

Konzeptpapier zur zweiten Phase von ROMIC

Franz-Josef Lübken (Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik, Kühlungsborn)

Katja Matthes (GEOMAR, Kiel), Ralf Koppmann (Univ. Wuppertal),

Ulrich Achatz (Univ. Frankfurt), Andreas Engel (Univ. Frankfurt),

Björn-Martin Sinnhuber (KIT Karlsruhe), Hauke Schmidt (MPI für Meteorologie, Hamburg)

Finale Version, 22. Februar 2016

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Wissenschaftliche Schwerpunkte von ROMIC-II	5
2.1	Strahlung der Sonne und Einfluss auf die Atmosphäre	5
2.2	Trends und Variabilität der Temperatur in der mittleren Atmosphäre	7
2.3	Kopplung durch Wellen	10
2.4	Trends der atmosphärischen Zirkulation in der mittleren Atmosphäre	13
2.5	Stratosphärische Spurenstoffe	16
2.6	Numerische Modellierung von Klimaänderungen von der Erdoberfläche bis zur Thermosphäre	18
3	Strategie und Bezug zu FONA	21

1 Einleitung

Das BMBF hat im Jahre 2013 eine Fördermaßnahme mit der Bezeichnung ROMIC (Role Of the Middle atmosphere In Climate) gestartet, die in absehbarer Zeit auslaufen wird. Diese Initiative hat u. a. dazu geführt, dass die weltweit größte Wissenschaftsorganisation auf dem Gebiet der solar-terrestrischen Forschung, SCOSTEP¹, ein langfristiges Forschungsprogramm mit praktisch gleicher Bezeichnung (ROSMIC²) initiiert hat. Deutsche Wissenschaftler aus ROMIC spielen dabei eine wichtige Rolle. Im Rahmen der ersten Phase von ROMIC sind beeindruckende Ergebnisse erzielt worden (siehe Kapitel 2), die auch im internationalen Rahmen Aufmerksamkeit erregt haben. Es hat sich jedoch auch gezeigt, dass es in vielen Bereich von ROMIC weiteren Forschungsbedarf gibt. Dieses Konzeptpapier soll einige der wichtigsten Ergebnisse von ROMIC-I zusammenfassen und die Notwendigkeit weiterer Forschung im Rahmen einer zweiten Phase (ROMIC-II) darstellen. Auf den Bezug zu den förderpolitischen Zielen des BMBF wird am Ende dieses Konzeptpapiers eingegangen.

Wir möchten darauf hinweisen, dass es sich bei diesem Konzeptpapier nicht um einen wissenschaftlichen Übersichtsartikel handelt. Wir haben daher das Zitieren von Originalveröffentlichungen auf ein Minimum beschränkt.

⁰last updated: 22. Februar 2016

c:/ROMIC/Konzeptpapier/Phase-2/Konzeptpapier-ROMIC-II-V5.tex

(F.-J. Lübken)

¹Scientific Committee on Solar-Terrestrial Physics

²Role Of the Sun and the Middle atmosphere/thermosphere/ionosphere In Climate



Abbildung 1: Bericht im SCOSTEP-Newsletter über das Statusseminar von ROMIC am 28/29 Mai 2015 in Kühlungsborn.

Die Bedeutung der mittleren Atmosphäre für das Klima ist in der Wechselwirkung dieser Schichten mit der Troposphäre begründet. Diese Wechselwirkung ist vielschichtig und beinhaltet z. B. den anthropogenen Einfluss auf die Strato- und Mesosphäre, die dynamische Rückkopplung der mittleren Atmosphäre auf die Troposphäre, den Strahlungshaushalt der oberen Schichten, die Wechselwirkung mit dem Ozean und die wechselseitige Kopplung durch Wellen, Zirkulation und den Transport von photochemisch aktiven Spurengasen. Die Bedeutung der mittleren Atmosphäre für das Klima lässt sich grob einteilen in a) Klimaeffekte in der mittleren Atmosphäre, b) Einfluss der mittleren Atmosphäre auf die Troposphäre, einschließlich der hierbei involvierten Kopplungsprozesse. Allgemein kann man feststellen, dass es eine Reihe von Kopplungsmechanismen in der Atmosphäre gibt, die praktisch alle Schichten von der Troposphäre bis zur unteren Thermosphäre miteinander verbinden (siehe Abb. 2). Die wichtigsten Prozesse betreffen Strahlung, Spurengase, Aerosole, Wellen und Zirkulation. Die Bedeutung der mittleren Atmosphäre für die Troposphäre wird schon allein daran deutlich, dass Wetterzentren (z. B. DWD³, UKMO⁴) ihre operationellen Vorhersagemodelle inzwischen bis zur Mesopause ausgedehnt haben, weil dies für eine Verbesserung der Vorhersagen notwendig war. Es steht inzwischen fest, dass es signifikante Wechselwirkungen zwischen dem Klima in der Troposphäre und den Prozessen in der mittleren Atmosphäre gibt. Dies gilt insbesondere für regionale Skalen. Die physikalischen Ursachen hierfür sind allerdings zum größten Teil nicht verstanden.

Trends in der mittleren Atmosphäre

Inzwischen steht fest, dass der Anstieg von klimarelevanten Spurengasen in der Mesosphäre zu einer Abkühlung führt, die (betragsmäßig) um ein Vielfaches größer ist als die Erwärmung in der Troposphäre. Zum Verständnis dieser Abkühlung wurden in der ersten Phase von ROMIC zwar große Fortschritte erzielt, es bleiben aber noch viele ungeklärte Fragen, z. B. ob das erste Erscheinen von leuchtenden Nachtwolken (Ende des neunzehnten Jahrhunderts) ein erstes Anzeichen von Klimaänderungen ist, oder nicht. Die mittlere Atmosphäre reagiert jedenfalls besonders empfindlich auf anthropogene Erhöhungen von Spurengaskonzentrationen.

Es gibt deutliche Hinweise darauf, dass sich großskalige Zirkulationsprozesse, die die mittlere At-

³Deutscher Wetterdienst

⁴UK met office

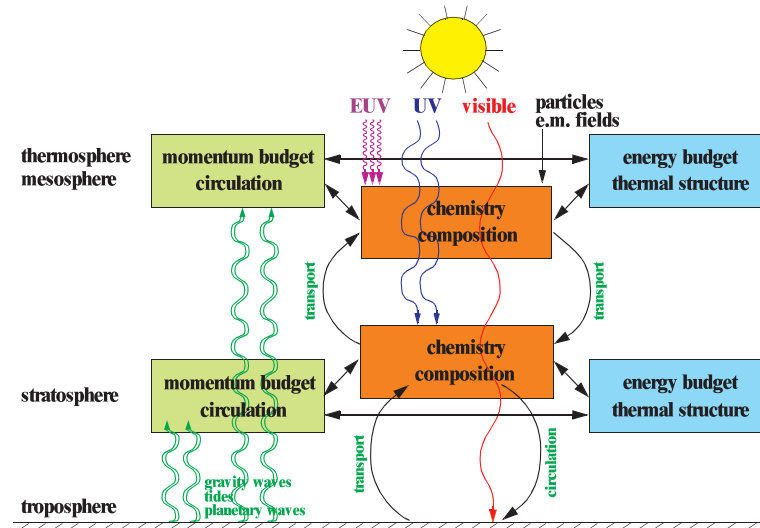


Abbildung 2: Schematische Darstellung der verschiedenen Kopplungsmechanismen in der unteren und mittleren Atmosphäre [aus 36].

mosphäre umfassen, langfristig ändern, wie z. B. die Brewer-Dobson-Zirkulation (BDZ) oder die Nordatlantische Oszillation (NAO). Seit kurzem ist auch bekannt, dass es Trends in der Intensität von planetaren Wellen und Schwerewellen gibt. Die Ursache für diese Trends und deren Auswirkungen sind allerdings nicht verstanden. Außerdem gibt es bzgl. einiger Prozesse einen eklatanten Widerspruch zwischen Klimarechnungen und Beobachtungen (Beispiel: Alter der Luft).

Ein wichtiger externer Antrieb des Klimasystems ist die solare Strahlung. Der 11-jährige solare Zyklus spielt hierbei eine besondere Rolle, u. a. weil sich die Intensität dieser Schwankung in den letzten Dekaden sehr außergewöhnlich verhält. Zusehends rücken die spektral aufgelösten Variationen (SSI = spektral solar irradiance) in den Vordergrund, da diese um ein Vielfaches größer sind als die Änderung der Gesamtstrahlung (TSI = total solar irradiance). Gerade die großen Variationen im UV- und EUV-Bereich sind entscheidend für die mittlere Atmosphäre, da dieser Wellenlängenbereich hier absorbiert wird und aufgrund von photochemischen Prozessen direkte Auswirkungen auf die Meso- und Stratosphäre hat (Beispiel: Ozonschicht). Genaue Messungen von TSI und SSI sind sehr anspruchsvoll und entsprechend ungenau. Als Beispiel sei erwähnt, dass vor kurzem ein neuer Wert für die Solar-„konstante“ ermittelt wurde, der immerhin um $4,6 \text{ W/m}^2$ niedriger ist als der bisherige Wert [34]. Modellrechnungen zur solaren Aktivität, in denen die sehr komplexen Prozesse in der Sonne berücksichtigt werden und in denen die kurz- und langperiodischen Schwankungen von TSI und SSI wiedergegeben werden, sind daher für die Klimaforschung von großer Bedeutung. Für dekadische und längere Zeitskalen spielt dabei auch der Ozean eine wichtige Rolle.

Einfluss der mittleren Atmosphäre auf die Troposphäre; Kopplung

Schon seit einigen Jahren ist bekannt, dass sich unter bestimmten Umständen Zirkulationssysteme von der mittleren Atmosphäre bis zur Erdoberfläche ausbreiten können (siehe Abb. 3). Der physikalische Mechanismus hierfür ist aber noch nicht verstanden. Dies gilt z. B. auch für den regionalen Einfluss von geomagnetischen Prozessen in der oberen Mesosphäre/unteren Thermosphäre auf bodennahe Temperaturen. Dieser Einfluss ist zwar empirisch nachgewiesen, es fehlt aber bis heute eine befriedigende Erklärung. Der Transport von photochemisch aktiven Spurengasen aus der Thermosphäre in niedrigere Schichten scheint dabei eine wichtige Rolle zu spielen. In einigen Klimamodellen findet dieser Transport aber gar nicht statt.

Grundsätzlich hat sich in der Klimaforschung in den letzten Jahren immer deutlicher herausgestellt, dass der bodennahe anthropogene Temperaturanstieg die natürliche Variabilität deutlich übersteigt, wohingegen das Klimasignal in dynamischen Prozessen sehr viel unsicherer ist [siehe z. B. 66]. Dies ist

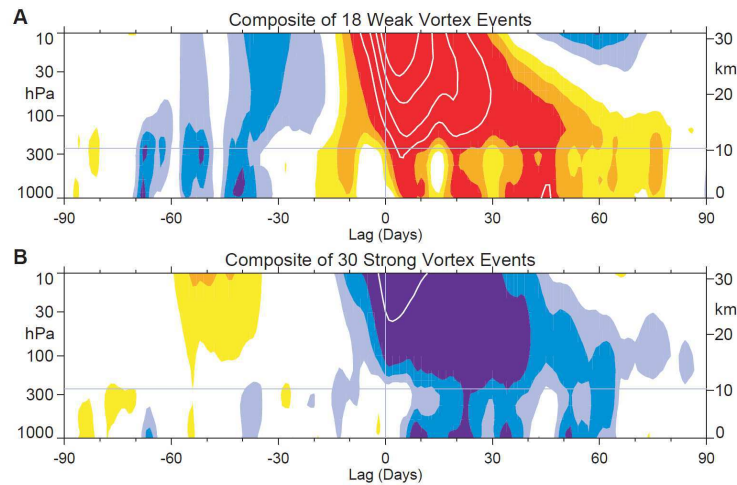


Abbildung 3: Eine Abschwächung (rot) oder eine Verstärkung (blau) des stratosphärischen Vortex kann die Zirkulation bis zum Boden ändern. Dies ist in dieser Abbildung anhand der Entwicklung des sogenannten „Northern Hemisphere Annular Mode“ (NAM) gezeigt [nach 5]. Es liegt nahe, dass sich die Zirkulationsänderungen bis in noch größere Höhen erstrecken.

jedoch für regionale Vorhersagen, z. B. von Klimaänderungen von Wettersystemen, von entscheidender Bedeutung. Hierbei spielt die mittlere Atmosphäre offensichtlich eine wichtige Rolle.

Die Kopplung der verschiedenen Schichten durch dynamische Prozesse ist ganz allgemein von besonderer Bedeutung, da sie einen großen Skalenbereich umfasst und deshalb in Modellen nur näherungsweise repräsentiert werden kann. Dies betrifft z. B. die Quasi-Biennale Oszillation (QBO) in der Stratosphäre in niedrigen Breiten, die an vielen Stellen in der Atmosphäre (auch in der Troposphäre) entsprechende Modulationen erzeugt, die aber in Klimamodellen meistens nur unzureichend beschrieben wird, da sie durch Schwerewellen erzeugt wird, die in diesen Modellen nicht aufgelöst werden. Generell spielen dynamische Wellen (planetare Wellen, Schwerewellen, Gezeiten) für die mittlere Atmosphäre eine entscheidende Rolle. Sie führen z. B. dazu, dass die mittleren Temperaturen in der Mesopausenregion um mehr als 100 Grad (!) vom strahlungsbedingten Zustand abweichen. Außerdem sind sie für den großräumigen Transport von Spurengasen verantwortlich und beeinflussen somit maßgeblich deren Konzentration (Beispiel: breitenabhängige Ozonverteilung, Wasserdampf oberhalb der Tropopause). Da diese Gase i. a. strahlungsaktiv sind, z. B. durch die Absorption solarer Strahlung oder durch Strahlungstransfer, ändert sich damit auch die Energiebilanz der Atmosphäre, was wiederum die Zirkulation beeinflusst (Stichwort: thermische Windgleichung). In ROMIC-I hat sich gezeigt, dass es große Diskrepanzen zwischen der Parametrisierung von Schwerewellen in Klimamodellen und den tatsächlich ablaufenden physikalischen Prozessen gibt.

