

# **Untersuchung zur Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre durch Strahlungsflussänderungen mit dem Klima-Chemie-Modell EMAC**

**Dissertation**

zur Erlangung des akademischen Grades  
Doktor der Naturwissenschaften  
am Fachbereich für Geowissenschaften  
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

**Catrin Kirsch**

19.11.2018



**Gutachter:**

Prof. Dr. Ulrike Langematz, Freie Universität Berlin, Berlin

Prof. Dr. Peter Braesicke, Karlsruher Institut für Technologie,  
Karlsruhe

**Tag der Disputation:**

15.02.2019

**„Das Merkwürdige an der Zukunft  
ist wohl die Vorstellung,  
dass man unsere Zeit einmal  
die gute alte Zeit nennen wird.“**

*Ernest Hemingway*

## Kurzzusammenfassung

Diese Arbeit ist im Rahmen der zweiten Phase des Projekts Stratospheric Change and its Role for Climate Prediction (SHARP II) entstanden und beschäftigt sich mit der Strahlungskopplung zwischen der mittleren Atmosphäre und der Troposphäre. Dazu wird das Klima-Chemiemodell ECHAM/MESy Atmosphere Chemistry (EMAC) mit einem kurz zuvor entwickelten Submodell RAD verwendet. Berechnet werden 2-Jahres-Zeitscheiben-Simulationen ohne interaktive Chemie. Initialisiert mit den atmosphärischen Bedingungen von 1960 und den gemittelten Treibhausgasen von 1960-1969 können mit dem Submodell RAD parallel 8 weitere Strahlungsaufäufe mit geänderter Atmosphärenzusammensetzung ausgeführt werden. Diese berechnen diagnostisch den instantanen und/oder adjustierten Strahlungsantrieb und die Heizraten, sowie den stratosphärischen Temperatúrausgleich unter Berücksichtigung des *fixed dynamical heating* (FDH)-Konzepts. Dieses Submodell erlaubt Änderungen im Strahlungsantrieb aufgrund von Änderungen der chemischen Zusammensetzung der gesamten Atmosphäre, sowie der Teilbereiche (Troposphäre, Stratosphäre-Mesosphäre) einzeln zu bestimmen. Untersucht wurden damit die verschiedenen Einflüsse der einzelnen strahlungsaktiven Gase ( $O_3$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $N_2O$ , CFC-11, CFC-12-eq), unter anderem in Bezug auf die Temperatur am Boden und in der mittleren Atmosphäre für die Vergangenheit und die Zukunft. Weiterhin wurden die Beiträge des Strahlungsantriebs für die individuellen Änderungen der Treibhausgase bestimmt. So zeigt sich, dass  $CO_2$  in allen Zukunftsszenarien (RCP4.5, RCP6.0, RCP8.5) den größten Einfluss hat, gefolgt von  $O_3$ ,  $CH_4$ ,  $N_2O$  und CFC-12-eq, welche je nach betrachteter Dekade und Szenario überwiegen. Auch wenn  $CO_2$  alle Änderungen dominiert, sollten die anderen strahlungsaktiven Gase nicht vernachlässigt werden, denn sie zeigen sehr unterschiedliche Charakteristika. Es stellte sich heraus, dass sich ihre jeweilig stärksten Einflussgebiete in verschiedenen Atmosphärenhöhen befinden und auch deutlich von der geographischen Breite abhängen. Vor allem bei der Betrachtung von Ozon ist dies zu beachten, da sich die Mischungsverhältnisse deutlich mit der Zeit, der geographischen Breite und Atmosphärenschicht unterscheiden. Weiterhin wurden die zukünftigen Temperaturänderungen in der mittleren Atmosphäre berechnet und in einen dynamisch induzierten und einen durch Strahlungsänderungen hervorgerufenen Anteil separiert. Der durch Strahlungsänderungen hervorgerufene Anteil zeigt in der gesamten mittleren Atmosphäre eine zukünftige Abkühlung, welche vor allem durch  $CO_2$  hervorgerufen wird. Der dynamisch induzierte Anteil zeigt im zonalen Mittel sowohl Gebiete mit Erwärmungen, als auch welche mit Abkühlungen. Diese ändern sich je nach Saison, Szenario und betrachteter Atmosphärenschicht bzw. geographischer Breite. Im Zusammenspiel all dieser Faktoren zeigen sich eine zukünftige Verstärkung der mittleren Meridionalzirkulation in der Stratosphäre und eine Abschwächung in der Mesosphäre. Insgesamt bilden die Ergebnisse dieser Arbeit die Grundlage zukünftiger Änderungen in der mittleren Atmosphäre besser zu verstehen und den Einfluss anthropogener Emissionen auf das Klima besser einschätzen zu können.

---

## Abstract

This work emerged within the scope of the Project Stratospheric Change and its Role for Climate Prediction (SHARP II), examining the radiative coupling between the middle atmosphere and troposphere. For this study, we use the ECHAM/MESSy Atmospheric Chemistry (EMAC) model with the recently developed submodel RAD. Within two-year-timeslices without interactive chemistry, RAD calculates diagnostically additional 8 times the instantaneous radiative forcing (RF), as well as the adjusted RF at the tropopause due to a tracer concentration change after the middle atmosphere temperature has adjusted to a new equilibrium of radiative heating rates using the fixed dynamical heating (FDH) concept. This is done by prescribing the greenhouse gases (GHG) and ozone concentration changes between the reference period 1965 and the future decades up to 2090-2095 from transient simulations (RCP4.5, RCP6.0, RCP8.5) to RAD. With this method we are able to calculate the radiative forcing induced by chemical composition changes of the atmosphere, as well as in subareas (troposphere or stratosphere/mesosphere) only. The various impacts of the individual components ( $O_3$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $N_2O$ , CFC-11, CFC-12-eq) regarding the surface temperature can be separated and classified. With this method the radiative forcing has been determined for individual GHGs and their contribution to climate change. In all scenarios,  $CO_2$  has the strongest influence on future changes, followed by  $O_3$ ,  $CH_4$ ,  $N_2O$  and CFC-12-eq depending on the considered decade and scenario. Apart from the domination of  $CO_2$  changes, considerable characteristics can be seen for other climate active agents as well. It turned out that among the agents the affected areas differ in height and latitude. This is even more important for ozone because the affected areas are changing also with time. Another result shows that the sum of RF for individual agents is not equal with the RF of all agents together because of an overlap and saturation of absorption bands. By comparing the resulting adjusted middle atmosphere temperature with the total temperature change in the transient run, the relative contributions of radiative and dynamical effects on the projected temperature signal are determined. Radiatively induced temperature changes in the middle atmosphere have a cooling effect provoked by  $CO_2$  concentration changes. Dynamically changes cause both, warming and cooling, depending on the latitude, height, season and scenario. The combination of all factors results in a future increase of the mean meridional circulation in the stratosphere and a decrease in the mesosphere. The overall results of this thesis are giving the fundamentals for understanding future changes in the middle atmosphere and therefore helping to constrain the impact of anthropogenic emissions on future climate behavior.



# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung und Motivation</b>	<b>9</b>
<b>2</b>	<b>Theoretische Grundlagen und Stand der Forschung</b>	<b>13</b>
2.1	Einführung in das Klimasystem der mittleren Atmosphäre . . . . .	13
2.1.1	Aufbau der Atmosphäre . . . . .	13
2.1.2	Die Dynamik in der Atmosphäre . . . . .	15
2.1.3	Zusammensetzung der Atmosphäre . . . . .	25
2.2	Die Strahlung in der Atmosphäre . . . . .	27
2.2.1	1. Hauptsatz der Thermodynamik . . . . .	27
2.2.2	Strahlungstransfergleichung . . . . .	28
2.2.3	Die globale Strahlungsbilanz der Atmosphäre . . . . .	32
2.3	Einführung in Radiative Forcing . . . . .	39
2.3.1	Instantanes RF . . . . .	42
2.3.2	Stratosphären-Adjustiertes RF . . . . .	42
2.3.3	RF in der Vergangenheit . . . . .	45
2.3.4	Vor- und Nachteile des RF . . . . .	45
2.3.5	Klimasensitivität . . . . .	46
2.3.6	Weitere Definitionen . . . . .	48
2.4	Strahlungsaktive Gase und andere Einflussfaktoren . . . . .	50
2.4.1	Natürliche Einflüsse . . . . .	52
2.4.2	Anthropogene Einflüsse . . . . .	54
2.5	Representative Concentration Pathways . . . . .	58
2.6	State-of-the-Art . . . . .	59
<b>3</b>	<b>Modellbeschreibung</b>	<b>63</b>
3.1	Globales Zirkulationsmodell ECHAM5 . . . . .	64
3.2	Klima-Chemie-Modell EMAC . . . . .	65
3.2.1	Submodell RAD . . . . .	69
3.2.2	Submodell MLO . . . . .	70

<b>4 Simulationen</b>	71
4.1 Transiente Simulationen . . . . .	71
4.1.1 Mischungsverhältnisse klimaaktiver Gase in der Vergangenheit und Zukunft . . . . .	72
4.2 Zeitscheibenexperimente . . . . .	92
4.2.1 Referenzatmosphäre 1965 . . . . .	93
4.3 Weitere Simulationen . . . . .	104
<b>5 Klimasensitivitätsparameter</b>	105
<b>6 Änderungen der Heizraten</b>	109
<b>7 Strahlungsflussänderungen und Radiative Forcing</b>	119
7.1 Profile der Strahlungsflussänderungen . . . . .	120
7.2 Radiative Forcing (RF) . . . . .	135
7.3 Radiative Forcing (RF) vs. GHG-Änderung . . . . .	140
<b>8 Konstante versus natürliche Treibhausgasverteilung in der Atmosphäre</b>	143
<b>9 Temperaturänderungen</b>	147
9.1 Temperaturänderungen durch Strahlungsänderungen . . . . .	149
9.2 Temperaturänderungen durch Dynamikänderungen . . . . .	161
<b>10 Zusammenfassung und Ausblick</b>	167
<b>Anhang</b>	173
Literaturverzeichnis . . . . .	173
Danksagungen . . . . .	196
Eidesstattliche Erklärung . . . . .	197

# Kapitel 1

## Einleitung und Motivation

Seit Menschengedenken sind wir mit Umweltkatastrophen konfrontiert. Erdbeben, Vulkanausbrüche, Hitzeperioden und Dürren, sowie kleine oder größere Eiszeiten und Überschwemmungen sind nur ein Teil der möglichen Unglücke, mit denen der Mensch umgehen musste. Die Folge war meist eine Umsiedlung in fruchtbarere Gebiete, in denen die Überlebenschancen für sich und nachfolgende Generationen stiegen [Manning, 2012]. Heutzutage steht der Mensch einer selbst gemachten (anthropogenen) Naturkatastrophe gegenüber, einer globalen Klimaerwärmung. Neben einem Temperaturanstieg ist jedoch auch mit anderen Nebenwirkungen zu rechnen, wie einer Verschiebung der Klimazonen, einem Meeresspiegelanstieg, starken Unwettern mit viel lokalen Niederschlägen und Ernteausfällen aufgrund von Dürreperioden, um nur einige zu nennen [Field et al., 2014]. Daher wird es auch Klimawandel genannt.

Crutzen [2002, 2006] und Steffen et al. [2007] postulierten, dass wir uns in einem vom Menschen geprägten geologischen Zeitalter befinden, dem Anthropozän. Zusätzliche strahlungsaktive Gase (sog. Treibhausgase (GHGs)) werden von uns in die Atmosphäre emittiert. Ein starker Kohlenstoffdioxid-Anstieg wird seit der industriellen Revolution durch die Verbrennung kohlenstoffhaltiger Materialien wie Kohle, Holz und später auch Treibstoffen (Diesel, Benzin) registriert. Methan wird durch Landwirtschaft und Abfall zusätzlich in Umlauf gebracht. Distickstoffmonoxid, auch als Lachgas bekannt, entsteht bei der Verbrennung von Biomasse und ebenfalls durch ausgeprägte Landwirtschaft [Watson et al., 1992]. Halogenierte Kohlenstoffe sind für die Kühlung und als Treibmittel künstlich hergestellte Substanzen, die zum einen starke Treibhausgase sind, zum anderen Quellen von Brom und Chlor in der polaren Stratosphäre wo sie Ozon zerstören und das sogenannte Ozonloch über der Antarktis verursachen [Hegglin et al., 2015]. Die Zerstörung von Ozon ist dabei noch dramatischer als die Zunahme an GHGs, da eine Verringerung der Absorption gesundheitsschädlicher ultravioletter Strahlung der Sonne einsetzt und dem Menschen damit direkt massiv schadet.

Eine großflächige Migration von geschätzten 200 Millionen Menschen [Biermann & Boas, 2008] in den nächsten 30 Jahren und bis 2 Milliarden Klimaflüchtlinge bis 2100

[Geisler & Currens, 2017] ist jedoch nur sehr schwer zu realisieren. Bei einer Weltbevölkerung von 7.635.479.687 Menschen<sup>1</sup>, ist kein geeigneter Platz mehr vorhanden. Somit ist die Anpassung an künftige Änderungen die einzige Lösung. Dafür braucht man jedoch genaue Kenntnisse über die Folgen des Klimawandels, um frühzeitig reagieren zu können. Unzählige Arbeiten [z.B. Field et al. [2014]] und sogar ganze Institute (z.B. Mercator Research Institute on Global Commons and Climate Change (MCC)) beschäftigen sich mit Strategien und Politikinstrumenten zur Adaption und Mitigation. Diese konzentrieren sich jedoch auf die Änderungen in der Troposphäre. Doch schon Gotthold Ephraim Lessing sagte: "In der Natur ist alles mit allem verbunden; alles durchkreuzt sich, alles wechselt mit allem, alles ändert sich, eines in das andere." Und so hat sich gezeigt, dass ein Temperaturanstieg in der Troposphäre eine (bis zu 3 mal größere) Abkühlung in der mittleren Atmosphäre zur Folge hat [Seidel et al., 2011]. Auch dynamische Änderungen der mittleren Meridionalzirkulation der Stratosphäre und Mesosphäre werden eine Konsequenz sein [Oberländer-Hayn et al., 2016]. Analysen zur Stratosphären-Troposphären-Kopplung zeigen eine deutliche Verbindung beider Systeme, die im Klimawandel einen spürbaren Einfluss auf lokale und globale Wetter- und Klimageschehnisse haben werden [Baldwin & Thompson, 2009]. Bevor sich eine Temperaturänderung durch eine veränderte Zusammensetzung der Atmosphäre einstellen kann, verändern sich die Heizraten und die Strahlungsflüsse in der Atmosphäre. Diese Nettostrahlungsflussänderungen (radiative forcing (RF) genannt [Hansen et al., 1997a]) werden an der Tropopause berechnet und als Maß für den Klimawandel genutzt. Es gibt zwei wesentliche Arten der Berechnung, das instantane und das adjustierte RF. Bei zweiterem darf sich die Stratosphärentemperatur an die Strahlungsflussänderungen anpassen. Ist das adjustierte RF bekannt, sowie der Sensibilitätsparameter des Modells, kann die Temperaturänderung am Boden mit einer einfachen Formel berechnet werden [Stuber et al., 2001b]. Mit dieser Methode können in dieser Arbeit aufwendige Simulationen mit gekoppeltem Ozean vermieden werden und es entstehen zusätzliche Informationen über die Temperaturänderungen in der mittleren Atmosphäre. Somit können wir einen Fokus auf die Änderungen in der mittleren Atmosphäre legen. Ein weiterer Fokus konzentriert sich darauf die Auswirkungen der wichtigsten Treibhausgase sowie Ozon jeweils einzeln zu betrachten und ihre individuellen Charakteristika zu analysieren und aufzuzeigen.

Folgende Fragen werden in dieser Arbeit unter anderem untersucht: Wie groß ist der Beitrag des Strahlungsantriebs für die individuellen Änderungen der strahlungsaktiven Gase und ihr jeweiliger Einfluss auf die Boden- und Stratosphärentemperatur? Wie groß ist der Nettostrahlungsantrieb inklusive der Änderungen aller strahlenden Gase in der Stratosphäre? Wie wird sich der Strahlungsantrieb von Ozon entwickeln, in Anbetracht von Ozonerholung durch das FCKW-Verbot und unter dem Einfluss des Klimawandels? Wie groß sind die Anteile der dynamisch induzierten und durch Strahlungsänderungen hervorgerufenen Temperaturänderungen?

Um diese getrennte Betrachtung vornehmen zu können, wird in der Arbeit eine Mo-

---

<sup>1</sup>Stand 10:56 Uhr 12.07.2018 Quelle: <https://www.dsw.org/weltbevoelkerung>

dellstudie mit dem ECHAM/MESSY Atmospheric Chemistry (EMAC) [Jöckel et al., 2006, 2010] Modell durchgeführt. EMAC ist ein modulares, globales Klima- und Chemie-Simulationssystem mit Submodellen mit individueller Flexibilität. Ca. 60 Submodelle der Infrastruktur, Diagnostik, Atmosphärenchemie und Modellphysik können je nach Verwendungszweck an- und ausgestellt werden. So kann das Modell als allgemeines Zirkulationsmodell (GCM), als Chemie-Klima-Modell (CCM) oder als Quasi-Chemie-Transport-Modell (QCTM) ohne Rückkopplung der Chemie auf die Dynamik genutzt werden. EMAC war das erste Erdsystemmodell des Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5 [Taylor et al., 2012]) mit interaktivem Ozean und interaktiver Chemie. In dieser Arbeit wird das Modell indirekt in Form eines CCM genutzt, indem 3 transiente Simulationen mit verschiedenen Treibhausgas-Szenarien genutzt werden. Direkt wird es als GCM mit dem Submodell RAD verwendet, mit dem 2-Jahres-Zeitscheiben erzeugt werden. Dabei werden zusätzlich 8 weitere Atmosphären mit verschiedenen chemischen Zusammensetzungen diagnostisch analysiert und die dementsprechenden Heizraten, Strahlungsflüsse und Atmosphärentemperaturen ausgegeben.

Die Arbeit ist wie folgt gegliedert: Anfangs werden im Kapitel 2 die theoretischen Grundlagen geschaffen. Dabei wird das Augenmerk auf den Aufbau der mittleren Atmosphäre und dessen Dynamik gelegt. Weiterhin wird die Zusammensetzung der Atmosphäre durchleuchtet, sowie ihren Strahlungseigenschaften beschrieben. Die Techniken, die angewendet werden, um Änderungen der Strahlungseigenschaften zu untersuchen, werden ebenfalls erläutert. Daraufhin folgt eine Beschreibung des verwendeten Klima-Chemie-Modells in Kapitel 3 und die damit angefertigten Simulationen in Kapitel 4. Um später Änderungen im System verstehen zu können, muss der Grundzustand bekannt sein. Dieser wird in Kapitel 4.2.1 für die Temperatur, den Zonalwind, die Nettostrahlungsflüsse und die mittlere residuale Massenstromfunktion dargelegt. Kapitel 4.1.1 beschreibt die Änderungen der Zusammensetzung der Atmosphäre gemäß den RCP-Szenarien. Der Sensitivitätsparameter, der gebraucht wird, um das RF in Temperaturänderungen am Erdboden umrechnen zu können, wird in Kapitel 5 berechnet. Danach folgen die Änderungen der Heizraten, die sich anhand der verschiedenen Szenarien pro Treibhausgas ergeben in Kapitel 6. Kapitel 7 beinhaltet die Änderungen der Strahlungsflüsse, die sowohl als Höhenprofile als auch als RF an der Tropopause dargestellt werden. Der Unterschied zwischen den berechneten Heizraten bzw. Strahlungsflussänderungen und denen früherer Publikationen werden in Kapitel 8 beschrieben. Dabei werden die Ergebnisse zwischen 1865 und 2095 (und 2005) für konstante und für natürliche Höhenprofile der Treibhausgasmischungsverhältnisse berechnet und verglichen. Die durch Strahlungsänderungen und Dynamikänderungen induzierten Temperaturänderungen in der mittleren Atmosphäre werden in Kapitel 9 dargestellt und diskutiert. Zuletzt wird in Kapitel 10 eine Zusammenfassung der Ergebnisse gegeben.



## Kapitel 2

# Theoretische Grundlagen und Stand der Forschung

## 2.1 Einführung in das Klimasystem der mittleren Atmosphäre

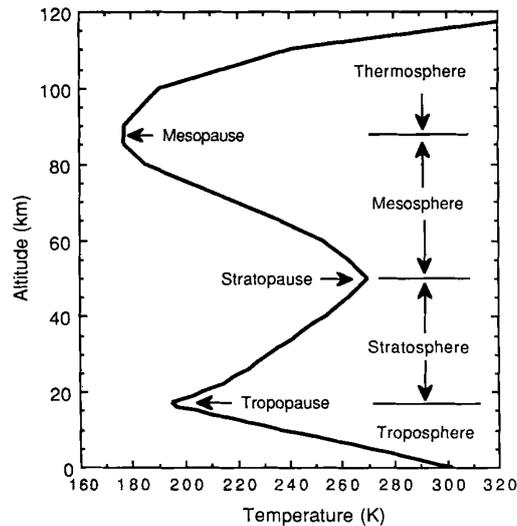
Klima ist die Synthese des Wetters einer bestimmten Region. Es kann quantitativ bestimmt werden, indem meteorologische Elemente an einem Ort über einen längeren Zeitraum (normalerweise 30 Jahre) gemessen werden. Diese gemittelten Werte der meteorologischen Elemente werden als Klimaelemente bezeichnet und beinhalten Variablen wie die gemittelte Temperatur, den Niederschlag, den Wind, den Luftdruck, die Bewölkung oder die Feuchtigkeit. Wird das Klima beschrieben, werden vor allem diese Variablen am Erdboden betrachtet. So kann das Klima in Berlin mit einer durchschnittlichen maximalen Tagestemperatur<sup>1</sup> von 13.4°C und einem jährlichen Niederschlag<sup>1</sup> von 570,7 mm charakterisiert werden. In dieser Arbeit wird das Klima jedoch nicht an einem bestimmten Punkt betrachtet, sondern vor allem im zonalen oder globalen Mittel. Betrachtet wird hier auch nur selten den Erdboden, sondern vielmehr die mittlere Atmosphäre bis in 80 km Höhe, mit einem Fokus auf die Stratosphäre und die untere und mittleren Mesosphäre.

### 2.1.1 Aufbau der Atmosphäre

Die Stratosphäre ist vom Boden aus gesehen die zweite Schicht in der Atmosphäre der Erde. Die Troposphäre, die erste Schicht, befindet sich unterhalb der Stratosphäre

---

<sup>1</sup>Daten: 1971-2000 DWD; <http://worldweather.wmo.int/en/city.html?cityId=59>



**Abbildung 2.1:** Die Hauptzonen der Atmosphäre definiert nach dem Temperaturprofil der Standardatmosphäre in 15°N als Jahresmittel. Bild entnommen aus Hartmann [1994].

und wird durch die Tropopause von dieser getrennt (siehe Abb. 2.1). Die darüber gelegene Schicht heißt Mesosphäre und wird durch die Stratopause von der Stratosphäre getrennt. Die Tropopause, der Unterrand der Stratosphäre, befindet sich je nach Breitengrad und Jahreszeit zwischen 8 und 18 km über dem Boden. Die Stratopause, der Oberrand der Stratosphäre, befindet sich in ca. 50 km, bzw. in 1 hPa, Höhe.

Diese Hauptzonen der Atmosphäre definieren sich nach dem Temperaturprofil. Die Troposphäre ist durch eine Abnahme der Temperatur mit der Höhe (vom Erdboden bis ca. 10 bis 15 km) bestimmt. Dieser Temperaturgradient ist definiert als

$$\Gamma \equiv -\frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.1)$$

mit der Temperatur  $T$  und der Höhe  $z$ . Dieser Gradient variiert mit der Höhe, der Jahreszeit und dem Breitengrad und beträgt im globalen Mittel ca.  $6,5 \frac{K}{km}$ . In der Stratosphäre nimmt die Temperatur mit der Höhe zu. Der Grund ist die dort befindliche Ozonschicht zwischen 25 km und 35 km Höhe, die die einfallende kurzwellige Solarstrahlung absorbiert [Labitzke, 1998]. Oberhalb der Stratopause, in 50 km Höhe, nimmt die Temperatur wieder mit der Höhe ab und definiert damit die Mesosphäre.

Die Temperatur und ihr Gradient mit der Höhe werden in der Troposphäre durch die Balance zwischen Strahlungsabkühlung und Konvektion von Wärme vom Erdboden bestimmt.

Die **Stratosphäre** ist sehr trocken. Aufgrund der Temperaturzunahme ab der Tropopause gelangt nur sehr wenig Wasser in die Stratosphäre. Wolken können sich daher in dieser Schicht nur sehr selten bilden. Polare Stratosphärenwolken (PSCs), auch Perlmutterwolken genannt, stellen eine Ausnahme dar. In polaren Breiten, in Höhenlagen

zwischen 15 und 25 km, bilden sie sich in der Winterzeit, wenn im stabilen Polarwirbel Temperaturen unter  $-78^{\circ}$  Celsius erreicht werden.

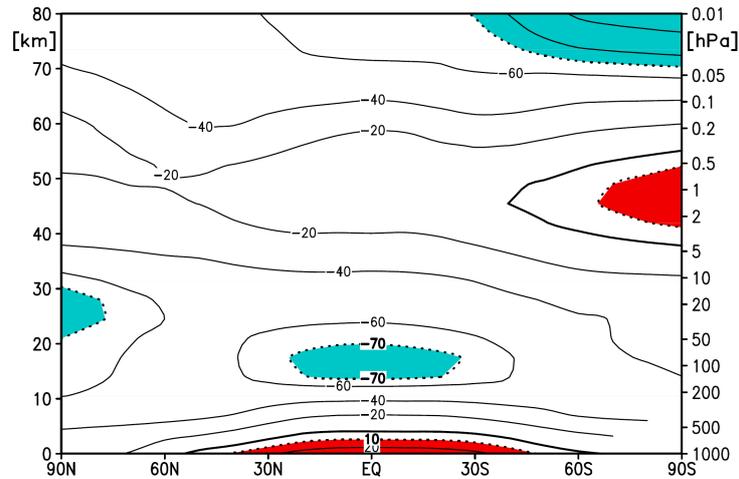
Der Luftdruck ist hier sehr viel kleiner als am Erdboden (ca. 1013 hPa). In der Tropopause herrscht nur noch ein Druck von ca. 100 hPa, in der Stratopause weniger als 1 hPa. Daher befindet sich die maximale Höhe von Flugzeugen und Wetterballons in der unteren Stratosphäre.

Seit der Entdeckung der Stratosphäre 1901 sind 117 Jahre vergangen. Jedoch sind globale Beobachtungsdaten ohne größere Lücken erst seit dem Satellitenzeitalter ab 1979 vorhanden. Vorher konnten kaum Messungen durchgeführt werden, da Wetterballone und Radiosonden nur etwa bis zum 10-hPa-Niveau (ca. 32 km) aufstiegen [Labitzke, 1998]. Der Einsatz von Raketen war sehr teuer und mit logistischen Schwierigkeiten verbunden und blieb daher auf wenige Stationen beschränkt [Labitzke, 1998]. In den Klimawissenschaften ergeben sich dadurch Schwierigkeiten in der Interpretation der Daten. Klima bezeichnet einen Zeitraum von 30 Jahren und zuverlässige Beobachtungsdaten existieren erst seit ca. 30 Jahren. Daher ist es manchmal schwer zu sagen ob Änderungen in der Stratosphäre zu normalen Zyklen gehören oder anthropogenen Einflüssen unterliegen.

In der Klimatologie, dem Mittel über alle Jahre, ist die Atmosphäre im zonalen Mittel bis 80 km Höhe wie folgt aufgebaut (siehe Abbildung 2.2). In der Troposphäre befinden sich durch die Sonneneinstrahlung die höchsten Temperaturen in den Tropen. Durch das Aufsteigen der heißen Luft in den Tropen kühlt sich diese dabei ab. Daraus folgen sehr geringe Temperaturen (auch Cold Trap genannt) in der oberen Troposphäre/ unteren Stratosphäre (UTLS). In der Winterhemisphäre (in Abbildung 2.2 auf der linken Seite) bildet sich aufgrund der ausbleibenden Sonneneinstrahlung (siehe auch Abbildung 2.11) ein relativ stabiles Tiefdruckgebiet, der sogenannte Polarwirbel, aus. Dieser beinhaltet die geringsten Temperaturen zwischen 20 und 30 km Höhe am Winterpol. Bis zur Stratopause (obere Stratosphäre) findet durch Absorption von solarer UV-Strahlung durch Ozon eine Zunahme der Temperatur statt, mit einem Maximum am Pol der Sommerhemisphäre in ca. 1 hPa. Darüber in 0.01 hPa (ca. 80 km Höhe) befindet sich ein weiteres Minimum der Temperatur, hervorgerufen durch die Meridionalzirkulation der Strato- und Mesosphäre (Brewer-Dobson Zirkulation; siehe Kapitel 2.1.2)

### **2.1.2 Die Dynamik in der Atmosphäre**

Der zonal gemittelte Zonalwind ist in Abbildung 2.3 dargestellt. Dieser zeigt die positive Westkomponente (weiß) und die negative Ostkomponente (blau) des Windvektors [Labitzke, 1998]. Allgemein herrscht in der Winterhemisphäre Westwind und in der



**Abbildung 2.2:** Mittlere Temperaturverteilung ( $^{\circ}\text{C}$ ) mit der Höhe für Januar, d.h. für den Nordwinter (linker Teil) und den Südsommer (rechter Teil der Abbildung). Die Höhenskala ist links in Kilometern und rechts als Druck in hPa angegeben. Relativ warme Gebiete sind rot und kalte Gebiete blau gekennzeichnet. Entnommen aus La-bitzke [1998].

Sommerhemisphäre Ostwind.

Im Gegensatz zur Troposphäre kann in der Stratosphäre in guter Näherung ein geostrophisches Gleichgewicht angenommen werden. Da hier die Reibung mit dem Erdboden keine Rolle spielt, herrscht ein Kräftegleichgewicht zwischen Druckgradient- und Corioliskraft. D.h. die Winde wehen parallel zu den Höhenlinien des Geopotentialfeldes  $\Phi$ :

$$\vec{v}_g^{(p)} = \frac{1}{f} \vec{k} \times \nabla_h^{(p)} \Phi, \quad (2.2)$$

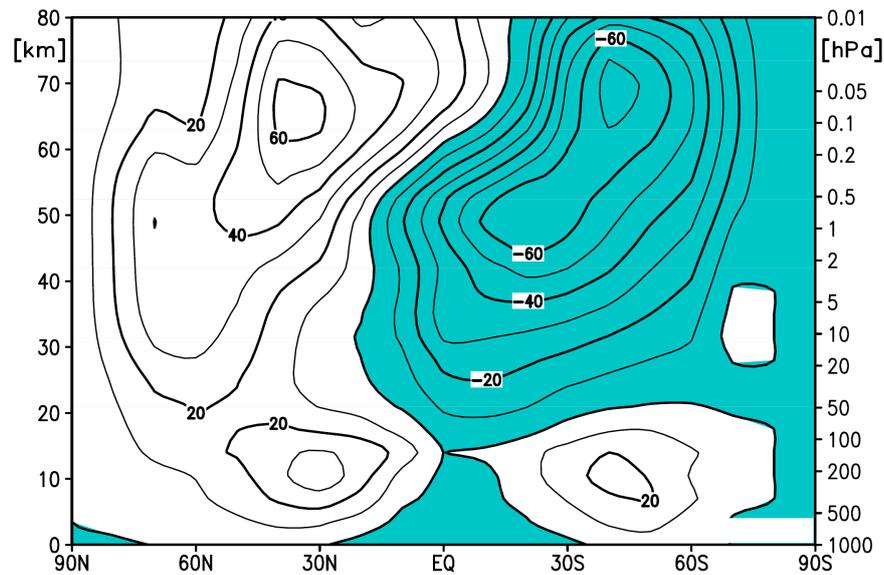
mit dem geostrophischen Wind  $\vec{v}_g^{(p)}$ , dem Coriolisparameter  $f$  und dem Geopotential  $\Phi$ . Der Index  $(p)$  bezeichnet die Ableitung auf konstanten Druckflächen. Die Änderung des geostrophischen Windes mit der Höhe wird in der thermischen Windrelation beschreiben:

$$\vec{v}_{th}^{(p)} = \frac{\partial \vec{v}_g^{(p)}}{\partial p} = -\frac{R_L}{pf} \vec{k} \times \nabla_h^{(p)} T, \quad (2.3)$$

mit dem thermischen Wind in Druckkoordinaten  $\vec{v}_{th}^{(p)}$  oder in  $z$ -Koordinaten:

$$\vec{v}_{th}^{(z)} = \frac{\partial \vec{v}_g^{(z)}}{\partial z} \approx \frac{g}{fT} \vec{k} \times \nabla_h^{(z)} T \quad (2.4)$$

mit der  $z$ -Komponente der Schwerebeschleunigung  $g \approx 9,80665 \frac{\text{m}}{\text{s}^2}$ . Dabei zeigt sich ein wichtiger Zusammenhang zwischen der Temperatur und dem Wind. Die Änderung



**Abbildung 2.3:** Mittlere Verteilung des zonalen Windes (m/s) mit der Höhe für Januar, d.h. für den Nordwinter (linker Teil, weiß) und den Südsommer (rechter Teil der Abbildung, blau). Positive Werte sind Westwinde, negative Ostwinde. Die Höhenskala ist links in Kilometern und rechts als Druck in hPa angegeben. Entnommen aus Labitzke [1998].

der Temperatur mit der Höhe im hydrostatischen Gleichgewicht von Druckgradient- und Schwerkraft:

$$T_h = -\frac{p}{R_L} \frac{\partial \Phi}{\partial p} \quad (2.5)$$

wobei  $p$  den Luftdruck und  $R_L$  die spezifische Gaskonstante trockener Luft bezeichnen. Das bedeutet, dass Temperaturunterschiede zu geopotentiellen Höhenunterschieden führen und zu Winden, die diese Unterschiede ausgleichen. Das bedeutet auch, dass die Windsysteme in der Stratosphäre durch meridionale Temperaturgradienten erklärt werden können. Ist die Temperatur in den mittleren Breiten höher als in den polaren, nimmt der Westwind mit der Höhe zu. Ist die Differenz negativ, nimmt der Westwind mit der Höhe ab (siehe Abbildung 2.2) [Labitzke, 1998].

Herrschen im zonalen Mittel kein West-, sondern Ostwinde auf der Winterhemisphäre, kann dies eine Störung des Polarwirbels darstellen. Durch einen verstärkten Welleneinfluss in die polare Stratosphäre kann der Polarwirbel gestört werden, d.h. er kann sich vom Pol weg verschieben (Welle 1 Warming oder engl. displacement) oder sich in zwei Tiefdruckzentren aufspalten (Welle 2 Warming oder engl. splitting). Ist der Wirbel so gestört, spricht man von einer plötzlichen Stratosphärenenerwärmung (engl. Sudden Stratospheric Warming, kurz: SSW). Dabei gibt es 3 Unterklassen von Stratosphärenenerwärmungen:

- Es wird von einem **Major Warming** bzw. **Berliner Phänomen** gesprochen, wenn in 10 hPa Höhe der Temperaturgradient zwischen 60° und 90°N positiv und der Wind zonalgemittelt in 60°N zum Ostwind wird. Diese treten fast nur im Nordwinter auf.
- Ein **Minor Warming** tritt auf, wenn ein Temperaturanstieg in kurzer Zeit (mindestens 25 K in einer Woche) in einer beliebigen Schicht und in einem beliebigen Gebiet der Winterhemisphäre stattfindet. Nach einer anderen Definition ist ein Minor Warming definiert als Umkehr des Temperaturgradienten zwischen 60° und 90°N. Sie treten vor allem im Frühwinter auf [Labitzke, 1977, 1982] und wurden schon im späten Oktober, frühen November beobachtet [Rosier et al., 1994; Manney & Sabutis, 2000]. Dieses Phänomen kann auch im Südwinter auftreten [Labitzke, 1998].
- Das **Canadian Warming** ist eine Unterart des Minor Warmings. Es tritt ebenfalls im Frühwinter, durch eine Verstärkung und Verschiebung des Aläutenhochs (Temperaturwelle 1) nach Kanada, auf [Labitzke, 1977, 1982, 1998]. Der Polarwirbel wird dadurch in Richtung Nullmeridian gedrängt [Manney et al., 2001], wobei nur wenig Störungen in der oberen Stratosphäre auftreten und eine geringe Achsenneigung vorherrscht [Labitzke, 1982; Clough et al., 1985; Jukes & O'Neill, 1988].

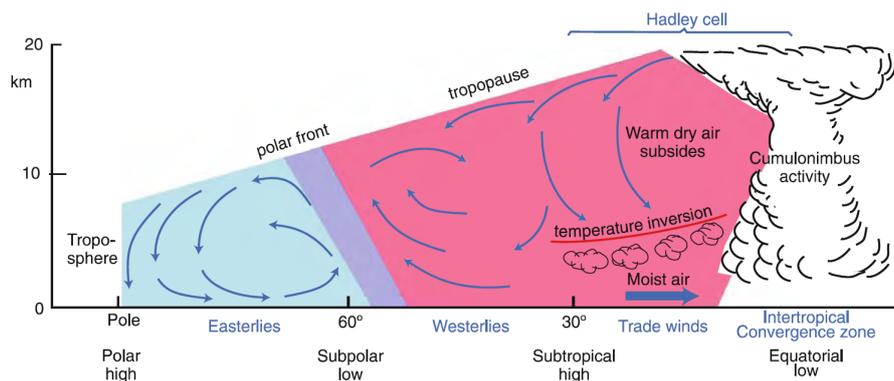
Die vorherrschende Windrichtung ist für die Wellenausbreitung und damit für die Dynamik in der Stratosphäre wichtig.

Dabei sind 3 Wellenarten entscheidend:

1. **Synoptische Wellen** sind transiente Wellen in der Troposphäre. Es sind die Hoch- und Tiefdruckgebiete die durch Temperaturgegensätze zwischen den polaren Breiten und den Tropen entstehen. Sie können west- und ostwärts wandern.
2. **Rossby- oder Planetare Wellen** sind Wellen, die durch die Temperaturgegensätze zwischen Land- und Meer oder durch das Überströmen von Gebirgen entstehen. Diese Wellen sind in der Stratosphäre grundlegend, da sie Energie und Spurenstoffe (wie Ozon und vulkanische Aerosole) horizontal polwärts und in die Höhe transportieren [Labitzke, 1998]. Sie wandern westwärts, relativ zum Grundstrom, mit einer Phasengeschwindigkeit von  $c = \bar{u} - \frac{\beta}{k^2 + l^2}$  (mit den horizontalen Wellenzahlen  $k$  und  $l$ ). Die breitenabhängige Coriolisbeschleunigung  $-2\vec{\Omega} \times \vec{v}$ , bzw. der  $\beta$ -Effekt  $\beta = \frac{df}{dy} = \frac{2\Omega}{a} \cos \varphi$  stellt hier die rücktreibende Beschleunigung dar. Ist  $c = 0$ , ist die Welle stationär.

3. **Schwerewellen** werden z.B. beim Überströmen von Gebirgen (orographische Schwerewellen) und durch barokline Instabilität, sowie durch diabatisches Heizen in den Tropen (nicht-orographische Schwerewellen) in der Troposphäre gebildet. Die Schwerkraft dient hier als Rückstellkraft. Als Transversalwellen können sie sich vertikal und horizontal ausbreiten. Sie können west- und ostwärts wandern.

Die Dynamik in der Troposphäre unterscheidet sich grundlegend von der in der mittleren Atmosphäre. **In der Troposphäre** führen Strahlungs- und damit Temperatur- und Druckunterschiede zu Ausgleichsbewegungen (siehe Abbildung 2.4). In den Tropen steigt warme, feuchte Luft auf, kühlt sich ab und bildet hochreichende Wolken in der innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) [Labitzke, 1998]. Diese befindet sich nicht genau am Äquator, sondern folgt der maximalen Erwärmung (siehe gestrichelte Linie in Abbildung 2.11). An der Tropopause kann die Luft nicht weiter aufsteigen. Sie strömt in Richtung Pol, sinkt bei ca. 30° warm und trocken ab und verursacht Wüsten und Hochdruckgebiete in diesen Regionen. Starke Druckgradienten kennzeichnen auf



**Abbildung 2.4:** Schematische Darstellung der zonalen Atmosphärenzirkulation unterhalb von 20 km Höhe. Entnommen aus Steffen et al. [2006].

der Winterhemisphäre die mittleren und subpolaren Breiten der Ozeane. Der Grund sind die winterlichen Temperaturgegensätze zwischen den niedrigen und hohen Breiten. Auf der Südhalbkugel wird die Region starker bis stürmischer Westwinde bereits in 40°S erreicht, und wird daher „roaring forties“, „brüllende Vierziger“ genannt. Die Tiefdruckrinne auf der Nordhalbkugel wird von 2 Tiefdruckzentren geprägt, dem Islandtief und dem Aläutentief [Malberg, 2007]. An den Polen ist im Mittel ein Hochdruckgebiet ausgebildet. Hier sinkt die trockene Luft ab, erwärmt sich und bildet mit der kalten Erdoberfläche oft Inversionswetterlagen aus.

