospheric chemistry, in *The Chemistry and Physics of Stratospheric Ozone, International Geophysics*, vol. 74, edited by A. E. Dessler, pp. 18 – 40, Academic Press, doi:https://doi.org/10.1016/S0074-6142(00)80131-X. [76]
- Dietmüller, S., M. Ponater, und R. Sausen (2014), Interactive ozone induces a negative feedback in co2-driven climate change simulations, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(4), 1796–1805, doi:10.1002/2013JD020575. [2, 47]
- Dobson, G. M. B. (1956), Origin and Distribution of the Polyatomic Molecules in the Atmosphere, *Royal Society of London Proceedings Series A*, 236, 187–193, doi:10.1098/rspa.1956.0127. [13]
- Eddy, J. A. (2009), *The Sun, the Earth and Near-Earth Space: A Guide to the Sun-Earth System*, National Aeronautics and Space Administration, Washington, D.C. [116]
- England, M. R., L. M. Polvani, K. L. Smith, L. Landrum, und M. M. Holland (2016), Robust response of the amundsen sea low to stratospheric ozone depletion, *Geophysical Research Letters*, 43(15), 8207–8213, doi:10.1002/2016GL070055, 2016GL070055. [36]
- Esentürk, E., N. L. Abraham, S. Archer-Nicholls, C. Mitsakou, P. Griffiths, A. Archibald, und J. Pyle (2018), Quasi-newton methods for atmospheric chemistry simulations: implementation in ukca um vn10.8, *Geoscientific Model Development*, 11(8), 3089–3108, doi:10.5194/gmd-11-3089-2018. [55]

- Eyring, V., I. Cionni, G. E. Bodeker, A. J. Charlton-Perez, D. E. Kinnison, J. F. Scinocca, D. W. Waugh, H. Akiyoshi, S. Bekki, M. P. Chipperfield, M. Dameris, S. Dhomse, S. M. Frith, H. Garny, A. Gettelman, A. Kubin, U. Langematz, E. Mancini, M. Marchand, T. Nakamura, L. D. Oman, S. Pawson, G. Pitari, D. A. Plummer, E. Rozanov, T. G. Shepherd, K. Shibata, W. Tian, P. Braesicke, S. C. Hardiman, J. F. Lamarque, O. Morgenstern, J. A. Pyle, D. Smale, and Y. Yamashita (2010), Multi-model assessment of stratospheric ozone return dates and ozone recovery in CCMVal-2 models, *ATMOSPHERIC CHEMISTRY AND PHYSICS*, 10(19), 9451–9472, doi:{10.5194/acp-10-9451-2010}. [102]
- Fahey, D. W., S. R. Kawa, E. L. Woodbridge, P. Tin, J. C. Wilson, H. H. Jonsson, J. E. Dye, D. Baumgardner, S. Borrmann, and D. W. Toohey (1993), In situ measurements constraining the role of sulphate aerosols in mid-latitude ozone depletion, *Nature*, 363, 509–514, doi:10.1038/363509a0. [23]
- Farman, J. C., B. G. Gardiner, and J. D. Shanklin (1985), Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction, *Nature*, 315, 207–210, doi:10.1038/315207a0. [19]
- Finlayson Pitts, B. J., and J. N. Pitts (Eds.) (2000), *Chemistry of the Upper and Lower Atmosphere*, 957 - 969 pp., Academic Press, San Diego, doi:https://doi.org/10.1016/B978-012257060-5/50025-3. [20, 23]
- Flato, G. M. (2011), Earth system models: an overview, *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 2(6), 783–800, doi:10.1002/wcc.148. [7]
- Forster, P., and V. Ramaswamy (2007), Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing, pp. 129–234. [30]
- Fortuin, J. P., and U. Langematz (1995), Update on the global ozone climatology and on concurrent ozone and temperature trends, *Proc. SPIE*, 2311, 207–216, doi:10.1117/12.198578. [67, 69, 72, 93]
- Fujiwara, M., J. S. Wright, G. L. Manney, L. J. Gray, J. Anstey, T. Birner, S. Davis, E. P. Gerber, V. L. Harvey, M. I. Hegglin, C. R. Homeyer, J. A. Knox, K. Krüger, A. Lambert, C. S. Long, P. Martineau, A. Molod, B. M. Monge-Sanz, M. L. Santee, S. Tegtmeier, S. Chabrilat, D. G. H. Tan, D. R. Jackson, S. Polavarapu, G. P. Compo, R. Dragani, W. Ebisuzaki, Y. Harada, C. Kobayashi, W. McCarty, K. Onogi, S. Pawson, A. Simmons, K. Wargan, J. S. Whitaker, and C.-Z. Zou (2017), Introduction to the sparc reanalysis intercomparison project (s-rip) and overview of the reanalysis systems, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(2), 1417–1452, doi:10.5194/acp-17-1417-2017. [80]
- Gabriel, A., D. Peters, I. Kirchner, and H.-F. Graf (2007), Effect of zonally asymmetric ozone on stratospheric temperature and planetary wave propagation, *Geophysical Research Letters*, 34(6), n/a–n/a, doi:10.1029/2006GL028998. [46]

- Garfinkel, C. I., V. Aquila, D. W. Waugh, and L. D. Oman (2017), Time-varying changes in the simulated structure of the brewer–dobson circulation, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(2), 1313–1327, doi:10.5194/acp-17-1313-2017. [35, 36]
- Gerber, E. P., and S.-W. Son (2014), Quantifying the summertime response of the austral jet stream and hadley cell to stratospheric ozone and greenhouse gases, *Journal of Climate*, 27(14), 5538–5559, doi:10.1175/JCLI-D-13-00539.1. [2, 33, 40, 41, 50, 77, 140, 141]
- Gerber, E. P., M. P. Baldwin, H. Akiyoshi, J. Austin, S. Bekki, P. Braesicke, N. Butchart, M. Chipperfield, M. Dameris, S. Dhomse, S. M. Frith, R. R. Garcia, H. Garny, A. Gettelman, S. C. Hardiman, A. Karpechko, M. Marchand, O. Morgenstern, J. E. Nielsen, S. Pawson, T. Peter, D. A. Plummer, J. A. Pyle, E. Rozanov, J. F. Scinocca, T. G. Shepherd, und D. Smale (2010), Stratosphere-troposphere coupling and annular mode variability in chemistry-climate models, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D3), n/a–n/a, doi:10.1029/2009JD013770. [42]
- Gerber, E. P., A. Butler, N. Calvo, A. Charlton-Perez, M. Giorgetta, E. Manzini, J. Perlwitz, L. M. Polvani, F. Sassi, A. A. Scaife, T. A. Shaw, S.-W. Son, und S. Watanabe (2012), Assessing and Understanding the Impact of Stratospheric Dynamics and Variability on the Earth System , *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(6), doi:10.1175/BAMS-D-11-00145.1. [29, 50]
- Gillett, N. P., und D. W. J. Thompson (2003), Simulation of Recent Southern Hemisphere Climate Change, *Science*, 302, 273–275, doi:10.1126/science.1087440. [1, 30]
- Gillett, N. P., M. R. Allen, und K. D. Williams (2002), The role of stratospheric resolution in simulating the arctic oscillation response to greenhouse gases, *Geophysical Research Letters*, 29(10), 138–1–138–4, doi:10.1029/2001GL014444. [32]
- Gillett, N. P., J. F. Scinocca, D. A. Plummer, und M. C. Reader (2009), Sensitivity of climate to dynamically-consistent zonal asymmetries in ozone, *Geophysical Research Letters*, 36(10), n/a–n/a, doi:10.1029/2009GL037246. [2, 45, 47, 48, 86, 126, 145, 147, 148, 149]
- Graversen, R. G., und B. Christiansen (2003), Downward propagation from the stratosphere to the troposphere: A comparison of the two hemispheres, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D24), n/a–n/a, doi:10.1029/2003JD004077. [27, 28]
- Haase, S., und K. Matthes (2019), The importance of interactive chemistry for stratosphere–troposphere coupling, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(5), 3417–3432, doi:10.5194/acp-19-3417-2019. [2, 47, 48, 49, 128, 135, 145, 149, 150]
- Harari, O., C. I. Garfinkel, S. Ziskin Ziv, O. Morgenstern, G. Zeng, S. Tilmes, D. Kinnison, M. Deushi, P. Jöckel, A. Pozzer, F. M. O’Connor, und S. Davis (2019), Influence of arctic stratospheric ozone on surface climate in ccmi models, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(14), 9253–9268, doi:10.5194/acp-19-9253-2019. [34]