Die mittlere Atmosphäre spielt auch für den direkten Strahlungsantrieb der Erde eine wichtige Rolle. Dies gilt insbesondere für Gase, die im Vergleich zu CO_2 ein großes Treibhauspotential (GWP = global warming potential) haben (Beispiel: Distickstoffoxid, $\text{GWP}=310$), und die teilweise in der Stratosphäre abgebaut werden. Einige Gase in der Stratosphäre (insbesondere Ozon und Wasserdampf) beeinflussen direkt die terrestrische Strahlungsbilanz. So bedeutet z. B. der in den letzten beiden Dekaden beobachtete Abbau von stratosphärischem Ozon allein einen Strahlungsantrieb von $-0,15 \text{ W/m}^2$ (Kühlung).

Im Folgenden wollen wir die wichtigsten wissenschaftlichen Zusammenhänge innerhalb von ROMIC darstellen, einige wichtige Ergebnisse von ROMIC-I vorstellen und insbesondere die Notwendigkeit weiterer Forschungsarbeiten erläutern.

2 Wissenschaftliche Schwerpunkte von ROMIC-II

2.1 Strahlung der Sonne und Einfluss auf die Atmosphäre

Die Strahlung der Sonne, welche auf verschiedenen Zeitskalen schwankt, stellt die fundamentale Energiequelle unseres Klimasystems dar und ist deshalb besonders wichtig für das Verständnis natürlicher Klimavariabilität. Viele Beobachtungsstudien haben einen Einfluss der Sonneneinstrahlung auf das Klima sowohl auf dekadischen als auch auf längeren Zeitskalen gezeigt. Es bleibt zunächst festzustellen, dass die Variation der Sonneneinstrahlung nicht den beobachteten Temperaturanstieg erklären kann.

Die wohl bekannteste Schwankung der Sonne ist der sogenannte Schwabe- oder Sonnenfleckenzyklus. Ein Zyklus dauert ca. 9 bis 12 Jahre, in welchem die Sonnenstrahlung, aufsummiert über alle Wellenlängen, um etwa 0.1% variiert. Die Variation der Solarstrahlung ist wellenlängenabhängig und nimmt zu kleineren Wellenlängen hin stark zu. Im ultravioletten Bereich (UV) um 200 nm, der für die Ozonbildung wichtig ist, schwankt die Intensität um bis zu 10%, was einen spürbaren Effekt auf den Strahlungs- und Ozonaushalt der mittleren Atmosphäre hat [z.B. 29]. Die solare Strahlung bei kleinen Wellenlängen wird in den höheren Schichten der Erdatmosphäre absorbiert, welche darauf besonders empfindlich reagieren. So wirken sich beispielsweise solar bedingte Variationen der Ozonkonzentrationen in der Stratosphäre direkt auf den Strahlungshaushalt der Atmosphäre aus, welche wiederum Änderungen der atmosphärischen Zirkulation zur Folge haben können.

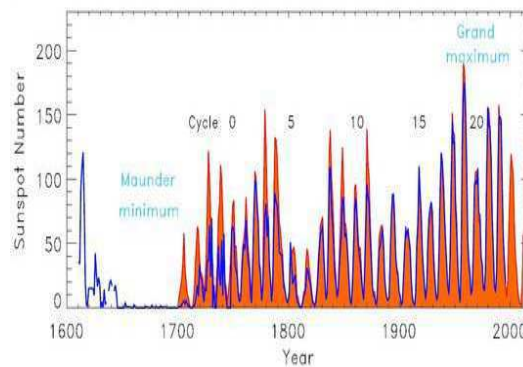


Abbildung 4: Zeitlicher Verlauf der jährlich gemittelten Sonnenfleckenzahlen aus Beobachtungen mit Teleskopen. Man erkennt deutlich die sehr niedrige Aktivität der Sonne im 17. Jahrhundert („Maunder-Minimum“).

Die Ursache der Variation der solaren Strahlung mit dem Schwabe-Zyklus liegt im Magnetfeld der Sonne. Sowohl dunkle Sonnenflecken als auch helle, aktive Regionen tragen zur Variabilität der Sonnenstrahlung bei. Die Ursache der Magnetfeldänderungen („Sonnendynamo“), ist jedoch noch nicht genau genug verstanden, sodass eine belastbare Vorhersage der Sonnenaktivität auf Zeitskalen von Jahren bisher nicht möglich ist [68]. Die wellenlängenabhängige Variabilität der Sonnenstrahlung wird sowohl von Satelliten gemessen als auch mit (semi-)empirischen Modellen der Sonnenatmosphäre modelliert [19]. Diese Datensätze werden dann zum Antrieb der Klimamodelle verwendet, um die Klimaentwicklung der letzten 50-150 Jahre zu rekonstruieren und Zukunftsprognosen zu machen [z.B. 33, 74]. Neben den Einstrahlungsvariationen mit dem Sonnenfleckenzyklus gibt es auch Variationen der geomagnetischen Aktivität, die eine Störung des geomagnetischen Magnetfeldes durch den Sonnenwind darstellen, d. h. durch den verstärkten Eintrag von energiereichen Elektronen oder Protonen in die obere Erdatmosphäre. Energiereiche Teilchen wechselwirken mit der umgebenden Atmosphäre und bilden photochemisch aktive Stoffe, wie z.B. NO_x . Diese Substanzen können im Winter in die Stratosphäre (bis unterhalb von 30 km) transportiert werden und dort zum Ozonverlust beitragen [z.B. 23]. Das Maximum der geomagnetischen Aktivität tritt etwa zwei Jahre nach dem Sonnenfleckenmaximum auf.

In den letzten Jahren hat es u. a. im Rahmen von ROMIC-I signifikante Entwicklungen im Hinblick auf die spektrale solare Variabilität sowie auf geomagnetische Effekte gegeben. Es gibt jedoch weiterhin große Unsicherheiten, beispielsweise eine Unterschätzung der solaren UV-Variabilität bei Wellenlängen oberhalb von 250nm um bis zu einen Faktor zwei. Daher sind dringend zuverlässigere Daten und physikalische Modelle der SSI erforderlich, um zuverlässigere Informationen für die Simulationen der Atmosphäre unter anderem für den nächsten IPCC-Sachstandsbericht zur Verfügung zu haben. Auch gilt es die durch energiereiche Teilchen hervorgerufenen Effekte in der Chemie und Dynamik der mittleren Atmosphäre besser zu verstehen und vor allem deren langfristigen Einfluss auf die Klimavariabilität zu quantifizieren.

Noch größer ist die Unsicherheit der solaren Variabilität auf historischen Zeitskalen [69] (siehe Abb. 4), was einen weiteren Unsicherheitsfaktor für Klimamodelle bedeutet und besondere Anforderungen an solare Strahlungsmodelle stellt. Die jüngsten Revisionen der Sonnenrelativzahl [14] müssen getestet und eventuell in Klimarechnungen einbezogen werden. Die verfügbaren Aufzeichnungen der solaren Variabilität vor dem 17. Jahrhundert sind sehr unzuverlässig. Diese langfristigen Änderungen der solaren Variabilität wurden in ROMIC-I nicht behandelt.

Die Sonnenvariabilität beeinflusst nicht nur die Mesosphäre und Stratosphäre, sondern auch die Troposphäre und den Ozean [41] (siehe Abb. 5). Während eines Sonnenfleckenmaximums findet man höhere Temperaturen und Ozonkonzentrationen in der tropischen Stratosphäre und stärkere Druckgradienten über dem Nordatlantik und Europa. Der stratosphärische Polarwirbel ist somit stärker und reicht bis zum Erdboden. An der Erdoberfläche entspricht dies einer positiven Phase der sogenannten Nordatlantischen Oszillation (NAO). Hierbei handelt es sich um ein natürliches Variabilitätsmuster in der Atmosphäre welches geprägt ist durch das Islandtief und dem Azorenhoch. Eine positive NAO-Phase geht mit stärkeren Westwinden und milderem Winter in Europa und Nordamerika einher, während man in einer negativen NAO-Phase (während des Sonnenfleckenminimums) genau den umgekehrten Effekt antrifft, nämlich schwächere Westwinde und kältere und schneereiche Winter. Neuere Arbeiten legen einen Einfluss der Wechselwirkungen zwischen der Atmosphäre und dem Ozean nahe, die zu einem um zwei Jahre verzögerten Sonnensignal in der NAO führen [72]. Sonnensignale werden auch in den Tropen beobachtet: Dort führen stärkere Passatwinde zu einer stärkeren Walker-Zirkulation sowie zu Änderungen im Niederschlag und in den Meeresoberflächentemperaturen. Empirische Studien haben außerdem gezeigt, dass die geomagnetische Aktivität einen Einfluss auf Bodentemperaturen haben kann, allerdings ist der Mechanismus bisher nicht verstanden [65].

Es wurden eine Reihe von physikalischen Mechanismen vorgeschlagen, um den Einfluss der Sonne auf das Klima besser zu verstehen [z.B. 64] (siehe auch Abb. 5). Im Rahmen von ROMIC-I geht es darum, die physikalischen Mechanismen und ihre jeweilige Bedeutung für die natürliche Klimavariabilität zu bestimmen; dazu gehören sowohl die UV-Strahlung und die energiereichen Teilchen in der mittleren Atmosphäre, als auch die Wechselwirkung mit dem Ozean. Eine Untersuchung des Sonnensignals in CMIP5-Modellen hat ergeben, dass es essentiell ist, möglichst genaue, spektral abhängige solare Einstrahlungsdaten, aber auch die solar induzierte Ozonvariabilität in gekoppelten Atmosphären-Ozean Modellen vorzugeben [31, 43, 44]. Notwendig sind nicht nur eine möglichst präzise Vorgabe der Eingabedaten, sondern auch eine Verbesserung der Klimamodelle z. B. im Hinblick auf die Strahlungsschemata, den mittleren Zustand der Atmosphäre, oder die Berücksichtigung von Teilcheneffekten.

Für eine verbesserte dekadische Vorhersagbarkeit sind daher weiterführende Studien, die insbesondere die Variabilität des Sonnenfleckenzykluses berücksichtigen, notwendig. Wenn es tatsächlich eine Synchronisation von internen Klimavariabilitätsmustern, wie der NAO im Nordatlantik oder der Pazifischen Dekadischen Oszillation (PDO) im Pazifik, mit dem Sonnenfleckenzyklus gibt, liegt hier ein enormes Potential, um zu verlässlicheren Prognosen zu kommen. Im Rahmen von ROMIC-II sollen diese Fragestellungen bearbeitet werden.

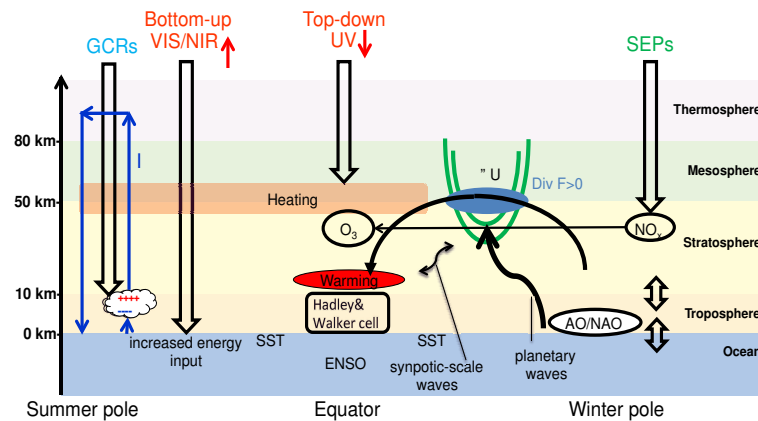


Abbildung 5: Schematische Darstellung möglicher Mechanismen für den Sonneneinfluss auf das Klima. Gezeigt sind direkte und indirekte Effekte durch solare Einstrahlungsänderungen im Sichtbaren, im nahen Infrarotbereich sowie im UV-Bereich während maximaler Sonnenaktivität. Der Einfluss von energetischen Teilchen ist ebenfalls dargestellt (SEPs: solar energetic particles und GCRs: Galactic Cosmic Rays). Die Doppelpfeile deuten die Kopplung zwischen verschiedenen Atmosphärenschichten sowie der Atmosphäre und dem Ozean an [aus 41].

2.2 Trends und Variabilität der Temperatur in der mittleren Atmosphäre

In der aktuellen Klimadiskussion steht der Einfluss des Anstiegs anthropogener Treibhausgase auf die globale Änderung unserer Atmosphäre in den untersten Kilometern im Vordergrund. Die hier bisher eingetretene mittlere globale Temperaturerhöhung beträgt etwa 0,85 K im Zeitraum von 1880 bis 2012, d. h. im Mittel 0,06 K pro Dekade. Die Auswirkungen des Klimawandels sind aber nicht nur in der unteren Atmosphäre zu beobachten.

In der mittleren Atmosphäre kehrt sich das Vorzeichen des Treibhauseffekts um: Der Anstieg der Treibhausgase, vor allem von CO₂, führt zu einer Abkühlung durch eine erhöhte Emission von infraroter Strahlung in den Weltraum. Die klimatische Veränderung der Atmosphäre ist besonders stark im Höhenbereich von 50-70 km (siehe Abb. 6). Beobachtungen (z.B. Satellitendaten und Lidarmessungen) und Modellrechnungen zeigen, dass die größten Temperaturtrends in dieser Höhe in mittleren Breiten im Sommer auftreten. Die Lufttemperatur hat hier seit 1979 um etwa 3-4 Kelvin pro Dekade abgenommen [37]. Die Abkühlung in diesem Bereich der Atmosphäre erfolgt damit etwa 50-mal schneller als die Erwärmung in bodennahen Schichten. Analysen von Temperaturzeitreihen aus dem Zeitraum 1979 bis 2014 zeigen, dass der Trend offensichtlich nicht konstant ist. So wurde im Zeitraum 1980-1996 die stärkste Temperaturabnahme von bis zu 4 K pro Dekade beobachtet. Die genauen Gründe hierfür sind nicht verstanden.