In der oberen Troposphäre bilden sich aufgrund der starken Temperaturgradienten zwischen den hohen und tiefen Breiten starke ostwärts gerichtete Winde aus, die Subtropenjets genannt werden. Diese Jets beeinflussen die Windsysteme noch bis in die

untere Stratosphäre, in der ebenfalls Westwind herrscht.

Aufgrund der stabilen Schichtung kann sich in der Stratosphäre (im Gegensatz zur Troposphäre) ein Strahlungsgleichgewicht zwischen solarer Einstrahlung und terrestrischer Ausstrahlung einstellen. Dennoch gibt es in der Stratosphäre auch dynamische Ausgleichsprozesse, die eine Abweichung von der Strahlungsgleichgewichtstemperatur bewirken. Die breitenabhängige solare Einstrahlung, und damit die Absorption durch Ozon, schwankt im Jahreszyklus. Es entsteht ein meridionaler Temperaturgradient zwischen dem Sommer- und Winterpol. Damit entstehen auch große Druckgradienten, die jedoch nicht wie in der Troposphäre durch Luftmassenbewegungen ausgeglichen werden können. Die Corioliskraft führt in der Stratosphäre zu einer Ablenkung der Winde nach rechts (links auf der SH) in eine zonale Bewegung. Da in der Winterhemisphäre die warme Luft vom Äquator zu den Polen strömen möchte, und der Wind in östliche Richtung abgelenkt wird, herrscht hier im Mittel Westwind. In der Sommerhemisphäre versucht die warme Luft über den Polen zum Äquator zu strömen, wird nach rechts (links auf der SH) abgelenkt und endet im Mittel in einem Ostwind. In den Tropen wechseln sich Ost- und Westwinde in der Stratosphäre (in 40 bis 50 hPa) in einer Quasi-zweijährigen Schwingung (QBO, engl. Quasi-biennial oscillation) ab [Baldwin et al., 2001]. Darüber, in der Stratopausenregion um 1 hPa, wechseln sich Ost- und Westwinde in einer halbjährlichen Schwankung (SAO, engl. Semiannual Oscillation) ab [Gray & Pyle, 1986, 1987].

Aufgrund der ausbleibenden Sonneneinstrahlung am Winterpol kühlt die stratosphärische Luft sehr schnell ab, komprimiert und bildet damit ein stationäres Tiefdruckgebiet am Pol aus. Dieses Tiefdruckgebiet wird Polarwirbel (engl. polar vortex) genannt. Aufgrund der Meer-See-Verteilung ist der Wirbel auf der Südhemisphäre stärker ausgeprägt als auf der Nordhemisphäre. Über dem Nordpol befindet sich neben dem Tiefdruckgebiet auch ein Hochdruckgebiet, das Aläutenhoch, welches den Polarwirbel im Mittel vom Pol nach Eurasien verschiebt. Erreichen die Sonnenstrahlen den Pol im Frühling wieder, erwärmt sich die Luft und es bildet sich ein stabiles Hochdruckzentrum aus.

Eine Ausnahme stellen plötzliche Stratosphärenerwärmungen (SSWs, engl. Sudden Stratospheric Warmings) dar. Wird der Polarwirbel durch Wellen aus der Troposphäre gestört, kann sich das Tiefdruckgebiet vom Pol verschieben oder aufspalten. Ist in 10 hPa der Temperaturgradient zwischen  $90^\circ$  und  $60^\circ$  positiv und herrscht in dieser Schicht Ostwind, spricht man von einer Stratosphärenerwärmung. Sie treten fast nur [Dowdy et al., 2004; Varotsos, 2004] in der Nordhemisphäre auf. Verstärkt sind sie bei einem Maximum des 11-jährigen Sonnenzyklus und einer Ostphase der QBO (bzw. bei einem Minimum des 11-jährigen Sonnenzyklus und einer Westphase der QBO), einem El Niño, sowie einer negativen Phase der Nordatlantik-Oszillation zu beobachten [Labitzke & Van Loon, 1992; Labitzke et al., 2006]. Nach einem sehr starken Vulkanausbruch hingegen tritt sehr wahrscheinlich kein SSW auf [Labitzke et al., 2006].

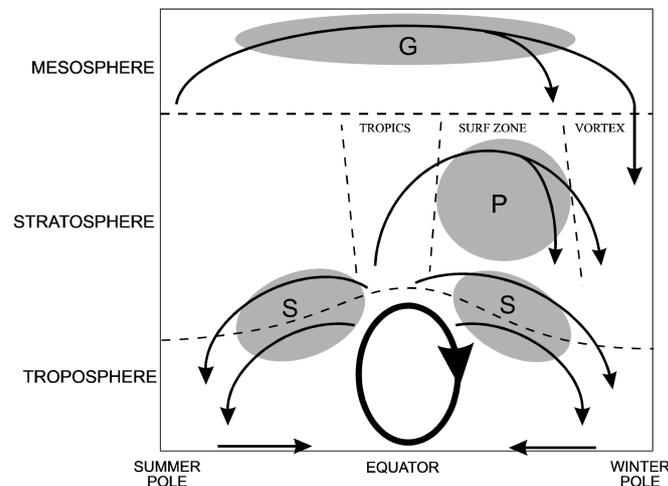
Die Dynamik der Stratosphäre zeigt eine große **Variabilität** auf Zeitskalen zwischen einem Tag und mehreren Jahren [Brosseur & Solomon, 2006]. Verursacht wird die Va-

riabilität in der Stratosphäre durch Wellen, welche aus der Troposphäre aufsteigen und der Interaktionen der Wellen mit dem großskaligem Grundstrom. Zu diesen Wellen gehören Rossbywellen (vor allem in der Winterhemisphäre), Schwerewellen, äquatoriale Wellen (Kelvin-Wellen, Yanai-Wellen) und Tiden (haben nur geringen Einfluss auf die obere Stratosphäre). Diese Wellen sind wichtig, da sie mit dem Grundstrom sowie miteinander interagieren und einen Teil des Transports von chemischen Elementen übernehmen. Der Nettotransport von Wellen kann auf mehreren Wegen geschehen:

- Transiente oder dissipierende Wellen tendieren zu nicht-energieerhaltenden Bewegungen und einer Verschiebung und Ausbreitung von Luftpartikeln.
- Ein Nettotransport von Spurengasen findet statt, wenn die photochemische Produktion und/oder Zerstörung über die räumliche und zeitliche Skala variiert, auch wenn die Energie der Welle erhalten bleibt.
- Wellen können andere Moden generieren. Dies geschieht durch Welle-Welle-Interaktionen oder durch die Bildung von Wellen. Z.B. die Amplitude von Schwerewellen wächst mit der Höhe, sie können instabil werden und brechen [Lindzen, 1981]. Rossbywellen werden instabil, wenn die horizontale potentielle Vorticity negativ wird, und brechen [McIntyre & Palmer, 1983]. Brechende Wellen können den Grundstrom beschleunigen oder abschwächen.

Die zonale Zirkulation in der Stratosphäre wird **mittlere Meridionalzirkulation** oder mittlere Residualzirkulation genannt. Sie transportiert Spurengase aus der tropischen Tropopausenregion in die polaren Breiten. Um die sehr trockene Luft in der unteren polaren Stratosphäre erklären zu können, postulierte Brewer [1949] aus Wasserdampfmessungen, dass Luftmassen in den Tropen aufsteigen, dabei adiabatisch abkühlen und auskondensieren. Die trockene Luft wird dann in die hohen Breiten transportiert, sinkt ab und erwärmt sich dabei wieder. Mittels einer ausgeprägteren Datengrundlage (von 2200 Ozonmessungen) bestätigte Dobson [1956, 1973] die Theorie einer Meridionalzirkulation, die langsam Spurenstoffe aus den Tropen in die hohen Breiten befördert. Daraus entstand der Name der Meridionalzirkulation in der mittleren Atmosphäre, die Brewer-Dobson-Zirkulation (BDC, engl. Brewer-Dobson-Circulation). Angetrieben wird die Zirkulation durch troposphärische Wellenstörungen [Charney & Drazin, 1961], die sich unter bestimmten Bedingungen [Matsuno, 1970] in die Stratosphäre ausbreiten können. Eliassen & Palm [1960, 1961] beschrieben die Wirkung der Wellen auf den Grundstrom und Andrews & McIntyre [1976] und Andrews et al. [1987] dessen mathematische Beschreibung anhand der TEM-Gleichungen (engl.: Transformed Eulerian Mean). Die aufgelösten Wellen können anhand des Eliassen-Palm Flussvektors (EP-Fluss) und dessen Divergenz dargestellt werden [Edmon Jr et al., 1980]. Der Vektor  $F = \frac{F_y}{F_z}$  ist eine Messgröße für den meridionalen Impulsfluss  $F_y$  und den

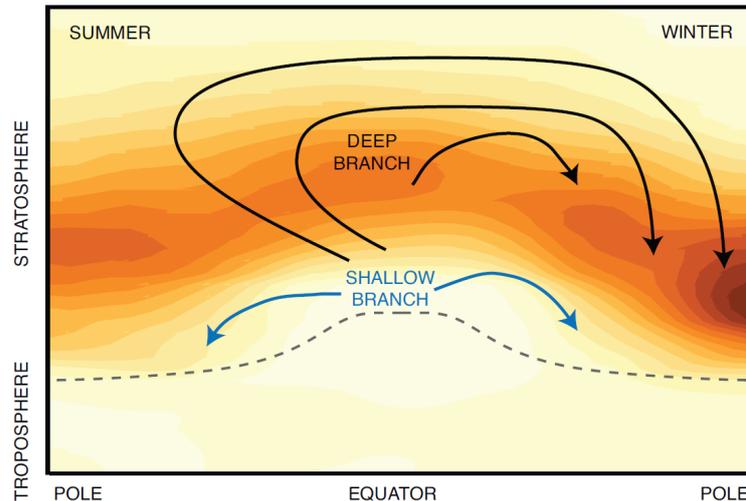
meridionalen Wärmefluss  $F_z$  und zeigt in einem Breiten-Höhen-Schnitt die Stärke und Ausbreitungsrichtung der Wellenstörungen. Die vertikale Komponente des EP-Flussvektors der 100 hPa-Fläche zeigt die vertikale Ausbreitung planetarer Wellen in die Stratosphäre. Eine wichtige Diagnosegröße ist die Divergenz des EP-Flussvektors. Sie zeigt Quellen und Senken von Wellenenergie an und veranschaulicht die Wechselwirkungen mit dem zonalen Grundstrom. Bricht bzw. dissipiert eine Welle, überträgt sie ihre Energie und ihren Impuls auf den Grundstrom und kann ihn somit beschleunigen oder abbremsen. Dies trägt zu einer meridionalen Durchmischung bei. Quellen von Wellenenergie sind auf der Nordhalbkugel unter anderem die tropische Konvektion und der asiatische Monsun, sowie die Erzeugung orographischer Schwerewellen am Himalayagebirge [Edmon Jr et al., 1980]. Abbildung 2.5 zeigt die BDC als schema-



**Abbildung 2.5:** Schematische Darstellung der residualen mittleren Meridionalzirkulation der mittleren Atmosphäre. Die dick umrandete Ellipse stellt die Hadleyzirkulation in der Troposphäre dar. Die schattierten Gebiete zeigen Regionen in denen Wellen brechen (durch Synoptische Wellen „S“, planetare Wellen „P“, und Schwerewellen „G“). Diese sind verantwortlich für die treibenden Äste in der Stratosphäre und Mesosphäre. Abbildung aus Plumb [2002].

tische Darstellung. Es zeigt sich eine Zirkulation durch Aufsteigen an der tropischen Tropopause und Absinken in den polaren Breiten. In der Stratosphäre zeigt sich eine Dreiteilung der Winterhemisphäre in ein Aufsteigen in den Tropen, Wellenbrechen in den mittleren Breiten (engl. surf zone) und einen Wirbel am Pol. Die Wellenbrechungszone unterscheidet sich noch einmal nach der Höhe in einen Bereich in der unteren Stratosphäre, in der synoptische Wellen brechen, und einen Bereich in der oberen Stratosphäre, in der planetare Wellen brechen (grau schattierte Flächen in Abbildung 2.5). In der Mesosphäre zirkuliert die Luft vom Sommer- zum Winterpol. Hier verlangsamen brechende Schwerewellen den Grundstrom. Die Folge ist eine Balancierung durch die Coriolisbeschleunigung [Holton & Alexander, 2000]. Diese bewirkt

im Sommer eine äquatorwärts- und im Winter eine polwärts-gerichtete Zirkulation [Plumb, 2002]. Heutzutage wird die BDC in der Stratosphäre in zwei Regime eingeteilt [Birner & Bönisch, 2011] (siehe Abbildung 2.6). Dazu gehört ein flacher, unterer



**Abbildung 2.6:** Schematische Darstellung des unteren und oberen Astes der Brewer-Dobson Zirkulation in der Stratosphäre zur Sonnenwende. Weiterhin gezeigt ist die zonale Verteilung des Ozons (farbige Schattierung) aus der Klimatologie von Bodeker et al. [2013] und die approximierten Tropopausenhöhe (gestrichelte Kurve). Abbildung aus Arblaster et al. [2014].

Ast (SB, engl. shallow branch) in der unteren Stratosphäre, der trotz eines geringen Größenverhältnisses  $\frac{\Delta z}{\Delta y}$  eine große Menge an Masse mit einer Transitzeit von einem Jahr oder weniger bewegt. Dieser Ast ist in beiden Hemisphären (unabhängig von der Jahreszeit) vorhanden und wird von Rossbywellen angetrieben, die oberhalb des Subtropenjets brechen. Der hochreichende, obere Ast (DB, engl. deep branch) steigt von den Tropen in die Sommerhemisphäre auf, strömt dann in die Winterhemisphäre und sinkt dort ab. Angetrieben durch brechende planetare Wellen in der mittleren Stratosphäre beträgt die Transitzeit einige Jahre und der Massenfluss ist gering, obwohl das Größenverhältnis  $\frac{\Delta z}{\Delta y}$  groß ist.

Jedoch beinhaltet die BDC nicht nur großskalige Zirkulationen, sondern es finden auch kleinskalige Mischungsprozesse statt [Rosenlof et al., 1997; Neu & Plumb, 1999; Plumb, 2002].

Die BDC kann anhand der **Massenstromfunktion**  $\Psi(\varphi, z)$  für eine Breite  $\varphi$  und eine Höhe  $z$  angegeben werden. Dabei ist die Massenstromfunktion nach dem „downward control“ Prinzip von Haynes et al. [1991] definiert als die Summe aller zonalen Kräfte in den darüber liegenden Flächen, also der Massenfluss von oben. Okamoto et al.

[2011] formulierten die Massenstromfunktion  $\Psi(\varphi, z)$  in Druckkoordinaten:

$$\Psi(\varphi, z) = \frac{\cos \varphi}{g} \int_p^0 \left\{ \frac{\overline{\mathcal{F}}}{\hat{f}} \right\} dp' \quad (2.6)$$

mit

$$\hat{f} = f - \frac{1}{\alpha \cos \varphi} \frac{\partial(\bar{u} \cos \varphi)}{\partial \varphi} = 2\Omega \sin \varphi - \frac{1}{\alpha} \frac{\partial \bar{u}}{\partial \varphi} + \frac{\bar{u} \sin \varphi}{\alpha \cos \varphi} \quad (2.7)$$

mit dem Wellenantrieb  $\mathcal{F}$ . Diese Lösung gilt jedoch nur für den stationären Fall und ist daher nur für den Sommer und Winter brauchbar [Okamoto et al., 2011]. Schwieriger zu interpretieren wird es in den Übergangsjahreszeiten und in den tropischen Breiten, da mit  $\hat{f}$  im Nenner für tropische Breiten eine undefinierte Stelle auftritt. In der Literatur wird daher zumeist der Bereich zwischen 20°S und 20°N nicht gezeigt. Äquivalent zum Massenaustausch kann der **aufwärts-gerichtete Massenfluss** aus der Troposphäre in die Stratosphäre (70hPa) als Maß für die BDC verwendet werden [Holton, 1990]. Die geografischen Breiten, in denen der Massenfluss von einer Aufwärts- in eine Abwärtsbewegung wechselt, werden Umkehrbreiten genannt (TLs, engl. turnaround latitudes). Hier ist der Massenfluss am größten. Der abwärtsgerichtete, extratropische Massenfluss  $F_{\downarrow}$  ist definiert als Integral von der Umkehrbreite bis zum Pol. Die mittlere vertikale Residualgeschwindigkeit  $\bar{w}^*$

$$\bar{w}^* = \bar{w} + \frac{1}{\alpha \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left( \cos \varphi \frac{\overline{v\theta'}}{\frac{\partial \theta}{\partial z}} \right) = \frac{1}{p_0 \alpha \cos \varphi} \frac{\partial \Psi}{\partial \varphi} \quad (2.8)$$

ist in diesem Bereich negativ. Damit ergibt sich nach Holton [1990], dass die abwärtsgerichteten Massenflüsse der Nord-  $F_{\downarrow}^{NH}$  und Südhemisphäre  $F_{\downarrow}^{SH}$  nur von der residualen Massenstromfunktion an den Umkehrbreiten abhängen.

$$F_{\downarrow}^{NH} = -2\pi\alpha\Psi(\varphi_{TL}^{NH}) \quad (2.9)$$

$$F_{\downarrow}^{SH} = +2\pi\alpha\Psi(\varphi_{TL}^{SH}) \quad (2.10)$$

Okamoto et al. [2011] postulierten, dass aufgrund der globalen Massenerhaltung, der aufwärts-gerichtete Massenfluss in den Tropen gleich der Summe der abwärtsgerichteten Massenflüsse  $F_{\downarrow}^{NH}$  und  $F_{\downarrow}^{SH}$  sein muss:

$$F_{\uparrow}^{trop} = +2\pi\alpha[\Psi(\varphi_{TL}^{NH}) - \Psi(\varphi_{TL}^{SH})]. \quad (2.11)$$

Damit folgt nach Holton [1990], dass der aufwärts-gerichtete Massenfluss in den Tropen, nicht wie in der Troposphäre durch solare Einstrahlung, sondern durch Dissipation atmosphärischer Wellen in den Extratropen angetrieben wird.

Der aufwärts-gerichtete Massenfluss ist ein beliebtes Maß für die **Änderungen der BDC im Klimawandel**. Viele Studien in den letzten Jahren zeigen eine Verstärkung des aufwärts-gerichteten Massenflusses [Rind et al., 1990, 1998; Butchart & Scaife,

2001; Butchart et al., 2006; Garcia & Randel, 2008; McLandress & Shepherd, 2009; Oman et al., 2009; Calvo & Garcia, 2009; Garcia et al., 2011] und damit eine Verstärkung der BDC. Dazu gehört auch die Studie von Butchart et al. [2010], die anhand eines Ensembles aus 8 Modellen zeigte, dass vor allem in der unteren und oberen Stratosphäre eine Zunahme des aufwärts-gerichteten Massenflusses in der Zukunft zu erwarten ist.

Es wurden in den letzten Jahren viele Gründe für die beschleunigte BDC diskutiert:

- Aufgrund von Temperaturänderungen in der Zukunft wird auch der Zonalwind verändert. Dies kann zu einer Verstärkung der subtropischen Strahlströme und zu einer Änderung im Wellenantrieb der BDC führen [Butchart et al., 2010].
- Aufgrund einer Temperaturerhöhung in der Troposphäre verringert sich die vertikale Stabilität und die kritischen Schichten für die Wellendissipation werden angehoben. D.h. es können mehr Wellen die untere Stratosphäre erreichen, brechen und damit die BDC beschleunigen [Shepherd & McLandress, 2011].
- 80 % der Änderungen der BDC werden durch transiente Wellen aus den Subtropen und 20 % durch stationäre Wellen induziert [Garcia & Randel, 2008; Shepherd & McLandress, 2011].
- Unklar ist, ob die Wellenanregung durch steigende Meeresoberflächentemperaturen (engl. sea surface temperatures; SSTs) [Calvo & Garcia, 2009] oder veränderte Ausbreitungsbedingungen der Wellen [Garcia & Randel, 2008] eine Intensivierung verursachen.
- Eine Ozonerholung und dadurch eine Verringerung des Temperaturgradienten zwischen Pol und Äquator (und damit eine Veränderung der Strahlströme) wird nach Li et al. [2008] eine wichtige Rolle für die BDC spielen. Außerdem verschieben sich die Umkehrbreiten zum Äquator hin, was ebenfalls eine verstärkte BDC nach sich ziehen würde [Li et al., 2010].
- Eine zukünftige Erwärmung in der Troposphäre könnte eine verstärkte Baroklinität bewirken, die zu einer verstärkten Aktivität synoptischer und planetarer Wellen führt [Eichelberger & Hartmann, 2005].

Ob jedoch nur einer dieser Gründe zutreffend ist oder alle gemeinsam eine BDC-Änderung bewirken ist noch Gegenstand der Forschung.

### **2.1.3 Zusammensetzung der Atmosphäre**

Die uns umgebene Luft ist ein Gemisch aus verschiedenen Gasen und von Natur aus geschmacks- und geruchlos. Die Zusammensetzung der atmosphärischen Luft beein-

flusst das Klima auf der Erde. Das Zusammenspiel zwischen den atmosphärischen Gasen und der Strahlungsenergie bestimmt den Energiefluss im Klimasystem. Der Volumenanteil der verschiedenen Gase (siehe Tabelle 2.1) wird in der Regel für trockene Luft angegeben, da er für feuchte Luft variieren kann. Die trockene Atmosphäre besteht zu 78% aus molekularem Stickstoff und zu 21% aus molekularem Sauerstoff. Der dritthäufigste Bestandteil mit 1% ist Argon  $^{40}\text{Ar}$ , ein Edelgas, das beim Zerfall des Kaliumisotops  $^{40}\text{K}$  entsteht. Mit 0,04 % Volumenanteil (oder in millionstel Volumenanteil ausgedrückt 407,7 ppmv „parts per million by volume“) ist Kohlenstoffdioxid nur der fünfhäufigste Bestandteil der Luft, für diese Arbeit ist es jedoch eines der wichtigsten Gase, da es strahlungsaktiv und damit ein Treibhausgas ist.

**Tabelle 2.1:** Zusammensetzung der Atmosphäre in Bodennähe (ausgenommen Ozon). Der Anteil in Volumen trockener Luft wurde entnommen aus Hartmann [1994] und teilweise aktualisiert. Treibhausgaspotentiale (GWP) nach dem fünften Zustandsberichtes IPCC [Myhre et al., 2013].

Bestandteil	Chemische Formel	Volumenanteil trockener Luft	Strahlungsaktiv?	GWP
Stickstoff	$N_2$	78,08 %	Nein	
Sauerstoff	$O_2$	20,95 %	Ja	
Argon	$Ar$	0,934 %	Nein	
Wasserdampf	$H_2O$	Variabel	Ja	
Kohlenstoffdioxid	$CO_2$	406,99 ppmv <sup>2</sup>	Ja	1
Neon	$Ne$	18,18 ppmv	Nein	
Krypton	$Kr$	1,14 ppmv	Nein	
Helium	$He$	5,24 ppmv	Nein	
Methan	$CH_4$	1850,7 ppbv <sup>3</sup>	Ja	28
Xenon	$Xe$	87 ppbv	Nein	
stratosphärisches Ozon (50hPa)	$O_3$	2,073 ppmv <sup>4</sup>	Ja	
troposphärisches Ozon (500hPa)	$O_3$	43,18 ppbv <sup>4</sup>	Ja	
Distickstoffmonoxid	$N_2O$	324 ppbv <sup>5</sup>	Ja	265
Kohlenstoffmonoxid	$CO$	120 ppbv	Nein	
Schwefeldioxid	$SO_2$	200 pptv	Nein	
CFC-12	$CCl_2F_2$	528 pptv <sup>5</sup>	Ja	10200
CFC-11	$CCl_3F$	238 pptv <sup>5</sup>	Ja	4660

<sup>2</sup>Stand: August 2018; NOAA <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>

<sup>3</sup>Stand: August 2018; NOAA [http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends\\_ch4/](http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends_ch4/)

<sup>4</sup>Stand: 2005 ; CMIP5 <http://tntcat.iiasa.ac.at/RcpDb/dsd?Action=htmlpage&page=about#>

<sup>5</sup>Stand: 2011; IPCC 2013

Es ist nicht das stärkste Treibhausgas, aber durch seine Häufigkeit in der Atmosphäre das wichtigste.

Alle weiteren Gase, wie Neon, Krypton, Xenon u.s.w. werden unter dem Begriff „Spurengase“ zusammengefasst, da sie weniger als 0,01 % des Gesamtanteils ausmachen. Trotzdem sind einige davon von großer Bedeutung für das regionale und globale Klima. Schwefeldioxid z.B. führt in Städten und Industriegebieten zu einer Beeinträchtigung der Luftqualität. Ozon, Methan, Distickstoffmonoxid und die Halogene CFC-11 und CFC-12 sind neben CO<sub>2</sub> die wichtigsten Treibhausgase. Im Gegensatz zu CO<sub>2</sub> weisen diese wesentlich höhere Treibhausgaspotentiale (GWP) auf. Sie führen jedoch, aufgrund ihres geringen Vorkommens, zu einer geringeren Strahlungserwärmung.

## 2.2 Die Strahlung in der Atmosphäre

Die Temperatur ist ein Maß der Energie, das die Bewegung der Moleküle beschreibt. Die dabei geltende Energieerhaltung ist im 1. Hauptsatz der Thermodynamik definiert. Balanciert wird die Energie zwischen der einfallenden kurzwelligen Solarstrahlung und der von der Erde abgestrahlten langwelligen (terrestrischen) Strahlung. Die Absorption von kurzwelliger Strahlung erfolgt hauptsächlich am Erdboden. Emittiert wird langwellige Strahlung am Erdboden und in der Atmosphäre. Da in der Atmosphäre durch die Treibhausgase infrarote Strahlung absorbiert und emittiert wird, ist die Erdoberfläche viel wärmer, als sie ohne Atmosphäre wäre. Über ein Jahr gemittelt wird am Äquator mehr kurzwellige Strahlung absorbiert als an den Polen. Die daraus entstehenden Temperaturunterschiede werden ausgeglichen, indem Energie in der Atmosphäre und im Ozean polwärts transportiert wird. Ein Lebenswerter Ort ist die Erde jedoch unter anderem aufgrund des Zusammenspiels zwischen der Temperatur der Sonne (6000 K) und ihrer Entfernung von der Erde (1 astronomische Einheit = 149.597.870.700 m), die eine maximale Temperaturspanne von -93,2°C (10.08.2010; Ostantarktisches Plateau) bis 56,7°C (10.07.1913; Greenland Ranch, Death Valley, USA) hervorbringen.

### 2.2.1 1. Hauptsatz der Thermodynamik

Der erste Hauptsatz der Thermodynamik ist der Energieerhaltungssatz. Er besagt, dass die innere Energie eines geschlossenen Systems konstant ist. Wird Wärme ( $dQ$ ) in ein geschlossenes System gegeben, ist diese gleich der inneren Energie ( $dU$ ) minus der verrichteten Arbeit ( $dW$ ):

$$dQ = dU - dW \quad (2.12)$$

Energie kann auf drei Arten in einem System transportiert werden. Zum einen durch *Strahlung*. Hierbei wird keine Masse bewegt und es wird kein Medium benötigt. Strahlung bewegt sich im Vakuum mit Lichtgeschwindigkeit. Eine weitere Möglichkeit ist

die *Leitung* durch die Kollision zwischen Atomen oder Molekülen. Hierbei wird auch keine Masse bewegt, jedoch ist ein Medium notwendig. Die dritte Form Wärme zu transportieren ist die *Konvektion*. Luftpakete mit unterschiedlicher Energie tauschen dabei ihre Plätze, dadurch wird Energie ausgetauscht ohne Netto eine Verschiebung der Masse zu bewirken.

Um eine annähernde Energiebalance der Erde zu berechnen, wird nur der Strahlungstransport betrachtet, die restlichen Prozesse sind vernachlässigbar klein.

## 2.2.2 Strahlungstransfergleichung

Ein angenommenes Strahlungsgleichgewicht am TOA setzt voraus, dass die absorbierte kurzwellige Strahlungsenergie pro Zeiteinheit ( $E_{ein}$ ) gleich der abgestrahlten langwelligen Energie während derselben Zeiteinheit ( $E_{aus}$ ) (Tagesmittel + globales Mittel) ist. Dies impliziert einen zeitunabhängigen Gleichgewichtszustand:  $E_{ein} = E_{aus}$ . Unter Verwendung des Stefan Boltzmann Gesetzes

$$E_{ein} = \pi r_{Erde}^2 (1 - \alpha) I_{Solar} \quad (2.13)$$

$$E_{aus} = 4\pi r_{Erde}^2 \epsilon \sigma T_{Boden}^4 \quad (2.14)$$

mit der Solarkonstanten  $I_{solar} = 1367 \text{ W/m}^2$  [Kislov, 2001], der mittleren Albedo ( $\alpha \approx 0,3$ ), der Boltzmann Konstanten ( $\sigma = 1,38 * 10^{-23} \text{ J/K}$ ) und der Emissivität ( $\epsilon = 1$ ) ergibt sich daraus das Gleichgewicht

$$\frac{1}{4} (1 - \alpha) I_{Solar} = \sigma T_{Boden}^4 \quad (2.15)$$

oder umgestellt die Erdbodentemperatur ohne Atmosphäre:

$$T_{Boden} = \sqrt[4]{\frac{(1 - \alpha) I_{Solar}}{4\sigma}}. \quad (2.16)$$

Hätten die Venus, die Erde und der Mars keine Atmosphäre bedeutete es, dass die beobachtete Oberflächentemperatur nicht mit der berechneten übereinstimmte (siehe 2.2). Die Differenz ergibt sich durch die Absorption in der Atmosphäre, sie erwärmt die Oberfläche des jeweiligen Planeten. Dies wird als Treibhauseffekt bezeichnet.

Bei der Berechnung der Erdbodentemperatur lässt sich die Atmosphäre folgendermaßen berücksichtigen: Wir nehmen an die Atmosphäre wäre eine dünne Schicht mit  $T$ , transparent für kurzwellige Solarstrahlung, absorbiert jedoch die langwellige terrestrische Strahlung der Erde. Es gilt:

$$I_{rein,Solar} = I_{raus,Atmosphäre} \quad (2.17)$$

$$I_{raus,Boden} - I_{rein,Atmosphäre} = I_{raus,Atmosphäre} \quad (2.18)$$

	$I_{Solar}$ [W/M <sup>2</sup> ]	Albedo $\alpha$	$T_{Boden}$ [K]	$T_{Beobachtung}$ [K]
Venus	2600	0,70	240	700
Erde	1367	0,33	253	295
Mars	600	0,17	216	240

**Tabelle 2.2:** Im Überblick: Die Solarkonstante, die Albedo, die berechnete (ohne Atmosphäre) und die beobachtete Oberflächentemperatur der Venus, der Erde und des Mars.

Mit dem Stefan-Boltzmann-Gesetz

$$\frac{1}{4}(1 - \alpha)I_{Solar} = \sigma T_{Atmosphäre}^4 \quad (2.19)$$

$$\sigma T_{Boden}^4 = 2\sigma T_{Atmosphäre}^4 \quad (2.20)$$

und Umformungen ergibt sich:

$$T_{Boden} = \sqrt[4]{2}T_{Atmosphäre}; \quad T_{Atmosphäre} = \sqrt[4]{\frac{(1 - \alpha)I_{Solar}}{4\sigma}}. \quad (2.21)$$

Die terrestrische Strahlung, die von der Erde emittiert und von der Atmosphäre absorbiert wird, erhöht die Temperatur der Atmosphäre und verursacht den Treibhauseffekt.

	$I_{Solar}$ [W/M <sup>2</sup> ]	Albedo $\alpha$	$T_{Atmosphäre}$	$T_{Boden}$ [K]	$T_{Beobachtung}$ [K]
Venus	2600	0,70	240	285	700
Erde	1367	0,33	253	303	295
Mars	600	0,17	216	259	240

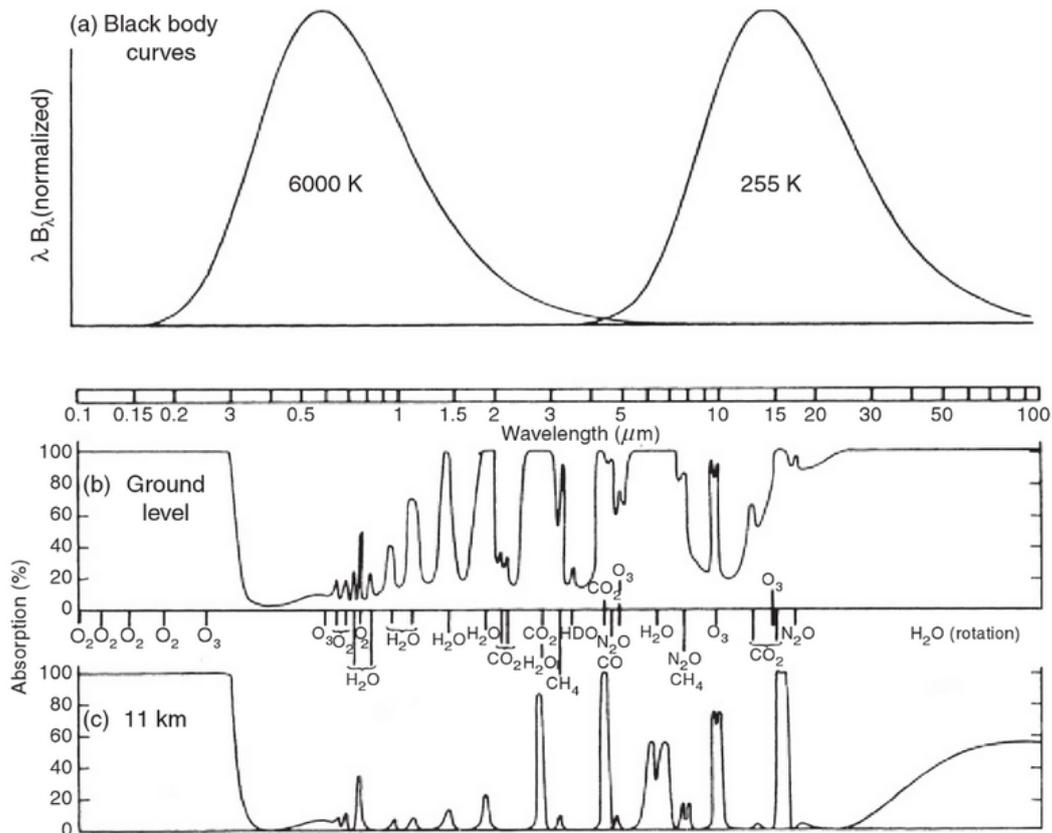
**Tabelle 2.3:** Wie 2.2 mit Temperaturen einer vereinfachten Atmosphäre.

Jedoch sind nicht alle Gase in der Atmosphäre Treibhausgase. Was unterscheidet sie und was macht ein Gas zum Treibhausgas? In erster Näherung können die Sonne und die Erde als Schwarzkörperstrahler bezeichnet werden. Die emittierte Energie pro Fläche und Raumwinkel, die sogenannte **Radianz**  $B_\lambda(T)$ , kann als Planckverteilung beschrieben werden:

$$B_\lambda(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{\exp(\frac{hc}{\lambda kT}) - 1}. \quad (2.22)$$

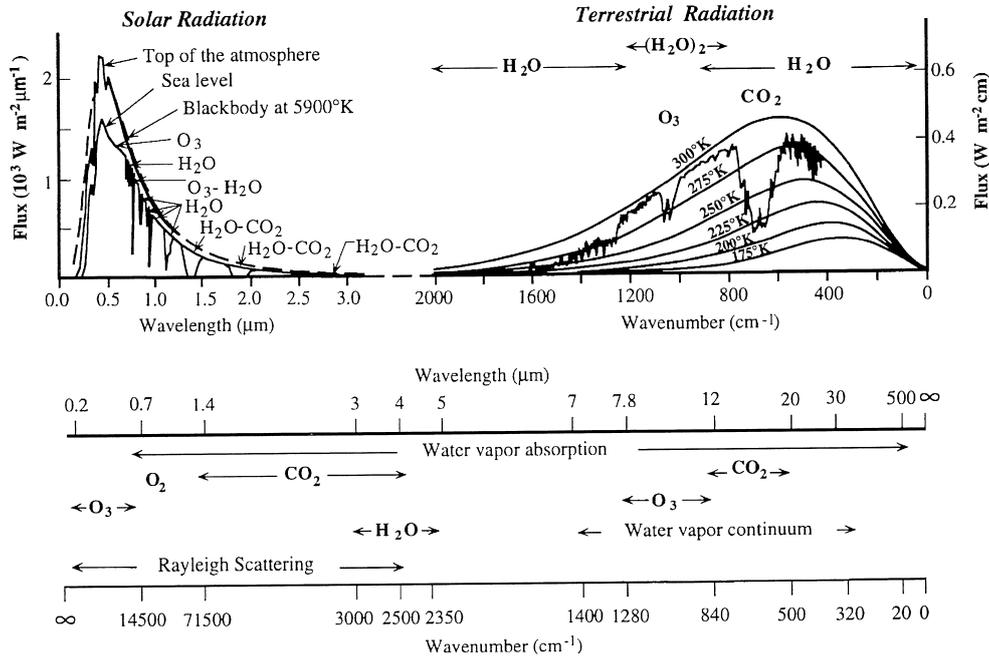
Dabei ist T die Temperatur,  $\lambda$  die Wellenlänge,  $1/\lambda$  die Wellenzahl, h die Planckkonstante, c die Lichtgeschwindigkeit und k die Boltzmann-Konstante. Integriert man das Plancksche Strahlungsgesetz über eine halbe Sphäre und über alle Wellenlängen, sieht das Stefan-Boltzmann Gesetz folgendermaßen aus:

$$I(T) = \int_0^\infty \int_{\Omega^+} B_\lambda(T) d\Omega d\lambda = \sigma T^4. \quad (2.23)$$



**Abbildung 2.7:** Absorption in der Atmosphäre. (a) Schwarzkörperkurven für 6000 K und 250 K. (b) Atmosphärisches Absorptionsspektrum für einen Solarstrahl, der die Erdoberfläche erreicht. (c) Das Gleiche für einen Solarstrahl, der die Tropopause erreicht. Abbildung aus Goody & Yung [1989].

Moleküle, die langwellige oder kurzwellige Strahlung absorbieren, modifizieren die Planckverteilung. In Abbildung 2.7 ist (a) die Planckverteilung der solaren und terrestrischen Strahlung als idealisierte Schwarzkörperstrahlung dargestellt. Diese Kurven werden in der Natur durch die Absorption der Treibhausgase modifiziert. Je nach ihrem Vorkommen in den Höhenschichten, zeigen sich leicht veränderte Absorptionsspektren für (b) den Boden und (c) die Tropopause. Nur Moleküle mit einem permanenten oder induzierten Dipolmoment ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{O}_3$ ) sind gute Absorber der terrestrischen Strahlung. Ein Beispiel dafür ist  $\text{H}_2\text{O}$ . Es ist ein asymmetrisches Molekül und besitzt damit ein permanentes Dipolmoment. Außerdem verursachen dessen Vibrationen ein induziertes Dipolmoment. Durch die Absorption und Emission der atmosphärischen Gase unterscheidet sich die beobachtete langwellige Strahlung am Oberrand der Atmosphäre deutlich von der Planckverteilung. Es gibt Wellenzahlenbereiche, die optisch dick (undurchsichtig,  $\text{CO}_2$  Band um  $700 \text{ cm}^{-1}$ ) und Bereiche die optisch dünn (transparent, atmosphärisches Fenster um  $900 \text{ cm}^{-1}$ ) sind (siehe Abbildung 2.8). Ein



**Abbildung 2.8:** Spektrale Verteilung des solaren und terrestrischen Strahlungsfeldes. Ebenfalls gezeigt ist die Form und Position der Streuungs- und Absorptionscharakteristika der Erdatmosphäre. Abbildung aus Thomas & Stamnes [1999].