- Hardiman, S. C., N. Butchart, T. J. Hinton, S. M. Osprey, and L. J. Gray (2012), The Effect of a Well-Resolved Stratosphere on Surface Climate: Differences between CMIP5 Simulations with High and Low Top Versions of the Met Office Climate Model, *Journal of Climate*, 25, 7083–7099, doi:10.1175/JCLI-D-11-00579.1. [43]
- Haynes, P. H., M. E. McIntyre, T. G. Shepherd, C. J. Marks, and K. P. Shine (1991), On the ‘Downward Control’ of Extratropical Diabatic Circulations by Eddy-Induced Mean Zonal Forces., *Journal of Atmospheric Sciences*, 48, 651–680, doi:10.1175/1520-0469(1991)048<0651:OTCOED>2.0.CO;2. [37]
- Hitchman, M. H., J. C. Gille, C. D. Rodgers, and G. Brasseur (1989), The separated polar winter stratopause - A gravity wave driven climatological feature, *Journal of Atmospheric Sciences*, 46, 410–422, doi:10.1175/1520-0469(1989)046<0410:TSPWSA>2.0.CO;2. [81]
- Hofmann, D. J., and S. J. Oltmans (1993), Anomalous Antarctic ozone during 1992: Evidence for Pinatubo volcanic aerosol effects, *Journal of Geophysical Research*, 98, 18, doi:10.1029/93JD02092. [23]
- Hofmann, D. J., J. W. Harder, S. R. Rolf, and J. M. Rosen (1987), Balloon-borne observations of the development and vertical structure of the Antarctic ozone hole in 1986, *Nature*, 326, 59–62, doi:10.1038/326059a0. [19]
- Holton, J. R. (2004), *An introduction to dynamic meteorology*, Elsevier Academic Press. [9, 10, 11]
- Holton, J. R., and H.-C. Tan (1980), The Influence of the Equatorial Quasi-Biennial Oscillation on the Global Circulation at 50 mb., *Journal of Atmospheric Sciences*, 37, 2200–2208, doi:10.1175/1520-0469(1980)037<2200:TIOTEQ>2.0.CO;2. [12]
- Hu, D., and Z. Guan (2018), Decadal relationship between the stratospheric arctic vortex and pacific decadal oscillation, *Journal of Climate*, 31(9), 3371–3386, doi:10.1175/JCLI-D-17-0266.1. [30]
- Hu, D., W. Tian, F. Xie, C. Wang, and J. Zhang (2015), Impacts of stratospheric ozone depletion and recovery on wave propagation in the boreal winter stratosphere, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-ATMOSPHERES*, 120(16), 8299–8317, doi:{10.1002/2014JD022855}. [31, 32, 33, 40, 99]
- Hu, Y., and K. Kit Tung (2003), Possible Ozone-Induced Long-Term Changes in Planetary Wave Activity in Late Winter., *Journal of Climate*, 16, 3027–3038, doi:10.1175/1520-0442(2003)016<3027:POLCIP>2.0.CO;2. [31]
- Iglesias-Suarez, F., P. J. Young, and O. Wild (2016), Stratospheric ozone change and related climate impacts over 1850–2100 as modelled by the ACCMIP ensemble, *ATMOSPHERIC CHEMISTRY AND PHYSICS*, 16(1), 343–363, doi:{10.5194/acp-16-343-2016}. [41]

Literaturverzeichnis

- IPCC AR5 (2013), Cambridge University Press, 1535 pp. [1, 8, 120]
- IPCC/TEAP (2005), *Safeguarding the Ozone Layer and the Global Climate System: Issues Related to Hydrofluorocarbons and Perfluorocarbons*, Cambridge University Press, UK, pp 478. [13, 24]
- Ivy, D. J., S. Solomon, N. Calvo, und D. W. J. Thompson (2017), Observed connections of arctic stratospheric ozone extremes to northern hemisphere surface climate, *Environmental Research Letters*, 12(2), 024,004. [34, 35]
- Ivy, D. J., S. Solomon, und H. E. Rieder (2016), Radiative and Dynamical Influences on Polar Stratospheric Temperature Trends, *JOURNAL OF CLIMATE*, 29(13), 4927–4938, doi:{10.1175/JCLI-D-15-0503.1}. [31]
- Jacob, D. J. (1999), *Introduction to Atmospheric Chemistry*, Princeton University Press, Princeton, NJ. [18, 21, 23]
- Jacobson, M. (2005), *Fundamentals of Atmospheric Modeling*, Cambridge University Press. [15, 16, 18, 44]
- Jöckel, P., A. Kerkweg, A. Pozzer, R. Sander, H. Tost, H. Riede, A. Baumgaertner, S. Gromov, und B. Kern (2010), Development cycle 2 of the Modular Earth Submodel System (MESSy2), *Geoscientific Model Development*, 3(2), 717–752, doi:10.5194/gmd-3-717-2010. [56, 57, 71]
- Jöckel, P., H. Tost, A. Pozzer, M. Kunze, O. Kirner, C. A. M. Brenninkmeijer, S. Brinkop, D. S. Cai, C. Dyroff, J. Eckstein, F. Frank, H. Garny, K.-D. Gottschaldt, P. Graf, V. Grewe, A. Kerkweg, B. Kern, S. Matthes, M. Mertens, S. Meul, M. Neumaier, M. Nützel, S. Oberländer-Hayn, R. Ruhnke, T. Runde, R. Sander, D. Scharffe, und A. Zahn (2016), Earth system chemistry integrated modelling (escimo) with the modular earth submodel system (messy) version 2.51, *Geoscientific Model Development*, 9(3), 1153–1200, doi:10.5194/gmd-9-1153-2016. [56, 59, 72, 80, 90, 91, 115]
- Johnston, H. (1971), Reduction of Stratospheric Ozone by Nitrogen Oxide Catalysts from Supersonic Transport Exhaust, *Science*, 173, 517–522, doi:10.1126/science.173.3996.517. [16, 18]
- Johnston, H., und D. Kinnison (1998), Methane photooxidation in the atmosphere: Contrast between two methods of analysis, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D17), 21,967–21,984, doi:10.1029/98JD01213. [15]
- Jöckel, P., R. Sander, A. Kerkweg, H. Tost, und J. Lelieveld (2005), Technical note: The modular earth submodel system (messy) - a new approach towards earth system modeling, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5(2), 433–444, doi:10.5194/acp-5-433-2005. [57, 63, 64]

- Jöckel, P., H. Tost, A. Pozzer, C. Brühl, J. Buchholz, L. Ganzeveld, P. Hoor, A. Kerkweg, M. G. Lawrence, R. Sander, B. Steil, G. Stiller, M. Tanarhte, D. Taraborrelli, J. van Aardenne, und J. Lelieveld (2006), The atmospheric chemistry general circulation model ECHAM5/MESy1: consistent simulation of ozone from the surface to the mesosphere, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 5067–5104, doi:10.5194/acp-6-5067-2006. [56, 57, 58]
- Kang, S. M., L. M. Polvani, J. C. Fyfe, und M. Sigmond (2011), Impact of Polar Ozone Depletion on Subtropical Precipitation, *Science*, 332, 951–, doi:10.1126/science.1202131. [34]
- Karpechko, A. Y., J. Perlwitz, und E. Manzini (2014), A model study of tropospheric impacts of the arctic ozone depletion 2011, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(13), 7999–8014, doi:10.1002/2013JD021350. [34]
- Karpechko, A. Y., A. C. Maycock, et al. (2018), *Polar Stratospheric Ozone: Past, Present & Future*, chap. Chapter 4 in Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2018, Global Ozone Research and Monitoring Project – Report No. 58, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland. [33, 34, 36, 40]
- Kerkweg, A., R. Sander, H. Tost, und P. Jöckel (2006), Technical note: Implementation of prescribed (offlem), calculated (onlem), and pseudo-emissions (tnudge) of chemical species in the modular earth submodel system (messy), *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6(11), 3603–3609, doi:10.5194/acp-6-3603-2006. [59]
- Kidston, J., A. A. Scaife, S. C. Hardiman, D. M. Mitchell, N. Butchart, M. P. Baldwin, und L. J. Gray (2015), Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather, *NATURE GEOSCIENCE*, 8(6), 433–440, doi:{10.1038/NGEO2424}. [37]
- Kiehl, J. T., B. A. Boville, und B. P. Briegleb (1988), Response of a general circulation model to a prescribed Antarctic ozone hole, *Nature*, 332, 501–504, doi:10.1038/332501a0. [31, 106]
- Kirchner, I., und D. Peters (2003), Modelling the wintertime response to upper tropospheric and lower stratospheric ozone anomalies over the north atlantic and europe, *Annales Geophysicae*, 21(10), 2107–2118, doi:10.5194/angeo-21-2107-2003. [46]
- Kistler, R., E. Kalnay, W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. van den Dool, R. Jenne, und M. Fiorino (2001), The ncep–ncar 50-year reanalysis: Monthly means cd-rom and documentation, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(2), 247–268, doi:10.1175/1520-0477(2001)082<0247:TNNYRM>2.3.CO;2. [86]