Die Bestimmung von Trends ist ein Schlüsselement der Klimaforschung. Ein Verständnis der Änderungen nicht nur der Temperatur, sondern auch der Zusammensetzung der Atmosphäre, der globalen Zirkulation, und vieler anderer Kenngrößen ist hierbei entscheidend. Diese Trends werden dann in der Regel verwendet, um die zukünftige Entwicklung zumindest über einen gewissen Zeitraum zu prognostizieren. Diese Änderungen, von denen in der Regel angenommen wird, dass sie linear verlaufen, sind üblicherweise von anderen, oft sehr langfristigen Variationen überlagert, die periodisch sein können, aber nicht müssen. Beispiele für periodische Phänomene sind der Jahresgang der solaren Einstrahlung, die quasi-zweijährige Oszillation (Quasi Biennial Oscillation, QBO) oder auch der solare Zyklus. Beispiele für unregelmäßig auftretende Variationen sind das El-Niño Phänomen oder die nordatlantische Oszillation. Um Fehlinterpretationen zu vermeiden, müssen numerische Modelle der

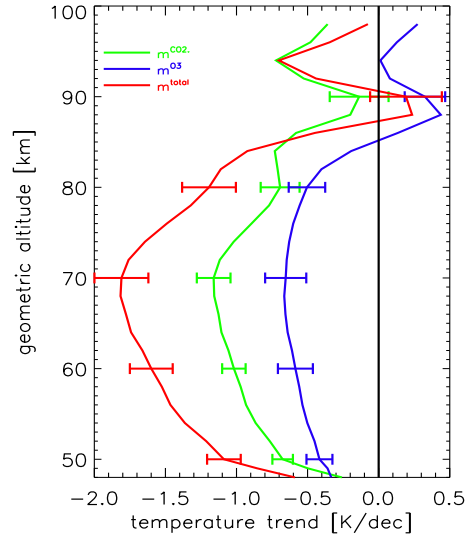


Abbildung 6: Modellrechnungen von Temperaturtrends in der Mesosphäre, und zwar im Zeitraum 1961-2009 in mittleren Breiten ($45-55^\circ\text{N}$) [aus 37]. Die Beiträge von CO_2 (blau) und O_3 (rot) sind separat aufgeführt. Diese Trends sind um ein Vielfaches größer (und mit umgekehrten Vorzeichen) als in der Troposphäre.

Atmosphäre derartige Variationen angemessen beschreiben und die Beiträge der einzelnen Phänomene zu den gemessenen Zeitserien bestimmen können. Dies ist z. Zt. nicht ausreichend der Fall.

Weitere Probleme bei der Trendbestimmung atmosphärischer Zustandsgrößen sind die Datensätze selber. Die gemessenen Daten können z. B. einer instrumentell bedingten Drift unterliegen, also einen artifiziellen Trend aufweisen. Ein häufiges Problem ist, dass die verwendeten Datensätze zu kurz sind, um eine belastbare Aussage vor allem über längerfristige Trends zu treffen. In solchen Fällen ist es bisweilen sinnvoll, Datensätze aus verschiedenen Quellen zu verwenden, die allerdings harmonisiert werden müssen. Oft reicht aber selbst die Kombination vorhandener Datensätze bzw. deren Qualität nicht aus, um Variationen mit Perioden von vielen Jahren oder Jahrzehnten zu identifizieren.

Änderungen der Temperatur in der Atmosphäre sind eng verbunden mit Änderungen dynamischer Prozesse. Dynamische Prozesse in der Atmosphäre, wie die z. B. die Zirkulation in der Stratosphäre und Mesosphäre, werden durch Wellen ausgelöst. Dabei charakterisieren planetare Wellen maßgeblich die großräumige Dynamik der Atmosphäre (Schwerewellen werden im Detail in Kapitel 2.3 behandelt). Sie transportieren Energie und Impuls über weite Strecken, verbinden auf diese Weise verschiedene Regionen der Atmosphäre miteinander und haben somit einen signifikanten Einfluss auf die globale Zirkulation. Die Genauigkeit numerischer Klima- und Atmosphärenmodelle ist somit abhängig von der möglichst genauen Wiedergabe der atmosphärischen Ausbreitungscharakteristika.

Die Variabilität planetarer Wellen auf Zeitskalen von Dekaden ist nur wenig verstanden. Diese so genannten multidekadischen Oszillationen sind möglicherweise die Ursache für die genannten langfristigen periodischen Änderungen in der Atmosphäre. Derartige Oszillationen mit Perioden von 20 Jahren und mehr sind wichtig für jegliche Trendanalyse. Abhängig von der Länge der Datenreihe können solche extrem langperiodischen Oszillationen z. T. einen sehr großen Einfluss auf beobachtete Trends haben. Bei relativ kurzen Datenreihen (wenige Jahre) kann es im Extremfall zur Erzeugung bzw. Auslöschung von Trends aufgrund einer langperiodischen Oszillation kommen. Bei mittellangen Datenreihen (10 - 20 Jahre) kann eine solche Oszillation gar eine Trendumkehr suggerieren, die möglicherweise nicht existiert. Es gibt inzwischen Indizien dafür, dass die Perioden der Stagnation oder des Rückgangs der globalen Oberflächentemperatur durch die Überlagerung einer solchen extrem langperiodischen Schwingung verursacht wird. Die Untersuchung der multidekadischen Oszillationen, vor allem der zugrunde liegenden Mechanismen, ist daher essentiell, um verlässliche Trendanalysen und

somit möglichst gute Prognosen durchzuführen. Die Mechanismen der multidekadischen Oszillationen sind bislang nicht bekannt. Zahlreiche Untersuchungen deuten jedoch auf einen Zusammenhang mit periodischen Phänomenen auf der Sonne hin. Es gibt jedoch auch Indizien dafür, dass die Ursache für solche periodischen Phänomene in selbsterregten Schwingungen des Ozean-Atmosphäre-Systems zu suchen sind. Da dieser Effekt nicht ausgeschlossen werden kann, sind detailliertere Forschungsarbeiten nötig, um eine Übersicht über das Spektrum der Oszillationen zu bekommen, mögliche Synchronisationseffekte zu identifizieren und die Perioden zu bestimmen.

Ein wichtiger Datensatz ergibt sich aus Langzeitmessungen der OH-Temperatur in der Mesopausenregion (ca. 80-90 km Höhe) an verschiedenen Stationen in Deutschland (Wuppertal, Hohenpeissenberg, Oberpfaffenhofen, Zugspitze). Aus diesen Daten lassen sich die Aktivitäten von planetaren Wellen ableiten. Die Ergebnisse zeigen neben einem langfristigen Trend eine Variabilität der planetaren Wellen mit verschiedenen Perioden, u. a. mit einer Periodendauer von etwa 22 Jahren. Die Ursache dieser Variationen ist bislang noch nicht verstanden, es liegt jedoch ein Einfluss der Sonne nahe. Für eine genaue Analyse der Trends und möglicherweise überlagerter langperiodischer Variationen ist es notwendig zu untersuchen, welche Wechselwirkungen hier eine Rolle spielen und welche physikalischen Zusammenhänge dafür verantwortlich sind.

Langzeitmessungen können nicht nur einen Hinweis auf einen Klimawandel und mögliche Ursachen geben, sondern besitzen darüber hinaus eine herausragende Rolle als potentieller Indikator für Klimaänderungen der gesamten Atmosphäre. Ein Beispiel dafür sind die seit mehr als 100 Jahren beobachteten Eiswolken in der Mesopausenregion. Diese so genannten leuchtenden Nachtwolken (NLC: ‘noctilucent clouds’, PMC: ‘polar mesospheric clouds’) können sich nur bei sehr niedrigen Temperaturen von unterhalb ca. 150 K ausbilden. NLC gehören zu den längsten Beobachtungsreihen in der mittleren Atmosphäre. Diese Eispartikel reagieren sehr empfindlich auf Änderungen der Temperatur und des Wasserdampfes. Neuere Studien zeigen, dass NLC vermutlich mögliche Indikatoren für Klimänderungen sind [7]. Warum NLC erst seit etwa 1890 beobachtet werden und wie ihre zukünftige Entwicklung und Bedeutung für das Klima ist, ist allerdings nicht bekannt. Sehr starke Radarechos, genannt „Polar Mesosphere Summer Echoes“ (PMSE), werden inzwischen seit mehr als 30 Jahren beobachtet. Noch ist völlig unklar, ob es Trends in PSME gibt.



Abbildung 7: Leuchtende Nachtwolken (NLC, „noctilucent clouds“) über Kühlungsborn. Es handelt sich um die Streuung von Sonnenlicht an Eiskristalle in ca. 83 km Höhe. Ob NLC ein Indiz für den Klimawandel in der mittleren Atmosphäre sind, oder nicht, wird kontrovers diskutiert.

Bei der Untersuchung von Trends ist zu berücksichtigen, dass sich globale und lokale Variationen zum Teil erheblich unterscheiden. Hier kann eine genauere Untersuchung zonaler und meridionaler Strukturen in verschiedenen Datensätzen (z. B. LOTI, SABER, ERA Interim, NCEP, MERRA etc.)

helfen, diese Unterschiede zu verstehen und zu bewerten. Derartige Untersuchungen sind für die Beurteilung von Klimaeffekten auf kleineren Skalen essentiell.

Die oben genannten Trenduntersuchungen sind für die Bewertung des Klimawandels in der gesamten Atmosphäre und vor allem für Projektionen in die Zukunft von entscheidender Bedeutung. Es ergeben sich eine Reihe von wichtigen wissenschaftlichen Fragestellungen, wie z. B. welche langperiodischen Variationen lassen sich identifizieren, welchen Einfluss haben sie auf die Trendanalyse und was sind die physikalischen Mechanismen? Welchen Einfluss hat die langfristige solare Variabilität auf die mittlere Atmosphäre (einschließlich Wellen) und lässt sich dieser von anthropogenen Einflüssen trennen? Was ist die Ursache dafür, dass sich lokale Trends und globale Trends zum Teil signifikant unterscheiden?

2.3 Kopplung durch Wellen

Für den Einfluss der mittleren Atmosphäre auf das Klima in der Troposphäre spielen atmosphärische Wellen eine entscheidende Rolle. Das für Europa wichtigste Klimavariabilitätsmuster ist die nordatlantische Oszillation (NAO). Variationen der NAO sind entscheidend für Klimaveränderungen in Europa, insbesondere über den Einfluss auf die Häufigkeit von Stürmen. Diese bestimmt die Niederschlagsmenge und damit auch die Wahrscheinlichkeit von Flutereignissen. Inzwischen ist bekannt, dass Modelle nur dann den Trend der NAO nachvollziehen können, wenn sie den Strömungszustand der Stratosphäre berücksichtigen [62]. Modellvorhersagen einer anthropogenen Veränderung des winterlichen Niederschlags über Europa hängen ebenfalls maßgeblich davon ab, ob das verwendete Modell die mittlere Atmosphäre beinhaltet, oder nicht (Abb. 8). Dieser Einfluss der mittleren Atmosphäre wird im Wesentlichen durch eine Beschleunigung der Brewer-Dobson-Zirkulation bewirkt, die in Kapitel 2.4 diskutiert wird.

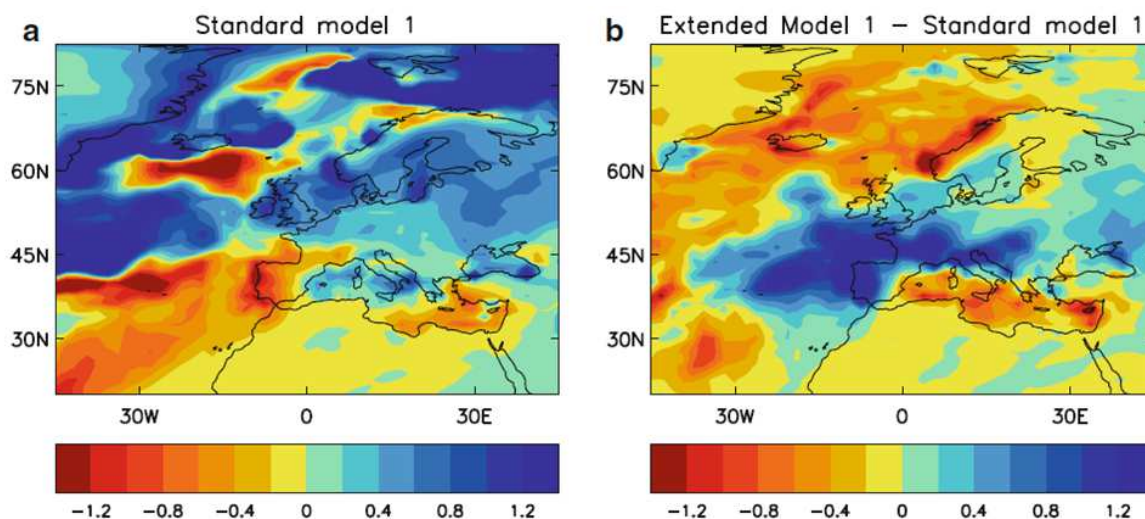


Abbildung 8: Veränderung im mittleren Winterniederschlag (in mm/d) aufgrund einer Vervielfachung des atmosphärischen CO_2 -Gehalts in einem Modell ohne mittlere Atmosphäre (links), bzw. mit mittlerer Atmosphäre (rechts) [aus 61].

Gemäß des „Downward-Control“-Prinzips wird die Brewer-Dobson-Zirkulation durch atmosphärische Wellen in der mittleren Atmosphäre angetrieben. Hierbei spielen sowohl großskalige Rossbywellen als auch kleinskalige Schwerewellen eine Rolle. Rossbywellen werden durch Klimamodelle explizit beschrieben. Ihr Einfluss auf die Beschleunigung der Brewer-Dobson-Zirkulation ist aber zur Zeit noch unklar. Rossbywellen scheinen auch eine entscheidende Rolle bei der Vermittlung des stratosphärischen Effekts in die Troposphäre zu spielen [26]. Auch dafür ist der Mechanismus bisher nicht verstanden.

Schwerewellen können in Klimamodellen nicht aufgelöst werden, d. h. sie werden nicht explizit beschrieben. Ihre Auswirkungen müssen deshalb über Parametrisierungen beschrieben werden. Die in Modellen verwendeten Schwerewellen-Parametrisierungen sind jedoch gegenwärtig mit grundlegenden Problemen behaftet und völlig unzureichend. Dementsprechend variiert der in Modellen vorhandene Anteil der Schwerewellen am Antrieb der Brewer-Dobson-Zirkulation in der Stratosphäre stark, und zwar zwischen 2% und 40% [12]. In der Mesosphäre wird die Brewer-Dobson-Zirkulation noch stärker durch Schwerewellen kontrolliert, mit entsprechend größeren Unsicherheiten. Es ist mehrfach dokumentiert worden, dass die Defizite der bisherigen Berücksichtigung von Schwerewellen in Klimasimulationen dort zu systematischen Fehlern führen [z. B. 13, 20].