Vergleich des beobachteten Spektrums mit der Planckverteilung (siehe Abbildung 2.8) zeigt, dass verschiedene Atmosphärenschichten mit ihren verschiedenen Temperaturen zu verschiedenen Teilen des Spektrums gehören. Z.B. die Erdoberfläche mit  $T \approx 270 \text{ K}$  emittiert durch das spektrale Fenster um  $900 \text{ cm}^{-1}$  und die Atmosphäre mit  $T \approx 220 \text{ K}$  (obere Troposphäre) emittiert hauptsächlich in der  $\text{CO}_2$ -Bande um  $700 \text{ cm}^{-1}$ . Im nächsten Schritt wird nicht mehr ein einschichtiges Modell betrachtet, sondern mehrere (hin zur Strahlungstransfergleichung). Die Atmosphäre wird in  $n$  infinitesimal dünne Schichten geteilt. In jeder isothermen Schicht  $i$  mit der Temperatur  $T$  herrscht ein Strahlungsgleichgewicht und es gibt nur Absorptions- und Emissionsprozesse. Die Streuung wird vernachlässigt. Um die Temperatur  $T_i$  in jeder Schicht  $i$  mit einer chemischen Zusammensetzung zu finden, wird ein Strahlungsgleichgewicht vorausgesetzt. Die einfallende solare Strahlung gleicht die terrestrische langwellige Strahlung aus. Dies kann durch Adjustierung des Temperaturprofils erreicht werden. Ein Strahlungsgleichgewicht in der  $i$ -ten Schicht bedeutet:

$$\sum_{\lambda} (\Delta I_{\lambda,i}^{\text{kurzwellig}} + \Delta I_{\lambda,i}^{\text{langwellig}}) = 0. \quad (2.24)$$

Jede Schicht ist definiert als **isentrop** Schwarzkörper. Also bekommen wir:

$$\Delta I_{\lambda,i}^{\text{langwellig,abwärts}} = \Delta I_{\lambda,i}^{\text{langwellig,aufwärts}} =: \Delta I_{\lambda,i}^{\text{langwellig}}. \quad (2.25)$$

Die Nettoflüsse durch die  $i$ -te Schicht sind gegeben durch:

$$\Delta I_{\lambda,i}^{kurzwellig} = -\alpha \Delta I_{\lambda,i}^{kurzwellig} \quad (2.26)$$

und

$$\Delta I_{\lambda,i}^{langwellig} = -\alpha \Delta I_{\lambda,i}^{langwellig} + e_{\lambda} B_{\lambda}(T), \quad (2.27)$$

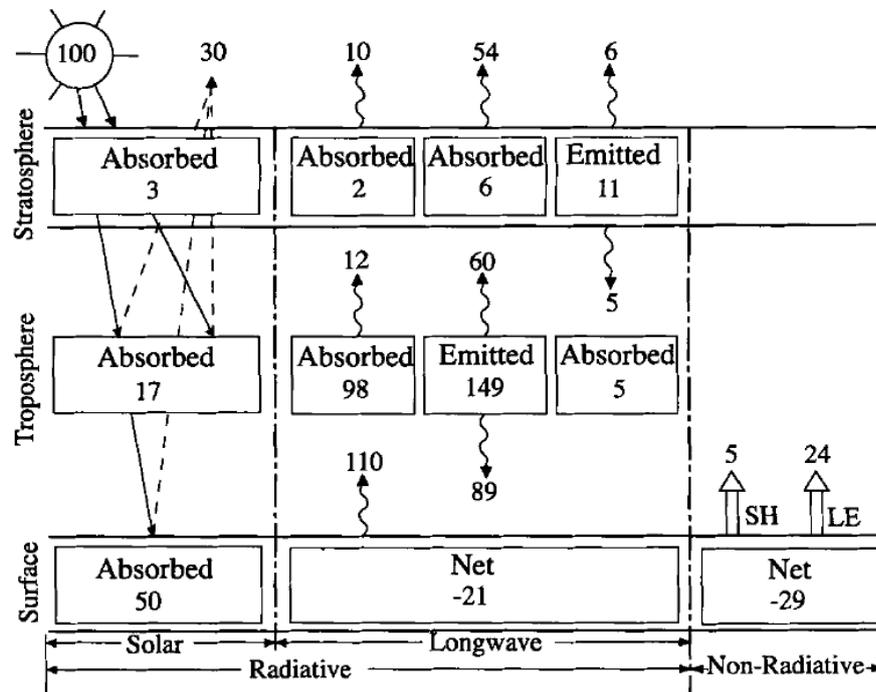
wobei die kurzwellige Strahlung nur Absorption und keine Streuung berücksichtigt. Angenommen wird, dass jede Schicht ein Schwarzkörper ist, mit dem Spektrum  $B_{\lambda}(T)$  und mit den Absorptions- und Emissionskoeffizienten  $\alpha_{\lambda}$  und  $e_{\lambda}$ .

Diese Koeffizienten können von der atmosphärischen Zusammensetzung und den spektralen Eigenschaften der einzelnen Gase abgeleitet und in Datenbanken nachgelesen werden. Die Temperaturprofile können dann mit der Gleichung 2.24, der Strahlungstransfergleichung, numerisch berechnet werden, indem sie über alle Wellenlängen  $\lambda$  und alle Schichten  $i$  gelöst wird. Theoretisch bedeutet es, dass die langwellige Energie der Erde die kurzwellige Energie der Sonne balancieren muss. Dies geschieht in dem die Temperatur der Atmosphäre angepasst wird (Treibhauseffekt).

### 2.2.3 Die globale Strahlungsbilanz der Atmosphäre

Die vertikalen Energieflüsse in der Atmosphäre sind einer der wichtigsten Prozesse des Klimasystems. Genauer, die strahlungs- und nichtstrahlungsbedingten Flüsse zwischen der Erdoberfläche, der Atmosphäre und dem Weltall. Eine Aufteilung der Strahlungsprozesse für den Erdboden, die Troposphäre und die Stratosphäre ist in Abbildung 2.9 aus Hartmann [1994] gezeigt. Die Werte sind in Prozent der global gemittelten Gesamteinstrahlung am Oberrand der Atmosphäre angegeben. Diese beläuft sich auf ungefähr  $342 \text{ W/m}^2$ . Die Erde absorbiert 70 % der einfallenden Solarstrahlung und reflektiert 30 %. Davon werden 50 % von der Erdoberfläche, 17 % in der Troposphäre und 3 % in der Stratosphäre absorbiert. 2,5 % werden in der Stratosphäre durch Ozon und molekularen Sauerstoff und weitere 0,5 % durch  $\text{CO}_2$  und Wasserdampf absorbiert. In der Troposphäre dominiert die Absorption durch Wasserdampf (13 %) und Wolken (3 %).

110 % langwellige Strahlung werden von der Erdoberfläche abgestrahlt. Nur 10 % gelangen (ohne absorbiert zu werden) zum Oberrand der Atmosphäre. In die Troposphäre gelangen (durch Strahlung und andere Prozesse) insgesamt 149 % (103 % Absorption von langwelliger Strahlung, 24 % latente Wärme, 17 % Absorption kurzwelliger Strahlung und 5 % sensible Wärme). 89 % werden wieder Richtung Erdboden und 60 % in die Stratosphäre emittiert. Die starke Rückstrahlung zum Boden bewirkt nicht nur einen Treibhauseffekt, sondern auch eine Begrenzung der täglichen Temperaturschwankungen am Erdboden. Ohne den Treibhauseffekt würde sich die Erdoberfläche in der Nacht sehr viel stärker abkühlen.

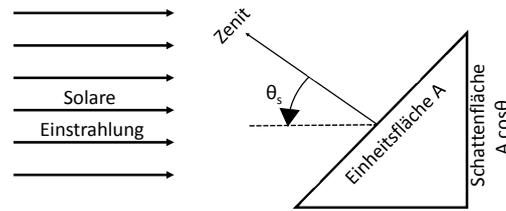


**Abbildung 2.9:** Strahlungs- und nichtstrahlungsbedingtes Energieflussdiagramm für die Erde und ihre Atmosphäre. Einheiten sind in Prozent zur mittleren globalen Einstrahlung angegeben ( $100\% \cong 342 \text{ W/m}^2$ ). Abbildung aus Hartmann [1994].

Jedoch demonstriert das Energieflussdiagramm in Abbildung 2.9 nur das globale Mittel. Im nächsten Schritt wird der **Winkel der Einstrahlung** berücksichtigt. Die Menge an einfallender Solarstrahlung am Oberrand der Atmosphäre variiert mit der geografische Breite, Saison und Uhrzeit. Wie viel der solaren Strahlung reflektiert wird, hängt vom Zenitwinkel und der Beschaffenheit der Erdoberfläche und der Zusammensetzung der Atmosphäre ab. Die Solarkonstante von  $1367 \text{ W/m}^2$  wurde für eine senkrechte Einstrahlung bemessen. Da die Erde jedoch eine Kugelform hat, trifft die solare Einstrahlung meistens nicht in einem  $90^\circ$  Winkel auf die Erdoberfläche. In diesem Fall wird die Solarflussdichte über eine größere Fläche verteilt, so dass der Energiefluss pro Einheitsfläche kleiner ist. Der solare Zenitwinkel  $\theta_s$  ist definiert als der Winkel zwischen der einfallenden Strahlung und einer Geraden senkrecht zur Erdoberfläche (siehe Abbildung 2.10). Dabei ist die Schattenfläche proportional zum Kosinus des Zenitwinkels. Der solare Energiefluss kann pro Einheitsfläche  $A$  geschrieben werden als

$$Q = S_o \left( \frac{\bar{d}}{d} \right)^2 \cos \theta_s \approx S_o \cos \theta_s \quad (2.28)$$

mit der mittleren Distanz  $\bar{d}$ , in der die Flussdichte  $S_o$  gemessen wurde und der Distanz Sonne-Erde  $d$ . Wie schon erwähnt hängt der Zenitwinkel von der geografischen Breite, der Jahreszeit und der Uhrzeit ab. Die Jahreszeit kann durch den Neigungswinkel der Sonne ausgedrückt werden. Dieser entspricht der geografischen Breite des



**Abbildung 2.10:** Zusammenhang zwischen dem solaren Zenitwinkel und der solaren Einstrahlung. Abbildung übersetzt aus Hartmann [1994].

Punktes auf der Erdoberfläche, der sich um 12 Uhr mittags direkt unter der Sonne befindet. Der Neigungswinkel  $\delta$  schwankt im Jahresverlauf zwischen  $23,45^\circ$  zur Sommersonnenwende am 21. Juni und  $-23,45^\circ$  zur Wintersonnenwende am 21. Dezember. Der Stundenwinkel  $h$  ist als geografische Länge eines subpolaren Punktes relativ zu seiner Position am Mittag definiert. Somit kann der Kosinus des Zenitwinkels für jede geografische Breite  $\phi$ , Jahreszeit und Uhrzeit berechnet werden:

$$\cos \theta_s = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos h. \quad (2.29)$$

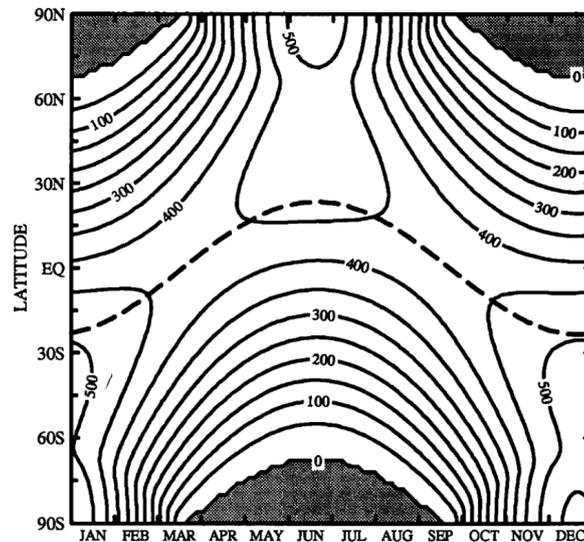
Wenn der Kosinus des Zenitwinkels negativ ist, befindet sich die Sonne unter dem Horizont. An den Polen tritt eine Besonderheit auf. Haben die geografische Breite und der Neigungswinkel der Sonne das gleiche Vorzeichen, ist es Sommer und alle Breiten  $90 - \delta$  werden permanent von der Sonne beschienen. Im Winter haben  $\phi$  und  $\delta$  verschiedene Vorzeichen und die Breiten polwärts von  $90 - |\delta|$  befinden sich in der Polarnacht ohne Sonneneinstrahlung. An den Polen wechseln sich 6 Monate Dunkelheit und 6 Monate Sonnenschein ab, während es am Äquator alle 12 Stunden hell und dunkel wird.

Die täglich gemittelte solare Einstrahlung bekommt man dann, indem man Gleichung 2.29 in 2.28 einsetzt, von Sonnenauf- bis Sonnenuntergang integriert und durch 24 Stunden teilt. Das ergibt

$$\bar{Q}_{Tag} = \frac{S_o}{\pi} [h_o \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin h_o]. \quad (2.30)$$

Der Stundenwinkel zum Sonnenauf- und Sonnenuntergang  $h_o$  wird in Bogenmaß angegeben. Das Ergebnis ist in Abbildung 2.11 für alle Breiten und Monate dargestellt. Die Erde bewegt sich nicht exakt kreisförmig um die Sonne. Während des südhemisphärischen Sommers ist die Erde näher an der Sonne als im nordhemisphärischen Sommer. Das führt dazu, dass die Einstrahlung auf der Südhemisphäre um 6,9 % höher ist. aufgrund der längeren Sommertage und des trotzdem großen Zenitwinkels, ist zur Sommersonnenwende die Einstrahlung in den hohen Breiten höher als am Äquator.

Im Jahresmittel ist die solare Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre an den Polen nur halb so groß wie am Äquator, wo sie ihr Maximum erreicht.



**Abbildung 2.11:** Tagesmittel der Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre als Funktion der Jahreszeit und der geografischen Breite. Das Konturintervall beträgt  $50 \text{ W/m}^2$ . Die gestrichelte Linie zeigt die geografische Breite des Ortes, an dem die Sonne mittags im Zenit steht. Die schwarzen Flächen zeigen die Polarnacht, d.h. keine Sonneneinstrahlung. Abbildung aus Hartmann [1994].

Die **Strahlungsgleichgewicht am Oberrand der Atmosphäre** (TOA) ist rein Strahlungsbedingt und kann mit Hilfe von Satelliten gemessen werden. Die Nettostrahlung ( $R_{TOA}$ ) ist gleich der absorbierten Solarstrahlung ( $Q_{abs}$ ) minus der ausgehenden langwelligeren Strahlung (outgoing longwave radiation, kurz: OLR)

$$R_{TOA} = Q_{abs} - OLR. \quad (2.31)$$

Die absorbierte Solarstrahlung ist die einfallende Strahlung  $S_{TOA}$  minus des Rückstrahlvermögens der Oberfläche, genannt Albedo  $\alpha$ :

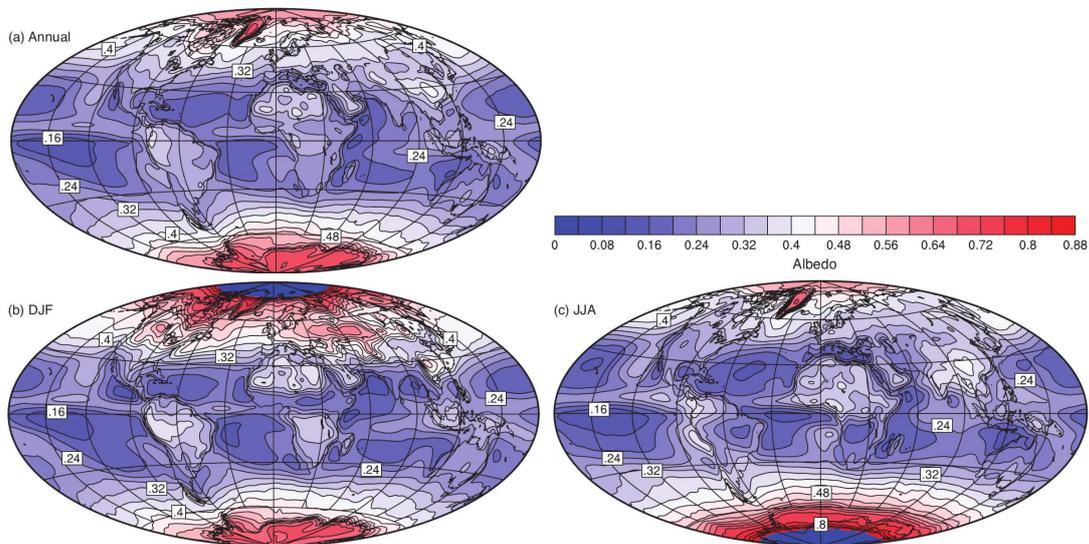
$$Q_{abs} = S_{TOA}(1 - \alpha). \quad (2.32)$$

Bestimmt wird die **Albedo** aus dem Vergleich von Satellitenmessungen der reflektierten und eingefallenen Strahlung. Gemittelte Werte für die häufigsten Oberflächen sind in Tabelle 2.4 gezeigt.

Im globalen Mittel beträgt die Albedo ca. 0,3, d.h. 30 % der solaren Einstrahlung wird reflektiert (siehe Abbildung 2.9). Die globale Verteilung der Albedo ist in Abbildung 2.12 für das Jahresmittel (a), den Nordwinter DJF (b) und den Nordsummer JJA (c) dargestellt. Am größten ist die Albedo in den polaren Breiten, da dort die weißen Wolken und der Schnee in Kombination mit den großen Zenitwinkeln viel solare Strahlung reflektieren. Die zweitgrößten Albedos werden über tropischen und subtropischen Regionen erreicht, in denen massive Wolkensysteme und helle Wüsten dominieren. Die kleinsten Werte zeigen sich über den tropischen Ozeanen. Ohne Wolken und Meereis

Art der Oberfläche	Albedo	Art der Oberfläche	Albedo
Stabile trockene Schneedecke (Breiten über 60°)	0,8 - 0,9	Meer	0,07-0,2
Wald mit stabiler Schneebedeckung	0,45	Hohe Wolken (Cirrus)	0,21
Meereis	0,5 - 0,7	Mittelhohe Wolken (3-6km)	0,48
Heller feiner Sand	0,37	Niedrige Wolken	0,69
Laubwald im Sommer	0,18	Cumulus-Wolken	0,7

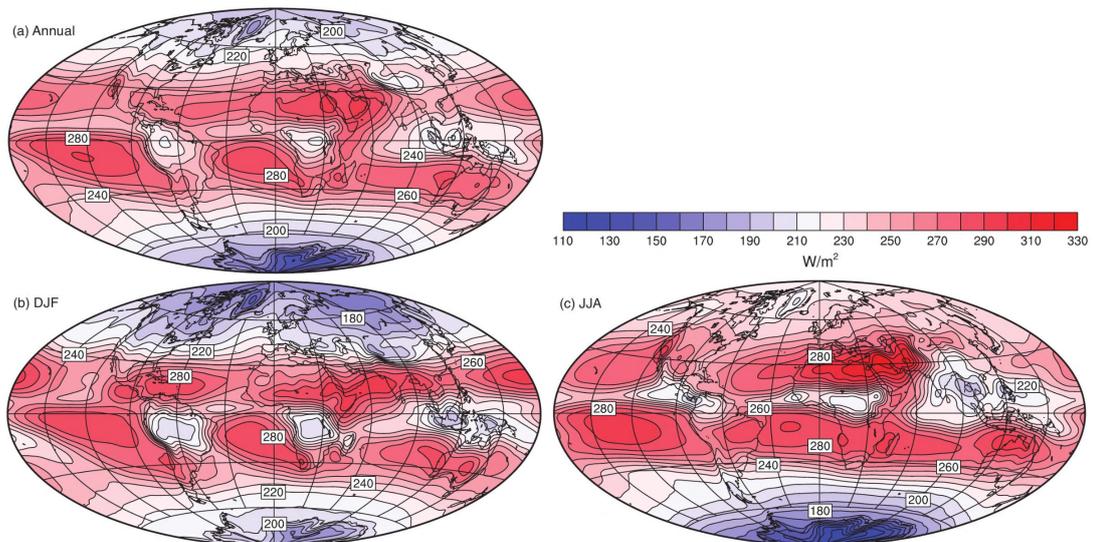
**Tabelle 2.4:** Albedo verschiedener Oberflächen. Entnommen aus Burroughs [1993].



**Abbildung 2.12:** Albedo als (a) Jahresmittel, (b) Mittel über den nordhemisphärischen Winter und (c) den nordhemisphärischen Sommer. Gemessen mit dem CERES-Gerät (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) auf dem Satelliten Terra von 2000-2013. Abbildung aus Hartmann [2015].

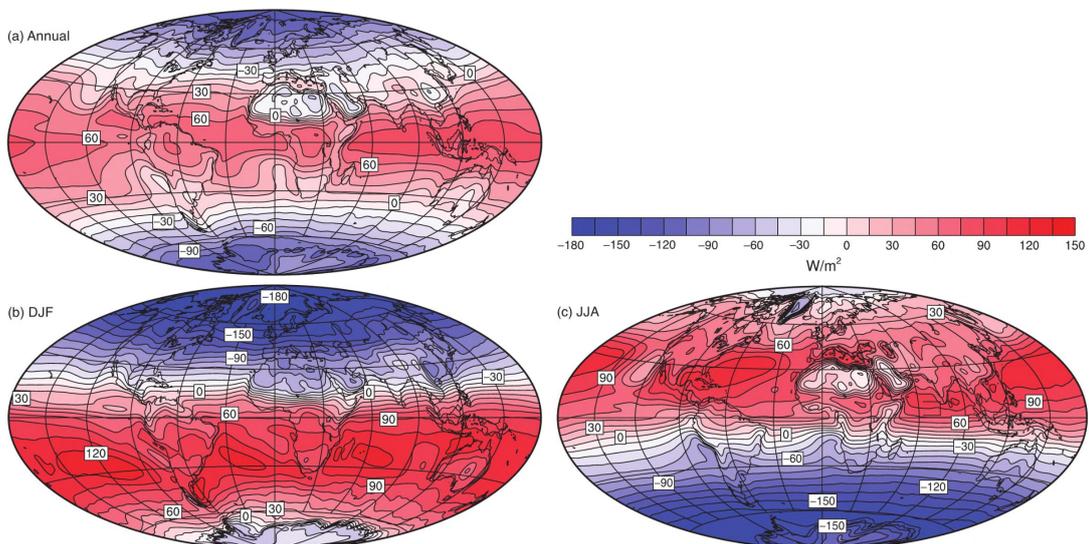
werden hier nur ca. 8-10 % der einfallenden Strahlung zurückgestrahlt.

Die ausgehende langwellige Strahlung (OLR) ist in Abbildung 2.13 für als Jahresmittel (a), für den nordhemisphärischen Winter (b) und den Sommer (c) dargestellt. Die OLR ist über Wüsten und den tropischen Ozeanen am Größten, in denen sehr oft wolkenlose Bedingungen herrschen. Gering ist die OLR in den polaren Breiten und in den tropischen Gebieten, die beinahe permanent mit hochreichenden Wolken bedeckt sind. Die Ursache dafür ist, dass die Temperatur der Oberflächen die OLR bestimmt. So emittieren die kalten schneebedeckten Gebiete und die kalten Wolkenobergrenzen, im Gegensatz zu den warmen Wüsten und tropischen Meeren, wenig langwellige Strahlung.



**Abbildung 2.13:** OLR als (a) Jahresmittel, (b) für den nordhemisphärischen Winter und (c) den nordhemisphärischen Sommer. Gemessen mit dem CERES-Gerät (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) auf dem Satelliten Terra von 2000-2013. Abbildung aus Hartmann [2015].

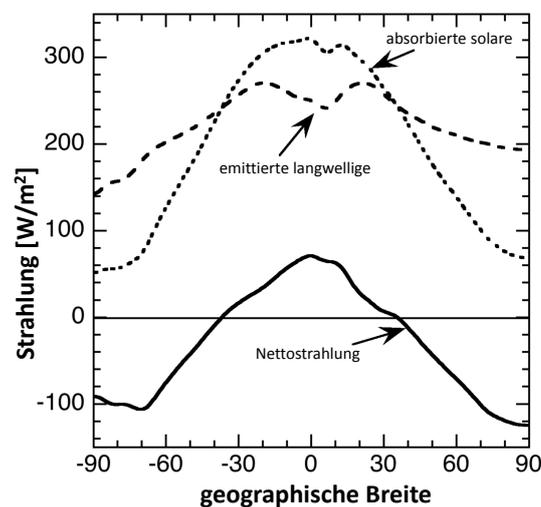
Die **Nettostrahlung** ist definiert als die Summe der kurzwelligigen Einstrahlung und der langwelligigen Ausstrahlung und ist in Abbildung 2.14 dargestellt. Netto ist die



**Abbildung 2.14:** Nettostrahlung als (a) Jahresmittel, (b) für den nordhemisphärischen Winter und (c) den nordhemisphärischen Sommer. Gemessen mit dem CERES-Gerät (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) auf dem Satelliten Terra von 2000-2013. Abbildung aus Hartmann [2015].

Strahlung an den Polen negativ und in den Tropen positiv (siehe Abbildung 2.14). Die höchsten positiven Werte (um  $140 \text{ W/m}^2$ ) ergeben sich über den subtropischen Ozeanen der Sommerhemisphäre, wo viel Einstrahlung und relativ geringe Albedos zu einer hohen Absorptionsrate kurzwelliger Strahlung führen. Da die emittierte Strahlung in den Polarnächten der Winterhemisphäre nicht von kurzwelliger Einstrahlung kompensiert werden kann, treten hier die höchsten Energieverluste auf. Jährlich gemittelt, treten Energieverluste auch in trockenen Wüstenregionen auf. Die hohe Albedo von hellem Wüstensand ist vergleichbar mit der Albedo von Meereis (siehe Tabelle 2.4). Kombiniert mit der großen OLR, aufgrund der trockenen, wolkenlosen Atmosphäre über dem warmen Wüstensand, ergibt sich ein Energieverlust.

Im zonalen Jahresmittel (siehe Abbildung 2.15) zeigen sowohl die kurzwellige Ein-



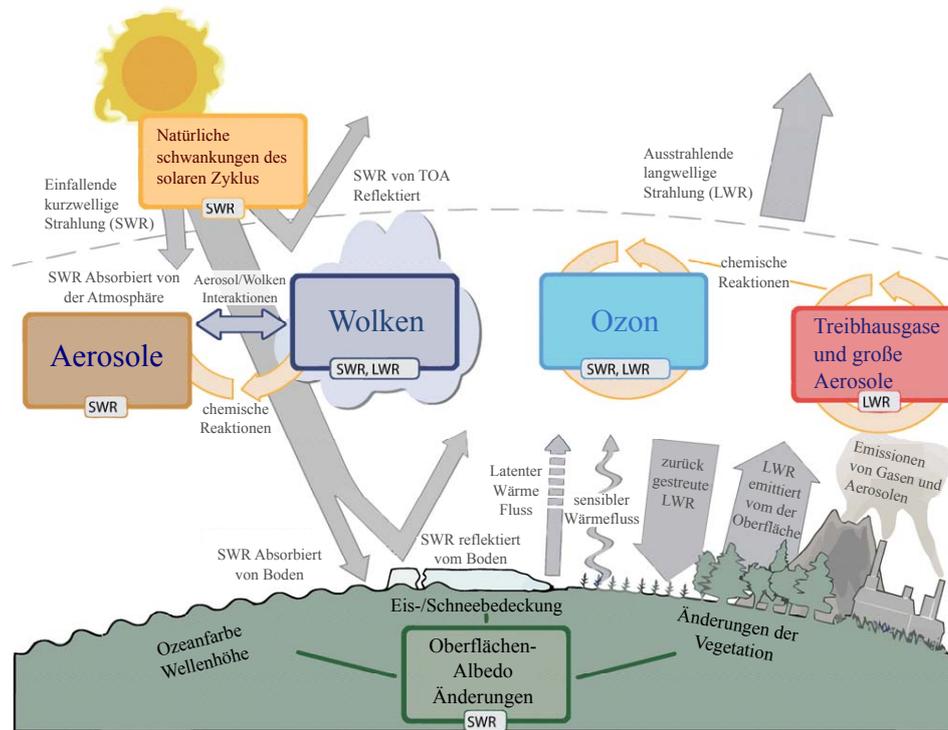
**Abbildung 2.15:** Zonale Jahresmittel der absorbierten Solarstrahlung der emittierten langwelligeren Strahlung und der Nettostrahlung. Abbildung übersetzt aus Hartmann [2015].

strahlung, als auch die langwellige Ausstrahlung eine starke Breitenabhängigkeit. Die Abnahme der absorbierten Solarstrahlung vom Äquator zu den Polen hat im Wesentlichen zwei Gründe. Zum einen ist die solare Einstrahlung in den Wintermonaten minimiert (bis Null) und zum anderen wird an den Polen, aufgrund der höheren Albedo, mehr Strahlung reflektiert als in den Tropen. Da sich die abgestrahlte Energie von der Temperatur der Oberfläche ableitet, ist der Gradient der emittierten Strahlung zwischen Äquator und den Polen nicht so groß wie bei der absorbierten Solarstrahlung. Netto ergibt sich damit ein Energieüberschuss am Äquator und ein Energiedefizit ab  $\pm 40^\circ$  polwärts. Dieser Gradient in der Nettostrahlung wird durch den Transport von Energie in der Atmosphäre und im Ozean balanciert.

## 2.3 Einführung in Radiative Forcing

Das Klimasystem kann im thermodynamischen Sinne beschrieben werden als Wetter generierende Wärmekraftmaschine, angetrieben durch die Strahlung der Sonne und die Emission von terrestrischer langwelliger Energie ins All. Das Energiebudget der Erde ergibt sich aus der Summe der kurzwelligen und der langwelligen Strahlung und sollte am Oberrand der Atmosphäre Null sein. In Abbildung 2.16 sind mögliche Antriebe für eine Imbalance des Systems dargestellt. Zum Beispiel können natürliche Schwankungen der Sonneneinstrahlung (z.B. 11-jähriger solarer Zyklus; siehe 2.4.1) Änderungen im Energiebudget der Erde hervorrufen. Die Emission von Gasen und Aerosolen wird anthropogen verstärkt und durch chemische Reaktionen (auch indirekt) die Mischungsverhältnisse von stratosphärischem Ozon und Aerosolen verändert. Ozon und Aerosolpartikel absorbieren und streuen kurzwellige Strahlung und erzeugen so ein Ungleichgewicht. Einige Aerosole fungieren als Kondensationskeime. Sind mehr davon in der Atmosphäre, verändern sie die Eigenschaften von Regentropfen und können den Niederschlag beeinflussen. Da die Interaktionen zwischen Wolken und der kurz- und langwelligen Strahlung relativ ausgeprägt sind, reichen schon kleine Änderungen in der Wolkenstruktur, um das Energiebudget aus dem Gleichgewicht zu bringen. Außerdem beeinflusst der Mensch durch Erhöhungen der GHGs ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_3$ , CFCs) und großen Aerosole über  $2,5 \mu\text{m}$  die Menge an langwelliger (terrestrischer) Strahlung (LWR), die ins All zurückgesendet wird. Dies geschieht durch Absorption der LWR durch GHGs, die weniger Energie bei einer geringeren Temperatur erneut emittieren (genauer nachzulesen in IPCC AR5 Kapitel 2.2). Veränderungen der Albedo der Erdoberfläche werden durch Änderungen in der Vegetation (z.B. Brandrodung), der Schnee- und Eisbedeckung und der Farbe des Ozeans bewirkt [Cubasch et al., 2013]. Diese Veränderungen sind zum Teil täglich und saisonal durch natürliche Faktoren bestimmt (Schneebedeckung), aber auch durch den Menschen beeinflusst (Änderungen der Landnutzung) [Forster et al., 2007].

Faktoren, die den Klimawandel beeinflussen, können in zwei Gruppen eingeteilt werden: Antriebe (**Forcings**) und Rückkopplungen **Feedbacks**. Ein Strahlungsantrieb (Klimaantrieb) ist ein Strahlungsungleichgewicht, das in ein Klimasystem eingeführt wird. Dies kann durch externe Faktoren oder durch den Menschen geschehen. Externe Faktoren sind unter anderem der schwankende solare Zyklus und Vulkanausbrüche (siehe Kapitel 2.4.1). Anthropogen werden Treibhausgase und deren Vorläuferstoffe sowie verschiedenste Aerosole emittiert und so ihre Mischungsverhältnisse in der Atmosphäre erhöht (siehe Kapitel 2.4.2). Ein Klimafeedback ist ein interner Prozess, der die Reaktion des Klimas auf ein Forcing verstärkt oder abschwächt. Erhöht man z.B. die  $\text{CO}_2$ -Mischungsverhältnisse in der Atmosphäre, folgt eine Erwärmung. Auf die Erwärmung folgt eine Erhöhung des Wasserdampfs in der Atmosphäre, welcher wiederum auch ein Treibhausgas ist und eine weitere Erwärmung mit sich bringt. So ist die Erhöhung der  $\text{CO}_2$ -Mischungsverhältnisse das Forcing und der zusätzliche Wasserdampf das Feedback. Eine schematische Darstellung der Begriffe ist in Abbildung

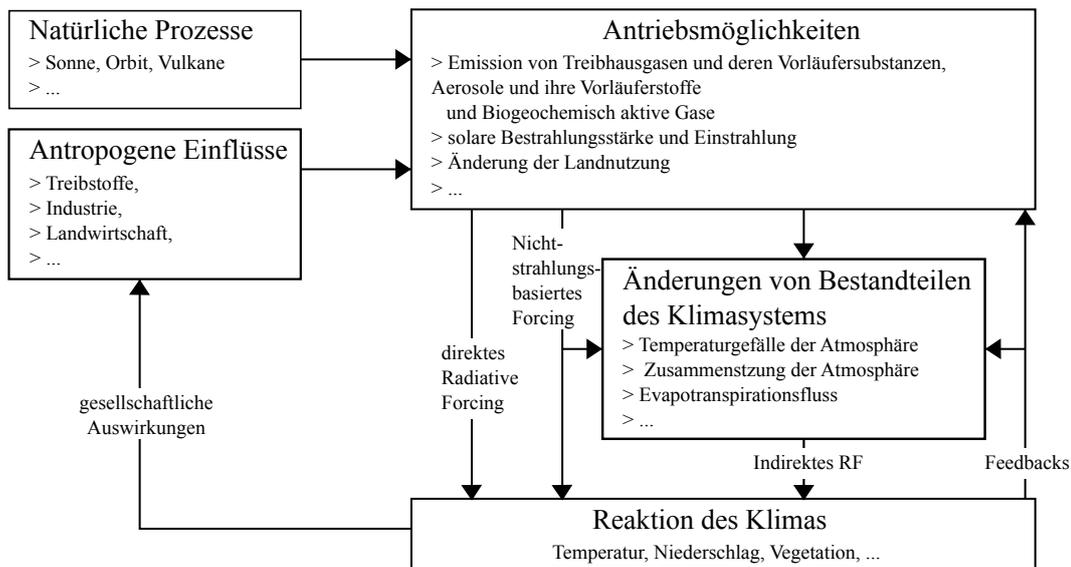


**Abbildung 2.16:** Haupteinflussfaktoren des Klimawandels. Gezeigt ist die Strahlungsbilanz zwischen der einfallenden kurzwelligen Strahlung (SWR) und der ausgehenden langwelligen Strahlung (LWR). Sie wird von globalen Klimaantrieben beeinflusst. Abbildung entnommen und übersetzt aus Cubasch et al. [2013].

2.17 dargestellt.

Die Antriebe einer Störung (Forcing) können in drei Kategorien eingeordnet werden: **Direktes Forcing**, **indirektes Forcing** und **nicht-strahlungsbedingtes Forcing**. Das direkte Forcing beeinflusst, wie der Name verrät, direkt den Strahlungshaushalt der Erde. Beispielsweise absorbiert und emittiert zusätzliches  $\text{CO}_2$  mehr infrarote Strahlung. Beim indirekten Forcing ist die initiale Störung die Änderung von Komponenten des Klimasystems, z.B. eine geringere solare Einstrahlung. Diese wirken sich auf andere Komponenten aus (geringere Produktion von stratosphärischem Ozon), die wiederum eine Strahlungsimbalance erzeugen. Im Gegensatz zu den ersten beiden Kategorien, bei denen die Imbalancen direkt durch Strahlung (Absorption, Emission und Produktion) erzeugt wird, ist bei dem nicht-strahlungsbedingten Forcing keine direkte Strahlung beteiligt. Ein Beispiel ist ein erhöhter Evapotranspirationsfluss aufgrund einer vermehrten Bewässerung von Agrarland.

Erfolgt nun eine Strahlungsimbalance in Form einer Störung oder durch eine interne Fluktuation, ändert sich das Klimasystem bis ein neues Gleichgewicht erreicht ist. Die Dauer der Imbalance bzw. die Reaktionszeit des Klimas, spielt dabei eine wichti-



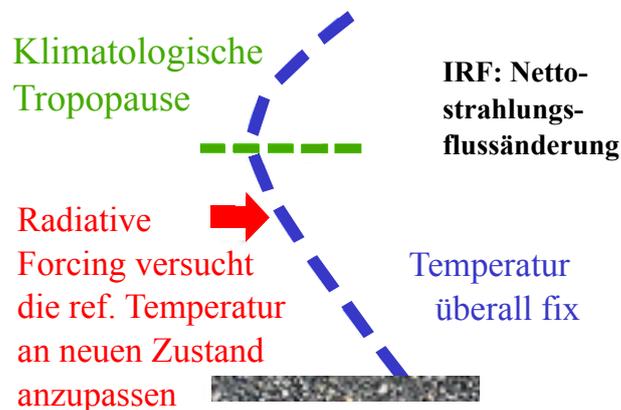
**Abbildung 2.17:** Begriffsstruktur des Radiative Forcings, Reaktionen des Klimas und Feedbacks unter heutigen Bedingungen. Abbildung entnommen und übersetzt aus Jacob et al. [2005].

ge Rolle [Hansen et al., 1985, 1997b]. Interne Fluktuationen mit globalen Strahlungsflussänderungen (von  $0,5 \frac{W}{m^2}$  in den letzten Jahren [Kato, 2009]) werden unter anderem durch El Niño (siehe u.a. Diaz & Markgraf [2000]; Sarachnik & Cane [2010]), einem Telekonnektionsmuster mit globalen Auswirkungen, hervorgerufen. Thermodynamische und dynamische Prozesse lassen die Atmosphäre auf diese Energieimbalancen reagieren, indem sich das vertikale Temperaturprofil an ein neues Gleichgewicht anpasst. Dies geschieht durch Feedbacks wie dem Heben und Expandieren von Luft, der Evaporation und Kondensation von Wasser und der erhöhten Rückstrahlung ins Weltall. Klimamodelle berechnen diese Anpassungsprozesse in der Troposphäre. In der Stratosphäre sind die Temperaturanpassungen sehr klein und hauptsächlich durch Ozon-Photochemie kontrolliert. Infolgedessen befinden sich die Stratosphärentemperaturen in wenigen Monaten bereits im neuen Gleichgewicht, wohingegen die Troposphäre für diesen Anpassungsprozess Jahre bis Dekaden benötigt. Diese Eigenschaften werden für verschiedene Herangehensweisen der Berechnung des RF genutzt.

In den vergangenen Jahrzehnten wurden mehrere Möglichkeiten untersucht den Klimawandel zu beziffern. Dazu gehören unter anderem das Konzept des Radiative Forcings (RF), die Klimasensitivität, die Klimareaktion [Gregory et al., 2004b], die globale Temperaturänderung [Fuglestedt et al., 2003; Manne & Richels, 2001], die Wirksamkeit (Efficacy) [Hansen et al., 2005b], die Ozean-Enthalpie [Hansen et al., 2005a], der Nettostrahlungsfluss am Oberrand der Atmosphäre [Murphy et al., 2009], das Energiebudget am Boden [Andrews et al., 2009] und das Potential der globalen Erderwärmung [Houghton et al., 1990]. Die Definitionen der einzelnen Konzepte werden im Folgenden erläutert.

### 2.3.1 Instantanes RF

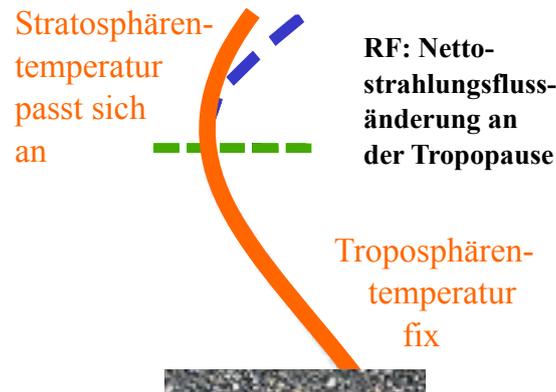
Die einfachste Definition von RF ist die „instantane“ Nettostrahlungsflussänderung aufgrund einer initiierten Störung (siehe Abbildung 2.18). Dieser Wert ist in der gesamten mittleren Atmosphäre konstant und kann daher an der Troposphäre oder am Oberrand der Atmosphäre berechnet werden. Dazu wird eine im Gleichgewicht befindliche Atmosphäre gestört [Hansen et al., 1997c], indem z.B. die Mischungsverhältnisse eines strahlungsaktiven Gases verändert wird. Der Zustand der Atmosphäre bleibt gleich und darf sich infolge der Störung **nicht an den neuen Zustand anpassen** (adjustieren). Die sich ergebene Änderung der Strahlungsflüsse (kurzwellig + langwellig) wird dann direkt berechnet. Eine Klimaänderung würde sich einstellen, wenn die Atmosphäre sich an die neuen Strahlungsflüsse anpassen dürfte. Doch in dieser Definition sind alle **Anpassungsmechanismen explizit ausgeschlossen**.



**Abbildung 2.18:** Schematische Darstellung der Atmosphäre während eines instantanen Radiative Forcing. (Aktualisiert und übersetzt von Myhre et al. [2013].)