Literaturverzeichnis

- Klobas, E. J., D. M. Wilmouth, D. K. Weisenstein, J. G. Anderson, und R. J. Salawitch (2017), Ozone depletion following future volcanic eruptions, *Geophysical Research Letters*, 44(14), 7490–7499, doi:10.1002/2017GL073972, 2017GL073972. [24]
- Kodera, K., K. Yamazaki, M. Chiba, und K. Shibata (1990), Downward propagation of upper stratospheric mean zonal wind perturbation to the troposphere, *Geophysical Research Letters*, 17(9), 1263–1266, doi:10.1029/GL017i009p01263. [26]
- Kreyling, D., I. Wohltmann, R. Lehmann, und M. Rex (2018), The extrapolar swift model (version 1.0): fast stratospheric ozone chemistry for global climate models, *Geoscientific Model Development*, 11(2), 753–769, doi:10.5194/gmd-11-753-2018. [59, 61]
- Kunze, M., M. Godolt, U. Langematz, J. Grenfell, A. Hamann-Reinus, und H. Rauer (2014), Investigating the early earth faint young sun problem with a general circulation model, *Planetary and Space Science*, 98(0), 77 – 92, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.pss.2013.09.011, planetary evolution and life. [58]
- Kurzeja, R. J., K. V. Haggard, und W. L. Grose (1984), Numerical experiments with a general circulation model concerning the distribution of ozone in the stratosphere, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41(13), 2029–2051, doi:10.1175/1520-0469(1984)041<2029:NEWAGC>2.0.CO;2. [84]
- Kuttippurath, J., und P. J. Nair (2017), The signs of Antarctic ozone hole recovery, *SCIENTIFIC REPORTS*, 7, doi:{10.1038/s41598-017-00722-7}. [38]
- Labitzke, K. (1977), Interannual variability of the winter stratosphere in the northern hemisphere, *Monthly Weather Review*, 105(6), 762–770, doi:10.1175/1520-0493(1977)105<0762:IVOTWS>2.0.CO;2. [12]
- Labitzke, K. (1981), Stratospheric-mesospheric midwinter disturbances: A summary of observed characteristics, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 86(C10), 9665–9678, doi:10.1029/JC086iC10p09665. [76]
- Labitzke, K. (1987), Sunspots, the QBO, and the stratospheric temperature in the north polar region, *Geophysical Research Letters*, 14, 535–537, doi:10.1029/GL014i005p00535. [12]
- Labitzke, K. (1999), *Die Stratosphäre - Phänomene, Geschichte, Relevanz*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, doi:10.1007/978-3-642-59989-7. [6, 12, 15, 76]
- Labitzke, K., und H. V. Loon (1988), Associations between the 11-year solar cycle, the qbo and the atmosphere. part i: the troposphere and stratosphere in the northern hemisphere in winter, *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 50(3), 197 – 206, doi:https://doi.org/10.1016/0021-9169(88)90068-2. [12]

- Lait, L. R. (1994), An Alternative Form for Potential Vorticity., *Journal of Atmospheric Sciences*, 51, 1754–1759, doi:10.1175/1520-0469(1994)051<1754:AAFFPV>2.0.CO;2. [60, 77]
- Landschützer, P., N. Gruber, F. A. Haumann, C. Rödenbeck, D. C. E. Bakker, S. van Heuven, M. Hoppema, N. Metzl, C. Sweeney, T. Takahashi, B. Tilbrook, und R. Wanninkhof (2015), The reinvigoration of the southern ocean carbon sink, *Science*, 349(6253), 1221–1224, doi:10.1126/science.aab2620. [36]
- Lange, H. (2002), *Die Physik des Wetters und des Klimas.: Ein Grundkurs zur Theorie des Systems Atmosphäre*, Reimer. [10]
- Langematz, U., S. Meul, K. Grunow, E. Romanowsky, S. Oberländer, J. Abalichin, und A. Kubin (2014), Future arctic temperature and ozone: The role of stratospheric composition changes, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(5), 2092–2112, doi:10.1002/2013JD021100. [26, 43, 119, 120, 141]
- Li, F., Y. V. Vikhliayev, P. A. Newman, S. Pawson, J. Perlwitz, D. W. Waugh, und A. R. Douglass (2016), Impacts of Interactive Stratospheric Chemistry on Antarctic and Southern Ocean Climate Change in the Goddard Earth Observing System, Version 5 (GEOS-5), *Journal of Climate*, 29, 3199–3218, doi:10.1175/JCLI-D-15-0572.1. [2, 36, 48]
- Limpasuvan, V., und D. L. Hartmann (2000), Wave-maintained annular modes of climate variability, *Journal of Climate*, 13(24), 4414–4429, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<4414:WMAMOC>2.0.CO;2. [37]
- Limpasuvan, V., D. L. Hartmann, D. W. J. Thompson, K. Jeev, und Y. L. Yung (2005), Stratosphere-troposphere evolution during polar vortex intensification, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D24), doi:10.1029/2005JD006302. [28]
- Lin, P., D. Paynter, L. Polvani, G. J. P. Correa, Y. Ming, und V. Ramaswamy (2017), Dependence of model-simulated response to ozone depletion on stratospheric polar vortex climatology, *Geophysical Research Letters*, 44(12), 6391–6398, doi:10.1002/2017GL073862, 2017GL073862. [31, 45, 48, 49, 50]
- Lin, S., und R. Rood (1996), Multidimensional flux-form semi-Lagrangian transport schemes, *MONTHLY WEATHER REVIEW*, 124(9), 2046–2070, doi:{10.1175/1520-0493(1996)124<2046:MFFSLT>2.0.CO;2}. [55, 59, 62, 70, 98]
- Lindzen, R. S. (1981), Turbulence and stress owing to gravity wave and tidal breakdown, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 86(C10), 9707–9714, doi:10.1029/JC086iC10p09707. [10]
- Lobenstein, C. (2017), Verfluchtes Wetter, *DIE ZEIT. Abgerufen am 13.12.2019 18:20 Uhr*. [1]

Literaturverzeichnis

- Lowe, D., und A. R. MacKenzie (2008), Polar stratospheric cloud microphysics and chemistry, *JOURNAL OF ATMOSPHERIC AND SOLAR-TERRESTRIAL PHYSICS*, 70(1), 13–40, doi:{10.1016/j.jastp.2007.09.011}. [20]
- Lubis, S. W., K. Matthes, N.-E. Omrani, N. Harnik, und S. Wahl (2016), Influence of the quasi-biennial oscillation and sea surface temperature variability on downward wave coupling in the northern hemisphere, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73(5), 1943–1965, doi:10.1175/JAS-D-15-0072.1. [37]
- Lubis, S. W., V. Silverman, K. Matthes, N. Harnik, N.-E. Omrani, und S. Wahl (2017), How does downward planetary wave coupling affect polar stratospheric ozone in the arctic winter stratosphere?, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(3), 2437–2458, doi:10.5194/acp-17-2437-2017. [32]
- Mahfouf, J. F., D. Cariolle, J. F. Royer, J. F. Geleyn, und B. Timbal (1994), Response of the météo-france climate model to changes in co2 and sea surface temperature, *Climate Dynamics*, 9(7), 345–362, doi:10.1007/BF00223447. [126]
- Mahlman, J. D., L. J. Umscheid, und J. P. Pinto (1994), Transport, radiative, and dynamical effects of the antarctic ozone hole: A gfdl “skyhi” model experiment, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51(4), 489–508, doi:{10.1175/1520-0469(1994)051<0489:TRADEO>2.0.CO;2}. [31]
- Manney, G. L. (2011), Unprecedented Arctic Ozone Loss in 2011: An Echo of the Antarctic, *AGU Fall Meeting Abstracts*, A53G-01, doi:10.1038/nature10556. [26]
- Manney, G. L., K. Krüger, J. L. Sabutis, S. A. Sena, und S. Pawson (2005), The remarkable 2003–2004 winter and other recent warm winters in the arctic stratosphere since the late 1990s, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D4), doi:10.1029/2004JD005367. [32]
- Mantua, N., S. Hare, Y. Zhang, J. Wallace, und R. Francis (1997), A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production, *BULLETIN OF THE AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY*, 78(6), 1069–1079, doi:{10.1175/1520-0477(1997)078<1069:APICOW>2.0.CO;2}. [149]
- Manzini, E., B. Steil, C. Brühl, M. A. Giorgetta, und K. Krüger (2003), A new interactive chemistry-climate model: 2. sensitivity of the middle atmosphere to ozone depletion and increase in greenhouse gases and implications for recent stratospheric cooling, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D14), n/a–n/a, doi:10.1029/2002JD002977. [31, 32, 33]
- Marsh, D. R., J.-F. Lamarque, A. J. Conley, und L. M. Polvani (2016), Stratospheric ozone chemistry feedbacks are not critical for the determination of climate sensitivity in cesm1(waccm), *Geophysical Research Letters*, 43(8), 3928–3934, doi:10.1002/2016GL068344. [47]