Schwerewellen werden durch verschiedene Prozesse vor allem in der Troposphäre angeregt und breiten sich dann horizontal und vertikal aus. Dabei stellt die variable Struktur der Atmosphäre für die Schwerewellen ein Ausbreitungsmedium dar, an dessen Inhomogenitäten die Wellen abgelenkt und möglicherweise reflektiert werden. Insbesondere in der Mesosphäre dringen sie dabei in Höhen vor, in denen die Luftdichte so niedrig ist, dass die Wellenamplituden sehr groß werden. Dies führt letztendlich zu einem turbulenten Kollaps der Wellen, der dem Brechen von Wasserwellen an der Meeresküste sehr ähnelt. Der Einfluss der Schwerewellen auf die großskalige Atmosphäre geschieht durch den Austausch von Impuls und Energie während der Wellenausbreitung bzw. beim Wellenbrechen. Dabei werden die atmosphärischen Winde beschleunigt oder abgebremst und die Atmosphäre wird geheizt oder gekühlt. Der Vergleich von Messungen und Modellrechnungen zeigt, dass man die Struktur der mittleren Atmosphäre ohne Schwerewellen nicht annähernd korrekt beschreiben kann (siehe Abb. 9)

Große Unsicherheiten bestehen bereits im Hinblick auf die Quellen von Schwerewellen. Am besten verstanden sind die Wellenerzeugung durch die Überströmung von Gebirgen und die Anregung durch Konvektion, wie z. B. in Gewitterwolken [6, 51]. Die so erzeugten Schwerewellen sind jedoch unzureichend für den Antrieb der Brewer-Dobson-Zirkulation in der Mesosphäre und damit auch für eine Beschreibung der dort beobachteten Klimatologie. Neuere Studien deuten darauf hin, dass Wettersysteme in mittleren Breiten eine wichtige Quelle für Schwerewellen sind. Dies wird bisher in Modellen nur rudimentär berücksichtigt. Verfügbare Ansätze bleiben empirisch oder gelten nur für sehr spezielle Strömungssituationen. Auch die sekundäre Schwerewellen-Abstrahlung durch Wellenbrechen in der Stratosphäre findet bisher keine Berücksichtigung. Wünschenswert wäre ein physikalischer Ansatz, bei dem die abgestrahlten Wellen angemessen von der Strömungssituation abhängen. Nur so kann verhindert werden, dass Modelle zum Klimawandel aufgrund von Defiziten bei der Parametrisierung von Schwerewellen-Quellen signifikant beeinträchtigt werden.

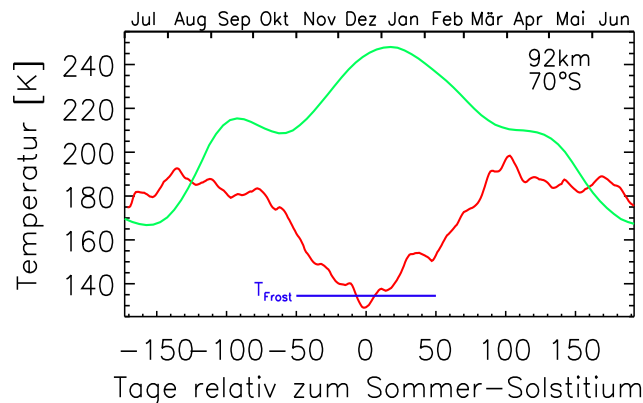


Abbildung 9: Saisonaler Verlauf der Temperatur in der Mesopausenregion (hier in 92 km Höhe und 70°S), gemessen mit einem Lidar (rote Linie) und Vorhersagen eines Modells, in dem der Effekt von Schwerewellen explizit ausgeschaltet wurde (grüne Linie) [38]. Das Modell weicht um bis zu 110 Grad vom tatsächlichen Zustand ab, was auf den fehlenden Einfluss von Schwerewellen zurückzuführen ist.

Eine weitere Fehlerquelle bei der Parametrisierung von Schwerewellen in Klimamodellen besteht darin, dass dort die Wellenausbreitung als rein vertikal angenommen wird. Damit werden wichtige

Beschleunigungsprozesse vernachlässigt, mit entsprechend negativen Konsequenzen (siehe Abb. 10) [58]. Darüber hinaus wird auch die zeitliche Variabilität der Atmosphäre und der Quellen unzureichend berücksichtigt. Demgegenüber zeigen Untersuchungen zur Wechselwirkung von Schwerewellen mit solaren Gezeiten⁵, dass eine zeitlich variable Atmosphäre den Effekt von Schwerewellen drastisch modifizieren kann [63]. Diese Defizite wirken sich auch auf die Parametrisierung des Einflusses von Schwerewellen auf die Entstehung polarer stratosphärischer Wolken aus, mit wichtigen Konsequenzen für die Ozonchemie [50]. Eine korrekte Beschreibung hingegen erfordert neue numerische Methoden, die in Schwerewellen-Parametrisierungen bislang nicht umgesetzt sind [46].

Das Brechen von Schwerewellen schließlich ist ein hochkomplexer Prozess, der sich seit Jahrzehnten einer effizienten Beschreibung entzieht. Demgegenüber steht eine stark vereinfachte Beschreibung von Schwerewellen in Klimamodellen. Dabei wird üblicherweise ein Sättigungsansatz verwendet, in dem die Wellenamplitude unter einer bestimmten Grenze gehalten wird, die durch Stabilitätsbetrachtungen gegeben ist. Turbulenz-auflösende numerische Simulationen zeigen jedoch, dass das Wellenbrechen bereits unterhalb dieser Grenzen einsetzt [22, 2].

Noch gibt es nicht einmal einen umfassenden empirischen Befund zur spektralen, räumlichen und zeitlichen Verteilung des Schwerewellenfelds, der die verschiedenen Messungen mit ihren jeweils eingeschränkten Möglichkeiten zusammenfügt, wie z.B. Satellitendaten und bodengebundene Messungen mit Lidars und Radars [z.B. 54, 56]. Insgesamt erscheint zur Entwicklung einer angemessenen Schwerewellen-Parametrisierung ein ganzheitlicher Ansatz notwendig, der Messungen, Simulationen und Theorieentwicklung gleichermaßen einbindet.

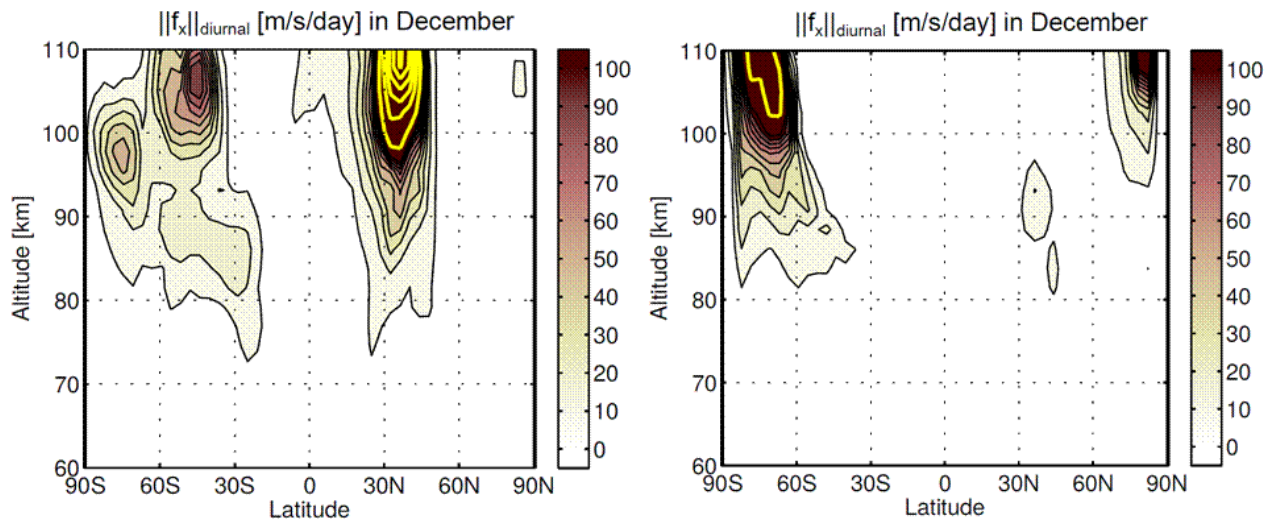


Abbildung 10: Die Stärke des winterlichen Schwerewellen-Antriebs (in m/s/d) der ganztägigen Gezeit in einer Simulation, die das Schwerewellen-Feld in voller Allgemeinheit behandelt (links), bzw. unter Vernachlässigung der horizontalen Schwerewellen-Ausbreitung und des Effekts horizontaler Variationen in den aufgelösten Strömungsfeldern (rechts) [aus 57].

Ein wichtiges Testfeld für unser Verständnis der klimarelevanten Dynamik von Rossby-Wellen und Schwerewellen in der mittleren Atmosphäre sind Prozesse, in denen Wellen gekoppelt und in Wechselwirkung auftreten. Glaubhafte Parametrisierungen sollten dies nachvollziehen können. Dies betrifft z. B. die Wechselwirkung von Gezeiten und Schwerewellen, die in klassischen Parametrisierungsansätzen nur unzureichend berücksichtigt wird [57, 58]. Ähnlich verhält es sich mit der Wechselwirkung von Rossbywellen und Schwerewellen, z. B. im Rahmen von stratosphärischen Erwärmungen [30]. Auch hier fehlt eine ausreichende theoretische Beschreibung. Auf noch größeren Skalen ist die Beeinträchti-

⁵Großskalige Wellen mit großen Amplituden in der Mesosphäre und kurzen Perioden von hauptsächlich 24h, 12h oder 8h.

gung der Morphologie von Schwerewellen durch die quasi-biennale Oszillation (QBO) von Bedeutung, was in Klimamodellen ebenfalls noch nicht ausreichend berücksichtigt wird.

Im Rahmen der ersten Phase von ROMIC wurden eine Reihe von relevanten Ergebnissen zur vorgestellten Problematik erzielt, z. B. im Projekt GRAVITY [57, 58]. Als Beispiel sei die bereits diskutierte Kopplung von Gezeiten und Schwerewellen genannt (siehe Abb. 8). In Vorbereitung der ROMIC GW-LCYCLE Kampagne im Winter 2015/2016 wurden darüber hinaus zwei Kampagnen mit Flugzeugmessungen und bodengebundenen Sondierungen (Lidars, Radars etc.) durchgeführt, woraus sich bereits interessante Ergebnisse ergaben. Dabei ist insbesondere die DEEPWAVE-Kampagne in Neuseeland zu nennen, wo Gebirgswellen und deren Ausbreitung bis in die Mesosphäre im Detail untersucht wurden [21, 17]. Außerdem wurden eine Reihe von Schwerewellen-Ereignissen aus den vergangenen Jahren in hochaufgelösten Daten von ECMWF und in mesoskaligen numerischen Simulationen untersucht.

Die Notwendigkeit weiterer Forschung ergibt sich aus der Unklarheit über die Bedeutung von atmosphärischen Wellen in Klimamodellen allgemein. Dies betrifft Wechselwirkungen von der Troposphäre in die mittlere Atmosphäre, und umgekehrt. Es geht dabei zum einen um großskalige Rossby-Wellen, deren komplexe Dynamik hochgradig nichtlinear ist. Ein systematisches Verständnis ist hierbei unerlässlich, da Modellergebnisse erst in Verbindung mit einem hinreichenden theoretischen Verständnis belastbar werden. Zum anderen können Schwerewellen-Parametrisierungen nur dann in ausreichender Weise klimaabhängig formuliert werden, wenn die damit dargestellte Wellendynamik in Einklang ist mit theoretischen Konzepten und mit empirischen Befunden aus Messungen und aus hochauflösenden Modellen. Dies ist bis dato nicht gegeben. Vor diesem Hintergrund ist auch eine Untersuchung der Wechselwirkung von Wellen untereinander und der Auswirkungen auf andere atmosphärenphysikalische Größen und Prozesse wichtig, wie z.B. den Transport von Spurengasen. Probleme im Verständnis von Wellenprozessen können zu bedeutsamen Defiziten in Klimamodellen führen.

Auf der Grundlage der eben dargestellten Überlegungen sollten in der zweiten Phase von ROMIC eine Reihe von wissenschaftlichen Zielen verfolgt werden, von denen im Folgenden einige exemplarisch genannt sind. Die Kopplung des Klimawandels in der mittleren Atmosphäre und in der Troposphäre durch Rossbywellen sollte besser verstanden sein. Neben Datenanalysen, Messungen und Modellierung sollten dazu auch konzeptionelle Modelle hinzugezogen werden. Die Rolle von Schwerewellen für den Klimawandel in der mittleren Atmosphäre sollte geklärt werden. Dies bedingt die Entwicklung und Verwendung von Schwerewellen-Parametrisierungen, in denen die troposphärischen Quellen korrekt beschreiben werden und in denen die Wellenausbreitung und damit einhergehende Wechselwirkungen mit der Strömung in ausreichendem Maß erfasst werden. Dies beinhaltet auch nichtlineare Wechselwirkungen von Schwerewellen und deren Instabilitäten, inklusive der möglichen Abstrahlung von sekundären Schwerewellen. Außerdem sollte die Bedeutung von Schwerewellen für großskalige Prozesse (solare Gezeiten, QBO, stratosphärische Erwärmungen) und für nicht-dynamische Phänomene (Spurengase, Chemie, Strahlung) untersucht werden. Dazu sind theoretische Untersuchungen, Modellierung und Messungen erforderlich. So lassen sich u. U. die beobachteten Trends der Aktivität von Schwerewellen besser verstehen und einordnen.

2.4 Trends der atmosphärischen Zirkulation in der mittleren Atmosphäre

Der großskalige Transport von Luftmassen in der Stratosphäre und Mesosphäre wird durch die Brewer-Dobson Zirkulation beschrieben. Diese besteht aus einem aufsteigenden Zirkulationszweig in den Tropen, wo Luftmassen aus der Troposphäre in die Stratosphäre transportiert und dabei an der kalten tropischen Tropopause getrocknet werden. In der tropischen Stratosphäre steigen die Luftmassen weiter auf, es findet aber gleichzeitig auch ein Transport in mittlere und hohe Breiten statt, vor allem in die Winterhemisphäre. Hierbei kommt es zu einem Absinken der Luftmassen in der Stratosphäre in mittleren und hohen Breiten. Über dem jeweiligen Sommerpol kommt es in der oberen Stratosphäre und in der Mesosphäre zu einem Aufsteigen von Luftmassen, die dabei einer starken Abkühlung unterworfen

sind, sodass die Mesopause im Sommer (ca. 90 km) die kälteste Region der Atmosphäre überhaupt ist. In der Mesosphäre findet dann ein Transport vom jeweiligen Sommerpol zum Winterpol statt, wo Luftmassen wieder großräumig absinken und das Zirkulationssystem schließen.