### 2.3.2 Stratosphären-Adjustiertes RF

Im Gegensatz zur Troposphäre kann sich die Stratosphäre, nach dem Einsetzen einer Störung, in wenigen Monaten an ein neues Gleichgewicht anpassen. Die Troposphäre braucht dazu, durch die Wechselwirkungen mit dem Ozean und den Landmassen, Dekaden bis Jahrhunderte. Aufgrund des schnellen Anpassungsvermögens der Stratosphäre wurde eine weitere Definition des RF eingeführt, das stratosphären-adjustierte RF (siehe Abbildung 2.19). Dem Name nach, wird das stratosphären-adjustierte RF erst berechnet, nachdem sich die Stratosphäre an ein neues Gleichgewicht anpassen



**Abbildung 2.19:** Schematische Darstellung der Atmosphäre während eines stratosphären-adjustierten Radiative Forcing. (Aktualisiert und übersetzt von Myhre et al. [2013])

durfte. Der Zustand der Troposphäre bleibt jedoch wie beim instantanen RF fixiert. Aufgrund der Anpassungen ist das adj. RF in der Stratosphäre nicht mehr konstant und kann an der Troposphäre oder am Oberrand der Atmosphäre abgelesen werden. Laut dem dritten Assessment Report des IPCC [Ramaswamy et al., 2001], wird die klimatologische Tropopause als Standard für die Berechnung des RF definiert. Das beeinträchtigt jedoch die Vergleichbarkeit der Ergebnisse zwischen verschiedenen Modellen, da die Tropopausenhöhe keine eindeutig bestimmte Höhe und daher variabel ist. Bei den Treibhausgasen sind die Emissionen am Erdboden so nah an der Erdoberfläche, dass der Unterschied zwischen instantaner und adjustierter Berechnung des RF vernachlässigbar gering ist [Hansen et al., 1997a].

Die Berechnung des stratosphären-adjustierten RF basiert auf dem Konzept des *fixed dynamical heating* (FDH) [Ramanathan & Dickinson, 1979; Fels et al., 1980; Stuber et al., 2001b]. Es besagt, dass sich die Stratosphärentemperatur nach einer eingehenden Störung schnell an ein neues Gleichgewicht anpasst, bevor die Troposphäre oder die Erdoberfläche auf die Störung reagieren kann und sich ein wesentlicher Feedback ausbildet. Fels et al. [1980] wiesen darauf hin, dass die untere Stratosphäre mehrere Monate benötigt, um ein neues Gleichgewicht zu erlangen. Daher wurde das Konzept von Forster et al. [1997] erweitert und nennt sich *seasonally evolving fixed dynamical heating* (SEFDH) und berechnet lediglich einen quasi-stationären Zustand. Die noch nicht gestörten Strahlungsflüsse geben addiert den **Nettostrahlungsfluss**:

$$F = F_{sw} + F_{lw} = F_{sw}(a, q, b, m, C, \dots) + F_{lw}(q, b, m, C, T, \dots). \quad (2.33)$$

Die Störung kann geschrieben werden als

$$C' = C + \Delta C \quad (\text{oder}) \quad b' = b + \Delta b \quad (\text{oder}) \quad m' = m + \Delta m \quad (2.34)$$

Damit können die gestörten Strahlungsflüsse diagnostisch berechnet werden

$$F' = F'_{sw} + F'_{lw} = F'_{sw}(a', q', b', m', C', \dots) + F'_{lw}(q', b', m', C', T^*, \dots). \quad (2.35)$$

Das RF (Nettostrahlungsflussänderung) wird dann aus der Differenz aus  $F'$  und  $F$  berechnet und räumlich (Breitengrade und Längengrade) und zeitlich (kompletter Jahreszyklus) gemittelt.

Die ungestörte **Temperaturtendenz**

$$\frac{dT}{dt} = \frac{dT}{dt} \Big|_{dyn} + \frac{dT}{dt} \Big|_{rad} \quad (2.36)$$

mit der Strahlungstemperaturtendenz

$$\frac{dT}{dt} \Big|_{rad} = \frac{g}{cp} \left( \frac{\Delta F_{sw}}{\Delta p} + \frac{\Delta F_{lw}}{\Delta p} \right). \quad (2.37)$$

und der dynamischen Temperaturtendenz

$$\frac{dT}{dt} \Big|_{dyn} = \frac{dT}{dt} - \frac{dT}{dt} \Big|_{rad} \quad (2.38)$$

ergibt die neue Gleichgewichtstemperatur  $T^*$ :

in der Stratosphäre

$$\frac{dT^*}{dt} = \frac{dT}{dt} \Big|_{dyn} + \frac{dT^*}{dt} \Big|_{rad}, \quad (2.39)$$

in der Troposphäre

$$T^* = T. \quad (2.40)$$

In der Stratosphäre ist die Temperaturtendenz in einen dynamischen und einen Strahlungsteil unterteilt.  $T$  ist die Gleichgewichtstemperatur, die vor der Störung herrschte. Die rechte Seite der Gleichung 2.38 wird jedoch nicht wie bei Forster et al. [1997] mit Daten einer Klimatologie berechnet, sondern online bei jedem dritten Zeitschritt der Modellsimulation. Somit findet die Berechnung des RF unter natürlich variierenden Bedingungen des jährlichen Zyklus statt und das adjustierte Temperaturfeld hängt von Raum und Zeit ab. In Gleichung 2.39 ist zu erkennen, dass in der Stratosphäre die dynamische Temperaturtendenz des neuen Gleichgewichtszustandes gleich der des ungestörten Zustands ist. Nur der Strahlungsteil der Temperaturtendenz unterscheidet sich von der ursprünglichen Atmosphäre. In der Troposphäre ist die Temperaturtendenz des gestörten und ungestörten Falls identisch. Die Berechnung des RF erfolgt an der exakten Höhe der Tropopause (Berechnung der Tropopausenhöhe im EMAC-Modell mit dem Submodel VISO [Jöckel et al., 2010]; siehe Kapitel 3.2). Für die Berechnung des

adjustierten RF gehört die Modellschicht in der sich die Tropopause befindet zu dem Teil, der sich adjustieren darf. Für die Tropopausenhöhe wird eine feste, über eine Dekade (1960-1969) gemittelte Tropopause verwendet. Dies geschieht, da sich bei einer veränderlichen Höhe kein neues Gleichgewicht einstellen könnte.

In dieser Arbeit wird im Folgenden nicht mehr der Ausdruck stratosphären-adjustiertes RF, sondern nur noch adjustiertes RF verwendet. Als die Definition erstellt wurde, waren nur sehr wenige Klimamodelle in der Lage, bis in Höhen über 1 hPa zu simulieren. Doch das hier verwendete EMAC-Modell reicht bis in eine Höhe von 0,01 hPa (ca. 80 km) und deckt damit auch einen Teil der Mesosphäre ab. Alle Adjustierungen finden daher nicht nur in der Stratosphäre, sondern auch in der Mesosphäre statt. Die veraltete Namensgebung sollte deshalb in mittelatmosphären-adjustiertes RF oder schlicht adjustiertes RF geändert werden.

### **2.3.3 RF in der Vergangenheit**

In ihrer Vergangenheit war die Erde positiven und negativen Imbalancen am Oberrand der Atmosphäre aufgrund von Plattentektonik und Vulkanismus ausgesetzt. Infolgedessen wurde sie immer wieder in neue Zustände getrieben. Langsam, aber stetig akkumulierten sich kleine Störungen von z.B. Plattenbewegungen über immense Zeiträume hinweg zu großen Klimarückkopplungen. Diese konnten am Ende die Größenordnungen von instantanen Störungen wie Asteroideneinschlägen und damit die Energie für größere Klimaumschwünge haben. Natürliche Störungen der Strahlungsflüsse können direkt oder indirekt sein. Ein direkter Einfluss ist z.B. der 11-jährige Sonnenzyklus. Indirekt wirken Störungen der Lithosphäre oder der Biosphäre, die die Zusammensetzung der Atmosphäre verändern und somit eine Strahlungsflussänderung initiieren [Kump et al., 2000]. Ein weiterer natürlicher Einfluss auf großer Zeitskala sind die Milancović-Zyklen, die die Bewegung der Erde um die Sonne beschreiben. Diese Zeitskalen sind jedoch sehr groß und werden in dieser Arbeit nicht berücksichtigt. Für diese Arbeit interessanter ist die Zeitepoche der letzten 200 Jahre. Diese nannte der Nobelpreisträger Paul J. Crutzen in seiner Arbeit [Crutzen, 2006] als „Anthropozän“ aufgrund der einsetzenden Industrialisierung und der damit einhergehenden anthropogenen Beeinflussung des Klimas.

### **2.3.4 Vor- und Nachteile des RF**

Nettostrahlungsflussänderungen sind relativ einfach zu berechnen und die Ergebnisse verschiedener Modelle sind generell stabil. Sie können von Satelliten gemessen oder aus Änderungen der Ozeanenthalpie abgeleitet werden (siehe letzter Absatz in

Kapitel 2.4.2). Sie geben Aufschluss über den Klimawandel und sind auch für nicht-Wissenschaftler (wie Politiker) einfach zu verstehen. Trotz der Vorteile der Methode haben sich in den letzten Jahrzehnten auch Nachteile herauskristallisiert. Manche Faktoren, wie absorbierende Aerosole und Veränderungen in der Landnutzung, bewirken nur regionale Unterschiede im RF, die am TOA nicht in dem Maße berechnet werden. Außerdem werden allgemein keine Aussagen über regionale Änderungen von Temperatur oder Niederschlag gemacht. Um diese Kritiken zu berücksichtigen müssten drei Dinge in das Konzept RF eingebaut werden:

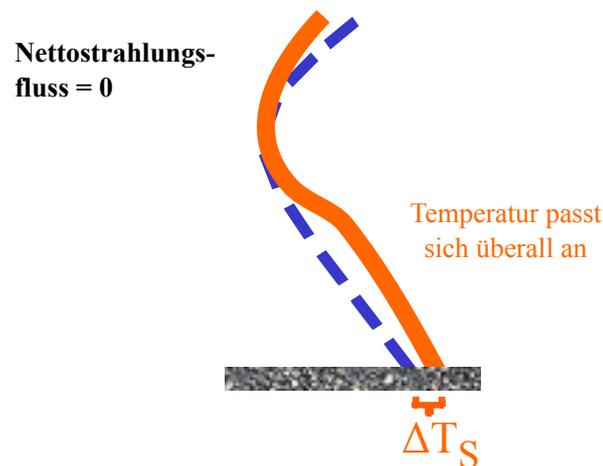
- die vertikale Struktur des RF,
- die regionale Variabilität des RF,
- die Berechnung von nicht-strahlungsbedingtem Forcing.

Des Weiteren ist das RF von CO<sub>2</sub> gut verstanden, aber für andere Substanzen wie dem Ozon sind noch Wissenslücken vorhanden. Aerosole sind noch weniger verstanden und nicht-strahlungsbedingtes RF wird meist gar nicht erst berechnet. Grund für diese Wissenslücken sind kurze Beobachtungszeiträume, die teilweise auch fehlerbehaftet sind. Auch die Tropopausenhöhe stellt ein Problem dar. In dieser Höhe wird das RF abgelesen und ist damit eine wichtige Größe. In den durchgeführten Simulation wird immer die Referenztropopausenhöhe verwendet, also die von 1965 (1960-1969 gemittelt; bzw. 1865 1860-1869 gemittelt). Dies ist notwendig, denn wenn sich die Tropopausenhöhe ändern dürfte, könnte sich keine neue Gleichgewichtstemperatur bei den adjustierten RF Simulationen einstellen. Es wurde jedoch in früheren Studien mit CO<sub>2</sub>-Verdopplungen [Fomichev et al., 2007] gezeigt, dass erhöhte Meeresoberflächentemperaturen in der Zukunft zu einer Erhöhung der Tropopausenhöhe führen wird. Dies ist auch in den transienten Simulationen der Fall. Somit haben die Treibhausgas-Mischungsverhältnisse der in der Arbeit verwendeten transienten Simulationen von 1960-2100, die für die RF-Berechnungen verwendet wurden, am Ende des Jahrtausends eine andere Tropopausenhöhe „gesehen“, als bei den RF-Berechnungen verwendet wurde. Dadurch entstehen kleine Ungenauigkeiten.

### 2.3.5 Klimasensitivität

Unser Wissen über vergangene Klimaschwankungen und deren Ursachen werden aus geologischen, geochemischen und Paläo-Klima-Messungen gewonnen. Dazu gehören in Eis eingeschlossenes CO<sub>2</sub> und Methan. Einige dieser Daten können als quantitative Proxies zur Berechnung der generellen Reaktion des Klimasystems auf Treibhausgasanstiege genutzt werden. Zusätzlich können vulkanisches und solares RF durch heutige Entsprechungen und durch die Kepler'schen Gesetze berechnet werden. All

diese Informationen werden verwendet, um die generelle Sensitivität des Klimasystems  $\lambda$  aufgrund von Veränderungen, wie steigenden Treibhausgasen oder geringerer Sonnenaktivität, zu ermitteln. Mit globalen Klimamodellen wurden Berechnungen



**Abbildung 2.20:** Schematische Darstellung der atmosphärischen Prozesse nach einer Nettostrahlungsflussänderung. Die Temperatur gleicht die Strahlungsflussänderungen aus, bis ein neues Gleichgewicht erreicht ist. (Aktualisiert und übersetzt von [Myhre et al., 2013])

zur  $\text{CO}_2$ -Verdopplung und zur Erhöhung der solaren Einstrahlung um 2 % gemacht. Hansen et al. [1997c] zeigten, dass das **RF an der Tropopause und die Änderung der globalen Erdoberflächentemperatur miteinander korrelieren**. Wenn die globale Temperaturänderung  $\Delta T_{surf}$  als globale Klimareaktion angesehen wird, ist die Klimasensitivität  $\lambda$  definiert als

$$RF = \frac{1}{\lambda} \cdot \Delta T_{surf}, \quad (2.41)$$

Die Klimazustände unterscheiden sich aufgrund von natürlichen oder anthropogenen Änderungen des Systems, z.B. durch ihre Orbitparameter oder ihre Treibhausgaskonzentrationen. Ein linearer Zusammenhang zwischen dem Forcing und der Differenz der globalen Erdoberflächentemperatur bestimmt dann die Klimasensitivität  $\lambda$ .

Die Strahlungsenergie der Sonne wird vom Klimasystem gebraucht, um Arbeit zu verrichten (in Form von Konvektion) und um das System zu erwärmen (Aufheizen der Atmosphäre, der Landoberfläche und des Ozeans). Der Zusammenhang zwischen RF und der Änderung der global gemittelten Oberflächentemperatur ist mit Paläo-Klimadaten relativ stabil und zeigt damit, dass die Klimasensitivität unabhängig von der Art der initialen Störung ist. Eine  $\text{CO}_2$ -Änderung oder ein Vulkanausbruch mit der gleichen Nettostrahlungsflussänderung verursachen die gleiche Änderung der Oberflächentemperatur [Wetherald & Manabe, 1975; Hansen & Takahashi, 1984; Cess et al., 1985]. Zudem ist die Relation zwischen  $\Delta T$  und RF ein Ausdruck der Energiebilanz

und zeigt die Beziehung zwischen Antrieb und Reaktion des Klimasystems [Myhre et al., 2013].

Jedoch hat auch diese Methode Nachteile. Die Klimasensitivität muss für jedes Modell einzeln berechnet werden, da sie zwischen verschiedenen Modellen teilweise sehr stark variiert [Colman, 2003; Bony et al., 2006; Soden & Held, 2006]. Die Variationen sind bei adjustiertem RF kleiner als bei instantanem RF, aber dennoch vorhanden. Damit dient die Klimasensitivität auch als nützliche Methode, die Reaktionen verschiedener Klimamodelle auf externe Antriebe zu vergleichen. Die Modelle des Coupled Model Intercomparison Project Phase 3 (CMIP3) [Meehl et al., 2007] simulierten bei einer Störung von  $1 \text{ W/m}^2$  eine Klimasensitivität von 2,1 bis  $4,4 \text{ }^\circ\text{C}$  [Randall et al., 2007]. In Phase 5 (CMIP5) simulierten die Modelle eine Klimasensitivität von 0,83 bis  $4,67 \text{ }^\circ\text{C}$  [Andrews et al., 2012b]. Grund für die Modellunterschiede sind Rückkopplungsprozesse wie die Wasserdampfrückkopplung, die Wolkenrückkopplung, die Eis-Albedo-Rückkopplung und die Rückkopplung über das troposphärische Temperaturprofil, die unterschiedlich parametrisiert und auch unterschiedlich aufgelöst sind [Slingo & Slingo, 1988; Ramanathan & Coakley, 1978]. Dazu kommt das noch nicht vollständig geklärte Verständnis, wie sich Wolken im Klimawandel verhalten werden [Bony et al., 2006] und wie diese veränderten Wolkencharakteristika dann die atmosphärische Zirkulation beeinflussen [Slingo & Slingo, 1988]. Die Wolkenrückkopplung ist der am wenigsten verstandene Feedbackprozess [Stephens, 2005]. Einzelne Mechanismen und Zusammenhänge können u.a. bei Andrews et al. [2012a] nachgelesen werden. Jedoch zeigen die Studien von Hansen et al. [1997c], Joshi et al. [2003], Stuber et al. [2005] und Dietmüller et al. [2014], dass die Klimasensitivität auch innerhalb eines Modells variieren kann, vor allem wenn die Störung inhomogen verteilt ist (Ozonänderungen).

### 2.3.6 Weitere Definitionen

**Tatsächliches RF (Effective RF (ERF)):** Das ERF ist eine Weiterentwicklung des adjustierten RF. Es wird wie das RF in zwei Berechnungsmöglichkeiten unterteilt. Zum einen das “fixed ground temperature ERF”, bei dem die Temperatur der kompletten Erdoberfläche fixiert ist, und zum anderen das “fixed Ocean ERF” [Hansen et al., 2005b], bei dem nur noch die Ozeantemperaturen festgehalten werden und die gesamte Atmosphäre (Troposphäre, Stratosphäre und Mesosphäre) sich an den neuen Gleichgewichtszustand anpassen darf. Wenn nur von ERF die Rede ist, ist das “fixed Ocean ERF” gemeint, da die erste Variante fast nicht verwendet wird. Das Konzept der beiden Varianten ist jedoch in etwa gleich. Die resultierende Nettostrahlungsflussänderung zwischen dem Referenzzustand und dem gestörten Zustand berücksichtigt Feedbackmechanismen in der Atmosphäre und mit dem Festland, aber nicht mit dem Ozean. Daher ist ERF definiert als der Energiefluss, der durch eine Störung vom Ozean

absorbiert oder freigesetzt werden würde. Zur Berechnung des ERF muss der Effekt der globalen bodennahen Oberflächentemperaturänderung  $\Delta T_0$  zur Nettostrahlungsflussänderung am Oberrand der Atmosphäre  $ERF_0$  (auch „radiative flux perturbation“ genannt [Lohmann et al., 2010]) addiert werden:

$$ERF = ERF_0 + \frac{1}{\lambda} \cdot \Delta T_0. \quad (2.42)$$

Diese Definition wird in erster Linie für den Einfluss von Aerosolen und der Landnutzung verwendet.

**Klima-Feedback-Parameter** (Climate Response): Gregory et al. [2004b] zeigten eine weitere Möglichkeit, Klimaänderungen zu berechnen. Auch in dieser Methode wird eine Störung in ein System initiiert. Während des Anpassungsprozesses wird bis zum neuen Gleichgewicht der Klima-Feedback-Parameter  $F_S$  aus dem kurzwelligen Strahlungsfluss am Oberrand der Atmosphäre  $F_{TOA}$  und der Temperaturdifferenz am Boden  $T_0$  immer wieder neu berechnet:

$$F_S = F_{TOA} + \frac{1}{\lambda} \cdot \Delta T_0. \quad (2.43)$$

Aus den Ergebnissen wird mittels linearer Regression der Klima-Feedback-Parameter am Schnittpunkt der Regressionsgeraden mit der Y-Achse abgelesen. Ein Nachteil dieser Methode ist, dass alle Atmosphären- und Feedbackmechanismen stattfinden. Daher hängt das Ergebnis sehr stark von den Besonderheiten des Modells ab, mit dem die Berechnungen durchgeführt werden [Andrews et al., 2009; Manne & Richels, 2001].

**Globale Temperaturänderungen** (Global Temperature Change): Die Änderung der globalen Temperatur, nach einer gegebenen Störung, ist eine der besten Beschreibungen des klimatischen Einflusses von strahlungsaktiven Gasen und für die breite Bevölkerung am einfachsten zu verstehen. Diese Größe wird in immer mehr Studien über Zukunftsprognosen verwendet [Fuglestad et al., 2003; Manne & Richels, 2001]. Es ist jedoch ein größerer Aufwand nötig, diese zu berechnen, als „nur“ das RF zu bestimmen, und die Unterschiede der Modelle ist ebenfalls nicht vernachlässigbar.

**Wirksamkeit** (Efficacy): Eine der Hauptthesen des RF-Konzepts ist, dass die Reaktion des Klimas auf verschiedene Störungen sehr ähnlich ist. Somit ist es möglich, den Einfluss strahlungsaktiver Gase bzw. die Wirksamkeit [Hansen et al., 2005b; Joshi et al., 2003]) im Vergleich zu  $\text{CO}_2$  anzugeben. Genau definiert ist sie als globale Temperaturänderung pro Einheit RF, induziert durch eine Störung, im Vergleich zur Reaktion durch  $\text{CO}_2$ . Hansen et al. [2005b] zeigten z.B. das Methan eine Wirksamkeit von 110% im Vergleich zu  $\text{CO}_2$  hat, und sogar 145%, wenn man indirekte Effekte durch stratosphärischen Wasserdampf und troposphärisches Ozon mit einbezieht.

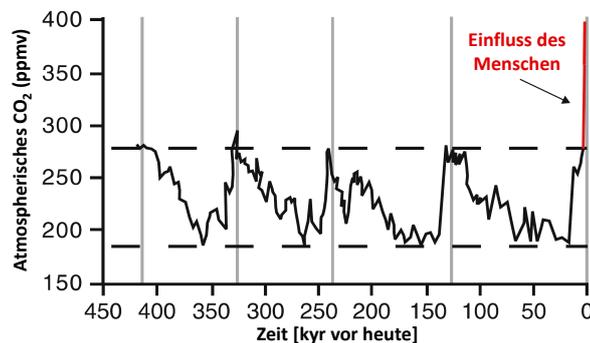
**Ansatz mit Energiebudget** (Energy Budget Approach): Je komplexer die Interaktionen zwischen der Störung und dem Klimasystem sind, desto unpassender sind die

oben genannten Methoden. Untersuchungen des gesamten Energiebudgets (strahlungs- und nicht-strahlungsbedingte Flüsse) beschreiben physikalisch reine Alternativen, die jedoch einen höheren Modellierungsaufwand bedeuten. Diese Untersuchungen können je nach Aufgabenstellung am Oberrand der Atmosphäre und an der Erdoberfläche berechnet werden. Die Methode des **Energiebudgets an der Erdoberfläche** (global surface energy budget) bringt alle Energie-Transport-Prozesse auf allen Zeitskalen des Atmosphären-Ozean-Land-Systems zusammen. Änderungen im Nettostrahlungsfluss, aufgrund einer erzwungenen Störung, werden durch turbulente Wärmefreisetzungen (turbulent heat release) ausgeglichen. Dies geschieht z.B. durch konvektive und evaporative Kühlung, durch Schneeschmelze und die Aufnahme von Wärme durch den Ozean. Die Energieflüsse an der Erdoberfläche können gemessen oder mit GCMs berechnet werden. Des Weiteren können die verschiedenen RF-Varianten im Prinzip auch an der Erdoberfläche berechnet werden [Andrews et al., 2009]. Diese Werte unterscheiden sich jedoch signifikant von den RF-Berechnungen an der Tropopause oder am Oberrand der Atmosphäre. So kann das instantane RF von *Asian Brown Clouds* (absorbierende Aerosole) [Krishnan & Ramanathan, 2002; Ramanathan et al., 2005, 2007; Gautam et al., 2009a]) am Oberrand der Atmosphäre sehr viel kleiner als am Erdboden sein. Ein Vorteil das RF an Erdboden zu berechnen, ist seine Verbindung mit dem Wasserkreislauf [Liepert et al., 2004; Richter & Xie, 2008]. Im Energiebudget der Erdoberfläche ist die Energie enthalten, die für Evaporation verwendet wird. Diese ist gleich der Niederschlagsmenge, da die Aufnahmefähigkeit der Atmosphäre relativ gering ist. Liepert et al. [2004] argumentieren daher, dass der Ansatz, das Energiebudgets an der Erdoberfläche zu berechnen, wichtig ist, um Änderungen der globale Niederschlagsmengen zu berechnen, vor allem wenn die anfängliche Störung inhomogen ist oder mit anderen Gasen wie troposphärische Aerosole oder Treibhausgasen interagiert. Jedoch sind die Unsicherheiten hydroklimatischer Zukunftsprojektionen immer noch sehr groß [Held & Soden, 2006; Stephens et al., 2010; Stocker, 2014; Ljungqvist et al., 2016].

## 2.4 Strahlungsaktive Gase und andere Einflussfaktoren

Wie in den vorherigen Kapiteln erwähnt, gibt es mehrere Möglichkeiten das Strahlungsgleichgewicht der Erde zu stören. Zum einen gibt es natürliche Einflussfaktoren, die auf kurzen (Vulkanausbrüche) bis sehr langen Zeitskalen (Milancović-Zyklen) das Klimageschehen auf der Erde beeinflussen und zum anderen nimmt der Mensch immer größer werdenden Einfluss auf das Klima. Angefangen vor 10.000 Jahren mit der Ausrottung der Wollhaarmammuts und großflächiger Änderung der Vegetation durch den Menschen [Doughty et al., 2010]. 8000-5000 vor heute begann die Menschheit zusätzliche Treibhausgasen freizusetzen, indem sie Wälder rodet ( $\text{CO}_2$ ) [Ruddiman,

2003] und Reis anbaute ( $\text{CH}_4$ ) [Ruddiman & Thomson, 2001]. Weiteres Methan wurde durch die Rinderzucht ab 5000 vor heute ausgestoßen [Fuller et al., 2011]. In den Bodenhorizonten können die ersten durch den Menschen veränderten Bodenschichten und damit eine veränderte Albedo auf 2000 vor heute datiert werden [Certini & Scallenghe, 2011]. Die ersten massiven Änderungen durch den Menschen traten 1750 mit der Industrialisierung auf. Vor allem Methan und Kohlenstoff wurden zusätzlich emittiert [Crutzen & Stoermer, 2000], mit der Troposphärenzirkulation bis in die Arktis transportiert und im Eis eingeschlossen [Crutzen, 2002]. Der Einfluss der natürlichen Schwankungen und der Einfluss des Menschen sind in Abbildung 2.21 dargestellt. Es



**Abbildung 2.21:** Die  $\text{CO}_2$ -Mischungsverhältnisse in der Atmosphäre über die letzten 420.000 Jahre vom Vostok-Eiskern [Petit et al., 1999] erweitert mit Beobachtungsdaten [Keeling & Whorf, 2000]. (Aktualisiert und übersetzt von [Steffen et al., 2006])

zeigt die natürliche Schwankung (schwarze Kurve) der  $\text{CO}_2$ -Mischungsverhältnisse der letzten 420.000 Jahre mit Variationen zwischen ca. 190 ppmv und 280 ppmv. Mit der industriellen Revolution stieg der Wert immer weiter und befindet sich im Moment bei 406.99 ppmv<sup>6</sup>.

Nach der Entdeckung des Ozonlochs über der Antarktis wurde im Montrealer Protokoll von 1987 eine schrittweise Reduktion der industriellen Produktion von ozonzerstörenden Substanzen beschlossen. Dazu gehörten u.a. Fluorchlorkohlenwasserstoffe, Hydrofluorchlorkohlenwasserstoffe, Chlorkohlenwasserstoffe, Bromkohlenwasserstoffe und Halogene. Obwohl diese Stoffe mittlerweile verboten sind, sind sie immer noch in der Atmosphäre vorhanden, denn zerstört werden sie nur durch UV-Licht und Röntgenstrahlen bei der Reaktion mit stratosphärischem Ozon, was zu einer langen Lebensdauer führt und daher nur eine Abnahme der Mischungsverhältnisse von 1 bis 2 Prozent pro Jahr ermöglicht [Hegglin et al., 2015]. Die United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC) war 1992 die erste Vereinigung, die die Notwendigkeit der Stabilisierung der anderen Treibhausgase erkannte, um eine unwiderrufliche Schädigung des Klimasystems zu vermeiden. In der Folge wurde 1997 das Kyoto-Protokoll verabschiedet. Dessen Ziel war die Eingrenzung der Emissionen von Kohlenstoffdioxid ( $\text{CO}_2$ ), Methan ( $\text{CH}_4$ ), Distickstoffmonoxid (Lachgas ( $\text{N}_2\text{O}$ )), teil-

<sup>6</sup>August 2018; <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>

halogenierten Fluorkohlenwasserstoffen (HFCs), perfluorierten Kohlenwasserstoffen (PFCs), und Schwefelhexafluorid (SF<sub>6</sub>) [Prinn, 2004].

Darauffolgend haben sich 2015 auf der Pariser Klimaschutzkonferenz (COP21) 195 Länder erstmals auf ein allgemeines, rechtsverbindliches weltweites Klimaschutzabkommen geeinigt. Das Abkommen umfasst einen globalen Aktionsplan, der die Erderwärmung auf deutlich unter 2 °C begrenzen soll, um einem gefährlichen Klimawandel entgegenzuwirken (siehe [https://ec.europa.eu/clima/policies/international/negotiations/paris\\_de](https://ec.europa.eu/clima/policies/international/negotiations/paris_de)).

Die wichtigsten natürlichen und anthropogenen Einflüsse, die Strahlungsänderungen hervorrufen können, werden im Folgenden diskutiert.

### 2.4.1 Natürliche Einflüsse

**Vulkane** Vulkanausbrüche beeinflussen das Klima auf vielen Zeitskalen. Auf der einen Seite können sie über tausende von Jahren beständig CO<sub>2</sub> emittieren, und so kontinuierlich ein positives RF verursachen, auf der anderen Seite können sie mit einem gewaltigen Ausbruch Schwefeldioxid (SO<sub>2</sub>) und Asche in die Atmosphäre ausstoßen. Ist der Vulkanausbruch nah am Äquator oder besonders stark, mit mindestens 5 Tg SO<sub>2</sub>, kann der Auswurf in die Stratosphäre eindringen. Dort verwandelt sich das SO<sub>2</sub> in kleine Schwefelsäuretröpfchen (vulkanisches Aerosol), an denen die solare Strahlung reflektiert wird und damit ein negatives RF erzeugt. Erst in die Stratosphäre gelangt, haben Schwefeltröpfchen eine Lebensdauer von bis zu drei Jahren und verteilen sich global. Der letzte große Vulkanausbruch war der Mount Pinatubo (Philippinen) 1991. Er brachte eine globale Abkühlung um -3 bis -4  $\frac{W}{m^2}$  [Hansen et al., 1992; Laciš et al., 1992; Minnis et al., 1993], verbunden mit einer globalen Temperaturabnahme in den Jahren 1992 und 1993 von einem halben Grad.

**Sonne** Die Energie der Sonne, in Form von elektromagnetischer Strahlung ist der fundamentale Antrieb des Erd-Klima-Systems. Veränderungen der Zusammensetzung und Intensität durch Störungen der Solarstrahlung können sich verschieden auf regionaler und globaler Skala auswirken. Zwei Hauptkomponenten sind für Variationen verantwortlich: zum einen interne Prozesse in der Sonne (die Sonnenaktivität) und zum anderen Änderungen des Erdbits um die Sonne (siehe nächster Abschnitt Milanković Zyklen).

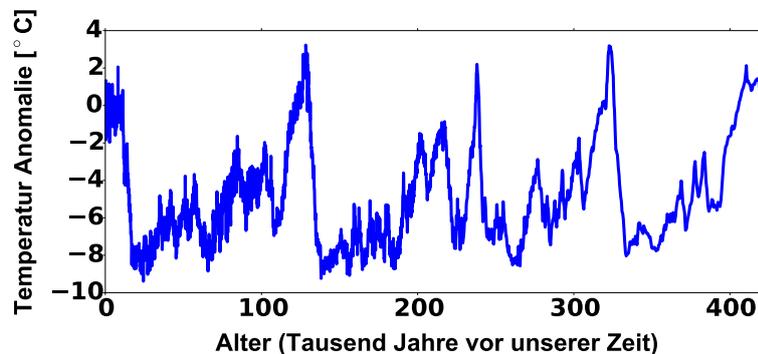
Eine aktive Sonne zeichnet sich durch viele Sonnenflecken aus, die relative Kältegebiete (ca. 4500-5000 °C) der Photosphäre darstellen, die durch Magnetfeldanomalien verursacht werden [Keppler, 1990]. Sie werden jedoch durch **Sonnenfackeln** und **Protuberanzen** überkompensiert, wodurch netto eine stärkere solare Ausstrahlung im Vergleich zu ruhigen Phasen resultiert [Schönwiese, 2008]. Die solare Einstrahlung variiert in einem quasi 11-jährigen (9–14 Jahre) Zyklus, dem sog. Schwabe-Zyklus, bei dem sich das Magnetfeld der Sonne umpolt. Die Schwankungen der solaren Strahlung

belaufen sich jedoch nur auf  $1 \frac{W}{m^2}$ , die die Intensität der ultravioletten (UV) Strahlung um 1% verändert. Die UV-Strahlung bewirkt jedoch photochemische Reaktionen der Ozonchemie. Daher können auch kleine Änderungen der solaren Einstrahlung die Ozon-Mischungsverhältnisse beeinflussen. Eine hohe Anzahl an Sonnenflecken ist mit einer hohen totalen solaren Einstrahlung (TSI) gleichzusetzen. Abgesehen von dem 11-jährigen Sonnenzyklus gibt es auch einen 22-jährigen "Hale" [Dzhalilov et al., 2002], einen 40–50-jährigen "Schöve" [Schönwiese, 2008], einen 75–90-jährigen "Gleissberg" [Peristykh & Damon, 2003], einen 180–200-jährigen "de Vries-Suess" [Wagner et al., 2001], einen 1470-jährigen Zyklus [Braun et al., 2005] und einen 1500–4000-jährigen Zyklus [Dzhalilov et al., 2002]. Es gibt aber auch Perioden mit sehr wenig Sonnenflecken. Dazu zählen das Sporer-Minimum (1400–1510), das Maunder-Minimum (1645–1715) und das Dalton-Minimum (1800–1820). Diese Perioden können kleine Eiszeiten auf der Erde verursachen.

**Milancović Zyklen** Nicht nur Prozesse auf der Erde, sondern auch astronomische Zyklen beeinflussen die Sonneneinstrahlung und damit das Klima [Berger, 1988]. Der totale solare Energiefluss, der in einer bestimmten Zeit die Erde erreicht, hängt vom Abstand der Erde zur Sonne ab. Durch die elliptische Form des Erdborbits variiert der Energiefluss innerhalb eines Jahres. Die Jahreszeiten entstehen aufgrund der Achsenneigung der Erde. Entscheidend sind die Präzession, die Obliquität und die Exzentrizität der Erde bzw. Erdbahn um die Sonne [Imbrie & Imbrie, 1980], die 10, 25, und 50 % der Klimavarianz der letzten 450.000 Jahren erklären [Hays et al., 1976]. Ihr Zusammenspiel ist der Grund für periodisch auftretende Eiszeiten auf der Erde [Muller & MacDonald, 1997].

Die *Obliquität* bezeichnet den Winkel der Rotationsachse der Erde zur Senkrechten auf der Ekliptik. Dieser Winkel schwankt in einem Zyklus von 41.000 Jahren zwischen  $22,1^\circ$  und  $24,5^\circ$ . Bei großer Neigung steigen die saisonalen Kontraste, vor allem in hohen Breiten [Zachos et al., 2001]. Momentan befindet sich die Obliquität der Erde mit ca.  $23,4^\circ$  in einem mittleren Zustand. In Zukunft wird der Winkel kleiner werden, mit einem erwarteten Minimum in ca. 8.000 Jahren. Dies bedeutet, dass durch diesen natürlichen Antrieb in Zukunft die Jahreszeiten schwächer werden müssten.

Die *Präzession* bezeichnet eine Drehung der Erdrotationsachse um die Senkrechte auf der Ekliptik. Ein voller Präzessionsumlauf der Erdachse benötigt zwischen 25.700 bis 25.800 Jahren. Die *Exzentrizität* gibt an, wie stark sich die Ellipse der Umlaufbahn der Erde um die Sonne von einer kreisrunden Umlaufbahn unterscheidet. Dabei schwankt die Exzentrizität mit Perioden von 100.000 und 413.000 Jahren [Rial, 2004] zwischen 0,005 und 0,058. Der Wert beträgt heutzutage 0,017 und wird in Zukunft kleiner. Die Exzentrizität beeinflusst die Länge der Jahreszeiten. So war im Jahr 2006 der nordhemisphärische Sommer (Frühling) 4,66 (2,9) Tage länger als der Winter (Herbst). In den nächsten 10.000 Jahren wird der nordhemisphärische Winter länger und der Sommer kürzer. Die Abbildung 2.22 zeigt die Auswirkungen der Exzentrizität auf die Erdoberflächentemperatur. Die Abbildung zeigt eine Temperaturschwankung mit einem Zyklus von ca. 100.000 Jahren mit kurzen warmen und längeren kälteren Phasen.



**Abbildung 2.22:** Anomalie der Erdoberflächentemperatur der letzten 420.000 Jahre, an der antarktischen Forschungsstation Wostok. Diese Abbildung wurde anhand der Daten des Vostok-Eiskerns [Petit et al., 1999] angefertigt.

Durch diesen Zyklus hätte sich die Temperatur in den letzten Jahrtausenden wieder deutlich abkühlen müssen. Jedoch bewirkt der 400.000-jährige Zyklus eine verringerte Abkühlung und damit eine längere Warmphase [Campisano, 2012].

**Asteroideneinschläge** Schlägt ein genügend großer (mehrere hundert Meter im Durchmesser) Asteroid auf die Erde auf, wird Feinstaub nicht nur in die Troposphäre sondern auch in die Stratosphäre geschleudert [Chapman et al., 2001]. Dort führt der Staub, wie nach Vulkanausbrüchen, für sechs bis acht Monate zu einer Abkühlung der Temperaturen über den Landflächen. Die Ozeantemperaturen ändern sich aufgrund des kurzen Zeitraums kaum [Luder et al., 2003]. Asteroideneinschläge von dieser Größenordnung treten etwa einmal in 10.000 Jahren auf [Chapman et al., 2001].

## 2.4.2 Anthropogene Einflüsse

**Kohlenstoffdioxid CO<sub>2</sub>** Biochemiker unterscheiden zwischen organischem und anorganischem, terrestrischem und ozeanischem, Kurzzeit- und Langzeit-Kohlenstoffkreislauf. Der schnelle Kreislauf besteht aus Pflanzen und marinen Mikroorganismen, die CO<sub>2</sub> durch Photosynthese aus der Atmosphäre abbauen. In den Pflanzen gespeichert wird das CO<sub>2</sub> nach deren Tod im Boden und Sedimenten abgelagert. Dies ist dann der Beginn des Langzeitkreislaufs, denn das terrestrische Erdreich und marine Ablagerungen werden per Sedimentation und dem Eingraben in den Boden zu Sedimentgestein. Im Carbonat-Silicat-Zyklus wird mithilfe von Plattentektonik und Vulkanismus das Kohlendioxid aus dem Erdmantel gelöst. An der Erdoberfläche bringt chemische Verwitterung von Gestein und die Atmung von Lebewesen das CO<sub>2</sub> zurück in die Atmosphäre. Kohlenstoffdioxid gehört zum anorganischen Kohlenstoffkreislauf,

das in Niederschlag und Meerwasser gelöst wird.

Atmosphärisches CO<sub>2</sub> ist ein Gas mit starken Absorptionsbanden im Infrarotbereich, einem Bereich in dem die Erde thermische Strahlung emittiert. Es gehört damit zu den Treibhausgasen. Anthropogene Emissionen durch Kraftwerke, Brände, Verkehr, und Industrien beeinflussen die oben genannten Kreisläufe. Zudem wird durch Abholzung die CO<sub>2</sub> Reduktion durch Photosynthese verringert.

Heutzutage werden weltweit 35,4987 Gt (2014) Kohlenstoff durch anthropogene Prozesse emittiert (<http://www.bp.com/statisticalreview>). Nur 40 Prozent davon gelangen in die Atmosphäre. Die Ozeane und die Vegetation nehmen den Hauptteil der Emissionen auf. Die Lebensdauer von anthropogenem CO<sub>2</sub> beträgt nach Shine et al. [2005] 1000 Jahre.

**Methan CH<sub>4</sub>** Mit breiten Absorptionsbanden im Infrarotbereich ist Methan das Treibhausgas mit dem zweitgrößten Einfluss auf den Klimawandel. Daher würde eine Reduktion der CH<sub>4</sub>-Emissionen einen effektiven Einfluss auf den Klimawandel haben [Hansen et al., 2000]. Methan ist ein strahlungsaktives Spurengas, welches natürlich durch biologische, chemische und geologische Prozesse gebildet wird. Anthropogen wird CH<sub>4</sub> durch Energiegewinnung, Landwirtschaft und durch Mülldeponien produziert. Der Hauptanteil des atmosphärischen Methans ist anthropogen, mit einer Lebensdauer von 7 bis 10 Jahren [Denman et al., 2007]. Wie alle reaktiven Substanzen, reagiert CH<sub>4</sub> in chemischen Reaktionen mit anderen Radikalen, wie z.B. Ozon. Daher sind die Mischungsverhältnisse dieser Substanzen voneinander abhängig. Gelangt Methan in die Stratosphäre wird es bei der Produktion von stratosphärischem Wasserdampf zerstört. So hat Methan gleich zweifachen Einfluss auf das Klima. Zum einen durch Absorption infraroter Strahlung und zum anderen indirekt als Produzent von anderen Treibhausgasen. Die Menge an CH<sub>4</sub> in der Atmosphäre stieg erheblich zwischen der vorindustriellen Zeit und heute<sup>7</sup>.