- Marsland, S., H. Haak, J. Jungclaus, M. Latif, und F. Roske (2003), The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates, *OCEAN MODELING*, 5(2), 91–127, doi:{ 10.1016/S1463-5003(02)00015-X}. [59]
- Mathole, K., T. Ndarana, A. Beraki, und W. A. Landman (2014), Impact of lower stratospheric ozone on seasonal prediction systems, *SOUTH AFRICAN JOURNAL OF SCIENCE*, 110(3-4), 69–76, doi:{ 10.1590/sajs.2014/20130161}. [43]
- Matsuno, T. (1971), A Dynamical Model of the Stratospheric Sudden Warming, *Journal of Atmospheric Sciences*, 28, 1479–1494, doi:10.1175/1520-0469(1971)028<1479:ADMOTS>2.0.CO;2. [11]
- Mauritsen, T., B. Stevens, E. Roeckner, T. Crueger, M. Esch, M. Giorgetta, H. Haak, J. Jungclaus, D. Klocke, D. Matei, U. Mikolajewicz, D. Notz, R. Pincus, H. Schmidt, und L. Tomassini (2012), Tuning the climate of a global model, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 4(3), n/a–n/a, doi:10.1029/2012MS000154. [xviii]
- Maycock, A. C. (2016), The contribution of ozone to future stratospheric temperature trends, *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1002/2016GL068511. [38]
- McCormack, J. P., T. R. Nathan, und E. C. Cordero (2011), The effect of zonally asymmetric ozone heating on the northern hemisphere winter polar stratosphere, *Geophysical Research Letters*, 38(3), n/a–n/a, doi:10.1029/2010GL045937. [2, 48, 49, 126]
- McElroy, M. B., R. J. Salawitch, S. C. Wofsy, und J. A. Logan (1986), Reductions of Antarctic ozone due to synergistic interactions of chlorine and bromine, *Nature*, 321, 759–762, doi:10.1038/321759a0. [20]
- McInturff, R., und E. U. National Meteorological Center (Washington (D.C.)) (1978), *Stratospheric warmings: synoptic, dynamic and general-circulation aspects*, NASA reference publication, NASA. [12]
- McLandress, C., T. G. Shepherd, J. F. Scinocca, D. A. Plummer, M. Sigmond, A. I. Jonsson, und M. C. Reader (2011), Separating the Dynamical Effects of Climate Change and Ozone Depletion. Part II Southern Hemisphere Troposphere, *JOURNAL OF CLIMATE*, 24(6), 1850–1868, doi:{ 10.1175/2010JCLI3958.1}. [34, 37]
- McLinden, C. A., S. C. Olsen, B. Hannegan, O. Wild, M. J. Prather, und J. Sundet (2000), Stratospheric ozone in 3-D models: A simple chemistry and the cross-tropopause flux, *Journal of Geophysical Research*, 105, 14,653, doi:10.1029/2000JD900124. [51]
- Meehl, G. A., L. Goddard, J. Murphy, R. J. Stouffer, G. Boer, G. Danabasoglu, K. Dixon, M. A. Giorgetta, A. M. Greene, E. Hawkins, G. Hegerl, D. Karoly, N. Keenlyside, M. Kimoto, B. Kirtman, A. Navarra, R. Pulwarty, D. Smith, D. Stammer, und T. Stockdale (2009), Decadal Prediction, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90, 1467–1485, doi:10.1175/2009BAMS2778.1. [54]

Literaturverzeichnis

- Meinshausen, M., S. J. Smith, K. Calvin, J. S. Daniel, M. L. T. Kainuma, J.-F. Lamarque, K. Matsumoto, S. A. Montzka, S. C. B. Raper, K. Riahi, A. Thomson, G. J. M. Velders, und D. P. van Vuuren (2011), The rcg greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300, *Climatic Change*, 109(1), 213–241, doi:10.1007/s10584-011-0156-z. [71]
- Milewski, T., und M. Bourqui (2013), Potential of an ensemble kalman smoother for stratospheric chemical-dynamical data assimilation, *Tellus A*, 65(0). [43]
- Mills, M. J., O. B. Toon, R. P. Turco, D. E. Kinnison, und R. R. Garcia (2008), Massive global ozone loss predicted following regional nuclear conflict, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105(14), 5307–5312, doi:10.1073/pnas.0710058105. [19]
- Mitchell, D. M., A. J. Charlton-Perez, L. J. Gray, H. Akiyoshi, N. Butchart, S. C. Hardiman, O. Morgenstern, T. Nakamura, E. Rozanov, K. Shibata, D. Smale, und Y. Yamashita (2012), The nature of Arctic polar vortices in chemistry-climate models, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 138, 1681–1691, doi:10.1002/qj.1909. [126]
- Molina, L., und M. Molina (1987), Production of Cl₂O₂ from the Self-Reaction of the ClO Radical, *J. Phys. Chem.*, 91, 433–436. [19]
- Molina, M. J., und F. S. Rowland (1974), Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: chlorine atom-catalysed destruction of ozone, *Nature*, 249, 810–812, doi:10.1038/249810a0. [17]
- Montzka, S. A., G. S. Dutton, P. Yu, E. Ray, R. W. Portmann, J. S. Daniel, L. Kuijpers, B. D. Hall, D. Mondeel, C. Siso, J. D. Nance, M. Rigby, A. J. Manning, L. Hu, F. Moore, B. R. Miller, und J. W. Elkins (2018), An unexpected and persistent increase in global emissions of ozone-depleting cfc-11, *Nature*, 557(7705), 413–417, doi:10.1038/s41586-018-0106-2. [38]
- Muthers, S., J. G. Anet, C. C. Raible, S. Brönnimann, E. Rozanov, F. Arfeuille, T. Peter, A. I. Shapiro, J. Beer, F. Steinhilber, Y. Brugnara, und W. Schmutz (2014), Northern hemispheric winter warming pattern after tropical volcanic eruptions: Sensitivity to the ozone climatology, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(3), 1340–1355, doi:10.1002/2013JD020138. [2]
- Muthers, S., J. G. Anet, A. Stenke, C. C. Raible, E. Rozanov, S. Broennimann, T. Peter, F. X. Arfeuille, A. I. Shapiro, J. Beer, F. Steinhilber, Y. Brugnara, und W. Schmutz (2014), The coupled atmosphere-chemistry-ocean model SOCOL-MPIOM, *GEOSCIENTIFIC MODEL DEVELOPMENT*, 7(5), 2157–2179, doi:{ 10.5194/gmd-7-2157-2014}. [45, 47]
- NASA (2019), online, Zugang 1.12.2019, <https://www.nasa.gov/feature/goddard/2019/2019-ozone-hole-is-the-smallest-on-record-since-its-discovery>. [24]