Diese stratosphärische und mesosphärische Zirkulation ist von großer Bedeutung für das Klimasystem der Erde. Zum einen wird über diese Luftbewegungen das in den Tropen produzierte Ozon in mittlere und hohe Breiten transportiert, wo es einen starken Einfluss auf die kurzwellige Strahlungsbilanz hat. Ozon beeinflusst das Klima aber auch im Bereich der langwelligen Strahlung, die von der Erdoberfläche emittiert wird. Zum anderen wird durch die Stärke und die Zeitskala dieser Zirkulation der Abbau vieler klimarelevanter Substanzen entscheidend beeinflusst. So werden Treibhausgase wie NO und die klimarelevanten langlebigen halogenierten Kohlenwasserstoffe erst in Höhen von oberhalb 25-30 km abgebaut. Wie schnell die Zirkulation diese Gase in die Senkenregion transportiert ist also ein entscheidender Faktor für die atmosphärische Lebenszeit und damit das Treibhauspotential dieser Gase („Global Warming Potential“, GWP).

Des Weiteren hat die Forschung der letzten Jahrzehnte gezeigt, dass Änderungen in der mittleren Atmosphäre auch einen direkten Einfluss auf die troposphärische Zirkulation haben können. Die Änderung des Ozons in der Stratosphäre im polaren Frühling der Südhemisphäre und die damit einhergehenden Änderungen der stratosphärischen Zirkulation (Intensivierung des polaren Wirbels) wurden als Ursache für Änderungen der troposphärischen Zirkulation in der Südhemisphäre identifiziert. Damit verbunden sind Änderungen der Druckverteilung, eine polwärts gerichtete Verschiebung des Jetstroms der mittleren Breiten und eine Verbreiterung der Hadley-Zelle in der Südhemisphäre [siehe 4]. Entsprechende Effekte in der Nordhemisphäre sollten wesentlich schwächer ausfallen und sind bislang wenig untersucht.

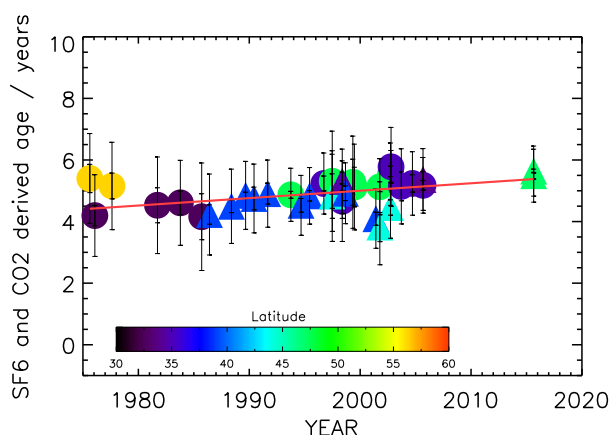


Abbildung 11: Trends des mittleren Alters der Stratosphäre oberhalb von ca. 25 km für die mittleren Breiten der Nordhemisphäre aus Ballonmessungen, aktualisiert mit vorläufigen Daten aus dem ROMIC BDChange Projekt [nach 18].

Eine Änderung der Zirkulation der mittleren Atmosphäre hat damit eine große Bedeutung, auch für das globale Klima. Das Wissen über die Änderung der Zirkulation der mittleren Atmosphäre ist sehr begrenzt. Zwar wird mit globalen Chemie-Transport-Modellen konsistent eine Beschleunigung der Brewer-Dobson Zirkulation über die gesamte Stratosphäre berechnet [11, 24]. Es fehlt jedoch bisher eine experimentelle Bestätigung dieser Berechnungen. Eine Änderung der Zirkulation der mittleren und oberen Stratosphäre lässt sich bislang weder aus meteorologischen Re-Analyse Daten noch aus Messungen von Spurengasen oder Temperaturen ableiten. Im Gegensatz zu den Modellvorhersagen scheinen die wenigen vorhandenen Datensätze zwar eine Beschleunigung der Zirkulation in der unteren Stratosphäre zu zeigen. Dagegen weist für die mittlere Stratosphäre (zumindest in den mittleren Breiten der Nordhemisphäre) viel auf eine räumlich variable und statistisch wenig belastbare Verlangsamung der Zirkulation und eine Erhöhung des mittleren Alters hin (siehe z. B. Abb. 11) [1, 8, 18, 45, 71]. Lediglich

einige Temperaturtrends deuten eine Beschleunigung der Zirkulation der mittleren und oberen Stratosphäre an [75]. Die wenigen vorhandenen Datensätze sind allerdings entweder durch ihre räumliche oder zeitliche Auflösung oder durch einen zu kurzen Zeitraum begrenzt. Dies liegt größtenteils an der Schwierigkeit, gute Messdaten aus der Stratosphäre zu gewinnen. Andererseits bietet die Messung von Spurengasen in der Stratosphäre eine Möglichkeit, Aussagen über die Zeitskalen des atmosphärischen Transports, das sogenannte „Alter der Luft“ zu gewinnen. Das Alter der Luft wird allerdings auch durch Mischung beeinflusst, sodass Änderungen im mittleren Alter nicht direkt eine Änderung der residualen Massenzirkulation bedeuten (siehe Abb. 12) [25, 52, 53].

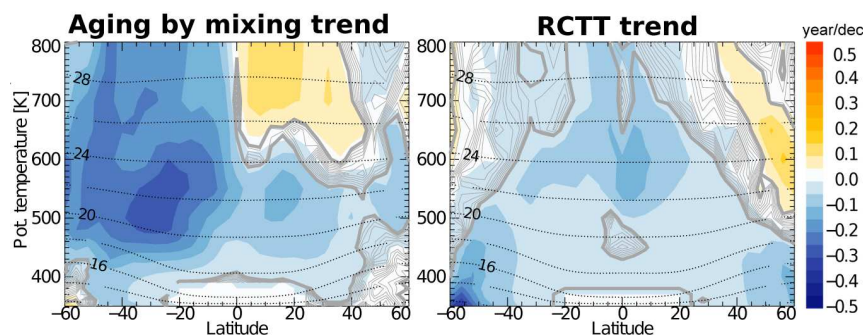


Abbildung 12: Modellerte Trends des mittleren Alters durch Änderung der Mischung (links) und durch Änderung der residualen Massenzirkulation (rechts) für den Zeitraum 1990-2013. Trends des mittleren Alters können also nicht direkt als Trends in der Zirkulation interpretiert werden, da es auch Trends in der Mischung geben kann, die teils zu einem negativen, teils zu einem positiven Trend im mittleren Alter führen können. [aus 52].

Wie beschrieben, berechnen viele Klima-Modelle aufgrund der globalen Veränderung des Klimas eine Beschleunigung der Brewer-Dobson Zirkulation [67]. Als treibender Mechanismus wird hierbei sowohl eine effektivere Anregung von Wellen als auch eine effektivere Propagation der Wellen in die Stratosphäre vermutet. Man muss allerdings darauf hinweisen, dass ein großer Teil des Wellenantriebs, insbesondere der Antrieb durch kleinskalige Schwerewellen, in diesen Modellen nur durch eine relativ ungenaue Parameterisierung beschrieben wird (siehe Kap. 2.3). Dies spielt insbesondere für den Antrieb der Zirkulation in der mittleren und oberen Stratosphäre eine große Rolle [10, 49]. Auf der anderen Seite gibt es, wie erwähnt, nur wenige Beobachtungen, die es erlauben, Aussagen über eine Änderung der Zirkulation in der mittleren Atmosphäre zu treffen.

Wegen der vielen Wechselwirkungen zwischen mittlerer und unterer Atmosphäre sind Änderungen in beiden Höhenbereichen also miteinander gekoppelt. Für eine Verbesserung der troposphärischen Klimavorhersagen ist folglich ein besseres Verständnis der Änderungen der mittleren Atmosphäre nötig, insbesondere ein Verständnis der möglichen Änderungen der Zirkulation der mittleren Atmosphäre.

In diesem Zusammenhang gibt es eine Reihe von wissenschaftlichen Fragestellungen, die im Rahmen einer zweiten Phase von ROMIC behandelt werden sollten. Einige seien hier beispielhaft genannt. Wie ändert sich der Antrieb der Zirkulation der mittleren Atmosphäre durch den Klimawandel? Es sollten Trends in der Entstehung von Wellen in der Troposphäre (von planetaren Wellen bis zu Schwerewellen) und der Ausbreitung und Dissipation dieser Wellen untersucht werden (siehe Kapitel 2.3). Wie ist das aus Spurengasmessungen bestimmte Alter der Luft zu interpretieren und gibt es nach wie vor systematische Unterschiede zu Klimarechnungen? Hierbei steht eine bessere Berücksichtigung der so genannten Transitzeitverteilung und der relative Einfluss von Mischung und Residualtransport im Vordergrund. Gleichzeitig sollte die Datenbasis zur experimentellen Bestimmung der Zirkulationsänderung verbessert werden, insbesondere durch Beobachtungen langlebiger Tracer. Kann man Daten aus meteorologischen Re-Analysen zur Bestimmung von Langzeittrends der Zirkulation verwenden? Welche systematischen Fehler sind dabei zu berücksichtigen? Welche Auswirkung hat eine sich ändernde stratosphärische Zirkulation auf die Stratosphäre und Troposphäre? Wie ändert sich die Konzentration strahlungsrelevanter Spurengase in der Stratosphäre, insbesondere Wasserdampf und

Ozon? Welchen Einfluss hat eine Zirkulationsänderung in der Stratosphäre auf die Troposphäre und welche Mechanismen sind dabei entscheidend (Änderung der Strahlungsbilanz, dynamische Kopplung, etc.)?

2.5 Stratosphärische Spurenstoffe

Die globale Entwicklung der stratosphärischen Ozonschicht in den nächsten Jahrzehnten wird wesentlich bestimmt durch das komplexe Zusammenwirken von Temperatur- und Zirkulationsänderungen aufgrund des Anstiegs langlebiger Treibhausgase sowie von Änderungen in der Konzentration von ozonzerstörenden Substanzen. Anthropogene Emissionen von halogenierten, langlebigen Substanzen sind durch das Montrealer Protokoll und nachfolgende internationale Vertragswerke geregelt, so dass mit einer langfristigen Abnahme ozonzerstörender Substanzen in der Stratosphäre zu rechnen ist. In den letzten Jahren ist der Einfluss kurzlebiger, halogener Verbindungen auf die stratosphärische Chemie (vorwiegend aus natürlichen, aber auch aus anthropogenen Quellen) verstärkt ins Blickfeld gerückt. Im Rahmen von ROMIC-I konnten wichtige neue Erkenntnisse zum Eintrag kurzlebiger Bromverbindungen in die Stratosphäre gewonnen werden. Leider ist aber bisher noch sehr wenig bekannt über mögliche langfristige Änderungen des Eintrags von kurzlebigen Halogenverbindungen in die Stratosphäre.

Stratosphärische Spurenstoffe, insbesondere Ozon und Wasserdampf, spielen eine wichtige Rolle für die Strahlungsbilanz der Erde und sind damit direkt klimarelevant. Besonders wichtig für den Strahlungseinfluss sind Änderungen der Spurengase im Bereich der unteren Stratosphäre und Tropopausenregion ([32, 59, 70]).

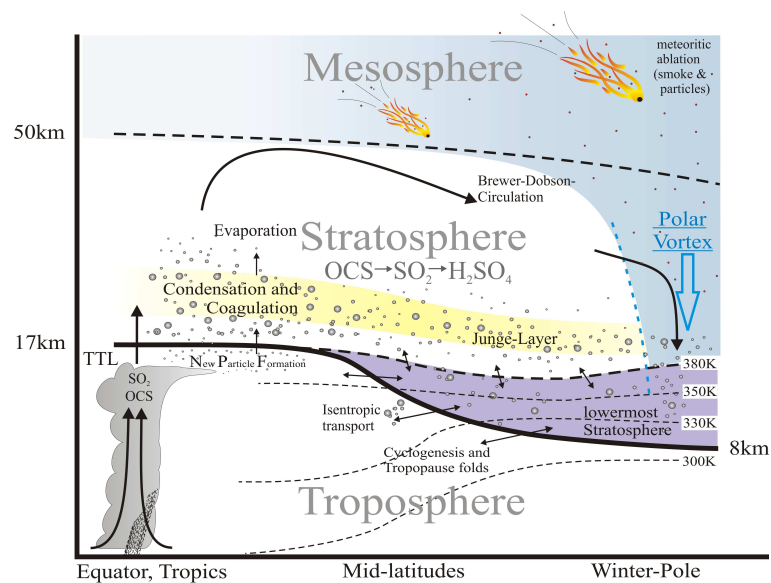


Abbildung 13: Schematische Darstellung der Bildungs- und Transportmechanismen stratosphärischer Aerosole und Vorläufergase

Stratosphärisches Aerosol spielt ebenfalls eine herausragende Rolle für die Strahlungsbilanz der Erde, vorwiegend durch die Rückstreuung solarer Strahlung. Darüber hinaus beeinflussen Aerosoloberflächen in der Stratosphäre auch chemische Reaktionen, die sich entscheidend auf die Ozonverteilung auswirken. Aerosolpartikel in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre (Upper Troposphere/Lower Stratosphere, UTLS) bestehen vorwiegend aus Schwefelsäure (H_2SO_4), Wasser (H_2O), organischen Verbindungen sowie gewissen Anteilen an refraktärem (schwer verdampfbarem) Material, wie zum Beispiel Ruß, Mineralstaub, anorganischen Salzen, Produkten aus Biomassenverbrennung, Ablationsmaterial von verglühenden Meteoriten oder von Weltraumschrott. Eine wichtige Quelle für das

H₂SO₄-H₂O Aerosol in der UTLS ist die homogene Nukleation (Partikelneubildung aus der Gasphase) von Partikel-Vorläufersubstanzen, wie z. B. Schwefeldioxid (SO₂) oder Carbonylsulfid (COS). Zusätzlich können auch organische Substanzen durch den Prozess der Partikelneubildung aus der Gasphase zum stratosphärischen Aerosol beitragen.

Schwefeldioxid (SO₂) gelangt in großen Mengen durch Vulkanismus unmittelbar in die Stratosphäre. Darüber hinaus kommen weitere Transportmechanismen zum Tragen, insbesondere z. B. durch hochreichende tropische Konvektion, deren vertikale Ausdehnung mitunter die tropische Tropopausenschicht⁶ übersteigt. Dadurch ergibt sich ein kontinuierlicher und sehr effektiver Transportmechanismus, um organische sowie anorganische Substanzen in tropischen Breiten direkt in die unterste Stratosphäre zu verfrachten. Das mit dem alljährlichen asiatischen Monsun einhergehende, großräumige Hochdruckgebiet gilt als einer der Mechanismen für den Vertikaltransport von Schadstoffen, die in Süd-Ost-Asien durch Industrie und durch Verkehr freigesetzt werden, mit der Konsequenz, dass diese Schadstoffe teilweise bis in die Stratosphäre verfrachtet werden. Von dort kann das Aerosol adiabatisch (isentrop) zu höheren Breiten transportiert werden oder mittels der großskaligen planetaren Zirkulation (Brewer-Dobson-Zirkulation) in die obere Stratosphäre gelangen. Aerosole werden in der Regel also global verteilt. Gerade durch die enge Kopplung an die Brewer-Dobson Zirkulation sind die äquatornahen Breiten hierbei von besonderer Bedeutung.