**Stratosphärisches Ozon O<sub>3</sub>** Ozon wird in der Troposphäre und Stratosphäre durch photochemische Prozesse in Verbindung mit ultraviolettem (UV) Licht produziert und zerstört. Ozon ist für das Leben auf der Erde unverzichtbar, da es den Hauptanteil der für uns schädlichen UV-Strahlung daran hindert, den Erdboden zu erreichen. Abgesehen vom UV-Licht absorbiert Ozon auch infrarotes und sichtbares Licht, was es zu einem Treibhausgas macht. Ebenfalls hat es zur klimawandelbedingten stratosphärischen Abkühlung beigetragen. Die Ozon-Mischungsverhältnisse ist in der Atmosphäre sehr unterschiedlich in Raum und Zeit verteilt und ist anhängig vom Wind, der Temperatur, der Sonneneinstrahlung und vulkanischen Aerosolen. Das Maximum befindet sich in den Tropen in ca. 25 km Höhe, wo das meiste Ozon produziert wird. Von dort aus wird es in der Stratosphäre durch Meridionalbewegungen der Brewer-Dobson-Zirkulation zu den Polen transportiert. Aufgrund dieser Verteilung ist eine genaue Messung von O<sub>3</sub> in der Troposphäre und Stratosphäre nicht möglich. Daher

<sup>7</sup>[https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends\\_ch4/](https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends_ch4/)

werden zur Ozon-Bestimmung heutzutage CCMs verwendet.

**Troposphärisches Ozon  $O_3$**  In den letzten Jahren ist die  $O_3$ -Mischungsverhältnisse in der Troposphäre stark gestiegen. Der Grund dafür sind steigende Konzentrationen von Methan ( $CH_4$ ), Stickoxiden ( $NO_x$ ), Kohlenstoffmonoxid (CO) und flüchtigen organischen Verbindungen (VOCs) durch städtische Verschmutzungen durch Industrie und Verkehr und durch Landwirtschaft.

**Distickstoffmonoxid  $N_2O$**  Distickstoffmonoxid, oder auch Lachgas genannt, ist ein starkes Treibhausgas. Im Vergleich mit  $CO_2$  hat es ein 265-mal größeres Treibhausgaspotential (siehe Tabelle 2.1). Die Verweildauer in der Atmosphäre beträgt im Durchschnitt 114 Jahre [Hu et al., 2012]. Es ist nicht nur ein Treibhausgas, sondern spielt auch eine wichtige Rolle bei photochemischen Reaktionen der Ozonzerstörung. Die Lachgas-Mischungsverhältnisse in der Atmosphäre ist seit der industriellen Revolution gestiegen [Houghton et al., 2001], von 270 ppmv auf 324 ppmv im Jahre 2011 [Prather et al., 2013]. Natürliche Quellen sind die Ozeane und Böden, anthropogene Quellen sind Landwirtschaft, Industrie und Verbrennung von Biomasse [Chapuis-Lardy et al., 2007].

**Fluorchlorkohlenwasserstoffe FCKWs** Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKWs; engl. CFCs) können sehr starke Treibhausgase sein. Diejenigen, die Chlor oder Brom beinhalten, zerstören stratosphärisches Ozon und werden daher als ozonzerstörende Substanzen ODS (engl. ozone depleting substances) bezeichnet. Die meisten FCKWs haben keine natürlichen Quellen, sondern wurden vom Menschen künstlich hergestellt und als Kälte- oder Lösemittel verwendet. Die FCKWs wurden im Montrealer Protokoll von 1990 verboten. Seitdem sinken die Konzentrationen in der Atmosphäre stetig. Aufgrund ihrer teils langen Verweildauer in der Atmosphäre werden jedoch auch am Ende dieses Jahrhunderts noch FCKWs in der Atmosphäre vorhanden sein. Die Hauptsenke der FCKWs ist die Photolyse in der Stratosphäre [Myhre et al., 1998]. Die für den Klimawandel wichtigsten FCKWs sind CFC-11 und CFC-12. Sie sind jeweils 4660- und 10200-mal stärkere Treibhausgase als  $CO_2$  und werden daher in dieser Arbeit ebenfalls betrachtet.

**Troposphärisches Aerosol** Aerosole sind kleine, feste oder flüssige Partikel in der Luft. Sie können als Partikel emittiert werden oder durch photochemische Reaktionen von z.B. Schwefeldioxid ( $SO_2$ ), Stickoxiden oder VOCs entstehen. Die Mehrheit aller Aerosole sind natürlich und bestehen aus aufgewirbeltem Wüstensand, Meersalz, Dimethylsulfid (DMS) oder Ruß und Asche aus Waldbränden [Denman et al., 2007]. Genau wie die Treibhausgase steigt die Aerosolkonzentration in der Atmosphäre seit der Industrialisierung. Dabei sind die wichtigsten anthropogenen Einflüsse durch Sulfate, Nitrate, sowie durch Ruß und organischem Kohlenstoff aus fossilen Brennstoffen, Verbrennung von Biomasse und Landwirtschaft gegeben. Die Konzentration in der Atmosphäre ist lokal und zeitlich sehr variabel und abhängig von Wind, Tempe-

ratur und Feuchtigkeit. Daher sind Aerosole schwer zu messen, zu simulieren und zu prognostizieren. Die Lebensdauer schwankt zwischen Tagen und Wochen. In dieser Zeit kann ein Aerosol-Partikel einmal um die ganze Welt wandern, bevor es ausregnet. Das direkte RF hängt von der Partikelgröße und der chemischen Zusammensetzung ab, denn kleine Partikel streuen mehr Sonnenlicht als große [Kiehl & Briegleb, 1993]. Die Rückstreuung (hauptsächlich durch Sulfate) und die Ablenkung von Sonnenlicht wirken negativ auf das RF [Liepert, 2002], d.h. es wirkt kühlend auf die Atmosphäre. Ruß, organischer Kohlenstoff und Wüstenstaub absorbieren das Sonnenlicht und wirken so positiv auf das RF, also erwärmend [Jeong & Wang, 2010; Krishnan & Ramanathan, 2002].

Der stärkste Einfluss der Aerosole auf das Klima besteht durch Wolken [Lohmann & Feichter, 2001]. Wenn sie wasserlöslich sind, fungieren Aerosolpartikel als Kondensationskerne für Wolkentröpfchen oder Eiskristalle, an den Wasser kondensieren oder frieren kann. Wasserlöslich sind z.B. Sulfate, wohingegen Ruß nicht wasserlöslich ist. Umso mehr Kondensationskeime sich in einem Luftvolumen befinden, umso mehr Wolkentröpfchen können sich bilden. Ist die Menge an Wasserdampf gering, sind die Wolkentröpfchen kleiner. Sind die Wolken durch viel Aerosol verschmutzt, reflektieren die Wolken mehr Sonnenstrahlung und wirken von der Erde aus dunkler. Dieser Effekt bewirkt ein negatives RF, also eine Abkühlung in der Troposphäre. Weitere Effekte sind geringere Niederschlagsmengen aufgrund der geringeren Masse der Tröpfchen und mikrophysikalische Prozesse zwischen Aerosolen und Wolken [Stevens & Feingold, 2009]. Sind starke regionale Veränderungen der Aerosolkonzentration vorhanden, kann dies auch das Wettergeschehen beeinflussen, was z.B. in der Sahelzone [Ramanathan et al., 2007] und während des indischen Monsun [Gautam et al., 2009b] Auswirkungen auf die Menschheit haben kann. Mit der stetig ansteigenden Aerosolkonzentration in den letzten Jahrzehnten steigt auf der einen Seite auch das negative RF, das das Klimasignal verringert, auf der anderen Seite beeinflusst es jedoch auch die globalen Niederschlagsmengen [Liepert et al., 2004].

**Landnutzung** Die Landoberfläche ist eine Quelle für Aerosole und eine Quelle und Senke für CO<sub>2</sub> [Denman et al., 2007]. Die Veränderung der Landnutzung ist ein weiterer hauptsächlich anthropogener Faktor, der das RF beeinflusst. Wird der Vegetationstyp verändert, z.B. durch Brandrodung oder Desertifikation, wird die Reflektivität der Oberfläche (Albedo) verändert und der Energiehaushalt der Erde gestört. Durch Änderungen in der Landnutzung wird der Wasserkreislauf beeinflusst [Feddema et al., 2005] und damit auch die Atmosphärendynamik und die Bildung von Wolken. Außerdem kann es auch das Windprofil beeinflussen und damit auch Emissionen von Spurengasen und biogenen Aerosolen [Heimann & Reichstein, 2008]. So wird indirekt auch das RF beeinflusst [Andreae et al., 2004]. Veränderung der Landnutzung hat nach dem Verbrennen von fossilen Brennstoffen den zweitgrößten Einfluss auf die Konzentrationen von CO<sub>2</sub> und CH<sub>4</sub> [Heimann & Reichstein, 2008], was Prognosen für zukünftige Konzentrationen von CO<sub>2</sub> und CH<sub>4</sub> erschwert.

**Ozeanenthalpie** Die Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre finden nur sehr langsam statt. Während man bei der Berechnung des RF immer davon ausgeht, dass die Atmosphäre im Gleichgewicht ist, ist der Ozean aufgrund seiner Trägheit nicht im Gleichgewicht. Mittels neuester Messtechniken konnte die strahlungsbedingte Imbalance des Ozeans von mehreren Forscherteams ermittelt werden [Antonov et al., 2004; Gregory et al., 2004a; Levitus et al., 2009]. Hansen et al. [2005a] nutzten deren Ergebnisse und berechneten für das Jahr 2003 eine Imbalance des Ozeans von  $0,85 \pm 0,15 \frac{W}{m^2}$ . Dies entspricht einem atmosphärischen Temperaturanstieg von 0,6 K, der ohne weitere anthropogene Störungen im Ozean „schlummert“.

## 2.5 Representative Concentration Pathways

Die Representative Concentration Pathways (RCPs) stellen 4 mögliche Zukunftsszenarien dar, wie die Emissionen und Mischungsverhältnisse von Treibhausgasen und die Bedeckung der Landoberfläche bis zum Jahr 2100 aussehen könnten. Die Entwicklung wurde für die Klimamodellierung bzw. zur Untersuchung des Klimawandels vom Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) veranlasst [IPCC, 2007]. Sie decken Strahlungsflussänderungen von 2,6 bis  $8,5 \frac{W}{m^2}$  zwischen den Jahren 1750 (vorindustrielle Zeit) und 2100 ab.

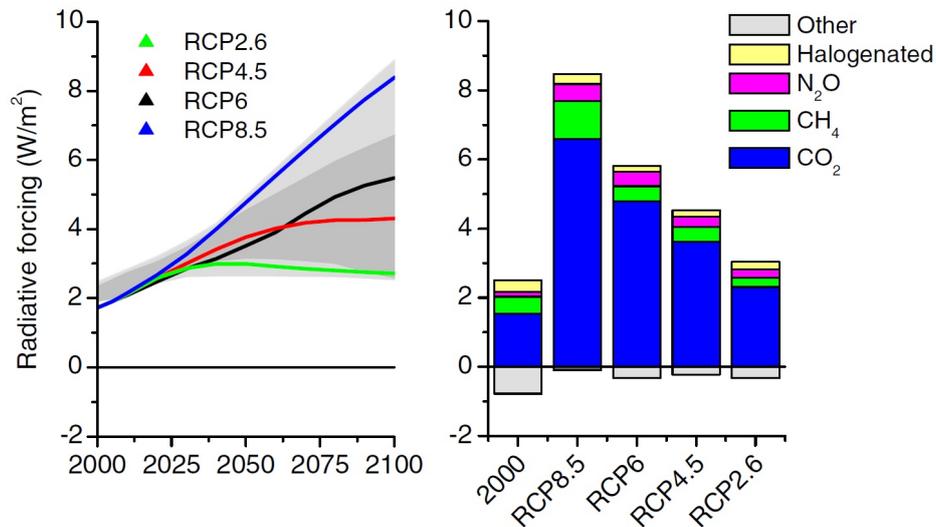
RCP2.6 [Van Vuuren et al., 2007] ist das schwächste Szenario mit einer Strahlungsflussänderung von  $2,6 \frac{W}{m^2}$  am Ende des Jahrhunderts (grüne Linie in Abbildung 2.23). Dieses Szenario wird in dieser Arbeit nicht betrachtet.

RCP4.5 [Clarke et al., 2007; Smith & Wigley, 2006; Wise et al., 2009] ist ein moderates Szenario mit einem kontinuierlichen Anstieg der Strahlungsflussänderung in der ersten Hälfte des Jahrhunderts und einer Stabilisierung danach bis  $4,5 \frac{W}{m^2}$  in 2100 (rote Linie in Abbildung 2.23).

RCP6.0 [Fujino et al., 2006; Hijjoka et al., 2008] ist ein mittleres Szenario mit einem Anstieg der Strahlungsflussänderung bis ca. 2075 und einer Stabilisierung danach. Am Ende des Jahrhunderts wird hier von einer Zunahme von  $6 \frac{W}{m^2}$  ausgegangen (schwarze Linie in Abbildung 2.23).

RCP8.5 [Riahi et al., 2007] ist ein starkes Szenario mit einem kontinuierlichen Anstieg der Strahlungsflussänderung bis zu  $8,5 \frac{W}{m^2}$  im Jahr 2100 (blaue Linie in Abbildung 2.23).

Eine detaillierte Übersicht über alle RCP-Szenarien wird in Van Vuuren et al. [2011] und Meinshausen et al. [2011] gegeben. Die Entstehung und Entwicklung wird in Moss et al. [2010] beschrieben. Die RCP Datenbasis ist auf der Webseite des In-



**Abbildung 2.23:** Dargestellt sind das Radiative Forcing (RF) über die Zeit von 2000 bis 2100 (links) und das 2100er RF in Treibhausgasen aufgeteilt (rechts). Die grauen Bereiche im linken Bild zeigen das 90ste und das 98ste Perzentil (hell-/dunkelgrau). Die Bilder wurden entnommen aus Van Vuuren et al. [2011].

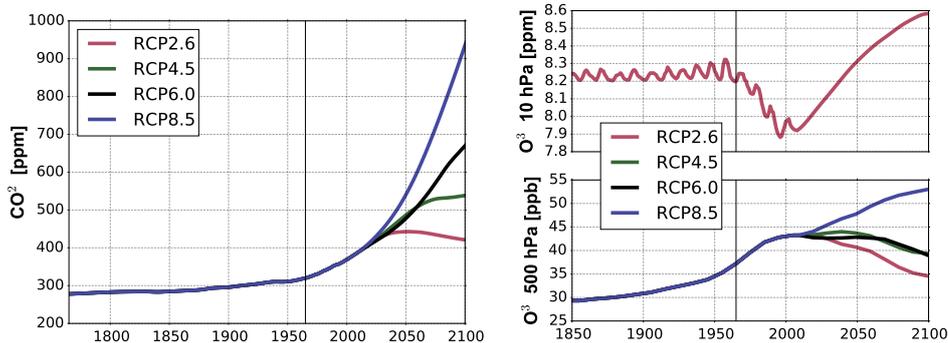
ternationalen Instituts (IIASA) für angewandte Systemanalyse<sup>8</sup> zu finden. Bis 2005 wurden Beobachtungswerte und danach RCP-Szenarien verwendet. Vom IIASA stammen auch die Daten der Abbildung 2.24. Es zeigt, auf der linken Seite, die CO<sub>2</sub>-Mischungsverhältnisse von 1765 bis 2100 für alle 4 RCP Szenarien, sowie rechts die Ozon-Mischungsverhältnisse in 500 hPa und 10 hPa. Die O<sub>3</sub>-Daten sind die AC&C SPARC Daten, die für CMIP5 produziert wurden [Cionni et al., 2011]. Das stratosphärische Ozon aller RCP-Szenarien ist das Ozon des SRES A1b-Szenarios und damit für alle Szenarien gleich.

## 2.6 State-of-the-Art

Nicht sehr viele Arbeiten beschäftigen sich mit Strahlungsänderungen in der Atmosphäre, da normalerweise eine sehr hohe Rechnerleistung benötigt wird. Dies führt dazu, dass viele Vereinfachungen vorgenommen werden, bei denen mehrere Gase gleichzeitig gestört werden. Oft werden die GHGs konstant oder mit einer vertikalen Abnahme vorgeschrieben, dies entspricht jedoch nur näherungsweise ihrem natürlichen Verhalten. Daher folgt nun eine Zusammenfassung der relevanten Arbeiten:

In diesem Kapitel 8 des IPCC Berichts wird ein Einblick in die Definitionen und An-

<sup>8</sup><http://www.iiasa.ac.at/web-apps/tnt/RcpDb>



**Abbildung 2.24:** CO<sub>2</sub> (links) und O<sub>3</sub>-Mischungsverhältnisse (rechts) der 4 verschiedenen Szenarien aufgetragen über die Zeit von 1750 (1850) bis 2100. Die CO<sub>2</sub> Daten stammen vom IIASA und die Ozon-Daten von AC&C SPARC.

wendungsgebiete des RFs gegeben [Myhre et al., 2013]. Des Weiteren beinhaltet es eine umfangreiche individuelle Auflistung des RFs von allen wichtigen Treibhausgasen von 1750 bis 2000. Jedoch werden die RFs der Zukunft (je nach Szenario) nur für Treibhausgasgruppen gebündelt dargestellt.

Iacono et al. [2008] zeigen RF-Berechnungen mit zwei bis drei line-by-line Strahlungstransfermodellen. Betrachtet werden idealisierte Änderungen der Mischungsverhältnisse von CO<sub>2</sub> und ein Gasgemisch aus CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, und den Halogenen CFC-11 und CFC-12. Dargestellt wurden die Heizraten als Höhenprofile der globalen Mittel von 1000 hPa bis 0,1 hPa Höhe. Bei einer CO<sub>2</sub>-Verdopplung von 287 auf 574 ppmv dominieren die langwelligen die kurzwelligen Heizraten und haben ihre größte Abkühlung (-3,4 K/Tag) in 1 hPa Höhe. In der Troposphäre liegt die stärkste Erwärmung (ca. +0,09 K/Tag) in 800 hPa. Das Gasgemisch erzeugt (CH<sub>4</sub> 806 auf 1760 ppbv, N<sub>2</sub>O 275 auf 316 ppbv; CFC-11 0 auf 267 pptv; CFC-12 0 auf 535 pptv) ebenfalls eine Abkühlung (-1,25 K/Tag) in 1 hPa Höhe, welches jedoch geringer ausfällt als durch CO<sub>2</sub>. Die maximale Erwärmung in der Troposphäre (0,04 K/Tag) ist in niedrigerer Höhe anzufinden und befindet sich in 825 hPa.

Ein Nachteil der Methode ist die konstante Verteilung der GHG-Änderungen in der Atmosphäre und die gebündelte Betrachtung der GHGs.

Maycock [2016] analysiert Temperaturänderungen in der Stratosphäre (bis 100 bis 1 hPa) aufgrund von CO<sub>2</sub>- bzw. CO<sub>2</sub> + Ozon-Änderungen für die Szenarien RCP2.6, RCP4.5 und RCP8.5, dargestellt als Differenz zwischen 2006-2015 und 2090-2099, angegeben in Kelvin pro Dekade. Es zeigt sich, dass sich aufgrund von CO<sub>2</sub>-Änderungen eine Temperaturabnahme einstellt, die parallel zur Tropopause in der Höhe stärker wird. Dabei umfassen die Temperaturänderungen von 0 K/dec in der tropischen Tropopausenregion bis -0,1 K/dec (RCP2.6); -0,6 K/dec (RCP4.5); -1,7 K/dec (RCP8.5) am Oberrand der Atmosphäre. Werden zudem noch Ozonänderungen entsprechend den

Szenarien hinzugefügt, ist eine Erwärmung in der unteren antarktischen Stratosphäre vorhanden. Außerdem zeigt sich eine "Insel" mit weniger starken Abkühlungen in den Tropen, welches je nach Szenario in höheren/tieferen Luftschichten vorhanden ist, im RCP2.6 in 1 hPa, im RCP4.5 in 1,5 hPa und im RCP8.5 in 2 hPa Höhe.

Nachteil hier ist die ebenfalls konstante Änderung an CO<sub>2</sub> in der gesamten Atmosphäre (42, 159, und 557 ppmv im RCP2.6, RCP4.5, und RCP8.5). Des Weiteren liegt die Modelobergrenze bei 1 hPa. Für die Betrachtung von CO<sub>2</sub> und Ozon ist die untere Mesosphäre jedoch wichtig und sollte daher berücksichtigt werden.

Somit bleiben in der Thematik noch viele Fragen offen. Für die Zukunftsszenarien RCP4.5, RCP6.0 und RCP8.5 und für die einzelnen und gesamten Änderungen der Mischungsverhältnisse von CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, CFC-11 und CFC-12-eq., sowie Ozon (für manche Analysen auch in troposphärisches und stratosphärisches Ozon separiert): Wie sehen die global gemittelten Änderungen der Heizraten aus, wenn realistische Verteilungen der GHG- und Ozon-Mischungsverhältnisse in der gesamten 3-dimensionalen Atmosphäre verwendet werden? Wie ändern sich dadurch die global gemittelten kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse in den verschiedenen Höhenleveln der Atmosphäre bis 0.01 hPa und an der Tropopause? Welche Temperaturänderungen an der Erdoberfläche gehen damit einher? Welche strahlungsbedingten Änderungen der Strato- und Mesosphärentemperaturen sind zu erwarten? Und welche dynamisch verursachten Temperaturänderungen sind die Folge?

Diese offenen Fragen werden in dieser Arbeit beantwortet.



## Kapitel 3

# Modellbeschreibung

In dieser Arbeit wurde ein Klima-Chemie-Modell (Chemistry-Climate-Model, kurz: CCM) verwendet. Generell können mit ihnen heutige Forschungsfelder wie der Klimawandel, die Ozonzerstörung oder die Verbesserung der Luftqualität idealisiert betrachtet werden. Die Untersuchungen der Interaktionen zwischen Chemie und Klima sind dabei entscheidend und nicht nur für die Forschung, sondern auch für zukünftige Politik und die Lebensqualität der Menschen unumgänglich. Das Verständnis dafür, wie sich die Chemie und die Zusammensetzung der Atmosphäre in den nächsten 100 Jahren verändern könnten, bringt der Menschheit entscheidende Vorteile. Zum einen können wir uns an die kommenden Ereignisse anpassen, bevor sie eintreten (Bau von Dämmen, Umsiedlung von Inselbewohnern oder auch der Ausbau der Katastrophenhilfe). Zum anderen können wir versuchen die schwerwiegendsten Veränderungen einzudämmen. Klima-Chemie-Modelle berechnen die Verteilung und die Entwicklung von Aerosolen und Treibhausgasen, die durch atmosphärische Chemie, Physik und Transportprozesse auf globaler Skala beeinflusst werden. Zukünftige Klimaänderungen ergeben sich aus Änderungen der atmosphärischen Zusammensetzung, wobei sich die Auswirkungen von der Verschlechterung der Luftqualität bis zum Abbau und/oder der Erholung des stratosphärischen Ozons erstrecken können.

In der Vergangenheit hat sich die Wissenschaft eher auf die Troposphäre beschränkt, weil klimaaktive Substanzen hier eher für Beeinflussungen auf kurzen Zeitskalen sorgen und die Auswirkungen auf die Menschen schneller und nachvollziehbarer sind. Will man jedoch langfristige Prozesse untersuchen, muss die Stratosphäre in den Untersuchungen mit einbezogen werden. Dies war auch eine Hauptaussage des Stratospheric Process and their Role in Climate (SPARC) Chemistry-Climate Model Validation (CCMVal) Reports 2010 [Eyring et al., 2010]. Die Zukunft der Klimamodellierung liegt bei CCMs mit einer vertikalen Auflösung bis in die obere Stratosphäre/untere Mesosphäre [Eyring et al., 2010]. Diese Entwicklungen versprechen eine bessere Darstellung der gekoppelten Systeme Troposphäre-Stratosphäre, Chemie-

Klima und Atmosphäre-Ozean durch CCMs und Erd-System-Modell (Earth System Models, kurz; ESMs), die neben den physikalischen Prozessen auch verschiedene biogeochemische Kreisläufe beinhalten, für robustere Vorhersagen der zukünftigen Ozonschicht, dem Klimawandel und deren wechselseitigen Einflüssen [Eyring et al., 2013].

### 3.1 Globales Zirkulationsmodell ECHAM5

Die Basis des globalen Zirkulationsmodells ECHAM besteht aus einem globalen Wettervorhersagemodell des Entwicklungszyklus 36 vom Europäischen Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF). Darauf aufbauend wurden vom Max-Planck-Institut (MPI) für Meteorologie in Hamburg in Zusammenarbeit mit dem Meteorologischen Institut der Universität Hamburg und dem Deutschen Klimarechenzentrum (DKRZ) eine große Anzahl an Anpassungen vorgenommen, um es für Klimaberechnungen verwenden zu können. Diese Verbesserungen beinhalteten vor allem Parametrisierungen für Prozesse, die zu kleinskalig, komplex oder schlecht verstanden sind, um sie explizit zu beschreiben. Dazu gehören unter anderem Strahlung, Wolken, Niederschlag, Schnee, Prozesse im Boden, Vegetation, Schwerewellen und die planetare Grenzschicht. ECHAM5 ist die 5. Generation dieses globalen Zirkulationsmodells und wird in Roeckner et al. [2003] detailliert beschrieben.

Dieses Klimamodell löst die sogenannten „primitive equations“, also die grundlegenden Gleichungen der atmosphärischen Dynamik und Thermodynamik. Dazu gehören die Bewegungsgleichung (Impulserhaltung), die Kontinuitätsgleichung (Massenerhaltung), der erste Hauptsatz der Thermodynamik (Energieerhaltung), die Haushaltsgleichung des Wasserdampfes (Massenerhaltung von Wasserdampf) und die Zustandsgleichung der Luft (ideale Gasgleichung). In der Horizontalen werden die Gleichungen durch spektrale Transformation als Reihe von Kugelflächenfunktionen und für die vertikalen Hybridlevel<sup>1</sup> durch finite Differenzen gelöst. Prognostiziert werden dabei die Variablen Temperatur, Logarithmus des Bodendrucks, horizontale Divergenz des Windfeldes, Vortizität (Wirbelstärke), spezifische Feuchte, Wolkenwasser in flüssiger und fester Phase und passive Spurengase. Der Transportalgorithmus der Spurengase geht auf Lin & Rood [1996] zurück.

Für ECHAM5 sind die horizontalen Auflösungen T21, T31, T42, T63, T85, T106 und T156 vorhanden. In dieser Arbeit wurde ausschließlich mit T42 (64 Breitengrade, 128 Längengrade) gerechnet. Dies entspricht näherungsweise  $2,8^\circ \times 2,8^\circ$  auf dem Gaußschen Gitter. Die Zeitintegration erfolgt semi-implizit nach dem Leap-Frog-Verfahren [Asselin, 1972].

---

<sup>1</sup>Hybrid System - die Modell-Levels folgen in den unteren Schichten mehr dem Gelände und in den höheren Schichten den Druckflächen.

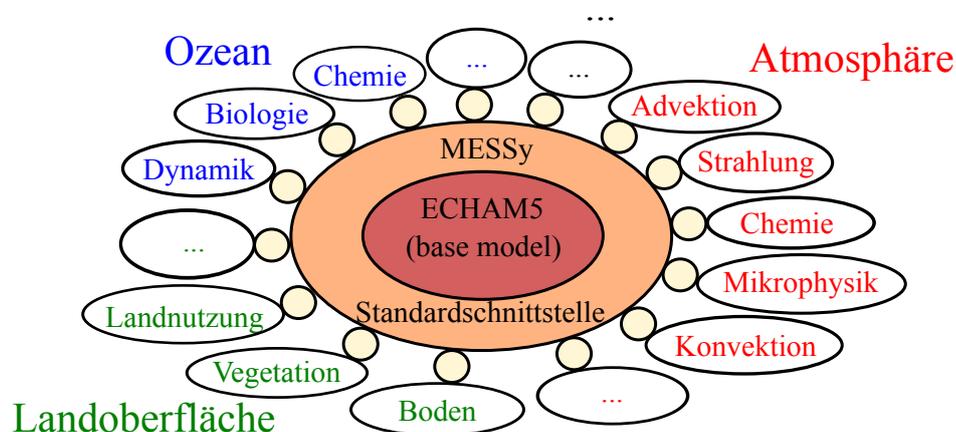
## 3.2 Klima-Chemie-Modell EMAC

Das EMAC Modell beschreibt die Prozesse der atmosphärischen Chemie und Meteorologie mithilfe eines modularen Systems [Jöckel et al., 2005]. Es wurden viele neue und verbesserte Submodelle erstellt, die die Prozesse in der Atmosphäre beschreiben. Diese Submodelle sind mit dem globalen Zirkulationsmodell ECHAM5 verbunden, welches ein wenig modifiziert wurde. Das resultierende Modellsystem ECHAM/MESSy2 [Jöckel et al., 2010] stellt ein neues gekoppeltes globales Zirkulationsmodell der unteren und mittleren Atmosphäre dar.

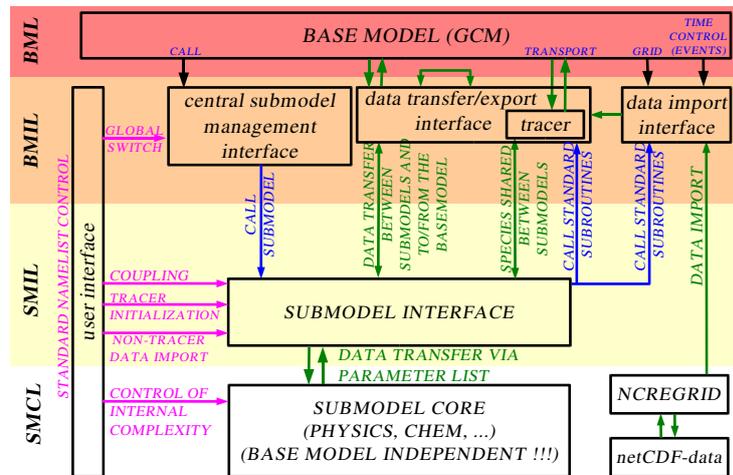
Die Basis (base model) stellt das globale Zirkulationsmodell ECHAM5 dar (siehe Kapitel 3.1), welches je nach Bedarf mit einer großen Auswahl an Submodellen gekoppelt werden kann (siehe Abbildung 3.1). Es kann zur Simulation von Wetter und Klima verwendet werden [Jöckel et al., 2006].

Das MESSy-Interface verbindet die Submodelle mit dem Basismodell durch eine Standardschnittstelle. Dadurch ergibt sich eine Aufteilung des Modells in 4 Schichten (siehe Abbildung 3.2), die im folgenden vorgestellt werden [Jöckel et al., 2005].

- Base-Model-Layer (BML)  
Er besteht fast nur noch aus dem dynamischen Kern des globalen GCM ECHAM5. Wichtige Teile des GCMs, vor allem Parametrisierungen, werden nach und nach (in Bearbeitung) als Submodelle ausgelagert (siehe Tabelle 3.1). Das Ziel ist,



**Abbildung 3.1:** Prozessorientiertes Erd-System-Modell (ESM). Jeder physikalische Prozess wurde als eigenes Submodell programmiert, welches an einer Standardschnittstelle mit dem Basismodell verbunden ist. Das Basismodell ist in dieser Arbeit das globale Zirkulationsmodell ECHAM5. Im finalen Entwicklungsstadium wird das Basismodell nur noch eine Kontrollfunktion für alle Submodelle haben. Alle Prozesse (Submodelle) und das Basismodell zusammen bilden ein ausführbares Programm. Über die Standardschnittstelle findet der Austausch zwischen allen Submodellen statt. Entnommen und übersetzt aus [Jöckel et al., 2005].



**Abbildung 3.2:** Die vier Schichten der MESSy-Interface-Struktur und ihre Kopplungen. Abbildung stammt aus Jöckel et al. [2005].

dass die BML nur noch für das zentrale Zeitintegrationsmanagement zuständig ist und eine Kontrollinstanz der einbezogenen Prozesse darstellt.

- **Base-Model-Interface-Layer (BMIL)**  
Die BMIL hat im Wesentlichen drei Funktionen: 1) Der Austausch von Daten zwischen dem Basismodell und den Submodellen, 2) dem Austausch von Daten zwischen den Submodellen und 3) das Einlesen von Randbedingungen.
- **Submodel-Interface-Layer (SMIL)**  
Die SMIL sammelt alle relevanten Informationen vom BMIL und leitet sie an den Submodel-Core-Layer (SMCL) weiter, ruft die entsprechenden Submodelle auf und übergibt anschließend die berechneten Ergebnisse zurück zum BMIL.
- **Submodel-Core-Layer (SMCL)**  
Er ist ein selbstständiger Programmkern eines Submodells (z.B. Chemie, Physik, Parametrisierungen, diagnostische Berechnungen, etc.), das unabhängig vom Basismodell verwendet werden kann.

Je nachdem welche Submodelle eingeschaltet sind, kann das Modellsystem als globales Zirkulationsmodell (GCM), als Klima-Chemie-Modell (CCM) oder als Erdsystemmodell (ESM) genutzt werden. In dieser Arbeit wird das Modell auf zwei Arten verwendet.

1. Die Treibhausgas-Mischungsverhältnisse und Verteilungen der untersuchten Gase ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_3$ , CFC-11 und CFC12 siehe Kapitel 2.4.2) wurden aus transienten CCM-Simulationen mit den RCP-Szenarien RCP4.5, RCP6.0 und RCP8.5 ([Van Vuuren et al., 2011] und siehe Kapitel 2.5) entnommen. Das für interaktive Chemie verwendete Submodell MECCA simuliert die Verteilung der strahlungsaktiven Gase, welche mit dem Strahlungs-Submodell FUBRAD interagiert und den Strahlungshaushalt und damit auch die Dynamik der Erde beeinflusst.

2. Die mit dieser Arbeit entstandenen Zeitscheibensimulationen wurden mit EMAC als GCM produziert.

Die in den transienten CCM-Simulationen und in den Zeitscheiben (mit \* gekennzeichnet) verwendeten Submodelle sind in der folgenden Tabelle aufgelistet. Eine Liste mit allen Submodellen und deren Beschreibung ist auf der MESSy-Internetseite<sup>2</sup> aufgelistet.

In dieser Arbeit wird die Version 2.50 verwendet. Außerdem werden Daten verwendet, die mit der Version 1.10 produziert wurden (siehe Kapitel 4.1).

Um die untere und mittlere Atmosphäre darstellen zu können wurde ein Modellsetup von 39 vertikalen Schichten (L39) in Hybridkoordinaten bis 0.01 hPa gewählt, mit einer spektralen Auflösung von T42.

**Tabelle 3.1:** Verwendete Submodelle des EMAC Modellsystems.

Submodell	Beschreibung
<b>AEROPT*</b>	Berechnung aerosoloptischer Eigenschaften [Dietmüller et al., 2016]
<b>AIRSEA</b>	Emission/Deposition über dem Ozean [Pozzer et al., 2006]
<b>CH4</b>	Parametrisierte Methan Oxidation
<b>CLOUD*</b>	Sundquist Wolkenschema enthält die originalen Wolkenprozesse und Routinen der Wolkenbedeckung von ECHAM5 als ein Submodell. Es berechnet die Wolkenmikrophysik, die Wolkenverteilung und Niederschlag. [Sundquist, 1978; Sundquist et al., 1989]
<b>CLOUDOPT*</b>	Radius von flüssigen und eisförmigen Tröpfchen [Dietmüller et al., 2016]
<b>CONTRAIL</b>	Kondensstreifen
<b>CONVECT*</b>	Berechnet den Prozess der Konvektion nach dem originalen ECHAM5 Konvektionsschema. [Tiedtke, 1989; Nordeng, 1994]
<b>CVTRANS</b>	Berechnet den Transports von Tracern aufgrund von Konvektion [Tost et al., 2006]. Es verwendet einen monoton, positiv definiten und masseerhaltenden Algorithmus nach Lawrence & Rasch [2005].
<b>DRADON</b>	Berechnung der Emission und Zerfall von 222-Rn
<b>DRYDEP</b>	Berechnung der trockene Deposition atmosphärischer Spurenstoffe [Kerkweg et al., 2006a]
<b>GWAVE*</b>	Nicht-orografische Schwerewellen nach Hines [1997a,b] und verbessert nach Giorgetta et al. [2006] [Jöckel et al., 2006].
<b>H2O</b>	Initialisierung von H <sub>2</sub> O in Stratosphäre und Rückkopplung mit spezifischer Feuchte, Berechnung der Methanoxidation [Lelieveld et al., 2007].
<b>HETCHEM</b>	Heterogene Reaktionsraten an stratosphärischem und troposphärischem Aerosol.
<b>JVAL</b>	Berechnung der Photolyseratenkoeffizienten [Landgraf & Crutzen, 1998]
Fortsetzung auf der nächsten Seite	

<sup>2</sup>[www.messy-interface.org](http://www.messy-interface.org)

Tabelle 3.1– Fortsetzung von vorheriger Seite

Submodell	Beschreibung
<b>LNOX</b>	Produktion von Blitz-NO <sub>x</sub> [Grewe et al., 2001].
<b>MECCA</b>	Berechnung troposphärischer und stratosphärischer Atmosphärenchemie [Sander et al., 2005]
<b>MLO</b>	50 Meter tiefer Deckschichtozean [Roeckner et al., 1995b]. Siehe auch Kapitel 3.2.2
<b>MSBM</b>	Berechnung von heterogenen Reaktionsraten auf PSC's und Aerosolen [Jöckel et al., 2010]
<b>O3ORIG</b>	Bestimmt den Ursprung von Ozon [Grewe, 2006]
<b>OFFLEM</b>	Liest 2D- und 3D-Emissionen ein und berechnet Tracer-Tendenzen [Kerkweg et al., 2006b]
<b>ONLEM</b>	Berechnet Bodenemissionsflüsse für Tracer in der Gasphase (DMS, Isoprene von Pflanzen und Stickstoffmonoxid aus dem Boden) und berechnet Tracer-Tendenzen [Kerkweg et al., 2006b].
<b>ORBIT*</b>	Berechnung von Orbitparametern [Dietmüller et al., 2016]
<b>PSC</b>	Bildung und Sedimentation von polaren stratosphärischen Wolken [Buchholz, 2005]
<b>PTRAC</b>	Erlaubt eine alternative Definition von Tracern [Jöckel et al., 2008]
<b>QBO</b>	Assimilation von QBO-Zonalwind aus Beobachtungen [Giorgetta & Bengtsson, 1999]
<b>RAD*</b>	Strahlungscode und diagnostische Berechnung des Radiative Forcing (siehe Kapitel 3.2.1)
<b>RAD4ALL</b>	Original ECHAM5-Strahlungsschema, ergänzt durch verbesserte Diagnostik [Roeckner et al., 2003].
<b>FUBRAD</b>	Hoch aufgelöste Parametrisierung für kurzwellige Erwärmungsraten [Dietmüller et al., 2016].
<b>SCAV</b>	Feuchte Deposition von Gasphase und Aerosol aufgrund von Niederschlägen [Tost et al., 2006]
<b>SEDI</b>	Sedimentation von Aerosolen und deren Komponenten [Kerkweg et al., 2006a]
<b>SURFACE*</b>	Berechnung von Oberflächentemperaturen und physikalische Größen für Boden, Schnee und Gletscher
<b>TBUDGET</b>	Berechnet den Beitrag verschiedener Produktionszyklen eines Tracers
<b>TNUDGE</b>	Nudging vom Benutzerdefinierter Tracer [Kerkweg et al., 2006b]
<b>TROPOP</b>	Berechnung von Tropopausenparametern für die thermische- und dynamische Tropopause und die Mischung aus beiden
<b>VHAR</b>	Erwärmungsraten von vulkanischem Aerosol und Update der Temperaturtendenz
<b>VISO*</b>	Iso-Flächen und Interpolationen auf bestimmte Höhen (z.B. Tropopausenhöhe) [Jöckel et al., 2010].