- NASA Panel for Data Evaluation (2015), Chemical kinetics and photochemical data for use in atmospheric studies - evaluation number 18, *Tech. rep.*, NASA. [20]
- Nathan, T. R., J. R. Albers, und E. C. Cordero (2011), Role of wave–mean flow interaction in sun–climate connections: Historical overview and some new interpretations and results, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 73(11–12), 1594 – 1605, doi:10.1016/j.jastp.2010.12.013, <ce:title>Influence of Solar Activity on Interplanetary and Geophysical Phenomena</ce:title> <xocs:full-name>Influence of solar variability on geophysical and heliospheric phenomena</xocs:full-name>. [46]
- Neely, R. R., D. R. Marsh, K. L. Smith, S. M. Davis, und L. M. Polvani (2014), Biases in southern hemisphere climate trends induced by coarsely specifying the temporal resolution of stratospheric ozone, *Geophysical Research Letters*, 41(23), 8602–8610, doi:10.1002/2014GL061627. [2, 45, 46, 47, 48]
- Newman, P. A., und J. E. Rosenfield (1997), Stratospheric thermal damping times, *Geophysical Research Letters*, 24(4), 433–436, doi:10.1029/96GL03720. [26, 43]
- Newman, P. A., J. S. Daniel, D. W. Waugh, und E. R. Nash (2007), A new formulation of equivalent effective stratospheric chlorine (eesc), *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(17), 4537–4552, doi:10.5194/acp-7-4537-2007. [61]
- Nissen, K. M., K. Matthes, U. Langematz, und B. Mayer (2007), Towards a better representation of the solar cycle in general circulation models, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(20), 5391–5400, doi:10.5194/acp-7-5391-2007. [58]
- Noda, S., K. Kodera, Y. Adachi, M. Deushi, A. Kitoh, R. Mizuta, S. Murakami, K. Yoshida, und S. Yoden (2017), Impact of interactive chemistry of stratospheric ozone on southern hemisphere paleoclimate simulation, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(2), 878–895, doi:10.1002/2016JD025508, 2016JD025508. [44]
- Nowack, P., P. Braesicke, J. Haigh, N. L. Abraham, J. Pyle, und A. Voulgarakis (2018), Using machine learning to build temperature-based ozone parameterizations for climate sensitivity simulations, *Environmental Research Letters*, 13(10), 104,016. [51]
- Nowack, P. J., N. Luke Abraham, A. C. Maycock, P. Braesicke, J. M. Gregory, M. M. Joshi, A. Osprey, und J. A. Pyle (2015), A large ozone-circulation feedback and its implications for global warming assessments, *Nature Clim. Change, advance online publication*, doi:10.1038/nclimate2451. [2, 47]
- Orr, A., T. J. Bracegirdle, J. S. Hosking, T. Jung, J. D. Haigh, T. Phillips, und W. Feng (2012), Possible Dynamical Mechanisms for Southern Hemisphere Climate Change due to the Ozone Hole, *Journal of Atmospheric Sciences*, 69, 2917–2932, doi:10.1175/JAS-D-11-0210.1. [37]

Literaturverzeichnis

- Orr, A., T. J. Bracegirdle, J. S. Hosking, W. Feng, H. K. Roscoe, and J. D. Haigh (2013), Strong dynamical modulation of the cooling of the polar stratosphere associated with the antarctic ozone hole., *Journal of Climate*, 26, 662–668, doi:10.1175/JCLI-D-12-00480.1. [34]
- Perlwitz, J., and N. Harnik (2003), Observational Evidence of a Stratospheric Influence on the Troposphere by Planetary Wave Reflection., *Journal of Climate*, 16, 3011–3026, doi: 10.1175/1520-0442(2003)016<3011:OEOASI>2.0.CO;2. [28, 29]
- Perlwitz, J., and N. Harnik (2004), Downward Coupling between the Stratosphere and Troposphere: The Relative Roles of Wave and Zonal Mean Processes⁽., *Journal of Climate*, 17, 4902–4909, doi:10.1175/JCLI-3247.1. [125, 139]
- Peters, D. H. W., A. Schneidereit, M. Bügelmayer, C. Zülicke, and I. Kirchner (2015), Atmospheric circulation changes in response to an observed stratospheric zonal ozone anomaly, *Atmosphere-Ocean*, 53(1), 74–88, doi:10.1080/07055900.2013.878833. [46]
- Petty, G. W. (2006), A First Course in Atmospheric Radiation (2nd Ed.). [6, 7]
- Plumb, R. A. (2002), Stratospheric transport, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 80(4B), 793–809. [13]
- Polvani, L. M., D. W. Waugh, G. J. P. Correa, and S.-W. Son (2011), Stratospheric ozone depletion: The main driver of twentieth-century atmospheric circulation changes in the southern hemisphere, *Journal of Climate*, 24(3), 795–812, doi:10.1175/2010JCLI3772.1. [30, 33, 37]
- Polvani, L. M., L. Wang, V. Aquila, and D. W. Waugh (2017), The impact of ozone-depleting substances on tropical upwelling, as revealed by the absence of lower-stratospheric cooling since the late 1990s, *Journal of Climate*, 30(7), 2523–2534, doi:10.1175/JCLI-D-16-0532.1. [35]
- Portmann, R. W., S. Solomon, R. R. Garcia, L. W. Thomason, L. R. Poole, and M. P. McCormick (1996), Role of aerosol variations in anthropogenic ozone depletion in the polar regions, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(D17), 22,991–23,006, doi: 10.1029/96JD02608. [23]
- Portmann, R. W., J. S. Daniel, and A. R. Ravishankara (2012), Stratospheric ozone depletion due to nitrous oxide: influences of other gases, *PHILOSOPHICAL TRANSACTIONS OF THE ROYAL SOCIETY B-BIOLOGICAL SCIENCES*, 367(1593), 1256–1264, doi: {10.1098/rstb.2011.0377}. [18, 30, 31]
- Purich, A., and S.-W. Son (2012), Impact of antarctic ozone depletion and recovery on southern hemisphere precipitation, evaporation, and extreme changes, *Journal of Climate*, 25(9), 3145–3154, doi:10.1175/JCLI-D-11-00383.1. [34]

- Rae, C. D., J. Keeble, P. Hitchcock, and J. A. Pyle (2019), Prescribing zonally asymmetric ozone climatologies in climate models: Performance compared to a chemistry-climate model, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, doi:10.1029/2018MS001478. [51]
- Ramaswamy, V., M.-L. Chanin, J. Angell, J. Barnett, D. Gaffen, M. Gelman, P. Keckhut, Y. Koshelkov, K. Labitzke, J.-J. R. Lin, A. O'Neill, J. Nash, W. Randel, R. Rood, K. Shine, M. Shiotani, and R. Swinbank (2001), Stratospheric temperature trends: Observations and model simulations, *Reviews of Geophysics*, 39(1), 71–122, doi:10.1029/1999RG000065. [32]
- Randel, W., and F. Wu (1999), Cooling of the arctic and antarctic polar stratospheres due to ozone depletion, *JOURNAL OF CLIMATE*, 12(5, 2), 1467–1479, doi:{10.1175/1520-0442(1999)012<1467:COTAAA>2.0.CO;2}. [31]
- Ravishankara, A. R., J. S. Daniel, and R. W. Portmann (2009), Nitrous oxide (n₂o): The dominant ozone-depleting substance emitted in the 21st century, *Science*, 326(5949), 123–125, doi:10.1126/science.1176985. [31]
- Revell, L. E., G. E. Bodeker, P. E. Huck, B. E. Williamson, and E. Rozanov (2012), The sensitivity of stratospheric ozone changes through the 21st century to n₂o and ch₄, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(23), 11,309–11,317, doi:10.5194/acp-12-11309-2012. [38]
- Rex, M., R. J. Salawitch, N. R. P. Harris, P. von der Gathen, G. O. Braathen, A. Schulz, H. Deckelmann, M. Chipperfield, B.-M. Sinnhuber, E. Reimer, R. Alfier, R. Bevilacqua, K. Hoppel, M. Fromm, J. Lumpe, H. Küllmann, A. Kleinböhl, H. Bremer, M. von König, K. Künzi, D. Toohey, H. Vömel, E. Richard, K. Aikin, H. Jost, J. B. Greenblatt, M. Loewenstein, J. R. Podolske, C. R. Webster, G. J. Flesch, D. C. Scott, R. L. Herman, J. W. Elkins, E. A. Ray, F. L. Moore, D. F. Hurst, P. Romashkin, G. C. Toon, B. Sen, J. J. Margitan, P. Wennberg, R. Neuber, M. Allart, B. R. Bojkov, H. Claude, J. Davies, W. Davies, H. de Backer, H. Dier, V. Dorokhov, H. Fast, Y. Kondo, E. Kyrö, Z. Litynska, I. S. Mikkelsen, M. J. Molyneux, E. Moran, T. Nagai, H. Nakane, C. Parrondo, F. Ravagnani, P. Skrivankova, P. Viatte, and V. Yushkov (2002), Chemical depletion of Arctic ozone in winter 1999/2000, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 107, 8276, doi:10.1029/2001JD000533. [26]
- Rex, M., S. Kremser, P. Huck, G. Bodeker, I. Wohltmann, M. L. Santee, and P. Bernath (2014), Technical Note: SWIFT – a fast semi-empirical model for polar stratospheric ozone loss, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14, 6545–6555, doi:10.5194/acp-14-6545-2014. [59, 92]
- Rieder, H. E., G. Chiodo, J. Fritzer, C. Wienerroither, and L. M. Polvani (2019), Is interactive ozone chemistry important to represent polar cap stratospheric temperature variability in earth-system models?, *Environmental Research Letters*, 14(4), 044,026, doi:10.1088/1748-9326/ab07ff. [2, 47, 48]