Im Rahmen des ROMIC-I Projektes SPITFIRE werden Flugzeugmessungen in verschiedenen Regionen durchgeführt und dabei neue Erkenntnisse darüber gewonnen, welche Aerosole den Transport in hochreichenden Gewitterwolken überstehen und damit direkt in die Stratosphäre injiziert werden. Dies betrifft auch den Beitrag an Aerosolpartikeln, die sich erst aus Vorläufergasen in großer Höhe (oberhalb der Wolken) bilden (sekundäres Aerosol) und von dort in die Stratosphäre verfrachtet werden können. Parallel dazu haben Laborexperimente in der Wolken- und Aerosolkammer AIDA erste wichtige Schritte zum besseren Verständnis der involvierten Prozesse geleistet.

Ozeanische Emissionen der Schwefelverbindungen COS, CS₂ und DMS sind, neben anthropogenen SO₂-Emissionen und Vulkanausbrüchen, die wichtigste Quelle für Schwefelaerosole in der Stratosphäre. Im Rahmen des ROMIC-I Projektes THREAT wurden erfolgreich ozeanische Schwefel- und Halogen-Emissionen sowie deren Transport in die Atmosphäre simuliert [28, 35]. Deren chemische Auswirkungen sowie potenzielle Rückkopplungsmechanismen werden in der finalen Phase des Projektes ausgewertet. Ergebnisse aus ROMIC-I sowie aus weiteren, internationalen Studien haben gezeigt, dass das Verständnis der ozeanischen Bildungsprozesse der Halogenverbindungen und die Kenntnisse über die zeitliche und räumliche Variabilität der Emissionen noch sehr unvollständig ist. Insbesondere ist der Beitrag der Küsten, denen in Bezug auf die Produktion höchstwahrscheinlich eine sehr große Bedeutung zukommt, zurzeit wenig verstanden. Des Weiteren kann die ozeanische Halogenproduktion in Zukunft stark ansteigen. Auch für ozeanische Schwefelemmissionen bestehen große Unsicherheiten, z. B. bzgl. COS. Basierend auf Modellstudien wird eine bisher unbekannte Quelle im tropischen Ozean vermutet. Küstengebiete spielen hier erneut eine vordergründige Rolle, da sie eine hohe Konzentration an gelösten organischen Verbindungen aufweisen, welche als Ausgangsstoff für COS und CS₂ dienen.

Wesentliche Erkenntnisse über die Verteilung stratosphärischer Spurenstoffe, ihre langfristigen Änderungen und der involvierten Prozesse konnten in den letzten Jahren aus Satellitenbeobachtungen gewonnen werden. Obgleich wir aufgrund von Modellstudien mit großen Änderungen in der Zusammensetzung und Zirkulation der Stratosphäre in den kommenden Jahrzehnten rechnen, ist die Beobachtungsgrundlage für die nächsten Jahrzehnte sehr ungewiss. Nachdem der europäische Satellit Envisat nach zehn Jahren hervorragender Datenlieferung im Jahr 2012 ausgefallen ist, haben die wenigen verbleibenden Satelliteninstrumente, die überhaupt in der Lage sind, Informationen über stratosphärische Spurenstoffprozesse zu liefern, ebenfalls das Ende ihrer erwarteten Lebenszeit erreicht. Eine der Herausforderungen für die kommenden Jahre und Jahrzehnte wird also darin bestehen, geeignete Strategien zur Beobachtung kritischer Prozesse in der mittleren Atmosphäre zu entwickeln. Bodengebundene Sondierungen, sowie Messungen von hochfliegenden Flugzeugen und Ballonen müssen dabei

⁶TTL: Tropical Tropopause Layer, bei ca. 17 km Höhe

die Lücke schließen, die sich durch den Ausfall von Satellitenexperimenten ergeben.

Für die Zielsetzung in ROMIC-II ergeben sich daraus folgende Schwerpunkte: Wichtige Fortschritte im Prozessverständnis, die im Rahmen von ROMIC-I erreicht werden konnten, sollten nun in globale Chemie-Klimamodelle integriert werden, um den Einfluss auf das Klimasystem quantifizieren zu können und letztendlich zu verbesserten Klimaprognosen beizutragen. Andererseits wurden im Rahmen von ROMIC-I weitere Unsicherheiten im Prozessverständnis identifiziert, die in zukünftigen Feldmessungen, Laboruntersuchungen und Modellstudien weiter untersucht werden sollten. In jedem Fall aber muss sichergestellt werden, dass eine ausreichende Datenbasis besteht, um den heutigen Zustand der Stratosphäre vor dem Hintergrund erwarteter großer Änderungen durch den Klimawandel genau genug zu kennen. Dies erfordert fortgesetzte Boden-, Flugzeug- und Ballonmessungen.

2.6 Numerische Modellierung von Klimaänderungen von der Erdoberfläche bis zur Thermosphäre

Trotz aller Schwächen sind numerische Klimamodelle das einzige verfügbare Werkzeug zur Erstellung physikalisch in sich konsistenter Vorhersagen des zukünftigen Klimawandels. Darüber hinaus sind Klimamodelle in der Wissenschaft essenziell, um das Verständnis der komplexen physikalischen, chemischen und biologischen Prozesse und ihr Zusammenwirken im Erdsystem zu verbessern. Diese Verbesserung des Verständnisses ist erforderlich, um zukünftigen Überraschungen in der Klimaentwicklung schnell begegnen zu können. Ein Beispiel aus der Stratosphärenforschung sind die grundlegenden Arbeiten zur Ozonchemie über mehr als ein Jahrhundert, die die schnelle Reaktion der Weltgemeinschaft auf das Auftreten des Ozonlochs ermöglicht haben.

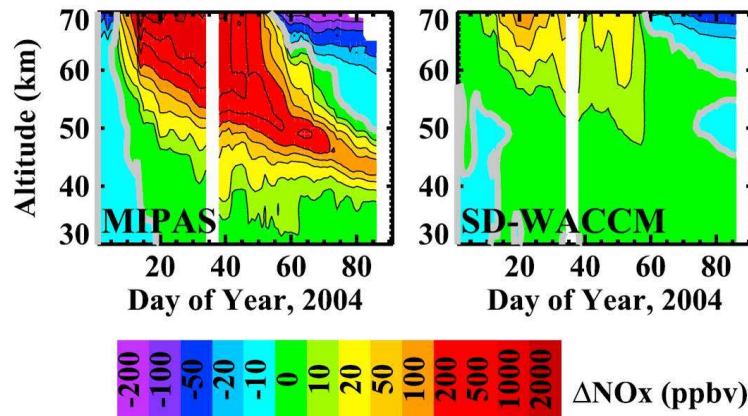


Abbildung 14: Abwärtstransport von Stickoxiden (NO_x), die zum Teil in der unteren Thermosphäre produziert wurden. Links: Beobachtungen mit einem Satelliteninstrument (MIPAS) im Januar/Februar 2004, rechts: Simulationen mit einem Modell (WACCM). Der beobachtete Abwärtstransport wird im Modell nicht korrekt wiedergegeben. Stickoxide beeinflussen stratosphärisches Ozon und nachfolgend stratosphärische und troposphärische Zirkulation [aus 55].

Es ist seit vielen Jahrzehnten bekannt, dass die mittlere Atmosphäre von der Dynamik der Troposphäre stark beeinflusst wird, insbesondere über die Aufwärtspropagation von Wellen [3]. Seit etwa der Jahrtausendwende haben viele Publikationen gezeigt, dass umgekehrt die mittlere Atmosphäre nicht nur über Strahlungstransfer, sondern auch über dynamische Kopplung das Wetter und das Klima am Erdboden beeinflussen kann (siehe Abb. 3). Inzwischen geht man davon aus, dass es auch Prozesse gibt, die ihren Ursprung in der unteren Thermosphäre haben und über chemisch-dynamische Kopplung Signaturen in der Stratosphäre und sogar bis in die Troposphäre erzeugen (siehe Abb. 14).

Sowohl in der Wettervorhersage als auch in der Klimamodellierung haben diese Erkenntnisse dazu

geführt, dass die vertikale Ausdehnung der numerischen Modelle deutlich erweitert worden ist. Das Wettervorhersagemodell des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF⁷), beispielsweise, nutzte noch 1999 nur 31 Schichten bis in 10 hPa (ca. 30 km) Höhe, aktuell jedoch 137 Schichten bis 0.01 hPa (ca. 80 km). Ähnliche Entwicklungen finden in der Klimamodellierung statt. In Phase 3 des Modellvergleichsprojektes CMIP [CMIP3, 42], das wesentlichen Input für die Sachstandsberichte des IPCC liefert, reichten nur 5 von 23 Modellen über 1 hPa (ca. 50 km) hinaus. Für die kommende Projektphase (CMIP6), die im Jahr 2016 beginnt, ist zu erwarten, dass die sogenannten „High-top“-Modelle erstmalig in der Mehrheit sein werden. CMIP6 wird auch deswegen hervorragende Möglichkeiten für Fortschritte in der Mittelatmosphärenforschung im Rahmen von ROMIC-II bieten. Analog zu dieser internationalen Entwicklung wurde der deutsche Beitrag zu CMIP3 mit dem ECHAM5/MPI-OM Modell des Max-Planck-Instituts für Meteorologie (MPI-M) in einer Standardversion mit Obergrenze bei 10 hPa erstellt, während das Nachfolgemodell MPI-ESM für CMIP5 die Atmosphäre bis 0.01 hPa auflöst [27, 60]. In CMIP5 nahm als Vertreter einer Generation sogenannter „Whole Atmosphere-Modelle“ auch das US-amerikanische WACCM-Modell teil, das sogar bis in etwa 130 km Höhe hinaufreicht [40]. Die Ausdehnung der Modelle bis zur Mesopausenregion oder sogar darüber hinaus ist notwendig, um die in den vorangegangenen Abschnitten beschriebenen Einflüsse der mittleren Atmosphäre insbesondere auf regionale Klimamuster zu verstehen und in Projektionen zu berücksichtigen.

An CMIP5 haben nur sechs sogenannte Chemie-Klima-Modelle (CCM), d. h. mit einem Chemiemodul gekoppelte atmosphärische Zirkulationsmodelle, teilgenommen [44]. Auch für diese in der Regel bisher nicht an Ozeanmodelle gekoppelten CCMs haben im letzten Jahrzehnt vom WCRP unterstützte Vergleiche stattgefunden, die einen wichtigen Beitrag zu den Berichten zum stratosphärischen Ozon der WMO liefern. Der deutsche Beitrag zum aktuellen Modellvergleich wird mit dem „ECHAM/MESSy Atmospheric Chemistry“-Modellsystem (EMAC) erstellt. CCMs, die an Ozeanmodelle gekoppelt sind, stehen erst am Anfang ihrer Entwicklung. Für Klimaanwendungen erscheint auch die Entwicklung computer-effizienter reduzierter Chemiealgorithmen notwendig. Für beide Entwicklungen könnte ROMIC-II eine wesentliche Rolle spielen.

Trotz der Entwicklungen in der Modellierung sind viele Fragen nach der Rolle der mittleren Atmosphäre für das Klima offen. Da ein wesentlicher abwärts gerichteter dynamischer Kopplungsprozess in der Atmosphäre über die Polarwirbel in der jeweiligen Winterhemisphäre abläuft, liegt ein besonderes Augenmerk der Forschung auf Prozesse, die diesen Bereich der Atmosphäre beeinflussen. Beispielsweise wurde gezeigt, dass sich CMIP3- und CMIP5-Modelle darin unterscheiden, dass bei erhöhtem CO₂ erstere im Mittel eine Verstärkung des nördlichen Polarwirbels simulieren, letztere eine Abschwächung [39]. Die Ursache für diesen Unterschied ist bisher nicht verstanden.

Neben dem anthropogenen Klimawandel beeinflussen auch natürliche Antriebe (solare Aktivität, vulkanisches Aerosol, ENSO, QBO etc.) die Polarwirbel. Vielfach sind die Prozesse jedoch in den Modellen noch schlecht abgebildet. So wird angenommen, dass starke vulkanische Eruptionen den nördlichen Polarwirbel verstärken und zu warmen Wintern im nördlichen Eurasien führen. Die CMIP5-Modelle scheinen dies jedoch nicht zu bestätigen [16]. Die Ursachen dafür sind unklar. Auch der beobachtete Einfluss des solaren Zyklus wird in CMIP5-Modellen bisher schlecht reproduziert [44]. Einzelne Modellstudien zeigen jedoch interessante Übereinstimmungen mit Beobachtungen, z. B. ein gegenüber dem solaren Antrieb zeitlich um mehrere Jahre verschobenes Signal im Nordatlantik [72]. Dedizierte Sensitivitätsstudien mit komplexen Modellen im Rahmen von ROMIC-II könnten hier helfen, die Mechanismen der Erzeugung derartiger Signale zu identifizieren.

Eine wichtige offene Frage ist die nach dem Einfluss stratosphärischer Rückkopplungen auf die Klimasensitivität. Modellstudien legen nahe, dass der Einfluss einer Beschleunigung der Brewer-Dobson-Zirkulation auf stratosphärisches Ozon die Klimasensitivität um etwa 20% gegenüber Simulationen ohne interaktives Ozon erhöht [48]. Diese Abschätzungen müssen jedoch mit weiteren Modellen bestätigt oder widerlegt werden.