### 3.2.1 Submodell RAD

Das Submodell RAD [Dietmüller et al., 2016] und das darin enthaltene Subsubmodell FUBRAD [Nissen et al., 2007; Kunze et al., 2014], ein kurzwelliges Strahlungsschema, simulieren den Strahlungstransfer. Das Strahlungssubmodell berechnet Temperaturtendenzen aufgrund von strahlungsaktiven Parametern [Jöckel, 2006]. Dabei werden folgende Parameter benötigt:

- Strahlungsaktive Gase ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_3$ , CFC-11 und CFC-12)
- Wasserdampf, Wolkenbedeckungsgrad
- Clear-Sky-Index
- Optische Eigenschaften der Wolken (kurz- und langwellige optische Dicke, Asymmetriefaktor, Einfachstreueralbedo der Wolkenpartikel)
- Optische Eigenschaften der Aerosole (kurz- und langwellige optische Dicke, Einfachstreueralbedo und Asymmetriefaktor der Aerosole)
- Orbitparameter (Zenitwinkel der Sonne, Abstand der Erde zur Sonne, relative Tageslänge)

Die Parametrisierung des Strahlungstransfers im ultravioletten und im sichtbaren Licht (UV-Vis), sowie im nahen Infrarot (NIR) basiert auf dem Schema von Fouquart & Bonnel [1980]. Der kurzwellige Spektralbereich umfasst insgesamt vier Banden. Dabei decken drei Banden den NIR-Bereich mit Wellenlängen von 0,69-1,19  $\mu\text{m}$ , 1,19-2,38  $\mu\text{m}$  und 2,38-4  $\mu\text{m}$  ab. Diese haben einen Anteil von 32,6158 %, 18,0608 % und 3,3474 % an der totalen solaren Einstrahlung ( $I_o$ ). Die vierte Bande befindet sich bei Wellenlängen von 0,25-0,69  $\mu\text{m}$  im sichtbaren UV-Bereich mit einem Anteil an der totalen solaren Einstrahlung von  $I_o = 45,976$  % (nach Roeckner et al. [2003]). Für die Strato- und Mesosphäre (ab 70 hPa) kann diese eine Bande mit dem Submodell FUBRAD [Nissen et al., 2007; Kunze et al., 2014] in 55 oder 106 Banden hochaufgelöst werden. Es berücksichtigt die relevanten Strahlungsprozesse in diesen Höhen, also Erwärmungen durch Absorption von UV-Licht durch Sauerstoff und Ozon. Rayleigh-Streuung und Streuung an Aerosolen und Wolken werden nicht berücksichtigt.

Der langwellige Spektralbereich zwischen 10  $\text{cm}^{-1}$  und 3000  $\text{cm}^{-1}$  wird durch 16 Banden mit dem Rapid Radiative Transfer Model (RRTM, Mlawer et al. [1997]) abgedeckt. Es werden die Absorption von  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{O}_3$ , CFC-11, CFC-12 und Aerosolen einbezogen [Roeckner et al., 2004].

Es ist für diese Arbeit eines der wichtigsten Submodelle, da es online RF-Berechnungen durch mehrfache Aufrufe der Strahlungsroutinen durchführen kann. Damit können die Nettostrahlungsflussänderungen (instantanes RF oder adjustiertes RF; siehe Kapitel

2.3), aufgrund jedes einzelnen Treibhausgases und durch Wolken, ermittelt werden. Stuber et al. [2001b] waren die Ersten, die eine Möglichkeit zur parallelen Berechnung des adjustierten RF fanden und es im Klimamodell ECHAM4 implementierten. Zur Berechnung des adjustierten RF wurde eine zweite diagnostische Temperatur ( $T_{diag}$ ) eingeführt. Die Referenzatmosphäre ist von den zusätzlichen Störungen nicht beeinflusst. Bei den RF-Berechnungen wird die Strahlungsroutine ein zweites Mal (z.B. mit verdoppeltem  $\text{CO}_2$  in der Atmosphäre) aufgerufen. Beim adjustierten RF verändert sich das Temperaturfeld  $T_{diag}$  durch die zusätzliche Strahlungsleistung oberhalb der Tropopause, unterhalb bleibt die Temperatur gleich dem Referenzzustand. Die Tropopause darf sich bei den Berechnungen nicht verändern, da sonst kein neues Temperaturgleichgewicht erreicht werden kann. Außerdem sollte eine Einschwingphase von 3 Monaten berücksichtigt werden, um von einem neuen Gleichgewichtszustand ausgehen zu können [Manabe & Strickler, 1964].

Der erste Strahlungsaufruf ist immer die Referenz und liefert das Temperaturfeedback  $\Delta T_{feed}$ . Zusätzlich sind bis zu 8 Strahlungsaufrufe möglich, die diagnostischen Berechnungen unterliegen. Es kann zwischen der Berechnung von instantanem RF und adjustiertem RF ausgewählt werden. Die Änderungen der Treibhausgas-Mischungsverhältnisse, die den Berechnungen zugrunde liegen, können als konstant, mit einem vertikalen Gradienten, als 3-D-Felder oder online berechnet vorgeschrieben werden. Die vorletzte Möglichkeit (3-D-Felder) wurde in dieser Arbeit verwendet. Die Felder stammen dabei von transienten Simulationen, integriert von 1960 bis 2100, mit interaktiver Chemie (siehe Kapitel 4.1). Da das RF in dieser Arbeit an der Tropopause verwendet wird, wurde zusätzlich das Submodell VISO [Jöckel et al., 2010] verwendet. Es interpoliert die Strahlungsflüsse auf die Tropopausenhöhe.

### 3.2.2 Submodell MLO

Für die Berechnung der Klimasensitivität in Kapitel 5 sind vorgeschriebene Meeresoberflächentemperaturen nicht mehr ausreichend. Diese würden eine Temperaturreaktion aufgrund einer initiierten Störung (z.B. einer  $\text{CO}_2$ -Verdopplung) dämpfen, da sie keine Rückkopplung zwischen Atmosphäre und den Meeresoberflächentemperaturen erlauben [Ponater et al., 1999]. Eine moderne Methode ist die Verwendung eines Deckschichtozeans (MLO, Mixed-Layer-Ozean) [Mitchell et al., 2001]. Dieser wird im Klima-Chemie-Modell EMAC mittels des Submodells MLO [Roeckner et al., 1995b] hinzugefügt. Es handelt sich um ein 50 Meter tiefes thermodynamisches Deckschicht- und ein thermodynamisches Meereismodell. Der vertikale und horizontale Wärmeaustausch mit dem tiefen Ozean wird durch einen vorgeschriebenen klimatologischen Zyklus vollzogen [Ponater et al., 1999]. So werden die sensiblen und latenten Wärmeflüsse zwischen der Atmosphäre und dem Ozean ausgetauscht. Das Meereismodell berechnet die Meereisdicke und dessen Oberflächentemperatur durch die Energiebilanz am Ober- und Unterrand der Eisschicht [Ponater et al., 1999].

## Kapitel 4

# Simulationen

Zur Beantwortung der Eingangs gestellten Fragen, wurden Zeitscheibensimulationen angefertigt. Mithilfe des Submodells RAD konnten so diagnostisch neue Erkenntnisse über zukünftige Änderungen in den Strahlungsflüsse, Heizraten und Temperaturänderungen erlangt werden. Die für die Initialisierung verwendeten Angaben über die Treibhausgas-Mischungsverhältnisse der Zukunft wurden transienten Simulationen entnommen, welche mit interaktiver Chemie gemäß dreier RCP-Szenarien berechnet wurden. Eine detailliertere Beschreibung der verwendeten und selbst produzierten Simulationen erfolgt in den nächsten Unterkapiteln.

### 4.1 Transiente Simulationen

Es wurden 3 transiente Simulationen verwendet, die mit dem Klima-Chemie-Modell EMAC mit interaktiver Chemie berechnet wurden (siehe Kapitel 3.2). Genauer gesagt wurden die 3-dimensionalen Treibhausgas- und Ozon-Mischungsverhältnisse sowie die Tropopausenhöhen für die Initiierung der Zeitscheibensimulationen (siehe Kapitel 4.2) verwendet.

Die transienten Simulationen folgen den RCP-Szenarien (siehe Kapitel 2.5) RCP4.5, RCP6.0 und RCP8.5 von 1960 bis 2100 mit einer Einschwingphase von 5 Jahren (ausgenommen die RCP6.0-Simulation endet 2096 und wurde 8 Jahre eingeschwungen). Alle drei Simulationen wurden mit einem quadratischen gauß'schen Gitter in der Auflösung T42L39MA gerechnet. Dies entspricht einer horizontalen Auflösung von ca.  $2,8^\circ$  geographische Breite x  $2,8^\circ$  geographische Länge und 39 vertikalen Schichten (Hybridkoordinaten) bis in die mittlere Atmosphäre (MA) = 0,01 hPa  $\approx$  80 km Höhe (siehe 4.1).

**Tabelle 4.1:** Übersicht über verwendete transiente Simulationen.

	<b>RCP4.5</b>	<b>RCP6.0</b>	<b>RCP8.5</b>
<b>Publiziert</b>	Oberländer-Hayn et al. [2016]	–	Oberländer-Hayn et al. [2016]
<b>Simulationsdauer</b>	1960–2100	1960–2096	1960–2100
<b>Auflösung</b>	T42L39MA	T42L39MA	T42L39MA
<b>GHGs</b>	schwaches Szenario RCP4.5 <sup>1</sup>	mittleres Szenario RCP6.0 <sup>1</sup>	starkes Szenario RCP8.5 <sup>1</sup>
<b>ODS</b>	A1 <sup>2</sup> CFC-11, CFC-12eq	A1 <sup>2</sup> CFC-11, CFC-12eq	A1 <sup>2</sup> CFC-11, CFC-12eq
<b>SSTs/SICs</b>	transient vorgeschrieben MPI-ESM [Schmidt et al., 2013]	transient vorgeschrieben von EMAC Simulation mit gekoppeltem Ozean	transient vorgeschrieben MPI-ESM [Schmidt et al., 2013]

Alle drei Simulationen wurden an der Freien Universität (FU) Berlin [Oberländer-Hayn et al., 2016] in Zusammenarbeit mit dem Hoch- und Höchstleistungsrechenzentrum HLRN berechnet. Die Meeresoberflächentemperaturen (SSTs) und die Meereisbedeckungen (SICs) für die Simulationen mit dem schwächsten und dem stärksten Szenario wurden vom Erdsystemmodell des Max-Planck-Instituts (MPI-ESM) [Schmidt et al., 2013] transient vorgeschrieben. Für die Simulation mit dem mittleren Szenario wurden Meeresoberflächentemperaturen und Meereisbedeckungen vorgeschrieben, die innerhalb einer EMAC-CCM-RCP6.0-Simulation mit gekoppeltem Ozean an der Freien Universität Berlin erzeugt wurden. Alle 3 transienten Simulationen wurden mit den Emissionen der RCP-Szenarien initialisiert und berechneten die Treibhausgase und Ozon-Mischungsverhältnisse mit dem Submodel MECCA interaktiv.

#### 4.1.1 Mischungsverhältnisse klimaaktiver Gase in der Vergangenheit und Zukunft

Nachdem im vorherigen Kapitel die transienten Simulationen beschrieben wurden, werden nun die Mischungsverhältnisse der klimaaktiven Gase betrachtet, die von die-

<sup>1</sup>siehe Kapitel 2.5 oder Van Vuuren et al. [2011]

<sup>2</sup>from World Meteorological Organization (WMO) WMO [2007]

sen Simulationen entnommen und weiter verwendet wurden.

Zu den wichtigsten natürlich vorkommenden klimaaktiven- bzw. Treibhausgasen (GHGs) gehören Kohlenstoffdioxid (CO<sub>2</sub>), Methan (CH<sub>4</sub>) und Distickstoffmonoxid (N<sub>2</sub>O; auch Lachgas genannt). Diese gelten in der Atmosphäre als gleichverteilt (engl.: well mixed) und sind vor allem im langwelligen Strahlungsbereich aktiv.

Auch Ozon (O<sub>3</sub>) ist ein natürlich vorkommendes Treibhausgas. Da es jedoch im Gegensatz zu den GHGs nicht annähernd gleichverteilt in der Atmosphäre vorkommt und eher im kurzwelligen Strahlungsbereich aktiv ist, wird es in dieser Arbeit nicht zu den Treibhausgasen gezählt, sondern immer einzeln betrachtet.

Weitere klimaaktive Gase in der Atmosphäre sind die halogenierten Kohlenstoffe. Diese sind natürlich oder anthropogen emittierte Moleküle. Sie bestehen aus Kohlenstoffatomen, an die peripher Halogene (z.B. Fluor, Chlor, Brom, Iod) angelagert sind [Jakobi, 1988]. Sie werden in drei Kategorien unterteilt (siehe ebenfalls Tabelle 4.2): Bei Fluor-Chlor-Kohlenstoffen (FCKs; engl. CFCs) sind sowohl Flour- als auch Chlora-tome in einem Molekül enthalten. Sind die Halogene teilweise durch Wasserstoffatome ersetzt werden die Moleküle als Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoffe (FCKWs; engl. HCFCs) bezeichnet. Halone werden sie genannt, wenn die Kohlenstoffverbindungen neben Chlor und/oder Flour auch Brom enthalten. Industriell wurden die halogenierten Kohlenstoffe seit 1930 als Triebgase, Kältemittel und Lösemittel verwendet. Sie sind langlebige (weil reaktionsträge) Gase, die aufgrund ihres Chlor-, Flour- und Bromge-

Gruppe	Name	Formel	GWP	ODP
FCKs	CFC-11	CFC1 <sub>3</sub>	4660	1
	CFC-12*	CF <sub>2</sub> CL <sub>2</sub>	10200	0,73
	CFC-113*	CCl <sub>2</sub> FCCIF <sub>2</sub>	5820	0,81
	CFC-114*	CCIF <sub>2</sub> CCIF <sub>2</sub>	8590	0,5
	CFC-115*	CCIF <sub>2</sub> CF <sub>3</sub>	7670	0,26
FCKWs	HCFC-22*	CHCIF <sub>2</sub>	1760	0,034
	HCFC-141b*	Cl <sub>2</sub> FC-CH <sub>3</sub>	782	0,102
	HCFC-142b*	ClF <sub>2</sub> C-CH <sub>3</sub>	1980	0,057
Halone	Halon-1211	CBrCIF <sub>2</sub>	1750	6,9
	Halon-1301	CBrF <sub>3</sub>	6290	15,2
Chlorkohlenstoffe	Methylchlorid	CH <sub>3</sub> Cl	12	0,015
	Tetrachlorkohlenstoff	CCl <sub>4</sub>	1730	0,72
	Methylchloroform	CH <sub>3</sub> CCl <sub>3</sub>	160	0,14
Bromkohlenstoffe	Methylbromid	CH <sub>3</sub> Br	5	0,51

**Tabelle 4.2:** Halogenierte Kohlenstoffe in EMAC. Zur Vereinfachung werden die mit \* gekennzeichneten Tracer zu einem CFC-12-Äquivalent zusammengefasst. Ebenfalls eingetragen sind das globale Erwärmungspotential (GWP; engl. global warming potential [Myhre et al., 2013]) und das Ozonzerörungspotential (ODP; engl. ozone depletion potential [WMO, 2014]). Tabelle teilweise aus Meul [2013].

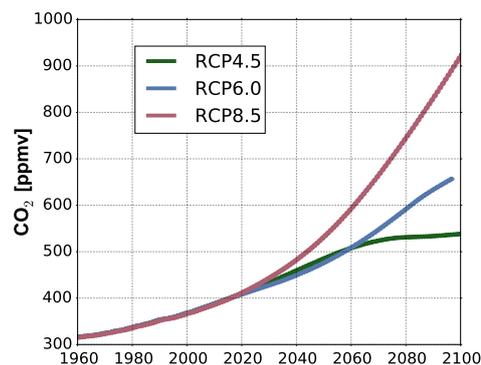
halts Ozon zerstören können. Daher sind sie doppelt gefährlich für das Klima, denn zum einen sind sie starke Treibhausgase (siehe GWP in Tabelle 4.2) und zum anderen zerstören sie das lebenswichtige Ozon in der Stratosphäre. In der Tabelle 4.2 sind die im EMAC-Modell enthaltenen halogenierten Kohlenstoffe aufgelistet. In dieser Arbeit werden jedoch nur CFC-11 und eine Gasmischung, die hier CFC-12-eq (CFC-12-Äquivalent) genannt wird, betrachtet.

## Kohlenstoffdioxid CO<sub>2</sub>

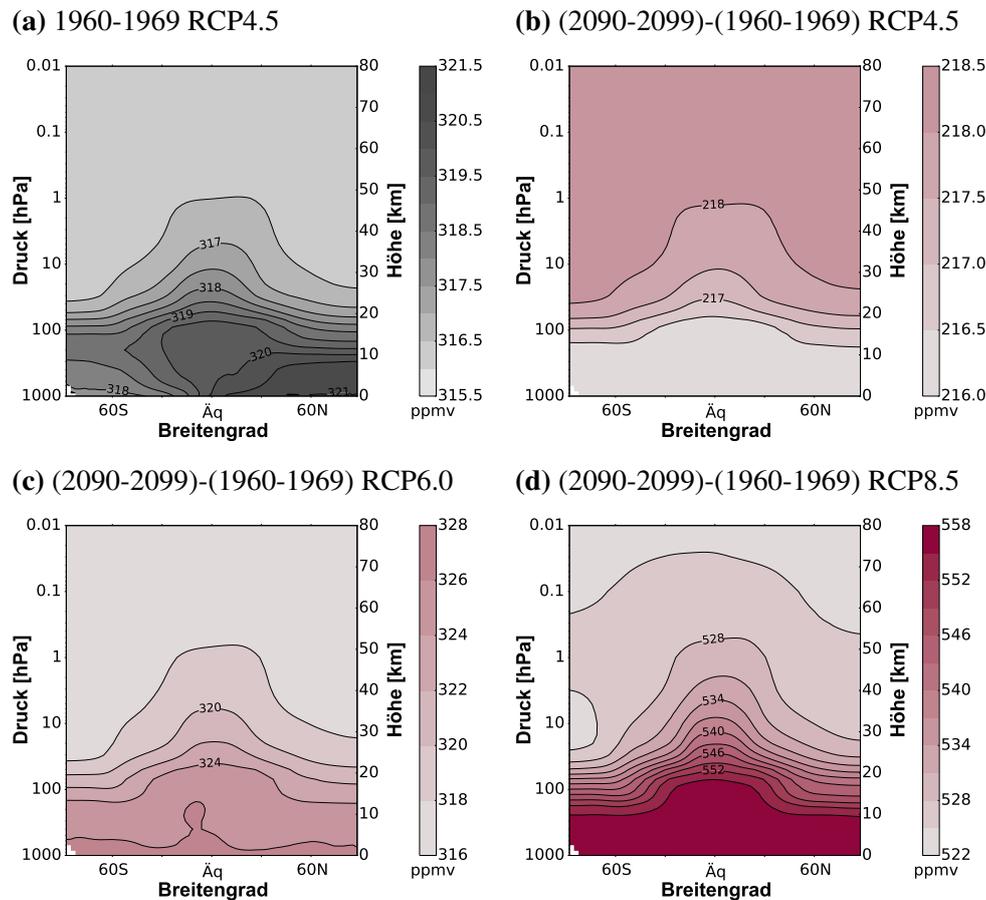
Die CO<sub>2</sub>-Mischungsverhältnisse in der Atmosphäre schwanken in ihrem natürlichen Vorkommen zwischen 180 und 280 ppmv [Steffen et al., 2006] (siehe Abbildung 2.21). Doch seit der Mensch sesshaft geworden ist, steigen die CO<sub>2</sub>-Mischungsverhältnisse kontinuierlich an. Mit der Industrialisierung ist der Anstieg beinahe exponentiell geworden (siehe Abbildung 2.24). Im August 2018 wurde am NOAA Earth System Research Laboratory ein monatlich gemittelt CO<sub>2</sub>-Mischungsverhältnis von 406,99 ppmv gemessen<sup>3</sup>. Für die Zukunft wird in fast allen RCP-Szenarien ein weiterer Anstieg bis 2100 erwartet. Die einzige Ausnahme bildet das RCP2.6-Szenario (siehe Kapitel 2.5) bei dem die Werte ab 2050 wieder geringer werden.

Dieses Szenario wird in dieser Arbeit nicht betrachtet, da es vor dem Pariser Klimaabkommen vom 12. Dezember 2015 ein sehr unwahrscheinliches Szenario war. Doch in diesem Klimaabkommen wurde beschlossen den anthropogenen Klimawandel auf 2°Celsius zu begrenzen, was am ehesten dem RCP2.6-Szenario entsprechen

<sup>3</sup>Nach Beobachtungen vom NOAA Earth System Research Laboratory <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>



**Abbildung 4.1:** Aufgetragen sind die CO<sub>2</sub>-Mischungsverhältnisse [ppmv] der Jahre 1960 bis 2100 in 500 hPa Höhe für die drei Treibhausgasemissionsszenarien RCP4.5 (grün), RCP6.0 (blau) und RCP8.5 (rot).



**Abbildung 4.2:** Zonales Mittel der CO<sub>2</sub>-Mischungsverhältnisse [ppmv] über alle Höhen (a) der Referenz 1965 (Mittel von 1960-1969 der RCP4.5-Simulation) und (b-d) der Differenzen zwischen 2095 (2090-2099) und 1965 (1960-1969) der transienten Simulationen mit dem (b) RCP4.5-, (c) RCP6.0- und (d) RCP8.5-Szenario.

würde. Für den Zeitraum von 1960 bis 2100 sind die CO<sub>2</sub>-Mischungsverhältnisse der 3 RCP Szenarien (RCP4.5 in grün, RCP6.0 in blau und RCP8.5 in rot) in einer Höhe von 500 hPa in der Abbildung 4.1 dargestellt. Die Werte wurden mit den RCP-Emissionsvorgaben mit dem EMAC Modell in transienten Simulationen von 1950 bis 2100 ermittelt. In den Szenarien RCP6.0 und RCP8.5 steigen die Mischungsverhältnisse stetig bis zum Ende des Jahrhunderts bis auf 656 ppmv bzw. 926 ppmv an. Beim RCP4.5-Szenario steigt das CO<sub>2</sub>-Mischungsverhältnis bis 2070 auf 519 ppm an (im Zeitraum von 2020 bis 2060 sogar stärker als im RCP6.0 Szenario), flacht dann aber ab und erreicht ein Mischungsverhältnis von 537 ppmv am Ende des Jahrhunderts in 500 hPa Höhe.

Weitergehend sind die zeitlich und zonal gemittelten CO<sub>2</sub>-Mischungsverhältnisse für (a) die Referenzperiode 1960-1969, sowie für Änderungen zum Ende des Jahrhunderts von 2090-2099 der 3 Szenarien (b) RCP4.5, (c) RCP6.0 und (d) RCP8.5 in Abbildung

4.2 dargestellt.

Entgegen der allgemeinen Annahme die Treibhausgase träten nahezu gleichverteilt (engl. well mixed) in der Atmosphäre auf, ist die Verteilung höhen- und breitenabhängig. Jedoch streben die Transportprozesse diesen gleichverteilten Zustand an. Die größten  $\text{CO}_2$ -Mischungsverhältnisse werden auf der Nordhemisphäre<sup>4</sup>, nahe der Erdoberfläche erreicht, da dort das meiste  $\text{CO}_2$  emittiert wird.

Auf der Südhemisphäre ist daher das  $\text{CO}_2$ -Mischungsverhältnis um ca. 4 ppmv geringer. Mit der Höhe nimmt das  $\text{CO}_2$ -Mischungsverhältnis ebenfalls ab, wobei durch Transportprozesse in den Tropen mehr  $\text{CO}_2$  vorhanden ist als in den polaren Breiten. Zwischen der Mesosphäre und der nordhemisphärischen Erdoberfläche zeigt sich in der Referenzperiode ein Unterschied von 7 ppmv. Die Änderungen der (c) RCP6.0- und (d) RCP8.5-Szenarien zeigen zum Ende des Jahrhunderts eine stärkere Zunahme, vor allem in den unteren Atmosphärenschichten. In der Höhe sind die Änderungen geringer ausgeprägt, als am Boden. Im RCP6.0-Szenario beträgt der Unterschied ca. 16 ppmv und im RCP8.5-Szenario etwa 36 ppmv. In diesen Szenarien ist die Emission von  $\text{CO}_2$  stärker als die Transportprozesse in die Höhe bewältigen können.

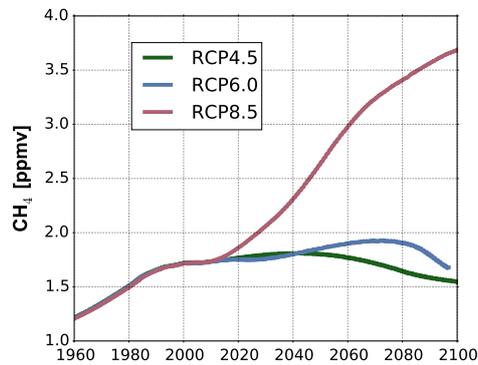
Im (b) RCP4.5-Szenario ist es umgedreht. Die  $\text{CO}_2$ -Zunahme ist hier in der oberen Atmosphäre um etwa 2 ppmv stärker ausgeprägt als an der Erdoberfläche. Aufgrund der sehr geringen Zunahme von  $\text{CO}_2$  in den letzten 30 Jahren des 21. Jahrhunderts (siehe Abbildung 4.1), sind in diesem Szenario die Transportprozesse in der Lage eine beinahe Gleichverteilung der  $\text{CO}_2$ -Mischungsverhältnisse in der Atmosphäre zu bewirken. Der horizontale Unterschied zwischen den Mischungsverhältnissen auf der Nord- und Südhemisphäre bleibt in der Zukunft annähernd gleich. Dies deutet auf einen schnellen Transport von  $\text{CO}_2$  in horizontaler Richtung hin.

## Methan $\text{CH}_4$

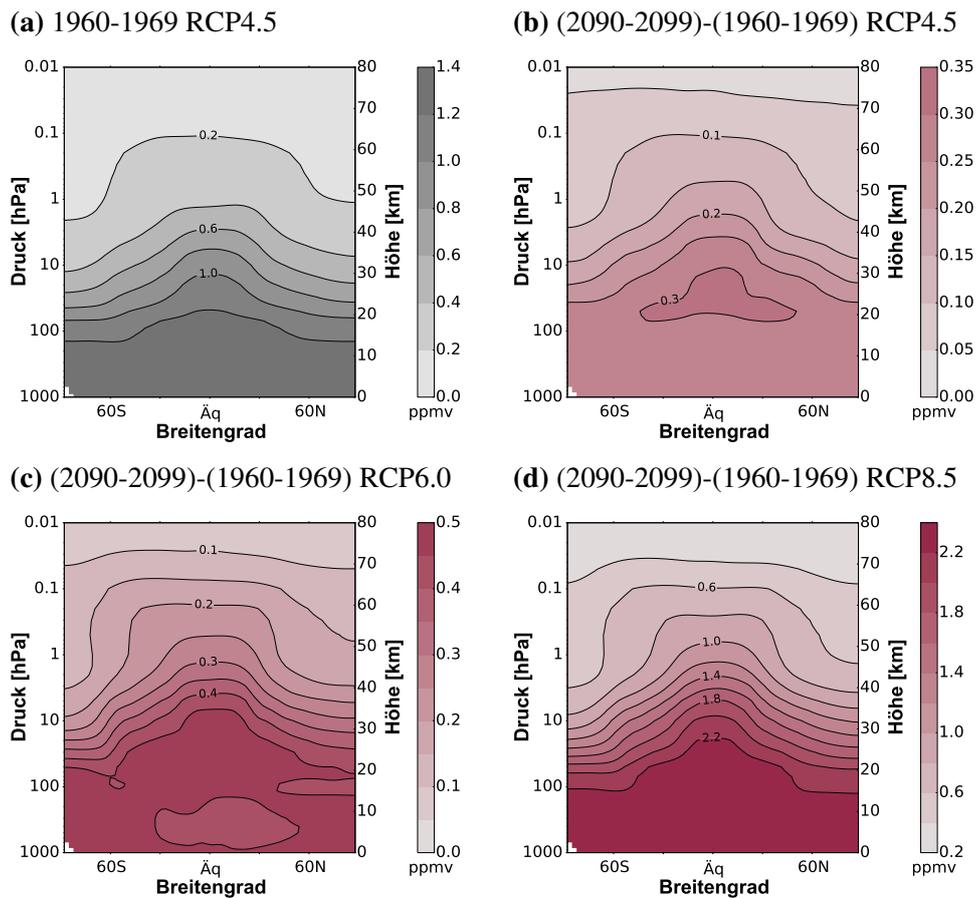
Die Methankonzentration in der Atmosphäre ist zweifach wichtig. Zum einen ist Methan ein starkes Treibhausgas, zum anderen hat es Einfluss auf die Ozonkonzentration. In der Troposphäre und in einem großen Teil der Stratosphäre führt mehr  $\text{CO}_2$  zu einer Ozonzunahme. Im Gegenteil führt in der Mesosphäre eine Zunahme zu einem verstärkten  $\text{HO}_x$ -Zyklus und damit zu einer verstärkten Ozonzerstörung [Wuebbles & Hayhoe, 2000]. Der vergangene und 3 Varianten des zukünftigen Verlaufs der Methan-Mischungsverhältnisse nach den 3 RCP-Szenarien ist in Abbildung 4.3 von 1960 bis 2100 dargestellt. Von 1960 bis 1998 sind die Methan-Mischungsverhältnisse stark angestiegen. Danach stagnieren die Mischungsverhältnisse bis 2006. Die Gründe dafür

---

<sup>4</sup>Hier ist auch die saisonale Schwankung (nicht gezeigt) am stärksten ausgeprägt, da auf der Nordhalbkugel viel mehr Wälder vorhanden sind, die im Sommer mehr  $\text{CO}_2$  via Photosynthese abbauen. Der Unterschied in den  $\text{CO}_2$ -Mischungsverhältnissen zwischen Sommer und Winter in den mittleren Breiten der Nordhemisphäre (NH) beträgt ca. 6-9 ppmv. An den Polen und in der Südhemisphäre zeigt sich „nur“ eine saisonale Schwankung um 1 ppmv.



**Abbildung 4.3:** Aufgetragen sind die  $\text{CH}_4$ -Mischungsverhältnisse [ppbv] der Jahre 1960 bis 2100 in 500 hPa Höhe für die drei Treibhausgasemissionsszenarien RCP4.5 (grün), RCP6.0 (blau) und RCP8.5 (rot).



**Abbildung 4.4:** Wie in Abbildung 4.2 für  $\text{CH}_4$ -Mischungsverhältnisse [ppbv].

sind noch nicht geklärt [Dlugokencky et al., 2003]. Danach stiegen die Mischungsverhältnisse, u.a. durch eine erhöhte Erdöl- und Gasproduktion [Hausmann et al., 2016], wieder an und beliefen sich im Juni 2018 auf 1850,7 ppbv<sup>5</sup>. Die beiden Szenarien RCP4.5 (grüne Linie) und RCP6.0 (blaue Linie) zeigen in der Zukunft einen ähnlichen Verlauf. Beide Szenarien sind durch einen zunächst weiteren leichten Anstieg der Mischungsverhältnisse bis 2050 (RCP4.5) bzw. 2080 (RCP6.0) definiert, mit einer anschließend deutlichen Reduzierung der Mischungsverhältnisse bis zum Ende des 21. Jahrhunderts. Beim RCP8.5 (rote Linie) dagegen ist der Anstieg der Mischungsverhältnisse bis zum Jahr 2100 sehr stark ausgeprägt, bis hin zu einer Verdreifachung der 1960er Werte. Auch Methan gilt in der Atmosphäre als gleichverteilt.

Die zeitliche und zonal gemittelte Verteilung der Mischungsverhältnisse ist in Abbildung 4.4 für (a) den Referenzzustand von 1960-1969 und für dessen Differenz mit dem Zeitraum von 2090-2099 unter den Szenarien (b) RCP4.5, (c) RCP6.0 und (d) RCP8.5 gezeigt.

Die CH<sub>4</sub>-Mischungsverhältnisse des Referenzzeitraums (a) zeigen, dass eine Gleichverteilung von Methan nur in der Troposphäre angenommen werden kann. Umso höher in der Atmosphäre, umso geringer sind die Mischungsverhältnisse. Dabei ist die Verteilung breitenabhängig, mit größeren Werten in den Tropen und Subtropen als in den hohen Breiten und den Polen. So fällt das CH<sub>4</sub>-Mischungsverhältnisse von maximal 1,37 ppmv in der Troposphäre auf minimal 0,065 ppmv in der Mesosphäre.

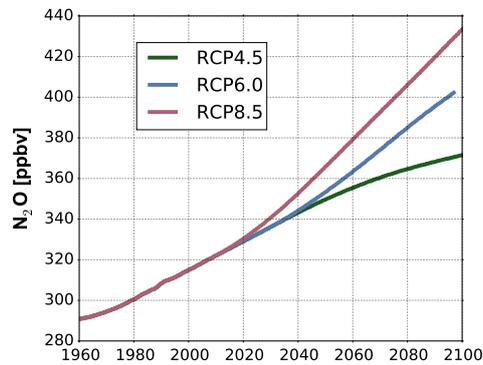
Auch die Änderungen der Mischungsverhältnisse zwischen dem Referenzzeitraum und dem Ende des 21. Jahrhunderts zeigen in allen drei Szenarien keine atmosphärisch konstante Zunahme, sondern eine Breiten- und Höhenabhängigkeit. Die stärksten Zunahmen erfolgen in der Tropopausenregion, gefolgt von der gesamten Troposphäre, jeweils immer mit einem Maximum in den Tropen. Mit der Höhe wird die Zunahme allgemein geringer.

## Distickstoffmonoxid N<sub>2</sub>O

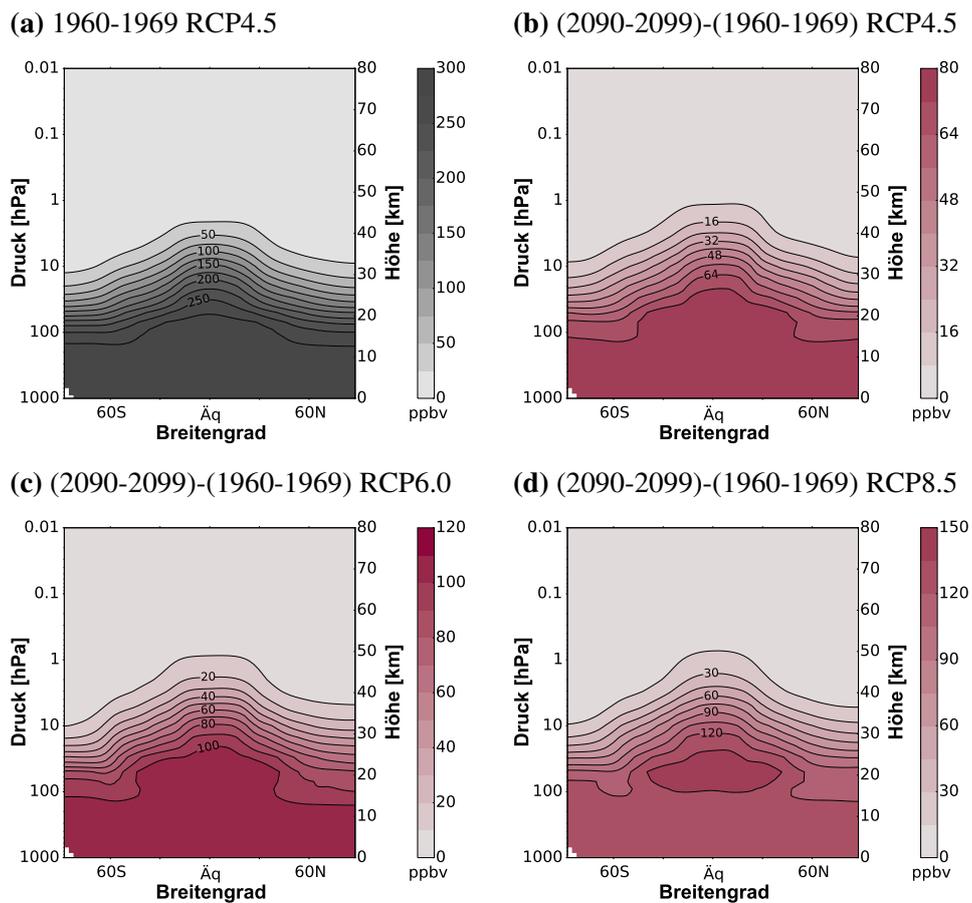
Distickstoffmonoxid ist ebenfalls ein starkes (265 mal stärker als CO<sub>2</sub>; siehe Tabelle 2.1) und langlebiges Treibhausgas, welches im Mittel 114 Jahre in der Atmosphäre verweilt. Es wird neben natürlichen Quellen vor allem durch die Landwirtschaft und die Industrie anthropogen emittiert.

Der zeitliche Verlauf und zukünftige Prognosen der global gemittelten N<sub>2</sub>O-Konzentration in einer Höhe von 500 hPa sind in der Abbildung 4.5 dargestellt. In den vergangenen Jahren zwischen 1969 und 2010 ist das N<sub>2</sub>O-Mischungsverhältnis um 10% von 290,97 auf 322,33 ppbv gestiegen. Auch die drei untersuchten RCP-Szenarien (RCP4.5 grü-

<sup>5</sup>Nach Beobachtungen vom NOAA Earth System Research Laboratory [http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends\\_ch4/](http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends_ch4/)



**Abbildung 4.5:** Aufgetragen sind die  $\text{N}_2\text{O}$ -Mischungsverhältnisse [ppbv] der Jahre 1960 bis 2100 in 500 hPa Höhe für die drei Treibhausgasemissionsszenarien RCP4.5 (grün), RCP6.0 (blau) und RCP8.5 (rot).



**Abbildung 4.6:** Wie in Abbildung 4.2 für  $\text{N}_2\text{O}$ -Mischungsverhältnisse [ppbv].

ne Linie, RCP6.0 blaue Linie und RCP8.5 rote Linie) beinhalten in der Zukunft starke Anstiege der Mischungsverhältnisse. Nur im RCP4.5-Szenario flacht die Kurve am Ende des 21. Jahrhunderts leicht ab und endet bei einem Mischungsverhältnis von 371,7 ppbv bzw. mit einem Anstieg um 27,7%.

In den anderen beiden Szenarien steigt das N<sub>2</sub>O-Mischungsverhältnis mit den Jahren ungehindert an, bis zu Werten von 402,3 ppbv (RCP6.0) und 434 ppbv (RCP8.5). Dies entspricht Anstiegen um 38,3% im RCP6.0- und 49,1% im RCP8.5-Szenario im Vergleich zu 1960.

Auch die zeitlich und zonal gemittelten N<sub>2</sub>O-Mischungsverhältnisse wurden in Abbildung 4.6 für (a) den Referenzzeitraum sowie die Differenzen zwischen 2090-2099 und der Referenz 1960-1969 für (b), das RCP4.5- (c) das RCP6.0- und (d) das RCP8.5-Szenario dargestellt. Emittiert an der Erdoberfläche besitzt dieses Treibhausgas keine signifikanten Senken in der Troposphäre. Erst in der oberen Atmosphäre wird es durch chemische Reaktionen zerstört [Watson et al., 2000]. Diese N<sub>2</sub>O-Senke besteht aus einem photochemischen Abbau ( $\text{N}_2\text{O} + h\nu \rightarrow \text{N}_2 + \text{O}$ ) und 2 Abbauraten durch freie Sauerstoffatome ( $\text{N}_2\text{O} + \text{O} \rightarrow \text{N}_2 + \text{O}_2$  sowie  $\text{N}_2\text{O} + \text{O} \rightarrow 2\text{NO}$ ). Daher sind die Mischungsverhältnisse in der Troposphäre gleichverteilt, nehmen dann oberhalb der Tropopause schnell ab bis sie in der mittleren Stratosphäre nur noch tausendstel der Mischungsverhältnisse der Troposphäre betragen. Auch in den Änderungen zum Ende des 21. Jahrhunderts dominieren die Mischungsverhältnisse in der Troposphäre.

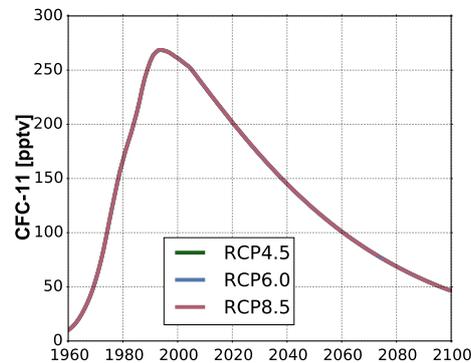
Ab der Tropopause nehmen die Änderungen mit einem starken Gradienten mit der Höhe ab. Da sich die Hauptsenke von Distickstoffmonoxid in der Stratosphäre befindet, gibt es keinen wesentlichen Jahresgang der Mischungsverhältnisse in der Troposphäre. In der Stratosphäre gibt es einen saisonalen Unterschied, da die N<sub>2</sub>O-Zerstörung durch freie Sauerstoffatome betrieben wird. Somit befindet sich am Winterpol weniger N<sub>2</sub>O als am Sommerpol.

### Trichlorfluormethan CFCl<sub>3</sub>

Trichlorfluormethan, auch CFC-11 genannt, gehört zu den halogenierten Kohlenstoffen. Diese treten nicht natürlich auf, sondern sind anthropogen hergestellt und wurden für lange Zeit als Kälte- und Treibmittel verwendet. Das in Trichlorfluormethan enthaltene Chlor führt in der Stratosphäre zu einer sehr effektiven Ozonzerstörung. Dabei kann ein Chlormolekül ~1000 Ozonmoleküle zerstören.

CFC-11 war 2012 für 21,4 % [Carpenter et al., 2014] des Chlorvorkommens in der mittleren Atmosphäre verantwortlich. Sein Potenzial Ozon zu zerstören ist so groß, dass es als Maßstab für die Größe ODP (Ozonzerstörungspotential; engl. ozone depleting potential [WMO, 2014]) verwendet wird (siehe rechte Spalte in Tabelle 4.2). Trichlorfluormethan ist ebenfalls ein starkes Treibhausgas. Es ist 4660-mal wärmerer als CO<sub>2</sub>.