Literaturverzeichnis

- Rigby, M., S. Park, T. Saito, L. M. Western, A. L. Redington, X. Fang, S. Henne, A. J. Manning, R. G. Prinn, G. S. Dutton, P. J. Fraser, A. L. Ganesan, B. D. Hall, C. M. Harth, J. Kim, K.-R. Kim, P. B. Krummel, T. Lee, S. Li, Q. Liang, M. F. Lunt, S. A. Montzka, J. Mühle, S. O'Doherty, M.-K. Park, S. Reimann, P. K. Salameh, P. Simmonds, R. L. Tunnicliffe, R. F. Weiss, Y. Yokouchi, und D. Young (2019), Increase in cfc-11 emissions from eastern china based on atmospheric observations, *Nature*, 569(7757), 546–550, doi: 10.1038/s41586-019-1193-4. [38]
- Rind, D., D. Shindell, P. Lonergan, und N. K. Balachandran (1998), Climate Change and the Middle Atmosphere. Part III: The Doubled CO₂ Climate Revisited., *Journal of Climate*, 11, 876–894, doi:10.1175/1520-0442(1998)011<0876:CCATMA>2.0.CO;2. [126]
- Rind, D., J. Jonas, S. Stammerjohn, und P. Lonergan (2009), The antarctic ozone hole and the northern annular mode: A stratospheric interhemispheric connection, *Geophysical Research Letters*, 36(9), doi:10.1029/2009GL037866. [34]
- Roeckner, E. (2003), Allgemeine Zirkulationsmodelle, *Atmosphäre, Promet*, 29 (1-4). [53, 54]
- Roeckner, E., G. Bäuml, L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, I. Kirchner, L. Kornblueh, E. Manzini, A. Rhodin, U. Schlese, U. Schulzweida, und A. Tompkins (2003), The atmospheric general circulation model ECHAM 5. Part I: Model description, *Tech. rep.*, Max-Planck-Inst. für Meteorol., Hamburg, Germany. [54, 56, 57]
- Roeckner, E., R. Brokopf, M. Giorgetta, S. Hagemann, und L. Kornblueh (2006), Sensitivity of Simulated Climate to Horizontal and Vertical Resolution in the ECHAM5 Atmosphere Model, *Journal of Climate*, 19, 3771–3791, doi:10.1175/JCLI3824.1. [56, 57]
- Rowland, F. S., und M. J. Molina (1975), Chlorofluoromethanes in the Environment, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 13, 1, doi:10.1029/RG013i001p00001. [17]
- Salawitch, R. J., S. C. Wofsy, E. W. Gottlieb, L. R. Lait, P. A. Newman, M. R. Schoeberl, M. Loewenstein, J. R. Podolske, S. E. Strahan, M. H. Proffitt, C. R. Webster, R. D. May, D. W. Fahey, D. Baumgardner, J. E. Dye, J. C. Wilson, K. K. Kelly, J. W. Elkins, K. R. Chan, und J. G. Anderson (1993), Chemical loss of ozone in the arctic polar vortex in the winter of 1991-1992, *Science*, 261(5125), 1146–1149, doi:10.1126/science.261.5125.1146. [26]
- Sander, R., A. Kerkweg, P. Jöckel, und J. Lelieveld (2005), Technical note: The new comprehensive atmospheric chemistry module MECCA, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5, 445–450, doi:10.5194/acp-5-445-2005. [58, 71]

- Sander, R., A. Baumgaertner, S. Gromov, H. Harder, P. Jöckel, A. Kerkweg, D. Kubistin, E. Regelin, H. Riede, A. Sandu, D. Taraborrelli, H. Tost, und Z.-Q. Xie (2011), The atmospheric chemistry box model CAABA/MECCA-3.0, *Geoscientific Model Development*, 4(2), 373–380, doi:10.5194/gmd-4-373-2011. [58, 72]
- Sassi, F., B. A. Boville, D. Kinnison, und R. R. Garcia (2005), The effects of interactive ozone chemistry on simulations of the middle atmosphere, *Geophysical Research Letters*, 32, L07811, doi:10.1029/2004GL022131. [2, 32, 45, 47, 48, 88]
- Scaife, A. A., J. R. Knight, G. K. Vallis, und C. K. Folland (2005), A stratospheric influence on the winter nao and north atlantic surface climate, *Geophysical Research Letters*, 32(18), doi:10.1029/2005GL023226. [43]
- Scherhag, R. (1962), Die explosionartigen Stratosphärenenerwärmungen des Spätwinters 1951/1952, *Ber. Dtsch. Wetterdienst (US Zone)*, 6, 51–63. [12]
- Seinfeld, J. H., und S. N. Pandis (2006), *Atmospheric Chemistry and Physics*, Wiley. [15, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 25]
- Seviour, W. J. M., A. Gnanadesikan, und D. W. Waugh (2016), The transient response of the southern ocean to stratospheric ozone depletion, *Journal of Climate*, 29(20), 7383–7396, doi:10.1175/JCLI-D-16-0198.1. [36]
- Shaw, T. A., J. Perlwitz, und N. Harnik (2010), Downward Wave Coupling between the Stratosphere and Troposphere: The Importance of Meridional Wave Guiding and Comparison with Zonal-Mean Coupling, *Journal of Climate*, 23, 6365–6381, doi:10.1175/2010JCLI3804.1. [36]
- Shaw, T. A., J. Perlwitz, N. Harnik, P. A. Newman, und S. Pawson (2011), The impact of stratospheric ozone changes on downward wave coupling in the southern hemisphere, *Journal of Climate*, 24(16), 4210–4229, doi:10.1175/2011JCLI4170.1. [36]
- Shaw, T. A., J. Perlwitz, und O. Weiner (2014), Troposphere-stratosphere coupling: Links to north atlantic weather and climate, including their representation in cmip5 models, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, pp. n/a–n/a, doi:10.1002/2013JD021191. [43]
- Sheshadri, A., R. A. Plumb, und D. I. V. Domeisen (2014), Can the delay in antarctic polar vortex breakup explain recent trends in surface westerlies?, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(2), 566–573, doi:10.1175/JAS-D-12-0343.1. [29]
- Shindell, D. T., und G. A. Schmidt (2004), Southern Hemisphere climate response to ozone changes and greenhouse gas increases, *Geophysical Research Letters*, 31, L18209, doi:10.1029/2004GL020724. [33]