⁷European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

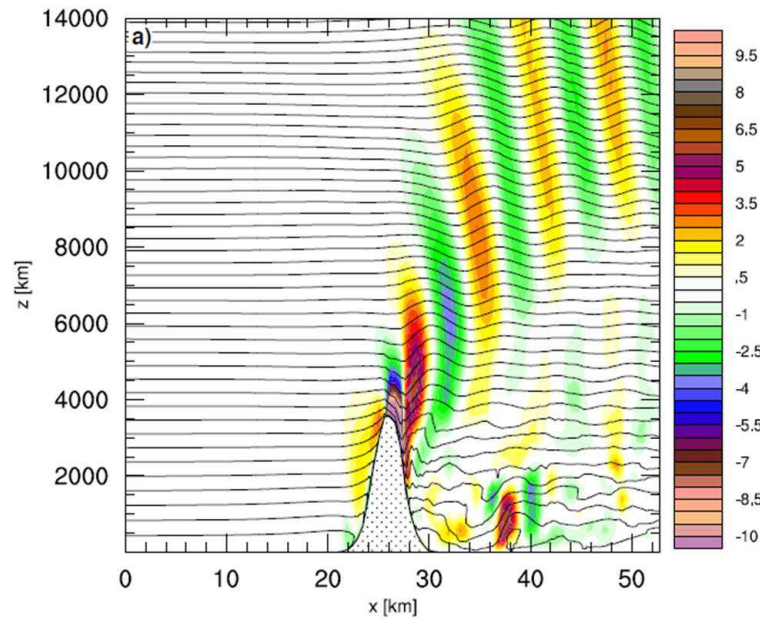


Abbildung 15: Die Simulation von Schwerewellen in einer idealisierten regionalen Version des ICON-Modells. Schwerewellen können bis in die mittlere Atmosphäre propagieren und dort die Zirkulation massiv beeinflussen. Das ICON-Modell wird in Zukunft ähnliche Simulation auch auf globaler Skala ermöglichen und kann damit ein besseres Verständnis der Zirkulation der mittleren Atmosphäre ermöglichen. Dargestellt sind vertikale Winde (Farbschattierung, m/s) und potentielle Temperatur (Isolinien im Intervall von 4 K) [aus 76].

Die quasi-zweijährige Oszillation (QBO) zonaler Winde ist die dominierende Quelle interannueller Variabilität in der tropischen Stratosphäre und beeinflusst darüber hinaus sowohl die Stärke der Polarwirbel als auch troposphärische Konvektion [z. B. 47]. Die QBO selbst wird leider nur in wenigen Klimamodellen simuliert (in nur 5 von 45 CMIP5-Modellen), und in diesen wenigen Modellen werden ihre Einflüsse im Vergleich mit Beobachtungen üblicherweise unterschätzt. Ein Problem der QBO-Modellierung besteht darin, dass der Antrieb wesentlich durch Schwerewellen erzeugt wird, deren Ausbreitung und Quellen in globalen Modellen bisher parametrisiert werden müssen (siehe auch Abb. 15). Wir haben in Kapitel 2.3 bereits auf die eklatanten Unsicherheiten von Parametrisierungen von Schwerewellen hingewiesen.

Da, wie oben angesprochen, die meisten Klimamodelle höchstens bis 80 km hinaufreichen, können der Klimawandel in Mesopausenregion und Thermosphäre und seine Verbindungen mit den unteren Atmosphärenschichten in den meisten Klimastudien bisher nicht adäquat einbezogen werden. Einige der offenen Fragen lauten: Welchen Einfluss hat die in Modellen oberhalb von 80 km Höhe abgeschnittene Zirkulation der mittleren Atmosphäre auf die Lebensdauer klimarelevanter Spurengase? Wie funktioniert der Abwärtstransport von Stickoxiden, die in der Thermosphäre durch Partikeleinfall erzeugt wurden (Abb. 14), und ändert sich dieser Transport bei verändertem dynamischen Antrieb?

Eine große Chance, das Verständnis der Zirkulation der mittleren Atmosphäre zu verbessern, bieten technische Entwicklungen im Bereich des „High Performance Computings“ [73]. Bei geeigneter Modellinfrastruktur werden dadurch auch global hoch aufgelöste Simulationen möglich, in der z. B. ein großer Teil des Schwerewellenspektrums und auch deren Quellen aufgelöst werden können. Es bleibt allerdings noch zu prüfen, ob diese Simulationen mit den Messungen von Schwerewellen übereinstimmen. Eine interessante Perspektive für die Mittelatmosphärenforschung in Deutschland bietet die von MPI-M und dem Deutschem Wetterdienst gemeinsam betriebene Entwicklung des ICON-Modells das Simulationen bis hin zu sehr feinen Auflösungen ermöglicht (siehe Abb. 15) [15, 76]. Da die Entwicklung von ICON jedoch bisher den Schwerpunkt in der Troposphäre hatte, ist das Modell noch nicht gut für

die mittlere Atmosphäre evaluiert und verschiedene für diesen Höhenbereich relevante Prozesse sind bislang nicht implementiert. Eine Weiterentwicklung unter Einbeziehung der Mesopausenregion und die Kopplung an eine Hierarchie von Chemie- und Aerosolmechanismen im Rahmen von ROMIC-II würde der deutschen Mittelatmosphärenforschung wichtige neue Perspektiven eröffnen.

Trotz der voraussichtlich wachsenden Rechenkapazität stellen Simulationen auf klimatologischen Zeitskalen unter Einschluss der chemischen Wechselwirkungen in der mittleren Atmosphäre eine große Herausforderung an die numerische Modellierung dar. Ein wichtiger Forschungsgegenstand ist daher, die Bedeutung der verschiedenen angesprochenen Prozesse abzuschätzen und mögliche Vereinfachungen zu evaluieren. Es muss auch berücksichtigt werden, dass das Verständnis von Simulationsergebnissen in der Regel mit zunehmender Komplexität der Modellsysteme schwieriger wird. Als Konsequenz wurde auf die Notwendigkeit hingewiesen, die physikalischen Prinzipien des Erdsystems besser zu verstehen, indem ein „Spektrum von Modellen, Theorien und Konzepten unterschiedlicher Komplexität“ genutzt wird [9]. Die Anwendung sehr einfacher mechanistischer, idealisierter und konzeptioneller Modelle muss also die Entwicklung komplexer Modelle begleiten, auch im Hinblick auf die Frage nach der Rolle der mittleren Atmosphäre im Klimasystem.

3 Strategie und Bezug zu FONA

Der Klimawandel ist eine der großen globalen Herausforderungen. Daher ist die Vorsorgeforschung Klima als ein wichtiges förderpolitisches Ziel des BMBF im Rahmenprogramm des BMBF zur Forschung für nachhaltige Entwicklung (FONA) verankert. Wesentliche Ziele dieser Vorsorgeforschung bestehen darin, vordringliche Wissenslücken zum Klimawandel durch exzellente Forschung zu schließen, ein besseres Verständnis des Klimasystems als Wissensbasis für Klimaschutzmaßnahmen zu erreichen und verlässliche und leistungsstarke Klimamodelle zur Klimafolgeabschätzung zu entwickeln.

ROMIC-II kann zum besseren Verständnis des Klimasystems beitragen. Dabei geht es um Zeitskalen von Dekaden bis zu wenigen Jahrhunderten sowie um regionale und globale Phänomene. Aus den obigen Darstellungen geht hervor, dass es trotz der erheblichen Fortschritte, die in ROMIC-I erzielt wurden, dringenden Forschungsbedarf zur Rolle der mittleren Atmosphäre für das Klima gibt. In ROMIC-II soll eine umfassende Betrachtung des Zusammenhangs zwischen mittlerer Atmosphäre und Klima erfolgen. Internationale und nationale Fördermaßnahmen betrachten hierzu oft lediglich Teilgebiete. Daher kann ROMIC-II auf Grund seiner Komplexität und dem damit verbundenen Alleinstellungsmerkmal einen wesentlichen Beitrag zur Klimaforschung und somit zu den förderpolitischen Zielen des BMBF leisten. Wir bitten daher das BMBF um die Einrichtung einer zweiten Phase von ROMIC.

Zusammenfassend darf man feststellen, dass ROMIC wichtige Aspekte der strategischen Ausrichtung des BMBF bezüglich Klimaforschung aufgreift, und dass die deutsche Wissenschaftslandschaft hervorragend dazu geeignet ist, die in diesem Konzeptpapier erwähnten Forschungsaufgaben anzugehen. Die Einrichtung einer zweiten Phase von ROMIC würde die internationale Bedeutung der in Deutschland betriebenen solar/terrestrischen Klimaforschung weiter stärken.

Literatur

- [1] M. Abalos, B. Legras, F. Ploeger, and W. J. Randel. Evaluating the advective brewer-dobson circulation in three reanalyses for the period 1979-2012. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(15):7534–7554, 2015.
- [2] U. Achatz. Gravity-wave breaking: Linear and primary nonlinear dynamics. *Adv. Space Res.*, pages 719–733, 2007. doi:10.1016/j.asr.2007.03.078.
- [3] D. Andrews, J. Holton, and C. Leovy. *Middle atmosphere dynamics*. Number 40 in 1. Academic press, 1987.
- [4] J. Arblaster, N. Gillett, L. Authors), N. Calvo, P. Forster, L. M. Polvani, S.-W. Son, D. W. Waugh, and P. J. Young. Stratospheric ozone changes and climate. *Chapter 4 of the Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2014, WMO Global Ozone Research and Monitoring Project - Report 55*, 2014.
- [5] M. P. Baldwin and T. J. Dunkerton. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, 294:581–584, 2001.
- [6] J. Beres, M. Alexander, and J. Holton. A method of specifying the gravity wave spectrum above convection based on latent heating properties and background wind. *J. Atmos. Sci.*, 61:324–337, 2004.
- [7] U. Berger and F.-J. Lübken. Trends in mesospheric ice layers in the Northern Hemisphere during 1961 - 2013. *J. Geophys. Res.*, 2015. accepted.
- [8] H. Boenisch, A. Engel, T. Birner, P. Hoor, D. W. Tarasick, and E. A. Ray. On the structural changes in the brewer-dobson circulation after 2000. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(8):3937–3948, 2011.
- [9] S. Bony, B. Stevens, I. H. Held, J. F. Mitchell, J.-L. Dufresne, K. A. Emanuel, P. Friedlingstein, S. Griffies, and C. Senior. Carbon dioxide and climate: perspectives on a scientific assessment. In *Climate Science for Serving Society*, pages 391–413. Springer, 2013.
- [10] F. Bunzel and H. Schmidt. The brewer-dobson circulation in a changing climate: Impact of the model configuration. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(5):1437–1455, 2012.
- [11] N. Butchart. The brewer-dobson circulation. *Reviews of Geophysics*, 52(2):157–184, 2014.
- [12] N. Butchart, A. J. Charlton-Perez, I. Cionni, S. C. Hardiman, P. H. Haynes, K. Krüger, P. J. Kushner, P. A. Newman, S. M. Osprey, J. Perlwitz, M. Sigmond, L. Wang, H. Akiyoshi, J. Austin, S. Bekki, A. Baumgaertner, P. Braesicke, C. Brühl, M. Chipperfield, M. Dameris, S. Dhomse, V. Eyring, R. Garcia, H. Garny, P. Jöckel, J.-F. Lamarque, M. Marchand, M. Michou, O. Morgenstern, T. Nakamura, S. Pawson, D. Plummer, J. Pyle, E. Rozanov, J. Scinocca, T. G. Shepherd, K. Shibata, D. Smale, H. Teyssedre, W. Tian, D. Waugh, and Y. Yamashita. Multimodel climate and variability of the stratosphere. *J. Geophys. Res.*, 116(D5):n/a–n/a, 2011. D05102.
- [13] N. Butchart, I. Cionni, V. Eyring, T. G. Shepherd, D. W. Waugh, H. Akiyoshi, J. Austin, C. Bruehl, M. P. Chipperfield, E. Cordero, M. Dameris, R. Deckert, S. Dhomse, S. M. Frith, R. R. Garcia, A. Gettelman, M. A. Giorgetta, D. E. Kinnison, F. Li, E. Mancini, C. McLandress, S. Pawson, G. Pitari, D. A. Plummer, E. Rozanov, F. Sassi, J. F. Scinocca, K. Shibata, B. Steil, and W. Tian. Chemistry-climate model simulations of twenty-first century stratospheric climate and circulation changes. *J. Climate*, 23:5349–5374, 2010.
- [14] F. Clette, J. Vaquero, and E. Cliver. Revisiting the sunspot number. *Space Sci. Rev.*, 35, 2014.

- [15] A. Dipankar, B. Stevens, R. Heinze, C. Moseley, G. Zängl, M. Giorgetta, and S. Brdar. Large eddy simulation using the general circulation model icon. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 7(3):963–986, 2015.
- [16] S. Driscoll, A. Bozzo, L. J. Gray, A. Robock, and G. Stenchikov. Coupled model intercomparison project 5 (cmip5) simulations of climate following volcanic eruptions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 117(D17), 2012.
- [17] B. Ehard, P. Achtert, A. Dörnbrack, S. Gisinger, J. Gumbel, M. Khaplanov, M. Rapp, and J. Wagner. Combination of lidar and model data for studying deep gravity wave propagation. *Mon. Wea. Rev.*, Sep 2015.
- [18] A. Engel, T. Mobius, H. Bonisch, U. Schmidt, R. Heinz, I. Levin, E. Atlas, S. Aoki, T. Nakazawa, S. Sugawara, F. Moore, D. Hurst, J. Elkins, S. Schauffler, A. Andrews, and K. Boering. Age of stratospheric air unchanged within uncertainties over the past 30 years. *Nature Geoscience*, 2(1):28–31, 2009.
- [19] I. Ermolli, K. Matthes, T. Dudok de Wit, N. A. Krivova, K. Tourpali, M. Weber, Y. C. Unruh, L. Gray, U. Langematz, P. Pilewskie, E. Rozanov, W. Schmutz, A. Shapiro, S. K. Solanki, and T. N. Thuillier, G. und Woods. Recent variability of the solar spectral irradiance and its impact on climate modelling. *Atm. Chem. Phys.*, 13:3945–3977, 2013.
- [20] V. Eyring, D. W. Waugh, G. E. Bodeker, E. Cordero, H. Akiyoshi, J. Austin, S. R. Beagley, B. A. Boville, P. Braesicke, C. Brühl, N. Butchart, M. P. Chipperfield, M. Dameris, R. Deckert, M. Deushi, S. M. Frith, R. R. Garcia, A. Gettelman, M. A. Giorgetta, D. E. Kinnison, E. Mancini, E. Manzini, D. R. Marsh, S. Matthes, T. Nagashima, P. A. Newman, J. E. Nielsen, S. Pawson, G. Pitari, D. A. Plummer, E. Rozanov, M. Schraner, J. F. Scinocca, K. Semeniuk, T. G. Shepherd, K. Shibata, B. Steil, R. S. Stolarski, W. Tian, and M. Yoshiki. Multimodel projections of stratospheric ozone in the 21st century. *J. Geophys. Res.*, 112(D16):n/a–n/a, 2007. D16303.
- [21] D. C. Fritts, R. B. Smith, M. J. Taylor, J. D. Doyle, S. D. Eckermann, A. Dörnbrack, M. Rapp, B. P. Williams, P. D. Pautet, K. Bossert, N. R. Criddle, C. A. Reynolds, P. A. Reinecke, M. Uddstrom, M. J. Revell, R. Turner, B. Kaifler, J. S. Wagner, T. Mixa, C. G. Kruse, A. D. Nugent, C. D. Watson, S. Gisinger, S. M. Smith, R. S. Lieberman, B. Laughman, J. J. Moore, W. O. Brown, J. A. Haggerty, A. Rockwell, G. J. Stossmeister, S. F. Williams, G. Hernandez, D. J. Murphy, A. R. Klekociuk, I. M. Reid, and J. Ma. The Deep Propagating Gravity Wave Experiment (DEEPWAVE): An airborne and ground-based exploration of gravity wave propagation and effects from their sources throughout the lower and middle atmosphere. *Bull. Am. Math. Soc.*, 2015.
- [22] D. C. Fritts, S. L. Vadas, K. Wan, and J. A. Werne. Mean and variable forcing of the middle atmosphere by gravity waves. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 68:247–265, 2006.
- [23] B. Funke, M. Lopez-Puertas, G. P. Stiller, and T. von Clarmann. Mesospheric and stratospheric noy produced by energetic particle precipitation during 2002–2012. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119:4429–4446, 2014.
- [24] R. R. Garcia, W. J. Randel, and D. E. Kinnison. On the determination of age of air trends from atmospheric trace species. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(1):139–154, 2011.
- [25] H. Garny, T. Birner, H. Bönisch, and F. Bunzel. The effects of mixing on age of air. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(12):7015–7034, 2014.
- [26] E. P. Gerber, 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, and S. Watanabe. Assessing and understanding the impact of stratospheric dynamics and variability on the earth system. *Bull. Am. Math. Soc.*, 93(6):845–859, JUN 2012.