Die global gemittelte zeitliche Entwicklung von CFC-11 in einer Höhe von 500 hPa ist



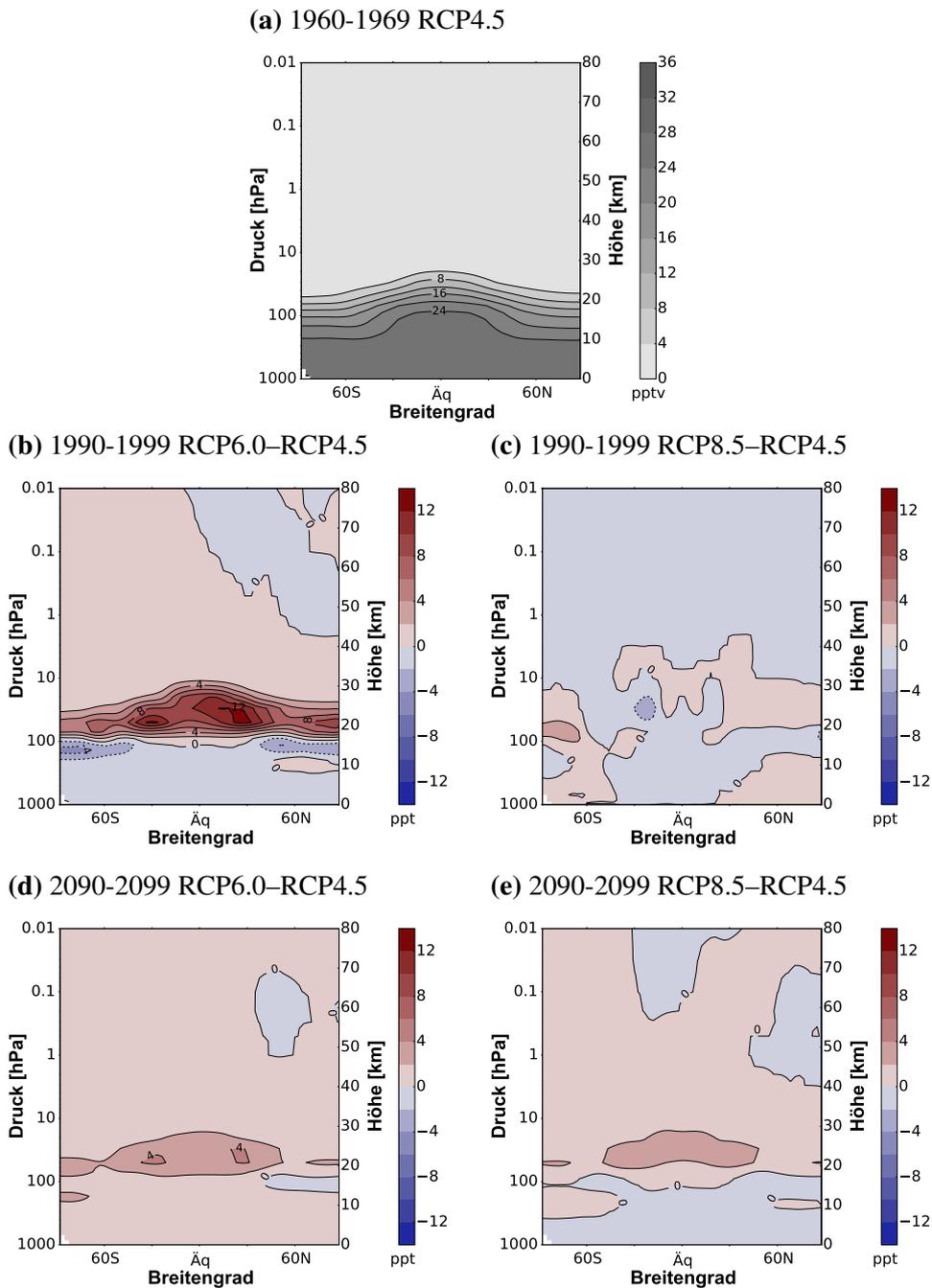
**Abbildung 4.7:** CFC-11-Mischungsverhältnisse [pptv] der Jahre 1960 bis 2100 in 500 hPa Höhe für die drei Treibhausgasemissionsszenarien RCP4.5 (grün), RCP6.0 (blau) und RCP8.5 (rot).

in Abbildung 4.7 abgebildet. Da dieses Gas nicht natürlich vorkommt und erst ab ca. 1930 produziert wurde, sind die Mengen zur Referenzperiode 1960-1969 noch relativ gering, stiegen dann aber rapide an. Zwischen 1960 und 1994 erhöhten sich die CFC-11 Mischungsverhältnisse in 500 hPa von 9,82 pptv auf 265,68 pptv. Dies entspricht einer Versiebenundzwanzigfachung der Mischungsverhältnisse in nur 34 Jahren. Nach der Entdeckung des Ozonlochs wurde im Montrealer Protokoll von 1987 eine Reduktion der ODS um 50 % bis 1995 und 85 % bis 1997 beschlossen. Daher sinken die CFC-11-Mischungsverhältnisse nach 1994.

Für die zukünftigen CFC-11-Emissionen wurde für alle 3 RCP-Szenarien die gleiche Annahme getroffen [Meinshausen et al., 2011]. Alle folgen dem A1-Szenario [WMO, 2007]. Aufgrund der Langlebigkeit von CFC-11 von ca. 45 Jahren [Ko et al., 2013] und der anhaltenden Emission wird auch noch am Ende des 21. Jahrhunderts CFC-11 in der Atmosphäre vorhanden sein.

Trotz der identischen Emissionen sind die Mischungsverhältnisse in den einzelnen RCP-Szenarien leicht verschieden. Grund sind die verschiedenen Temperaturen und Änderungen in der Dynamik, die geringe Differenzen hervorrufen. Somit ist im RCP4.5-Szenario am Ende des 21. Jahrhunderts noch ein Mischungsverhältnis von 47,03 pptv, im RCP6.0 50,09 pptv und im RCP8.5 47 pptv vorhanden. Eine zonal und zeitlich gemittelte Darstellung der CFC-11-Mischungsverhältnisse des Referenzzeitraums als Höhen- und Breitenschnitt ist in Abbildung 4.8a dargestellt. In der Troposphäre ist CFC-11 relativ gleichverteilt. Leicht höhere Werte werden auf der Nordhalbkugel gemessen (siehe NOAA/ESRL halocarbons program <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/hats/combined/CFC11.html>), da auf der NH die größeren Mengen emittiert wurden.

Die Hauptsenke von CFC-11 befindet sich in der Stratosphäre. So zeigt sich in Abbildung 4.8a ein starker Gradient oberhalb der Tropopause hin zu sehr geringen Werten in der mittleren Atmosphäre. Auch im Vergleich mit dem Zeitraum der maximalen Mischungsverhältnisse (nicht gezeigt) wird eine Zunahme der Mischungsverhältnisse



**Abbildung 4.8:** Zonales Mittel der CFC-11 Mischungsverhältnisse [pptv] über alle Höhen (a) der Referenz (Mittel von 1960-1969 der RCP4.5-Simulation) und der Differenzen zum Zeitpunkt der maximalen Mischungsverhältnisse 1990-1999 zwischen (b) RCP6.0–RCP4.5 und (c) RCP8.5–RCP4.5, sowie die Differenzen am Ende des Jahrtausends 2090-2099 zwischen (d) RCP6.0–RCP4.5 und (e) RCP8.5–RCP4.5.

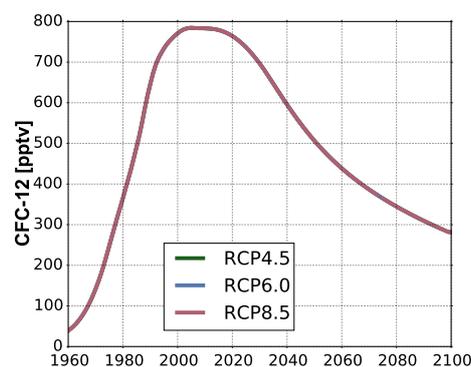
fast ausschließlich in der Troposphäre erreicht. In 500 hPa zeigen sich Zunahmen um 238 pptv, in 1 hPa sind es noch  $7 \times 10^{-23}$  mol/mol.

Die Abbildungen 4.8b-e zeigen die Differenzen der CFC-11-Mischungsverhältnisse zwischen den einzelnen RCP-Szenarien. Dabei wird das Mischungsverhältnis durch drei Faktoren bestimmt: 1. Die Photolyse-Rate hängt von der Ozonsäule darüber ab und nimmt mit GHG-bedingter Abkühlung ab. 2. Die Reaktionsrate mit  $O^{(1D)}$ , wobei mehr  $CH_4$  zu weniger  $O^{(1D)}$  führt und damit weniger CFC-11 abgebaut werden kann. 3. die Verweilzeit in der Stratosphäre ist in der Zukunft kürzer (beschleunigte BDC) und damit kann auch weniger CFC-11 abgebaut werden. So zeigt sich in den Abbildungen 4.8b-e, dass mit steigendem Szenario die Abbaugeschwindigkeit von CFC-11 verringert wird.

## Dichlordifluormethan $CF_2Cl_2$

Dichlordifluormethan, auch CFC-12 genannt, gehört ebenfalls zu den halogenierten Kohlenstoffen. Wie CFC-11 besitzt es keine natürliche Quelle und ist rein anthropogenen Ursprungs. Sein Treibhausgaspotential ist 10200-mal höher als das von  $CO_2$  und sein Potential Ozon zu zerstören ist 0,73-mal so groß wie das von CFC-11. CFC-12 war 2012 für 31,9 % [Carpenter et al., 2014] des Chlorvorkommens in der mittleren Atmosphäre verantwortlich.

Im CCM EMAC müssen die CFC-12-Emissionen als Randbedingung vorgeschrieben werden. Jedoch fehlen einige ODS (in Tabelle 4.2 mit \* gekennzeichnet), da es im Modell keine Möglichkeit gibt diese einzulesen. Diese haben jedoch auch eine wichtige Rolle bei der Ozonzerstörung. In den transienten Simulationen der RCP-Szenarien wurde daher für CFC-12 ein CFC-12-Äquivalent [Meinshausen et al., 2011], ge-



**Abbildung 4.9:** CFC-12-eq-Mischungsverhältnisse [pptv] der Jahre 1960 bis 2100 in 500 hPa Höhe für die Treibhausgasemissionsszenarien RCP4.5 (grün), RCP6.0 (blau) und RCP8.5 (rot).

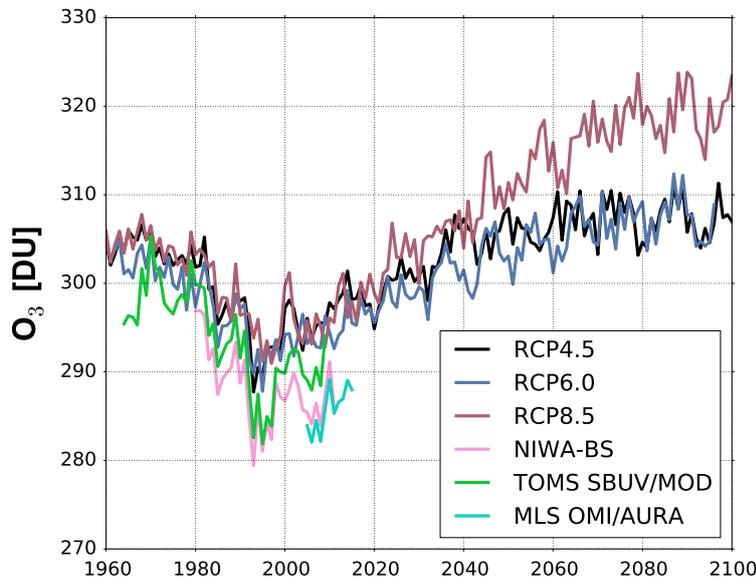


nannt CFC-12-eq, vorgeschrieben, das eine gewichtete Gasmischung der wichtigsten FCKs (ausgenommen CFC-11) und FCKWs darstellt. Die Gasmischung setzt sich wie folgt zusammen:  $\text{CFC-12-eq} = \text{CFC-12} + 1\frac{1}{2} \text{CFC-113} + \text{CFC-114} + \text{HCFC-141b} + \frac{1}{2} (\text{HCFC-22} + \text{HCFC-142b} + \text{CFC-115})$ . Die global gemittelte zeitliche Entwicklung von CFC-12-eq in einer Höhe von 500 hPa ist in Abbildung 4.7 abgebildet. Da alle ODS in den RCP-Szenarien denen des A1-Szenarios [WMO, 2007] entsprechen sind die Kurven der CFC-12-eq-Mischungsverhältnisse in Szenarien beinahe identisch [Meinshausen et al., 2011]. Auch in Abbildung 4.7 ist der Einfluss des Montrealer Protokolls sichtbar. Die Gasmischung CFC-12-eq hat ihre maximale Mischungsverhältnis mit 784,5 pptv im Jahr 2005. Danach stagniert das Mischungsverhältnis für etwa 15 Jahre, bis sie rapide geringer wird und am Ende des 21. Jahrhunderts “nur” noch 281,5 pptv in der RCP4.5-Simulation, 289,4 pptv und 281,4 pptv in der RCP8.5-Simulation beträgt. Eine zonal und zeitlich gemittelte Darstellung der CFC-12-eq-Mischungsverhältnisse der RCP4.5-Simulation des (a) Referenzzeitraums als Höhen- und Breitenschnitt ist in Abbildung 4.8 dargestellt. Es zeigt sich, dass diese Gase ebenfalls nur in der Troposphäre relativ gleichverteilt sind. Im dekadischen Mittel von 1960 bis 1969 erreichten Werte um 74,73 ppt in 500 hPa. Aufgrund der Senken in der Stratosphäre nehmen die Werte oberhalb der Tropopause ab und erreichen in 1 hPa nur noch tausendstel der Werte (61,95 ppq) im Gegensatz zur Troposphäre. Die größte Zunahme bis zum Jahr 2005 erfolgt mit 706,51 ppt in der Troposphäre (500 hPa). In der Stratosphäre ist die Zunahme ebenfalls um ein tausendstel geringer (921,13 ppq in 1 hPa).

Die Abbildungen 4.10b-e zeigen die Differenzen der CFC-12-eq Mischungsverhältnisse zwischen den einzelnen RCP-Szenarien. Wie schon bei den CFC-11-Mischungsverhältnisse gezeigt, ergeben sich auch hier kleine Unterschiede in der Verteilung des Gases. Die Gründe dafür, sind dieselben wie bei der CFC-11-Verteilung. Die drei Faktoren (die Photolyse-Rate, die Reaktionsrate mit  $\text{O}^{(1D)}$  und die Verweilzeit in der Stratosphäre) bestimmen auch die CFC-12-eq-Verteilung. So zeigt sich in den Abbildungen 4.10b-e, dass mit steigendem Szenario die Abbaugeschwindigkeit von CFC-12-eq verringert wird.

## Ozon $\text{O}_3$

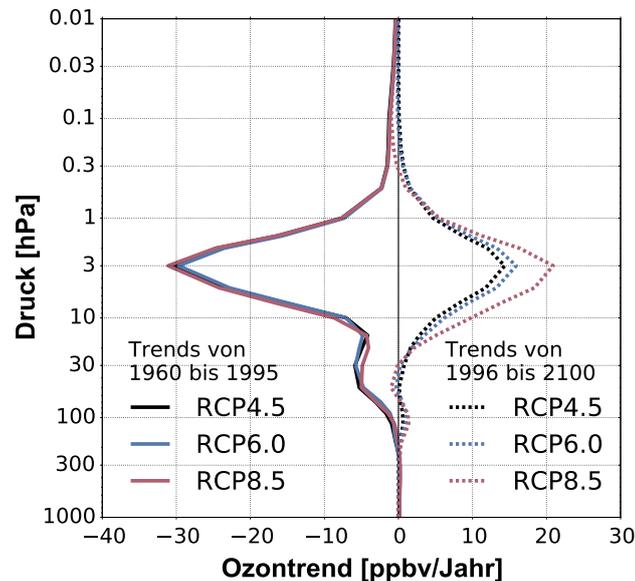
Ozon ist ebenfalls ein wichtiges Treibhausgas. Es ist für die meiste Absorption von kurzwelliger ultravioletter Solarstrahlung verantwortlich. Dies geschieht vor allem in der Stratosphäre und unteren Mesosphäre, mit einem Maximum in 1 hPa Höhe. Ebenfalls ist Ozon für die Emission langwelliger Strahlung verantwortlich, jedoch in geringerem Maße. Im Gegensatz zu den vorher beschriebenen Treibhausgasen ist Ozon nicht gleichverteilt in der Atmosphäre. Die Hauptquelle befindet sich in der tropischen Tropopausenregion. Von hier aus wird das Ozon mit Hilfe der BDC in die polaren Brei-



**Abbildung 4.11:** Totalozon [DU] der Jahre 1960 bis 2100 für die drei Treibhausgasemissionsszenarien RCP4.5 (schwarz), RCP6.0 (blau) und RCP8.5 (rot), sowie Beobachtungsdaten von Satellitenmessungen von Bodecker Ozone (orange), TOMS SBUV/MOD (pink) und OMI/Aura (grün).

ten transportiert und sollte<sup>6</sup> am Winterpol der unteren Stratosphäre seine größten Mischungsverhältnisse haben. Ebenfalls sind starke saisonale und interannuale Schwankungen der Ozon-Mischungsverhältnisse vorhanden. Natürlich wird Ozon nach einem sehr kalten Winter (min.  $-78\text{ °C}$  bzw.  $195\text{ K}$ ) im Frühjahr durch heterogene Prozesse abgebaut. Nach der anthropogenen Emission von FCKs und FCKWs bestimmen auch katalytische Prozesse die Ozon-Mischungsverhältnisse in den polaren Breiten. So kann ein Chloratom 1.000  $\text{O}_3$ -Moleküle und 1 Bromatom 10.000  $\text{O}_3$ -Moleküle zerstören und in wenigen Wochen das Ozon im Polarwirbel komplett abbauen und somit ein Ozonloch erschaffen. Der Verlauf des global und annual gemittelten Totalozons (Stärke der Ozonschicht angegeben in Dobson-Unit [DU]) von 1960 bis 2100 ist für die 3 RCP-Szenarien in Abbildung 4.11 dargestellt. Der Normalzustand des Ozons lag im Jahr 1960 um 305 DU. Nach der Emission von halogenierten Kohlenstoffen und der Bildung des Ozonlochs, fiel das globale Jahresmittel z.T. unter 290 DU im Jahr 1997. D.h. nach dem Montrealer Protokoll von 1987 hat es noch einmal 10 Jahre gedauert, bis die maximale Ozonzerstörung erreicht war. Danach stiegen die stratosphärischen Ozon-Mischungsverhältnisse wieder an. Ausschlaggebend für den zukünftigen Verlauf sind dabei die Mischungsverhältnisse der restlichen Treibhausgase, die je nach Höhe in der Atmosphäre einen Einfluss auf die Bildung oder die Zerstörung von Ozon haben. In jedem Szenario zeigt sich jedoch eine global gemittelte Erholung des Totalozons.

<sup>6</sup>Dies ist jedoch nicht der Fall, sobald im Winter die Brom-, Chlor- und Flourmoleküle aus den FCKWs gelöst und damit das Ozon im Polarwirbel zerstört wird.



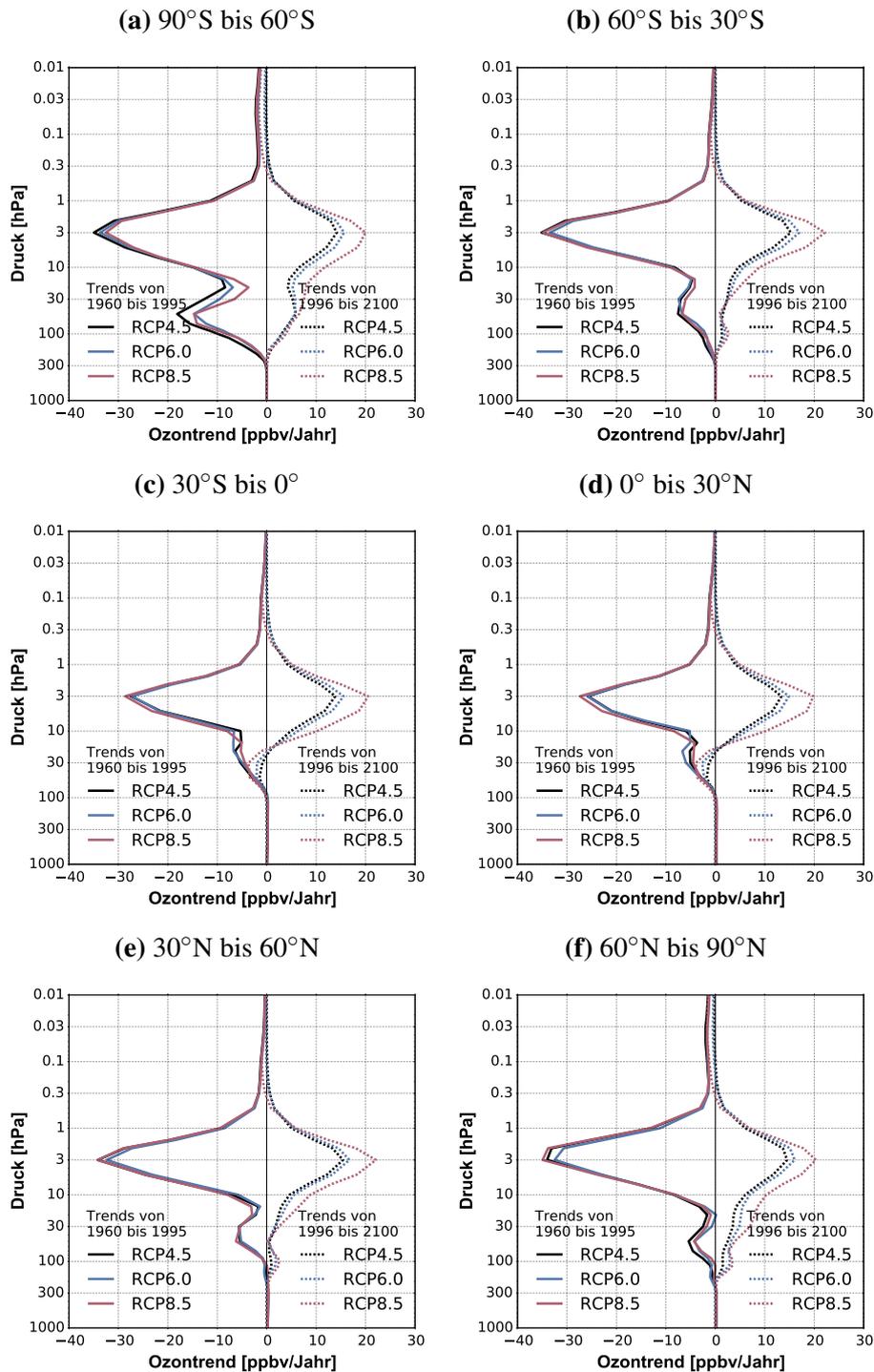
**Abbildung 4.12:** Global gemittelte Höhenprofile der Ozontrends [ppbv/Jahr] der Perioden von 1960 bis 1995 (durchgezogene Linien) und 1996 bis 2100, dargestellt für die Simulationen der Szenarien RCP4.5 (schwarz), RCP6.0 (blau) und RCP8.5 (rot).

lozons bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts. Bis zum Ende des 21. Jahrhunderts werden höhere Werte erreicht als in der Referenzperiode, da die ODS abnehmen und die niedrigeren Temperaturen durch zusätzliches  $\text{CO}_2$  in der Stratosphäre zu einer geringeren Abbaurrate in dieser Region führen.

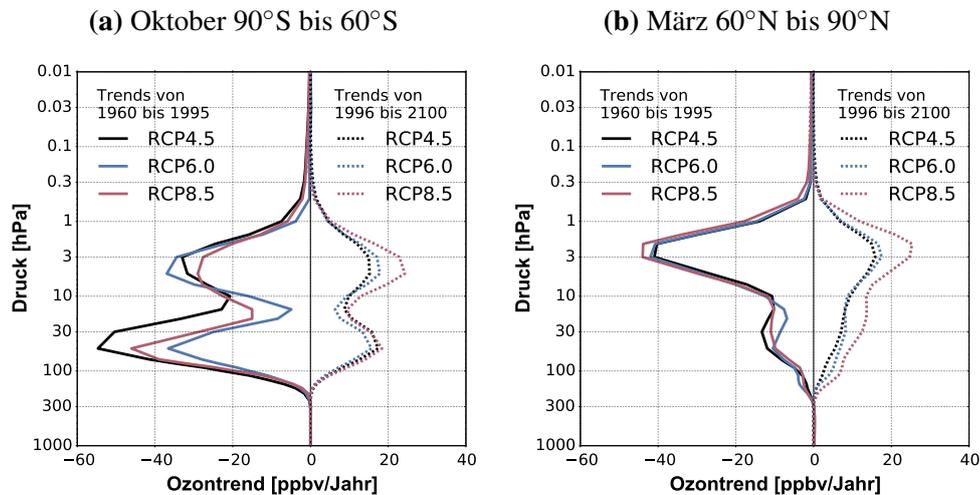
Neben dem simulierten Ozon wurden Beobachtungsdaten aus Satellitenmessungen in Abbildung 4.11 hinzugefügt. Dazu gehören NIWA-BS (National Institute of Water and Atmospheric - Bodecker Scientific) [Hassler et al., 2008, 2009], OMI/AURA (Ozone Monitoring Instrument auf der Raumsonde AURA) [Veefkind, 2012] und TOMS SBUV/MOD (Total Ozone Mapping Spectrometer [TOMS] Solar Backscatter Ultraviolet [SBUV] Merged Ozone Data [MOD]) [DeLand et al., 2012; Bhartia et al., 2013]. Diese Daten reichen von 1964 bis 2015 und zeigen generell ca. 10 Du geringere Messwerte an als in den Simulationen berechnet wurden. Die Gründe dafür sind noch nicht geklärt.

Der Verlauf des Totalozons zeigt nur die absolute Veränderung an. Um die höhenaufgelösten Änderungen zu sehen, wurden in Abbildung 4.12 die Trends im Profil dargestellt. Zum einen zeigt es den Trend zwischen 1960 und 1995 (durchgezogene Linien) und den Trend für den Zeitraum von 1996 bis 2100 (gestrichelte Linien). Dominiert werden die Trends in 3 hPa durch eine Abnahme des Ozons von 1960 bis 1995 und eine Zunahme des Ozons in der Zukunft in allen Szenarien.

Die Trends sind jedoch breitenabhängig. Daher wurden die Trends in Abbildung 4.13 noch einmal in Breitenbereiche aufgeteilt und für die Südhemisphäre (a) von  $90^\circ\text{S}$  bis  $60^\circ\text{S}$ , (b) von  $60^\circ\text{S}$  bis  $30^\circ\text{S}$ , (c) von  $30^\circ\text{S}$  bis  $0^\circ$ , und für die Nordhemisphäre (d) von



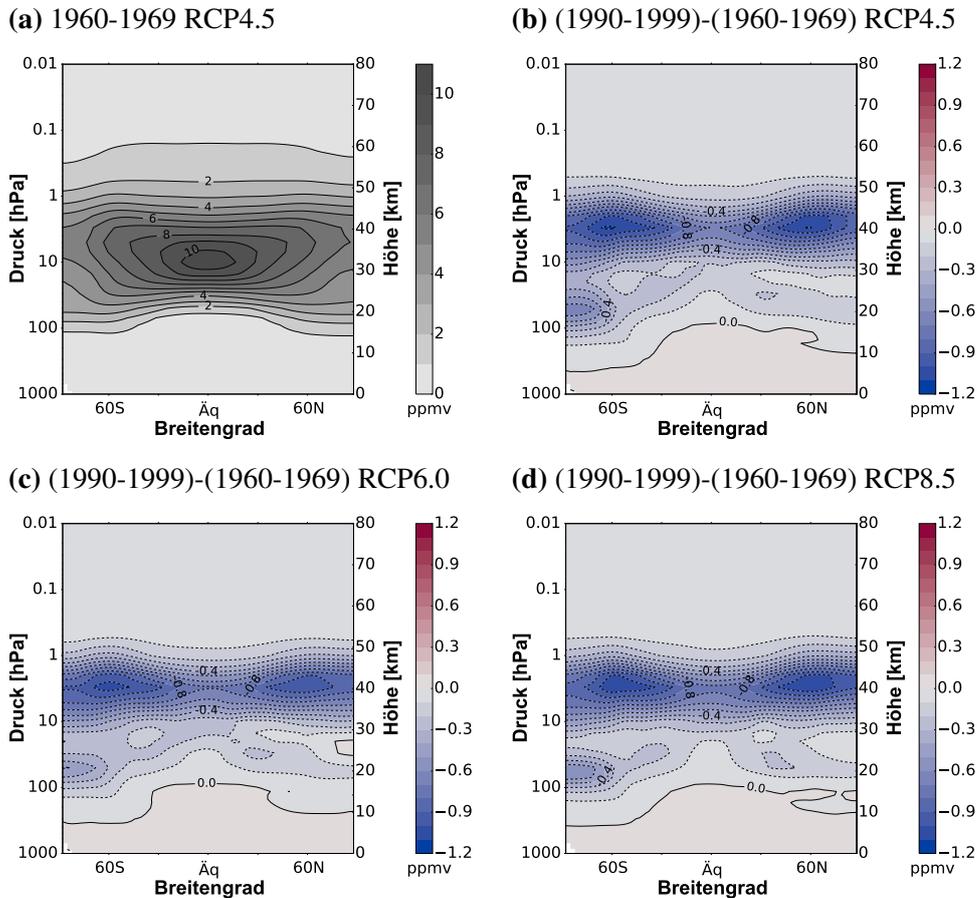
**Abbildung 4.13:** Breitenabhängige Höhenprofile der Ozontrends [ppbv/Jahr] der Perioden von 1960 bis 1995 (durchgezogene Linien) und 1996 bis 2100, dargestellt für die Simulationen der Szenarien RCP4.5 (schwarz), RCP6.0 (blau) und RCP8.5 (rot).



**Abbildung 4.14:** Höhenprofile der Ozontrends [ppbv/Jahr] der Perioden von 1960 bis 1995 (durchgezogene Linien) und 1996 bis 2100, dargestellt für die Simulationen der Szenarien RCP4.5 (schwarz), RCP6.0 (blau) und RCP8.5 (rot).

0° bis 30°N, (e) von 30°N bis 60°N, (f) von 60°N bis 90°N berechnet. Der Trend in der Vergangenheit sollte bei allen 3 Szenarien identisch sein, ist er aber nicht. Schon kleine Differenzen in den Treibhausgasen, der Dynamik, der SSTs, ODS usw. können einen Unterschied in den Ozon-Mischungsverhältnissen hervorrufen. In der Vergangenheit zwischen 1960 und 1995 (durchgezogene Linien) ist eine allgemeine Abnahme in der gesamten mittleren Atmosphäre zu verzeichnen gewesen. In der Troposphäre dominieren geringe Zunahmen von Ozon durch die Emission von troposphärischen Ozonvorläufersubstanzen wie Stickoxide ( $\text{NO}_x$ ), flüchtige organische Verbindungen (VOC; engl. Volatile Organic Compounds) und Kohlenstoffmonoxid (CO). In einer Höhe von 100 bis 30 hPa erfolgt die erste starke Abnahme an Ozon (vor allem in den polaren Breiten (a) und (f) sichtbar). Diese entstanden aufgrund der Ozonzerstörung im Polarwirbel. So ist die Abnahme in der Südhemisphäre (a) mit -15 bis -20 ppbv pro Jahr wesentlich größer als auf der Nordhemisphäre (f). Der größte negative Trend befindet sich in 3 hPa, oberhalb der maximalen Ozonschicht in 10 hPa. Hier wurden durch ODS-Emission zwischen -22 und -35 ppbv pro Jahr Ozon zerstört. Oberhalb von 0,3 hPa sind die negativen Tendenzen nur noch gering und zeigen eine Abnahme von wenigen ppb pro Jahr in allen Breiten und RCP-Szenarien.

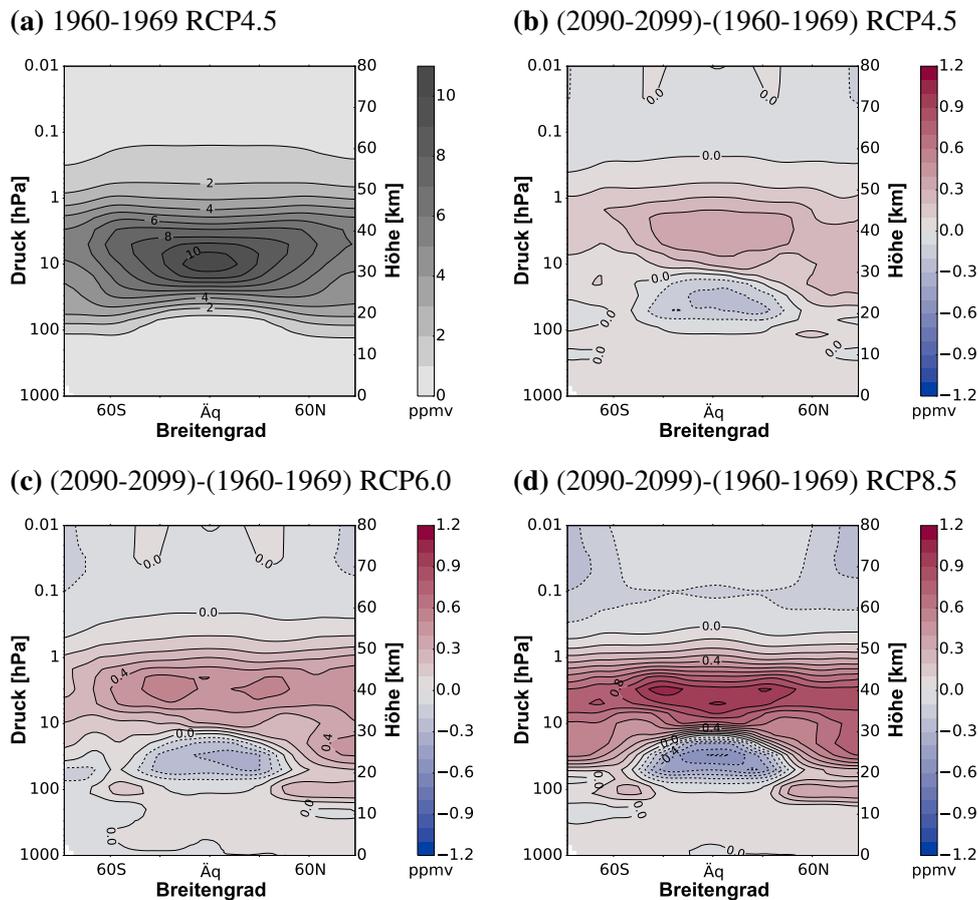
Die derzeitigen und zukünftigen Änderungen der Ozonmischungsverhältnisse zwischen 1996 und 2100 sind wesentlich komplexer. Sie sind von der geografischen Breite und dem Emissionsszenario abhängig. In der Troposphäre zeigen sich überall leicht positive Trends, die ebenfalls durch die anhaltenden Emissionen troposphärischer Vorläufersubstanzen entstehen. Zwischen 200 und 50 hPa zeigen sich zwei unterschiedliche Entwicklungen. In den Tropen sind negative Trends aufgrund einer beschleunigten BDC vorhanden, die einen verstärkten Abtransport von Ozon in die polaren Breiten bewirkt und in den polaren Breiten werden positive Trends aufgrund der Schließung des



**Abbildung 4.15:** Zonales Mittel der  $O_3$ -Mischungsverhältnisse [ppmv] über alle Höhen (a) der Referenz 1965 (Mittel von 1960-1969 der RCP4.5-Simulation) und der Differenzen zwischen 1995 (1990-1999) und 1965 (1960-1969) der transienten Simulationen mit dem (b) RCP4.5-, (c) RCP6.0- und (d) RCP8.5-Szenario.

Ozonlochs erwartet. Im globalen Mittel (Abb. 4.12) ergibt sich damit ein leicht positiver Trend in 100 hPa aufgrund von geringeren ODSs und ein leicht negativer Trend in 60 hPa aufgrund von dynamischen Prozessen (nur im RCP6.0- und RCP8.5-Szenario). Oberhalb davon, zwischen 50 und 0,5 hPa, werden in allen Breiten und Szenarien die Trends positiv. Je nach Szenario sind dann im globalen Mittel Ozonzunahmen zwischen 14 und 21 ppmv pro Jahr zu erwarten, wobei die geringste (größte) Zunahme sich im RCP4.5 (RCP8.5) Szenario einstellt. In der Mesosphäre zwischen 0,3-0,5 hPa und der Modellobergrenze in 0,01 hPa wird eine Ozonabnahme in den RCP6.0- und RCP8.5-Szenarien erwartet, da in diesen Höhen ein beschleunigter katalytischer  $HO_x$ -Zyklus aufgrund erhöhter  $CH_4$ -Emissionen in der Zukunft ablaufen wird.

In der Abbildung 4.12 wird deutlich, dass die Ozonzerstörung in der Vergangenheit viel schneller ( $> -30$  ppmv/Jahr) geschehen ist, als die Ozonerholung in der Zukunft (14-21 ppmv/Jahr) erfolgen wird. Ebenfalls zeigt die Abbildung, dass in der Zukunft



**Abbildung 4.16:** Zonales Mittel der O<sub>3</sub>-Mischungsverhältnisse [ppmv] über alle Höhen (a) der Referenz 1965 (Mittel von 1960-1969 der RCP4.5-Simulation) und der Differenzen zwischen 2095 (2090-2099) und 1965 (1960-1969) der transienten Simulationen mit dem (b) RCP4.5-, (c) RCP6.0- und (d) RCP8.5-Szenario.

niemals wieder der Zustand der Referenzperiode erreicht werden kann, da die anthropogene Emission von Treibhausgasen zusätzliche dynamische und strahlungsbedingte Änderungen der Ozon-Mischungsverhältnisse hervorrufen.

Zusätzlich werden noch die Monate maximaler Ozonverluste in Abbildung 4.14 betrachtet. Dazu sind die Ozontrends für (a) den Oktober von 90°S bis 60°S und (b) für März von 60°N bis 90°N dargestellt. In dieser Darstellung zeigt sich am besten, dass das meiste Ozon im Polarwirbel in der Südhemisphäre zerstört wurde. Es zeigt jedoch auch, dass in diesem Bereich die Ozonerholung mit 17-19 ppbv pro Jahr größer ist als in allen anderen Breiten und mit der Ozonerholung in 3 hPa vergleichbar ist.

Eine breitenaufgelöste Darstellung der Ozonverteilung des Referenzzeitraums (Mittel von 1960 bis 1969) wird in Abbildung 4.15a gezeigt. Dargestellt ist das Mittel von 1960 bis 1969, beispielhaft für die RCP4.5-Simulation. Es zeigt ein Maximum des Ozonmischungsverhältnisses in 10 hPa in den Tropen mit einem negativen Gradienten

zu den Polen und in die höheren Atmosphärenschichten. Die Tropopause dient als Barriere zur Troposphäre. Dabei stellt der stratosphärische Ozoneintrag eine signifikante Quelle troposphärischen Ozons dar. Nach Collins et al. [2000] beträgt dieser Wert zwischen 340-930 Tg pro Jahr bei einer photochemischen Produktion von  $\sim 2820$ -4190 Tg pro Jahr. Der stratosphärische Ozoneintrag geschieht zum einen entlang von isentropen Flächen (durch Diffusion und kleinskalige Eddy-Transporte) und durch den Transport durch isentrope Flächen hindurch (durch BDC-bedingtes Absinken in polaren Breiten). Die Änderung der Ozonmischungsverhältnisse zwischen der maximalen Ozonabnahme 1990-1999 und der Referenzperiode 1960-1969 ist für die jeweiligen Szenarien in Abbildung 4.15b-d dargestellt. Sie zeigen konsistent zu Abbildung 4.12 eine Zunahme in der Troposphäre und eine Abnahme in der gesamten mittleren Atmosphäre. Unterschiede zwischen den Szenarien sind vor allem in der Amplitude der Abnahme sichtbar. Große Verluste sind im antarktischen Polarwirbel und in einer Dipolstruktur in 3 hPa vorhanden. Abbildung 4.16b-d zeigt die gleiche Darstellung für die Differenz zwischen 2095 (Mittel von 2090 bis 2099) und 1965 (Mittel von 1960 bis 1969). Oberhalb von 10 hPa zeigen sich nahezu zonalsymmetrische Änderungen im Ozon. Dominiert werden diese durch eine Ozonzunahme zwischen 10 hPa und 0,3 hPa mit einem Maximum in 3 hPa in den Tropen. Eine geringe Ozonabnahme zeigt sich darüber mit Maxima in den polaren Breiten. Beim RCP4.5, RCP6.0 und RCP8.5 betragen die Zunahmen bis zu 0,37 ppmv, 0,67 ppmv und 1,04 ppmv und die Abnahmen -0,11 ppmv, -0,16 ppmv und -0,24 ppmv. Zwischen 100 und 10 hPa finden sich die größten Ozonabnahmen durch eine Beschleunigung der BDC mit Werten bis -2.29 ppmv (RCP4.5), -4.09 ppmv (RCP6.0) und -6.01 ppmv (RCP8.5). Die polaren Breiten sind in diesen Höhen unterschiedlich zu betrachten. Die Arktis ist (bis auf kleine Ausnahmen) durch Ozonzunahmen geprägt, die deutlich größer sind als die Zunahmen in der Antarktis. So zeigen sich in der Antarktis noch großflächige Gebiete mit Ozonabnahmen im Vergleich zum Beginn der Simulationen.