Literaturverzeichnis

- Shindell, D. T., G. A. Schmidt, R. L. Miller, und D. Rind (2001), Northern hemisphere winter climate response to greenhouse gas, ozone, solar, and volcanic forcing, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D7), 7193–7210, doi:10.1029/2000JD900547. [29]
- Silverman, V., N. Harnik, K. Matthes, S. W. Lubis, und S. Wahl (2018), Radiative effects of ozone waves on the northern hemisphere polar vortex and its modulation by the qbo, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(9), 6637–6659, doi:10.5194/acp-18-6637-2018. [49]
- Smith, D. M., A. A. Scaife, R. Eade, und J. R. Knight (2014a), Seasonal to decadal prediction of the winter north atlantic oscillation: emerging capability and future prospects, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, pp. n/a–n/a, doi:10.1002/qj.2479. [34, 88]
- Smith, K. L., und R. K. Scott (2016), The role of planetary waves in the tropospheric jet response to stratospheric cooling, *Geophysical Research Letters*, 43(6), 2904–2911, doi:10.1002/2016GL067849. [37]
- Smith, K. L., R. R. Neely, D. R. Marsh, und L. M. Polvani (2014b), The specified chemistry whole atmosphere community climate model (sc-waccm), *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 6(3), 883–901, doi:10.1002/2014MS000346. [47]
- Solomon, A., L. M. Polvani, K. L. Smith, und R. P. Abernathy (2015), The impact of ozone depleting substances on the circulation, temperature, and salinity of the southern ocean: An attribution study with cesm1(waccm), *Geophysical Research Letters*, 42(13), 5547–5555, doi:10.1002/2015GL064744. [36]
- Solomon, S., D. J. Ivy, D. Kinnison, M. J. Mills, R. R. Neely, und A. Schmidt (2016), Emergence of healing in the antarctic ozone layer, *Science*, 353(6296), 269–274, doi:10.1126/science.aae0061. [1, 23, 38, 41, 116]
- Solomon, S., D. Ivy, M. Gupta, J. Bandoro, B. Santer, Q. Fu, P. Lin, R. R. Garcia, D. Kinnison, und M. Mills (2017), Mirrored changes in antarctic ozone and stratospheric temperature in the late 20th versus early 21st centuries, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(16), 8940–8950, doi:10.1002/2017JD026719, 2017JD026719. [39]
- Solomon, S., J. Haskins, D. J. Ivy, und F. Min (2014), Fundamental differences between Arctic and Antarctic ozone depletion, *PROCEEDINGS OF THE NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF THE UNITED STATES OF AMERICA*, 111(17), 6220–6225, doi:{10.1073/pnas.1319307111}. [26]
- Son, S.-W., L. M. Polvani, D. W. Waugh, T. Birner, H. Akiyoshi, R. R. Garcia, A. Gettelman, D. A. Plummer, und E. Rozanov (2009), The impact of stratospheric ozone recovery on tropopause height trends, *Journal of Climate*, 22(2), 429–445, doi:10.1175/2008JCLI2215.1. [41]

- Son, S.-W., E. P. Gerber, J. Perlwitz, L. M. Polvani, N. P. Gillett, K.-H. Seo, V. Eyring, T. G. Shepherd, D. Waugh, H. Akiyoshi, J. Austin, A. Baumgaertner, S. Bekki, P. Braesicke, C. Brühl, N. Butchart, M. P. Chipperfield, D. Cugnet, M. Dameris, S. Dhomse, S. Frith, H. Garny, R. Garcia, S. C. Hardiman, P. Jöckel, J. F. Lamarque, E. Mancini, M. Marchand, M. Michou, T. Nakamura, O. Morgenstern, G. Pitari, D. A. Plummer, J. Pyle, E. Rozanov, J. F. Scinocca, K. Shibata, D. Smale, H. Teyssèdre, W. Tian, und Y. Yamashita (2010), Impact of stratospheric ozone on Southern Hemisphere circulation change: A multimodel assessment, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, *115*, D00M07, doi:10.1029/2010JD014271. [2, 35, 44, 50, 77]
- Son, S.-W., B.-R. Han, C. I. Garfinkel, S.-Y. Kim, R. Park, N. L. Abraham, H. Akiyoshi, A. T. Archibald, N. Butchart, M. P. Chipperfield, M. Dameris, M. Deushi, S. S. Dhomse, S. C. Hardiman, P. Joeckel, D. Kinnison, M. Michou, O. Morgenstern, F. MO'Connor, L. D. Oman, D. A. Plummer, A. Pozzer, L. E. Revell, E. Rozanov, A. Stenke, K. Stone, S. Tilmes, Y. Yamashita, und G. Zeng (2018), Tropospheric jet response to Antarctic ozone depletion: An update with Chemistry-Climate Model Initiative (CCMI) models, *ENVIRONMENTAL RESEARCH LETTERS*, *13*(5), doi:{ 10.1088/1748-9326/aabf21 }. [33]
- SPARC (2010), SPARC CCMVal Report on the Evaluation of Chemistry-Climate Models, *Tech. rep.*, SPARC. [27, 29, 30, 82, 86, 87, 128, 147]
- Stolarski, R., R. McPeters, und P. Newman (2005), The ozone hole of 2002 as measured by TOMS, *JOURNAL OF THE ATMOSPHERIC SCIENCES*, *62*(3), 716–720, doi:{ 10.1175/JAS-3338.1 }. [24]
- Stolarski, R. S., und R. J. Cicerone (1974), Stratospheric chlorine: a possible sink for ozone, *Canadian Journal of Chemistry*, *52*(8), 1610–1615, doi:10.1139/v74-233. [16]
- Stone, K. A., S. Solomon, D. E. Kinnison, C. F. Baggett, und E. A. Barnes (2019), Prediction of northern hemisphere regional surface temperatures using stratospheric ozone information, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *124*(12), 5922–5933, doi: 10.1029/2018JD029626. [27]
- Szopa, S., R. Thieblemont, S. Bekki, S. Botsyun, und P. Sepulchre (2019), Role of the stratospheric chemistry-climate interactions in the hot climate conditions of the Eocene, *CLIMATE OF THE PAST*, *15*(4), 1187–1203, doi:{ 10.5194/cp-15-1187-2019 }. [44]
- Taylor, C., und M. Bourqui (2005), A new fast stratospheric ozone chemistry scheme in an intermediate general-circulation model. I: Description and evaluation, *QUARTERLY JOURNAL OF THE ROYAL METEOROLOGICAL SOCIETY*, *131*(610, B), 2225–2242, doi:{ 10.1256/qj.04.18 }. [66, 67]
- Thompson, D., und J. Wallace (1998), The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, *25*(9), 1297–1300, doi:{ 10.1029/98GL00950 }. [27]

Literaturverzeichnis

- Thompson, D. W. J., und S. Solomon (2002), Interpretation of Recent Southern Hemisphere Climate Change, *Science*, 296, 895–899, doi:10.1126/science.1069270. [1, 29, 30, 33, 77]
- Thompson, D. W. J., J. C. Furtado, und T. G. Shepherd (2006), On the tropospheric response to anomalous stratospheric wave drag and radiative heating, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63(10), 2616–2629, doi:10.1175/JAS3771.1. [37]
- Tomassini, L., E. P. Gerber, M. P. Baldwin, F. Bunzel, und M. Giorgetta (2012), The role of stratosphere-troposphere coupling in the occurrence of extreme winter cold spells over northern Europe, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 4(4), n/a–n/a, doi:10.1029/2012MS000177. [26]
- Trenberth, K. (1992), *Climate System Modeling*, Cambridge University Press. [8, 79]
- Tung, K.-K., M. K. W. Ko, J. M. Rodriguez, und N. D. Sze (1986), Are Antarctic ozone variations a manifestation of dynamics or chemistry?, *Nature*, 322, 811–814, doi:10.1038/322811a0. [20]
- Uppala, S. M., P. W. Kållberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. D. C. Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. V. D. Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Hólm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo, und J. Woollen (2005), The era-40 re-analysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(612), 2961–3012, doi:10.1256/qj.04.176. [86]
- van Loon, H., und K. Labitzke (1987), The southern oscillation. part v: The anomalies in the lower stratosphere of the northern hemisphere in winter and a comparison with the quasi-biennial oscillation, *Monthly Weather Review*, 115(2), 357–369, doi:10.1175/1520-0493(1987)115<0357:TSOPVT>2.0.CO;2. [12]
- van Vuuren, D. P., J. Edmonds, M. Kainuma, K. Riahi, A. Thomson, K. Hibbard, G. C. Hurtt, T. Kram, V. Krey, J.-F. Lamarque, T. Masui, M. Meinshausen, N. Nakicenovic, S. J. Smith, und S. K. Rose (2011), The representative concentration pathways: an overview, *Climatic Change*, 109(1), 5–31, doi:10.1007/s10584-011-0148-z. [8]
- Wallace, J. M., und P. V. Hobbs (2006), *Atmospheric Science*, Elsevier. [5, 16]
- Waters, J. W., L. Froidevaux, R. S. Harwood, R. F. Jarnot, H. M. Pickett, W. G. Read, P. H. Siegel, R. E. Cofield, M. J. Filipiak, D. A. Flower, J. R. Holden, G. K. Lau, N. J. Livesey, G. L. Manney, H. C. Pumphrey, M. L. Santee, D. L. Wu, D. T. Cuddy, R. R. Lay, M. S. Loo, V. S. Perun, M. J. Schwartz, P. C. Stek, R. P. Thurstans, M. A. Boyles, K. M. Chandra, M. C. Chavez, Gun-Shing Chen, B. V. Chudasama, R. Dodge, R. A. Fuller, M. A. Girard,