- [27] M. A. Giorgetta, J. Jungclaus, C. H. Reick, S. Legutke, J. Bader, M. Böttinger, V. Brovkin, T. Crueger, M. Esch, K. Fieg, et al. Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in mpi-esm simulations for the coupled model intercomparison project phase 5. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5(3):572–597, 2013.
- [28] N. Glatthor, M. Höpfner, I. T. Baker, J. Berry, J. E. Campbell, S. R. Kawa, G. Krysztofiak, A. Leyser, B.-M. Sinnhuber, G. P. Stiller, J. Stinecipher, and T. von Clarmann. Tropical sources and sinks of carbonyl sulfide observed from space. *Geophys. Res. Lett.*, 2015. 2015GL066293.
- [29] L. Gray, J. Beer, M. Geller, J. Haigh, M. Lockwood, K. Matthes, U. Cubasch, D. Fleitmann, G. Harrison, L. Hood, L. Luterbacher, G. A. Meehl, D. Shindell, B. van Geel, and W. White. Solar influences on climate. *Rev. Geophys.*, 48:53, 2010.
- [30] P. Hoffmann, W. Singer, D. Keuer, W. K. Hocking, M. Kunze, and Y. Murayama. Latitudinal and longitudinal variability of mesospheric winds and temperatures during stratospheric warming events. *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 69:2355–2366, Dec. 2007.
- [31] L. Hood, S. Misios, D. Mitchell, E. Rozanov, L. Gray, K. Tourpali, K. Matthes, H. Schmidt, G. Chiodo, R. Thieblemont, et al. Solar signals in cmip-5 simulations: the ozone response. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2015.
- [32] R. Hossaini, M. P. Chipperfield, S. A. Montzka, A. Rap, S. Dhomse, and W. Feng. Efficiency of short-lived halogens at influencing climate through depletion of stratospheric ozone. *Nat. Geosci.*, 8(3):186–190, MAR 2015.
- [33] IPCC. Intergovernmental Pannel on Climate Change 2013, The Physical Science Basis, contribution of working group 1 to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. *Cambridge University Press, United Kingdom and New York, NY, USA*, page 1552, 2013.
- [34] G. Kopp and J. L. Lean. A new, lower value of total solar irradiance evidence and climate significance. *Geophys. Res. Lett.*, 38(L01706), 2011.
- [35] S. T. Lennartz, G. Krysztofiak, C. A. Marandino, B.-M. Sinnhuber, S. Tegtmeier, F. Ziska, R. Hossaini, K. Krüger, S. A. Montzka, E. Atlas, D. E. Oram, T. Keber, H. Bönisch, and B. Quack. Modelling marine emissions and atmospheric distributions of halocarbons and dimethyl sulfide: the influence of prescribed water concentration vs. prescribed emissions. *Atmos. Chem. Phys.*, 15(20):11753–11772, 2015.
- [36] F.-J. Lübken, J. Austin, U. Langematz, and J. Oberheide. Introduction to special section on Climate and Weather of the Sun Earth System. *J. Geophys. Res.*, 115, 2010.
- [37] F.-J. Lübken, U. Berger, and G. Baumgarten. Temperature trends in the midlatitude summer mesosphere. *J. Geophys. Res.*, 118:13347–13360, 2013.
- [38] F.-J. Lübken, J. Höffner, and E. Becker. (private communication), 2015.
- [39] E. Manzini, A. Y. Karpechko, J. Anstey, M. Baldwin, R. Black, C. Cagnazzo, N. Calvo, A. Charlton-Perez, B. Christiansen, P. Davini, et al. Northern winter climate change: Assessment of uncertainty in cmip5 projections related to stratosphere-troposphere coupling. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(13):7979–7998, 2014.
- [40] D. R. Marsh, M. J. Mills, D. E. Kinnison, J.-F. Lamarque, N. Calvo, and L. M. Polvani. Climate change from 1850 to 2005 simulated in cesm1 (waccm). *Journal of climate*, 26(19):7372–7391, 2013.
- [41] K. Matthes, J. Haigh, and A. Hanslmeier. The impact of solar variability on climate. In T. D. de Wit et al., editor, *Earth’s Climate Response to a Changing Sun*. Edp Sciences, Paris, 2015.

- [42] G. A. Meehl, C. Covey, K. E. Taylor, T. Delworth, R. J. Stouffer, M. Latif, B. McAvaney, and J. F. Mitchell. The wcrp cmip3 multimodel dataset: A new era in climate change research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(9):1383–1394, 2007.
- [43] S. Misios, D. Mitchell, , L. Gray, K. Tourpali, L. Hood, K. Matthes, H. Schmidt, G. Chiodo, R. Thieblemont, E. Rozanov, et al. Solar signals in cmip-5 simulations: Effects of atmosphere-ocean coupling. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2015.
- [44] D. Mitchell, S. Misios, L. Gray, K. Tourpali, K. Matthes, L. Hood, H. Schmidt, G. Chiodo, R. Thieblemont, E. Rozanov, et al. Solar signals in cmip-5 simulations: the stratospheric pathway. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2015.
- [45] B. M. Monge-Sanz, M. P. Chipperfield, D. P. Dee, A. J. Simmons, and S. M. Uppala. Improvements in the stratospheric transport achieved by a chemistry transport model with ecmwf (re)analyses: identifying effects and remaining challenges. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(672):654–673, 2013.
- [46] J. Muraschko, M. Fruman, U. Achatz, S. Hickel, and Y. Toledo. On the application of WKB theory for the simulation of the weakly nonlinear dynamics of gravity waves. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 141:676–697, 2015.
- [47] J. Nie and A. H. Sobel. Responses of tropical deep convection to the qbo: cloud-resolving simulations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72(9):3625–3638, 2015.
- [48] P. J. Nowack, N. L. Abraham, A. C. Maycock, P. Braesicke, J. M. Gregory, M. M. Joshi, A. Osprey, and J. A. Pyle. A large ozone-circulation feedback and its implications for global warming assessments. *Nature climate change*, 2014.
- [49] S. Oberländer, U. Langematz, and S. Meul. Unraveling impact factors for future changes in the brewer-dobson circulation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(18):10,296–10,312, 2013.
- [50] A. Orr, J. S. Hosking, L. Hoffmann, J. Keeble, S. M. Dean, H. K. Roscoe, N. L. Abraham, S. Vosper, and P. Braesicke. Inclusion of mountain-wave-induced cooling for the formation of pscs over the antarctic peninsula in a chemistry-climate model. *Atmos. Chem. Phys.*, 15(2):1071–1086, 2015.
- [51] T. N. Palmer, G. J. Shutts, and R. Swinbank. Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather-prediction models through an orographic gravity wave drag parametrization. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 112:1001–1039, 1986.
- [52] F. Ploeger, M. Abalos, T. Birner, P. Konopka, B. Legras, R. Müller, and M. Riese. Quantifying the effects of mixing and residual circulation on trends of stratospheric mean age of air. *Geophysical Research Letters*, 42(6):2047–2054, 2015.
- [53] F. Ploeger, M. Riese, F. Haenel, P. Konopka, R. Müller, and G. Stiller. Variability of stratospheric mean age of air and of the local effects of residual circulation and eddy mixing. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(2):716–733, 2015.
- [54] P. Preusse, S. Eckermann, M. Ern, J. Oberheide, R. Picard, R. Roble, M. Riese, J. R. III, and M. Mlynchak. Global ray tracing of the saber gravity wave climatology. *J. Geophys. Res.*, 114:D08126, 2009. doi:10.1029/2008JD011214.
- [55] C. Randall, V. L. Harvey, L. Holt, D. R. Marsh, D. Kinnison, B. Funke, and P. F. Bernath. Simulation of energetic particle precipitation effects during the 2003-2004 arctic winter. *J. Geophys. Res.*, 2015.

- [56] M. Rauthe, M. Gerding, J. Höffner, and F.-J. Lübken. Lidar temperature measurements of gravity waves over Kühlungsborn (54°N) from 1 to 105 km: A winter-summer comparison. *J. Geophys. Res.*, 111(D24), 2006.
- [57] B. Ribstein and U. Achatz. The interaction between gravity waves and solar tides: results from 4-d ray tracing fully coupled to a linear tidal model. *J. Geophys. Res.*, 2016. to be submitted.
- [58] B. Ribstein, U. Achatz, and F. Senf. The interaction between gravity waves and solar tides: Results from 4-d ray tracing coupled to a linear tidal model. *J. Geophys. Res.*, 120(8):6795–6817, 2015. 2015JA021349.
- [59] M. Riese, F. Ploeger, A. Rap, B. Vogel, P. Konopka, M. Dameris, and P. Forster. Impact of uncertainties in atmospheric mixing on simulated UTLS composition and related radiative effects. *J. Geophys. Res.*, 117, AUG 23 2012.
- [60] E. Roeckner, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, L. Kornbluh, E. Manzini, U. Schlese, and U. Schulzweida. Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution in the ECHAM5 atmosphere model. *J. Climate*, 19:3771–3791, 2006.
- [61] A. Scaife, T. Spanghel, D. R. Fereday, U. Cubasch, U. Langematz, H. Akiyoshi, S. Bekki, P. Braesicke, N. Butchart, M. P. Chipperfield, A. Gettelman, S. C. Hardiman, M. Michou, E. Rozanov, and T. G. Shepherd. Climate change projections and stratosphere-troposphere interaction. *Clim. Dyn.*, 38(9-10):2089–2097, 2012.
- [62] A. A. Scaife, J. R. Knight, G. K. Vallis, and C. K. Folland. A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface climate. *Geophys. Res. Lett.*, 32:L18715, 2005. doi:10.1029/2005GL023226.
- [63] F. Senf and U. Achatz. On the impact of middle-atmosphere thermal tides on the propagation and dissipation of gravity waves. *J. Geophys. Res.*, 116:D24110, 2011.
- [64] A. Seppälä, K. Matthes, C. Randall, and I. Mironova. What is the solar influence on climate? Overview of activities during CAWSES-II. *special issue of Progress in Earth and Planetary Science (PEPS)*, 1:24, 2014.
- [65] A. Seppälä, C. Randall, M. A. Clilverd, E. Rozanov, and C. Rodger. Geomagnetic activity and polar surface air temperature variability. *Journal of Geophysical Research: Space Physics (1978–2012)*, 114(A10), 2009.
- [66] T. G. Shepherd. Atmospheric circulation as a source of uncertainty in climate change projections. *Nature Geoscience*, 7, 2014.
- [67] T. G. Shepherd and C. McLandress. A robust mechanism for strengthening of the brewer-dobson circulation in response to climate change: Critical-layer control of subtropical wave breaking. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(4):784–797, 2010.
- [68] S. Solanki and N. A. Krivova. Analyzing solar cycles. *Science*, 334, 2011.
- [69] S. Solanki, N. A. Krivova, and J. Haigh. Solar irradiance variability and climate. *Annu. Rev. Astron. Astrophys.*, 51, 2013.
- [70] S. Solomon, K. H. Rosenlof, R. W. Portmann, J. S. Daniel, S. M. Davis, T. J. Sanford, and G.-K. Plattner. Contributions of Stratospheric Water Vapor to Decadal Changes in the Rate of Global Warming. *Science*, 327(5970):1219–1223, MAR 5 2010.
- [71] G. P. Stiller, T. von Clarmann, F. Haenel, B. Funke, N. Glatthor, U. Grabowski, S. Kellmann, M. Kiefer, A. Linden, S. Lossow, and M. Lopez-Puertas. Observed temporal evolution of global mean age of stratospheric air for the 2002 to 2010 period. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(7):3311–3331, 2012.

- [72] R. Thiéblemont, K. Matthes, N.-E. Omrani, K. Kodera, and F. Hansen. Solar forcing synchronizes decadal north atlantic climate variability. *Nature communications*, 6, 2015.
- [73] P. Verronen and H. Schmidt. Numerical models of atmosphere and ocean. In T. D. de Wit et al., editor, *Earth’s Climate Response to a Changing Sun*. Edp Sciences, Paris, 2015.
- [74] WMO. Scientific assessment of ozone depletion: 2014, World Meteorological Organization. *Global Ozone Res. and Monit. Proj.*, Geneva, Rep. 56:110, 2014.
- [75] P. J. Young, A. H. Butler, N. Calvo, L. Haimberger, P. J. Kushner, D. R. Marsh, W. J. Randel, and K. H. Rosenlof. Agreement in late twentieth century southern hemisphere stratospheric temperature trends in observations and ccmval-2, cmip3, and cmip5 models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(2):605–613, 2013.
- [76] G. Zängl, D. Reinert, P. Rípodas, and M. Baldauf. The icon (icosahedral non-hydrostatic) modeling framework of dwd and mpi-m: Description of the non-hydrostatic dynamical core. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(687):563–579, 2015.