- J. H. Jiang, Yibo Jiang, B. W. Knosp, R. C. LaBelle, J. C. Lam, K. A. Lee, D. Miller, J. E. Oswald, N. C. Patel, D. M. Pukala, O. Quintero, D. M. Scaff, W. Van Snyder, M. C. Tope, P. A. Wagner, und M. J. Walch (2006), The earth observing system microwave limb sounder (eos mls) on the aura satellite, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *44*(5), 1075–1092, doi:10.1109/TGRS.2006.873771. [67]
- Waugh, D. W., L. Oman, P. A. Newman, R. S. Stolarski, S. Pawson, J. E. Nielsen, und J. Perlwitz (2009), Effect of zonal asymmetries in stratospheric ozone on simulated southern hemisphere climate trends, *Geophysical Research Letters*, *36*(18), n/a–n/a, doi:10.1029/2009GL040419. [2, 32, 47, 48]
- Waugh, D. W., C. I. Garfinkel, und L. M. Polvani (2015), Drivers of the Recent Tropical Expansion in the Southern Hemisphere: Changing SSTs or Ozone Depletion?, *JOURNAL OF CLIMATE*, *28*(16), 6581–6586, doi:{10.1175/JCLI-D-15-0138.1}. [33]
- Weber, M., S. Dikty, J. P. Burrows, H. Garny, M. Dameris, A. Kubin, J. Abalichin, und U. Langematz (2011), The brewer-dobson circulation and total ozone from seasonal to decadal time scales, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *11*(21), 11,221–11,235, doi:10.5194/acp-11-11221-2011. [116, 117]
- Wild, M., D. Folini, C. Schär, N. Loeb, E. G. Dutton, und G. König-Langlo (2013), The global energy balance from a surface perspective, *Climate Dynamics*, *40*(11), 3107–3134, doi:10.1007/s00382-012-1569-8. [8]
- WMO (2014), Scientific assessment of ozone depletion: 2014, (Global Ozone Research and Monitoring Project–Report No. 55). [17, 25, 30, 31, 38, 39]
- WMO (World Meteorological Organization) (2011), *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010*, Global Ozone Research and Monitoring Project–Report No. 52, 516 pp., Geneva, Switzerland. [42]
- Wofsy, S. C., M. B. McElroy, und Y. L. Yung (1975), The chemistry of atmospheric bromine, *Geophysical Research Letters*, *2*(6), 215–218, doi:10.1029/GL002i006p00215. [16]
- Wohlmann, I., und M. Rex (2009), The Lagrangian chemistry and transport model ATLAS: validation of advective transport and mixing, *Geoscientific Model Development*, *2*, 153–173. [59]
- Wohlmann, I., R. Lehmann, und M. Rex (2010), The Lagrangian chemistry and transport model ATLAS: simulation and validation of stratospheric chemistry and ozone loss in the winter 1999/2000, *Geoscientific Model Development*, *3*, 585–601, doi:10.5194/gmd-3-585-2010. [59]
- Wohlmann, I., R. Lehmann, und M. Rex (2017a), Update of the polar swift model for polar stratospheric ozone loss (polar swift version 2), *Geoscientific Model Development*, *10*(7), 2671–2689, doi:10.5194/gmd-10-2671-2017. [59, 60, 64, 72, 92]

Literaturverzeichnis

- Wohlmann, I., R. Lehmann, und M. Rex (2017b), A quantitative analysis of the reactions involved in stratospheric ozone depletion in the polar vortex core, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(17), 10,535–10,563, doi:10.5194/acp-17-10535-2017. [60, 61]
- Xie, F., J. Li, W. Tian, Q. Fu, F.-F. Jin, Y. Hu, J. Zhang, W. Wang, C. Sun, J. Feng, Y. Yang, und R. Ding (2016), A connection from arctic stratospheric ozone to el niño-southern oscillation, *Environmental Research Letters*, 11(12), 124,026. [34]
- Xie, F., J. Li, C. Sun, R. Ding, N. Xing, Y. Yang, X. Zhou, und X. Ma (2018), Improved Global Surface Temperature Simulation using Stratospheric Ozone Forcing with More Accurate Variability, *SCIENTIFIC REPORTS*, 8, doi:{dx.doi.org/10.1038/s41598-018-32656-z}. [45]
- Yang, H., L. Sun, und G. Chen (2015), Separating the mechanisms of transient responses to stratospheric ozone depletion–like cooling in an idealized atmospheric model, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72(2), 763–773, doi:10.1175/JAS-D-13-0353.1. [37]
- Young, P. J., S. M. Davis, B. Hassler, S. Solomon, und K. H. Rosenlof (2014), Modeling the climate impact of southern hemisphere ozone depletion: The importance of the ozone data set, *Geophysical Research Letters*, 41(24), 9033–9039, doi:10.1002/2014GL061738. [45]

Danksagung

Zunächst möchte ich Prof. Dr. Ulrike Langematz danken für das Vertrauen und die Unterstützung, die ich während meiner Dissertation und der Zeit in ihrer Arbeitsgruppe erfahren habe.

Mein Dank gilt Prof. Dr. Martin Dameris für die Erstellung des Zweitgutachtens.

Der gesamten Arbeitsgruppe möchte ich danken für ihre Unterstützung, hilfreichen Tipps und offenen Ohren bei Problemen und Fragen. Das gilt vor allem für Dr. Markus Kunze, der mir bei den vielen Fragen zu EMAC, zur Datenbearbeitung und Programmieren immer eine Hilfe war. Außerdem möchte ich ihm für das Korrekturlesen dieser Arbeit danken. Für die vielen wissenschaftlichen und auch nicht ganz so wissenschaftlichen Unterhaltungen und das Mut machen während dieser Arbeit möchte ich Blanca, Sophie, Steffi, Janna, Franzi, Catrin und Tobias danken. Ganz besonderen Dank gilt meinen Bürogenossinnen Catrin, Franzi und Denise. Es war immer unterhaltsam mit euch und das Finden der banalsten Fehler immer einfacher, wenn man seine Vorgehensweise einmal jemand anderem geschildert hat. Und Denise danke ich für das gründliche Korrekturlesen.

Der gesamten MESSy-Community danke ich für die hilfreichen Ideen und die gute Zusammenarbeit. Besonders möchte ich hier Dr. Patrick Jöckel und Dr. Astrid Kerkweg danken, die mir bei technischen Fragen zu EMAC eine große Hilfe waren und einiges erleichtert haben. Danken möchte ich auch der MiKlip-Community und vor allem dem Modul B und unseren FAST-O3-Projektpartnern vom Alfred-Wegener-Institut in Potsdam: Prof. Dr. Markus Rex, Dr. Ingo Wohltmann und Dr. Thomas Orgis, die mir die Vielzahl an Fragen zu SWIFT beantwortet haben und SWIFT so in Fortran umgesetzt haben, dass es mir die Implementierung in EMAC erleichtert hat.

Herrn Dr. Läuter vom HLRN danke ich für die technische Unterstützung und schneller Lösungsfindung bei Problemen.

Für die stets gut gelaunte Unterstützung und Hilfe bei der Lösung der merkwürdigsten Computerprobleme, die nicht mal etwas mit der Quota zu tun hatten, danke ich Thomas Bergmann.

Danken möchte ich auch meiner Familie und meinen Freunden für die Unterstützung, die Ablenkung und das unerschütterliche Vertrauen. Meinen Mitstreiterinnen und Mitstreitern im Streben nach schneller, präziser Fußarbeit, danke ich für die vielen Stunden Schwitzen, Lachen und Fußböden zerstören, die mir so wunderbar den Kopf frei gemacht haben.

Eidesstattliche Erklärung

Hiermit versichere ich, die vorliegende Dissertation selbstständig und ohne unerlaubte Hilfe angefertigt zu haben. Es wurden keine anderen als die im Text aufgeführten Hilfsmittel und Quellen verwendet.

Ein Promotionsverfahren wurde zu keinem früheren Zeitpunkt an einer anderen Hochschule oder bei einem anderen Fachbereich beantragt.

Berlin, 18.12.2019
Ort, Datum

Janice Scheffler