## 4.2 Zeitscheibenexperimente

Die in dieser Arbeit untersuchten Klimaänderungen aufgrund von Treibhausgasänderungen entstammen Zeitscheibenexperimenten. Mit ihnen werden Strahlungsflussänderungen, Heizraten, usw. zwischen der Referenzperiode von 1960-1969 und allen weiteren Dekaden bis 2090-2099 berechnet. Im Folgenden wird erklärt, wie diese Experimente durchgeführt wurden.

Von den transienten Simulationen wurden die Ozon- und Treibhausgas-Mischungsverhältnisse ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ , CFC-11 und CFC-12), sowie die Tropopausenhöhe (berechnet mit Submodell TROPOP) für die Initialisierung der Zeitscheibenexperimente verwendet. Die Simulationen wurden jeweils für das Jahr 1965 aufgesetzt:

- mit der initialen Atmosphäre von 1960,

- Klimatologie der SSTs und SICs von 1960 bis 1969,
- Klimatologie der Treibhausgase von 1960 bis 1969,
- Mittel der Tropopausenhöhe von 1960 bis 1969 für die diagnostische Berechnung des adjustierten RF.

Für die zusätzlichen Strahlungsaufrufe (pro Simulation 8 verschiedene Störungen möglich) werden darüber hinaus 10-Jahres-Klimatologien der Treibhausgase (1970-1979, 1980-1989, 1990-1999, ..., 2090-2099) eingelesen. In dieser Arbeit wurden insgesamt 156 Zeitscheibenexperimente durchgeführt:

3 (RCP4.5, RCP6.0, RCP8.5) ×

2 (adj. RF, inst. RF) ×

2 (9 Störungen [CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, O<sub>3</sub>, nur troposphärisches Ozon, nur stratosphärisches Ozon, N<sub>2</sub>O, CFC-11, CFC-12 und alle gleichzeitig]) ×

13 (Dekaden von 1975 bis 2095)

= 156

Alle Zeitscheiben sind mit der Auflösung T42L39MA simuliert worden. Es wurden je Zeitscheibensimulation 2 Jahre simuliert, wobei das erste Jahr zum Einschwingen diente. Allein das zweite Jahr wurde zur Auswertung genutzt. Für die meisten Analysen wurde über das ganze Jahr gemittelt. Ein Paar vereinzelte Analysen wurden als saisonales Mittel berechnet und betrachtet, da z.B. die jahresgemittelte Temperaturänderung durch Änderungen der Dynamik keine sinnvollen Ergebnisse liefert.

### 4.2.1 Referenzatmosphäre 1965

Um in der späteren Arbeit die induzierten Änderungen verstehen zu können, wird in diesem Kapitel die Referenzatmosphäre betrachtet, also der Grundzustand der existierende bevor der anthropogene Ausstoß an Treibhausgasen und deren Vorläufersubstanzen einen spürbaren Einfluss auf das Klima hatte. Als Referenz wurde in dieser Arbeit das Jahr 1965 gewählt, wobei dabei immer ein Mittel der Jahre 1960 bis 1969 gemeint ist. Gewöhnlich wird für die RF-Berechnung das Jahr 1750 bzw. 1850 als Referenz genutzt, jedoch ist der Treibhausgasanstieg zwischen 1750 und 1965 relativ gering und bewirkt eine Differenz von ca. 1 W/m<sup>2</sup> zwischen früheren Publikationen (z. B. Myhre et al. [2013]) und den Berechnungen in dieser Arbeit. Die deutlicheren Änderungen

beginnen erst ab 1950 mit dem drastischen Anstieg von CO<sub>2</sub> und 1980 mit der Ozonzerstörung durch FCKWs (siehe Abbildung 2.24).

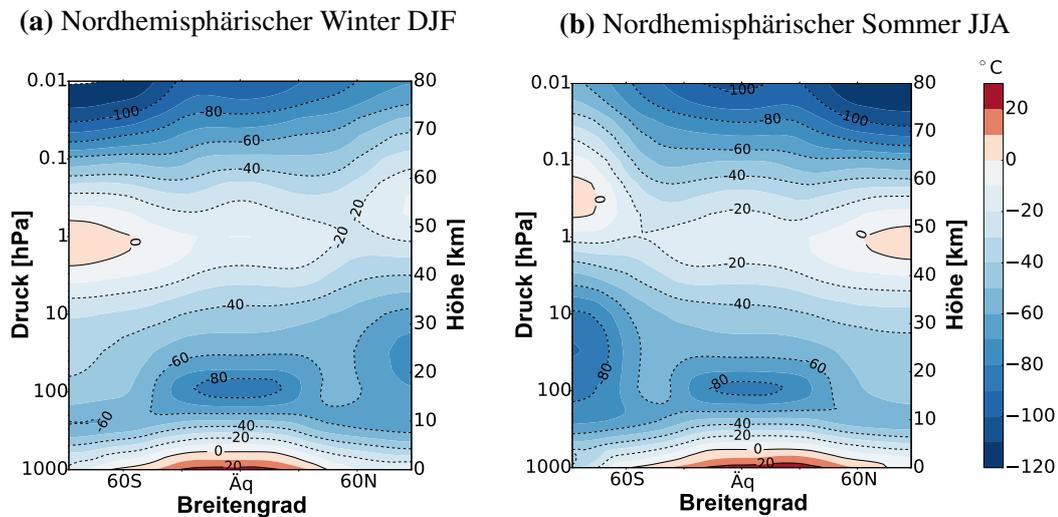
Ausgewertet wurde das zweite Jahr der Zeitscheiben-Simulationen mit RCP8.5. Sie sollte für alle Simulationen gleich sein, jedoch zeigen sich geringfügige Unterschiede aufgrund der unterschiedlich vorgeschriebenen Meeresoberflächentemperaturen (SSTs) und Meereisbedeckungen (SICs) (siehe Kapitel 4.2) und den damit einhergehenden Differenzen in den Treibhausgas-Mischungsverhältnissen. Um die Referenzatmosphäre zu beschreiben werden im Folgenden die Temperatur, die Windverhältnisse, die Strahlung und die Meridionalzirkulation anhand der Stromfunktion genauer betrachtet.

## Temperatur

In diesem Kapitel werden die Temperaturverhältnisse in der mittleren Atmosphäre beleuchtet. Abbildung 4.17 zeigt die zonal gemittelten Temperaturen [°C] für die Winterhemisphäre (links) und die Sommerhemisphäre (rechts). Positive Temperaturen sind in rot und negative Temperaturen sind in blau dargestellt. Es zeigt sich ein sehr kalter Bereich in der tropischen oberen Troposphäre, unteren Stratosphäre (UTLS) bis unter -80°C, dieser wird auch „cold trap“ genannt. Die niedrigen Temperaturen werden durch die aufsteigende Luft der Hadley-Zelle am Äquator induziert. Durch das Aufsteigen, kühlt die Luft ab, bis sie die Tropopause erreicht und nicht weiter aufsteigen kann.

In der Stratosphäre befindet sich ein zweites Temperaturminimum am Winterpol. Hier bewirkt die ausbleibende Sonneneinstrahlung zwischen Oktober und März (siehe Abbildung 2.11) eine Abkühlung, ein Absinken der Luft und dadurch ein relativ stabiles Tiefdruckgebiet, den Polarwirbel, am Winterpol in der Stratosphäre. Dieser kann durch plötzliche Stratosphärenenerwärmungen (SSWs) im Monatsmittel eine deutliche Erwärmung erfahren, jedoch gab es im Jahr 1965 keine Stratosphärenenerwärmung [Labitzke et al., 2006] und auch in der Simulation des Jahres 1965 existiert keine SSW. So gab es in der mittleren und unteren Stratosphäre im Nordwinter im Mittel Temperaturen bis -70°C und im Südwinter bis -90°C. Im antarktischen Winter sind die Temperaturen sehr viel geringer und weniger variabel als im arktischen Winter. Auf der Südhemisphäre werden daher die PSC-Bildungstemperaturen für 5 Monate unterschritten, auf der Nordhalbkugel für maximal 10-60 Tage. Diese und andere meteorologische Differenzen entstehen durch die verschiedenen Verteilungen von Land, Ozeanen und Gebirgen auf den beiden Hemisphären in mittleren und hohen Breiten [Hegglin et al., 2015]. Durch diese Verteilungen gelangen unter anderem weniger Schwerewellen in die antarktische Stratosphäre, die den Polarwirbel abschwächen können. Des Weiteren sorgen in der Antarktis starke zirkumpolare Winde für einen sehr geringen Austausch der kalten Luft im Polarwirbel und der Umgebungsluft.

Am nordhemisphärischen Pol an der Stratopause, zwischen 40 und 50 km Höhe (um 1



**Abbildung 4.17:** Höhen-Breiten-Schnitt der zonal gemittelten Temperatur [°C] der Referenzatmosphäre 1965 für Winter (links) und Sommer (rechts). Die Höhenskala ist links als Druck in hPa und rechts in Kilometern angegeben.

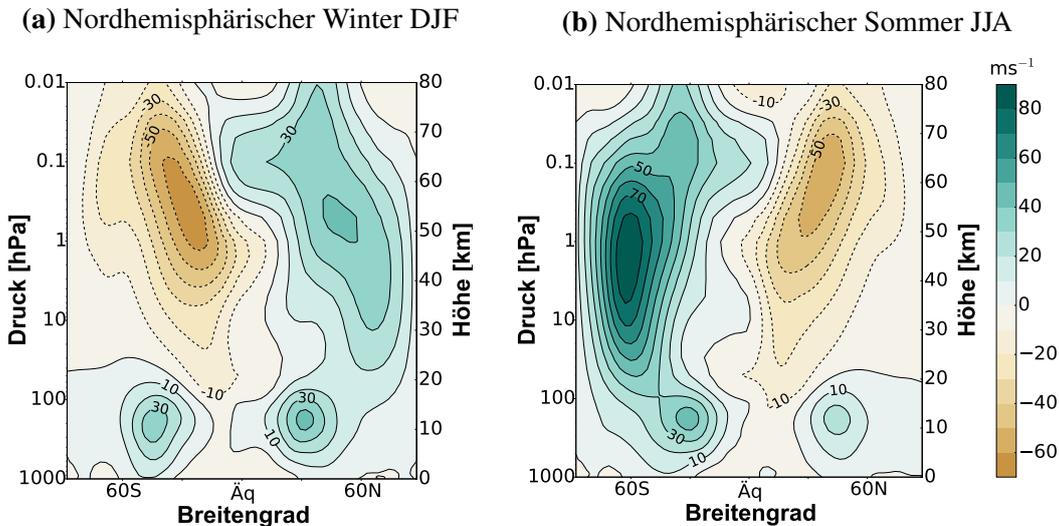
hPa) befinden sich Temperaturen über null Grad Celsius. Diese entstehen durch Strahlungserwärmung mittels UV-Absorption durch Ozon.

Im Gegensatz zu diesem Temperaturmaximum durch Strahlung existiert ein weiteres Maximum mit Werten um null Grad Celsius in der unteren Mesosphäre, in ca. 0,3 hPa, am Winterpol. Die hohen Temperaturen in dieser Höhe werden allein durch dynamische Prozesse durch adiabatisches Absinken am Winterpol in der Mesosphäre.

Damit verbunden sind die sehr kalten Temperaturen bis  $-120^{\circ}\text{C}$  in der mittleren Mesosphäre am Sommerpol. Sie entstehen durch das Aufsteigen der tropischen Luft bis in die hohen Breiten der Mesosphäre. Dies und das Absinken am Winterpol zusammen gehören zum oberen Zirkulationsast (DB, engl. deep branch) der Brewer-Dobson-Zirkulation und wurde in Kapitel 2.1.2 genauer beschrieben.

## Zonalwind

Wie gut die zonalen Windsysteme in der Atmosphäre in den Simulationen wiedergegeben werden, ist ein wichtiger Faktor für die realistische Simulation der Dynamik. In der mittleren Atmosphäre wird der Zonalwind vom horizontalen Temperatur- bzw. Druckgradienten und vom Einfluss der atmosphärischen Wellen bestimmt. Im Umkehrschluss gilt: Wird die Stärke und die Lage der Strahlströme korrekt wiedergegeben, ist das ein Hinweis auf eine realitätsnahe Simulation der horizontalen Temperaturverteilung und des Wellenantriebs. Der zonal gemittelte Zonalwind ist als Höhen-Breiten-Schnitt in Abbildung 4.18 gezeigt. Dargestellt ist der Wind für den nordhemisphärischen Winter (DJF, links) und Sommer (JJA, rechts) in m/s. Zu sehen sind die



**Abbildung 4.18:** Zonal gemittelter Zonalwind [m/s] der Referenzsimulation 1965. Westwinde sind mit positiven Werten in grün und Ostwinde sind mit negativen Werten in orange dargestellt.

Subtropenstrahlströme in der Troposphäre in ca. 30-40° Nord und Süd und die Polarnachtstrahlströme in ca. 65° Nord und Süd in der mittleren Atmosphäre. Während in der Troposphäre vor allem Westwinde dominieren, ist die mittlere Atmosphäre separiert. Auf der winterlichen Hemisphäre herrscht Westwind und auf der sommerlichen Hemisphäre herrscht Ostwind. Der Übergangsbereich in den Tropen schwankt in der oberen Stratosphäre in einer halbjährigen Schwingung, der so genannten SAO (semi-annual oscillation). In der unteren Stratosphäre wechseln sich Ost- und Westwinde in einer Quasi-zweijährigen Schwingung ab (QBO, siehe Kapitel 2.1.2). Die Referenzsimulation zeigt die QBO in der Ostwindphase.

Die Windzustände der Atmosphäre lassen sich in 4 Phasen unterscheiden (siehe Abbildung 4.18 von links nach rechts):

1. Die **sommerliche Südhalbkugel** hat ihr Westwindmaximum in der Troposphäre mit 30 m/s zwischen 45°S und 60°S. In der mittleren Atmosphäre herrscht Ostwind mit Maxima um 60 m/s in 30°S
2. Auf der **winterliche Nordhalbkugel** hat sich der Subtropenstrahlstrom (40 m/s) äquatorwärts nach 30°N verlagert und der stratosphärische Polarnachtstrahlstrom in 60°N erreicht eine mittlere zonale Windgeschwindigkeit von 40 m/s.
3. Auf der **winterliche Südhalbkugel** dominieren Westwinde. Der Subtropenstrahlstrom hat sich nach 30°S verschoben und auf 40 m/s intensiviert. Der Polarnachtstrahlstrom hat sich nach 30°S bewegt und hat nun mit 80 m/s das stärkste Windmaximum.
4. Die **sommerliche Nordhalbkugel** hat ihr Westwindmaximum (20 m/s) mit dem Subtropenstrahlstrom in ca. 45°N. In der Stratosphäre und Mesosphäre herrschen Ost-

winde, mit einem Maximum um 30°N bis 50 m/s.

Diese Charakteristika sind den klimatologischen Windsystemen (siehe Malberg [2007]) sehr ähnlich.

## Strahlung

In dieser Arbeit werden in erster Linie die Auswirkungen von Strahlungsänderungen beleuchtet. Daher wird in diesem Kapitel die Strahlung zum Ausgangszeitpunkt genauer diskutiert, vor allem da im Folgenden zum Großteil nur noch Differenzen gezeigt werden. Die Strahlung kann durch mehrere Größen dargestellt werden. Die Strahlungsenergie  $Q$  (radiant energy) [ $J=Ws$ ], ist die Menge der emittierten oder absorbierten Strahlungsenergie. Der Strahlungsfluss oder auch die Strahlungsleistung  $\Phi$  (radiant flux) [ $W$ ]

$$\Phi = \frac{dQ}{dt}; [W = Js^{-1}] \quad (4.1)$$

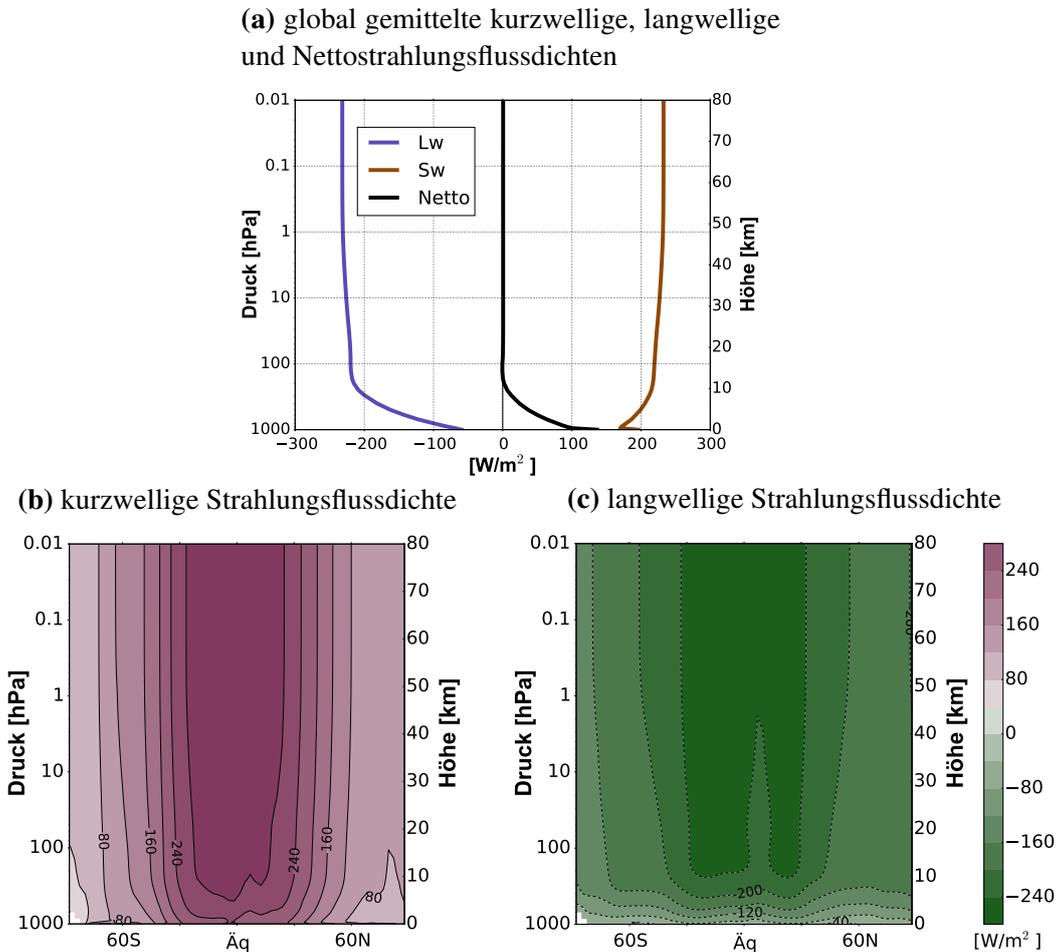
ist die Strahlungsenergie, die pro Zeiteinheit emittiert, transmittiert oder absorbiert wird. Hier gezeigt wird die Strahlungsflussdichte  $E$  (irradiance) [ $W/m^2$ ]:

$$E = \frac{d\Phi}{dA} = \frac{d^2Q}{dAdt}; \left[ \frac{Js^{-1}}{m^2} \right] = [Wm^{-2}]. \quad (4.2)$$

Sie ist definiert als die Strahlungsenergie, die pro Zeiteinheit ein Flächenelement durchquert. Die Strahlungsflussdichte ist in Abbildung 4.19 in dreifacher Weise dargestellt. Die Abbildung 4.19a zeigt die langwelligen  $E_{lw}$  (violett), die kurzwelligen  $E_{sw}$  (beige) und die Nettostrahlungsflussdichten  $E_{net}$  (schwarz) als globales Jahresmittel über alle Höhen von 1000 bis 0,01 hPa. Im globalen Mittel ist die Nettostrahlungsflussdichte in der mittleren Atmosphäre annähernd ausgeglichen. Die kurzwelligen (langwelligen) Werte liegen am Oberrand der Atmosphäre um  $232 W/m^2$  ( $-232 W/m^2$ ) und an der Tropopause bei ca.  $219 W/m^2$  ( $-217 W/m^2$ ). Erst in der Troposphäre ist die Bilanz nicht mehr ausgeglichen. Die langwellige Nettostrahlungsflussdichte wird hier zum Boden hin geringer ( $-59 W/m^2$  in 1000 hPa). Im Gegensatz zu den langwelligen nimmt die kurzwellige Nettostrahlungsflussdichte zum Boden hin weniger schnell ab bis  $170 W/m^2$  in 950 hPa und nimmt dann wieder zu ( $196 W/m^2$  in 1000 hPa). Netto entsteht daraus eine positive Strahlungsflussdichte in der Troposphäre bis  $136 W/m^2$  in 1000 hPa.

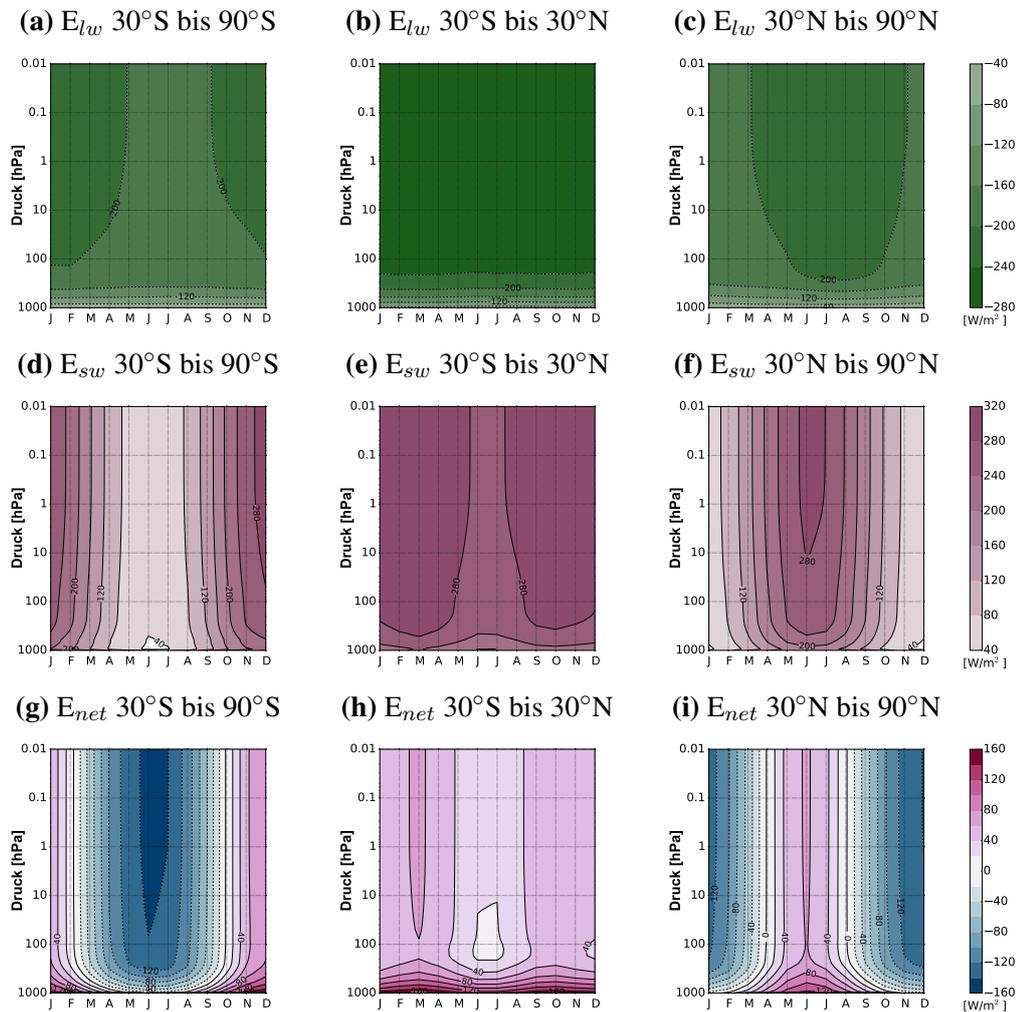
Die kurzwelligen und langwelligen Nettostrahlungsflussdichten sind noch einmal in den Abbildungen 4.19b und 4.19c als Höhen-Breiten-Schnitte dargestellt. Im Jahresmittel zeigen sich maximale Strahlungsflussdichten in den Tropen (30°S bis 30°N) von ca. 70 hPa bis zum Oberrand der Atmosphäre. Zu den hohem Breiten hin werden die Werte kleiner. Die kurzwelligen Strahlungsflussdichten nehmen zu den Polen hin stärker ab, da hier die Sonneneinstrahlung in den Wintermonaten fehlt.

Eine weitere Darstellung der kurz- und langwelligen Nettostrahlungsflussdichten ist in



**Abbildung 4.19:** Globale (a) und zonale (b,c), jahresgemittelte Strahlungsflussdichten [ $\text{W}/\text{m}^2$ ] des Referenzjahres.

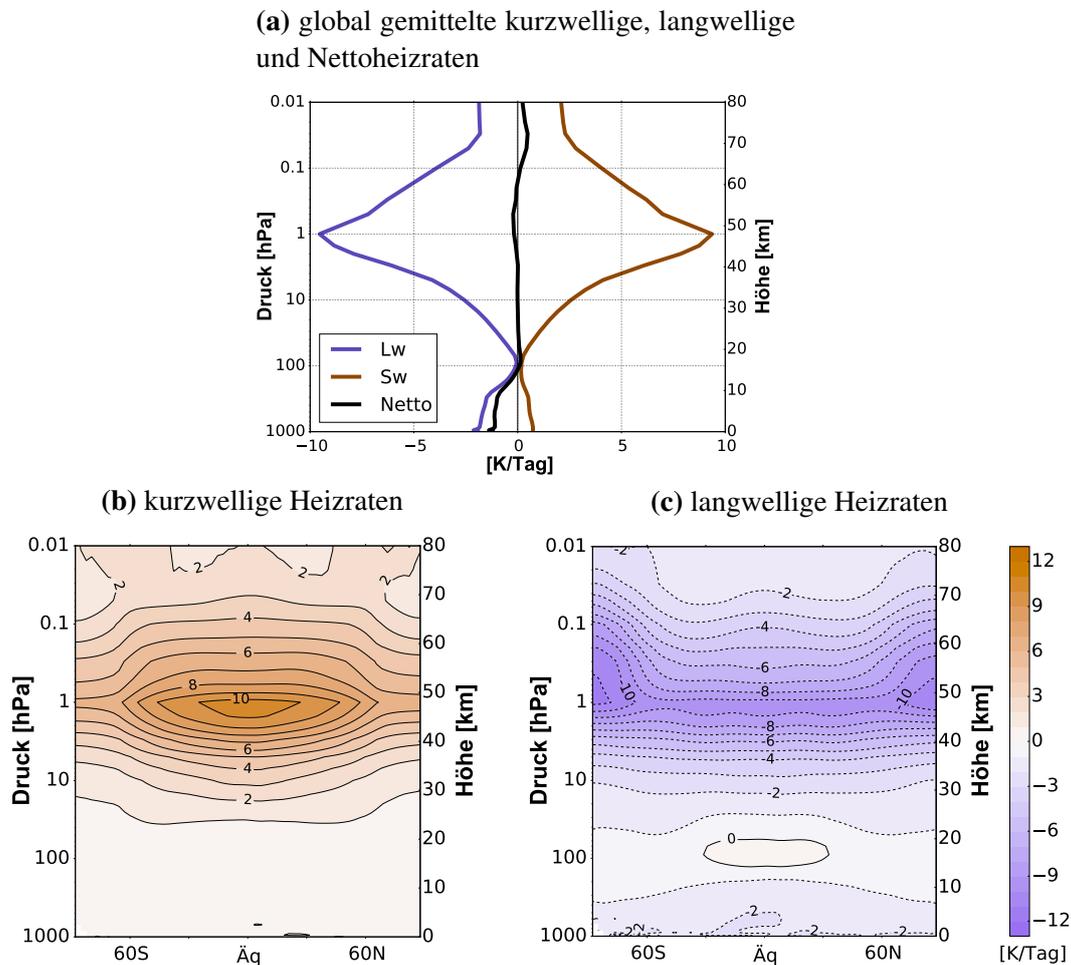
Abbildung 4.20 zeigt. Diese Abbildungen zeigen die Strahlungsflüsse [ $\text{W}/\text{m}^2$ ] ( $E_{lw}$  obere Zeile,  $E_{sw}$  mittlere Zeile,  $E_{net}$  untere Zeile) in Abhängigkeit der Monate. Dazu wurde jeweils über die Breiten von  $30^\circ\text{S}$  bis  $90^\circ\text{S}$  (linke Spalte),  $30^\circ\text{S}$  bis  $30^\circ\text{N}$  (mittlere Spalte) und  $30^\circ\text{N}$  bis  $90^\circ\text{N}$  gemittelt und das Ergebnis für jeden Monat dargestellt. In den polaren und subpolaren Breiten (a,c,d,f) zeigen sich starke jahreszeitliche Schwankungen, die durch die fehlende solare Einstrahlung in den Wintermonaten (d,f) erzeugt wird. Daher ist der Gradient zwischen Sommer und Winter stark ausgeprägt, im kurzwelligen Strahlungsfluss jedoch stärker, da im Gegensatz zur fehlenden Einstrahlung trotzdem langwellig (a,c) abgestrahlt wird. Somit entsteht Netto ein Energieverlust in den Polargebieten im Winter und ein Energiegewinn im Sommer. Im südhemisphärischen Winter (g) verliert die Erde mehr Energie als im nordhemisphärischen (i). Die größten Energieverluste und Gewinne sind in beiden Hemisphären im Juni und Dezember zu finden. In den Tropen ist die jahreszeitliche Schwankung wesentlich geringer. Die langwelligen Strahlungsflüsse (b) haben beinahe keine Variationen im Jahresver-



**Abbildung 4.20:** Langwellige (obere Zeile), kurzwellige (mittlere Zeile) und Nettostrahlungsflüsse [ $\text{W/m}^2$ ] (untere Zeile) für die südhemisphärischen (linke Spalte) und nordhemisphärischen (rechte Spalte) polaren und subpolaren Breiten und für die Tropen (mittlere Spalte) jeweils über die Höhe und die Zeit über alle Monate.

lauf. Die Kurzwelligen (e) zeigen eine leichte Abnahme in den Monaten Juni und Juli, wodurch in der Nettostrahlung (h) in der UTLS die geringsten positiven Werte in den Sommermonaten entstehen. Der stärkste Nettostrahlungsfluss in den Tropen befindet sich in der Stratosphäre im März.

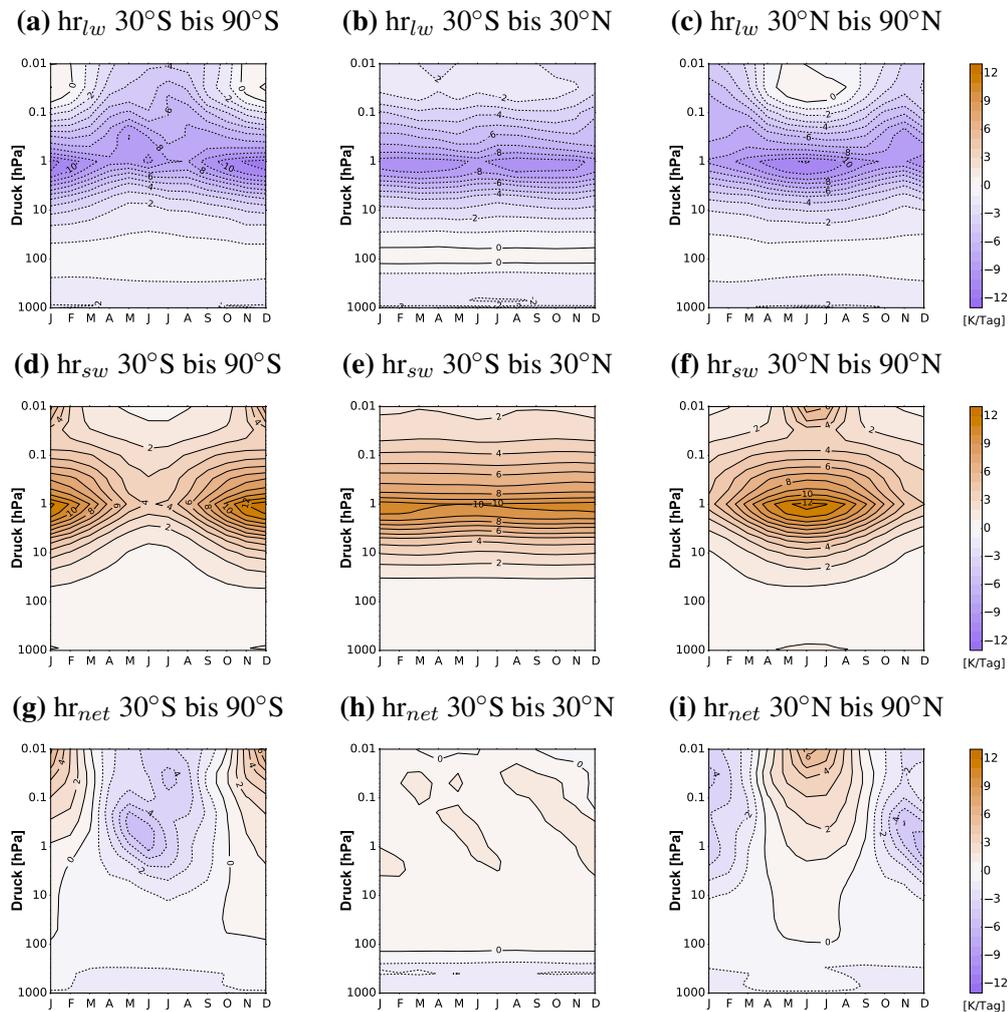
Die Heizraten (bzw. Abkühlungsraten bei negativen Werten) (hr, engl. heating rates, cooling rates), die durch die Absorption und Emission kurz- und langwelliger Strahlung durch die Treibhausgase entstehen, sind in Abbildung 4.21 dargestellt. Die Abbildung 4.21a zeigt die globalen Jahresmittel der Heizraten durch langwellige (violett) und kurzwellige (braun) Strahlung, sowie deren Nettoertrag (schwarz) in  $\text{K/Tag}$ . Die



**Abbildung 4.21:** Globale (a) und zonale (b,c), jahresgemittelte Heizraten [K/Tag] des Referenzjahres.

Heizraten in der mittleren Atmosphäre sind, wie die Strahlungsflüsse, annähernd ausgeglichen. Die kurzwelligen Heizraten sind immer positiv, da kurzwellige Strahlung von Erdsystem nur absorbiert werden kann. Die langwelligen Heizraten können positiv oder negativ sein, da langwellige Strahlung absorbiert und emittiert werden kann. Die stärksten (geringsten) Heizraten finden sich in der Stratopausenregion in 1 hPa mit 9,36 (-9,55) K/Tag. Zum Boden hin nehmen die Heizraten ab, bis sie ihren geringsten Wert an der Tropopause 0,16 (-0,09) K/Tag annehmen, dann wieder zunehmen und in 1000 hPa Werte von 0,71 (-1,92) K/Tag erreichen. In der Troposphäre sind die langwelligen und kurzwelligen Heizraten nicht mehr ausgeglichen, da hier verschiedenste Feedbackprozesse eine Rolle spielen. Netto herrschen in der Troposphäre negative Heizraten vor.

Über alle geographischen Breiten aufgetragen, wurden die kurzwelligen und langwelligen Heizraten im Jahresmittel in Abbildung 4.21b und 4.21c. Es zeigt sich, obwohl die Heizraten in der Stratosphäre im globalen Mittel ausgeglichen sind, dass die hohen



**Abbildung 4.22:** Langwellige (obere Zeile), kurzwellige (mittlere Zeile) und Nettoheizraten [K/Tag] (untere Zeile) für die südhemisphärischen (linke Spalte) und nordhemisphärischen (rechte Spalte) polaren- und subpolaren Breiten und für die Tropen (mittlere Spalte) jeweils über die Höhe und im Zeitverlauf über alle Monate.

Werte auf den geographischen Breiten verschieden verteilt. Die maximalen kurzweligen (Abb. 4.21b) Heizraten befinden sich am Äquator in 1 hPa Höhe und betragen bis zu 10,46 K/Tag. Bei den langwelligen Heizraten (Abb. 4.21a) befinden sich die Maxima auch in 1 hPa Höhe, jedoch an den Polen und bis zu -11,25 K/Tag, wobei das Maximum auf der Südhemisphäre stärker ausgeprägt ist als auf der Nordhemisphäre. Das Minimum an der Tropopause setzt sich zusammen aus positiven Werten in der tropischen Region und negativen Werten ab ca. 30° Nord und Süd bis zu den Polen. Der Grund für die positiven Werte in der tropischen Tropopause sind die sehr kalten Temperaturen in dieser Region (siehe Abbildung 4.17). Sie führen dazu, dass mehr langwellige Strahlung absorbiert wird als emittiert werden kann. Da die langwelligen

Heizraten sehr stark von der Temperatur abhängen, werden die Werte zum Boden hin wieder negativer.

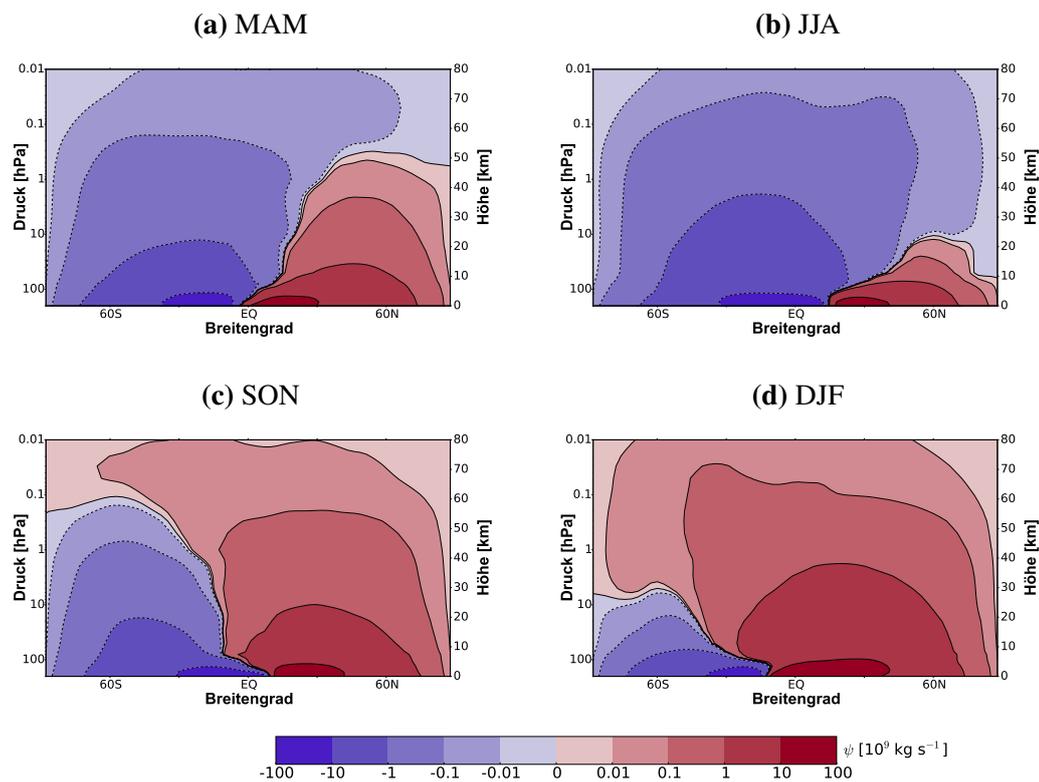
Abbildung 4.22 zeigt die Heizraten durch langwellige Strahlung (obere Zeile), kurzwellige Strahlung (mittlere Zeile) und die Nettoheizraten (untere Zeile). Diese sind für die Breiten von 90°N bis 30°N (erste Spalte), von 30°N bis 30°S (mittlere Spalte) und für 30°S bis 90°S über die Monate von Januar bis Dezember aufgetragen. Die langwelligeren Heizraten zeigen an den Polen (Abbildung 4.22a und 4.22c) eine starke jahreszeitliche Abhängigkeit, mit zwei Besonderheiten in der Stratopausenregion und in der mittleren Mesosphäre. In 1 hPa werden die größten negativen Heizraten erreicht. Die Minima über -11 K/Tag bilden sich hier in den Sommermonaten aus, wobei auch am Anfang des Winters (im Juni auf der SH und im Dezember auf der NH) ein kleines Minimum mit ca. -9 K/Tag entsteht. Dieses „sekundäre Minimum“ ist auf der Nordhalbkugel stärker ausgeprägt als auf der Südhalbkugel. Aufgrund der geringen Temperaturen in der Sommermesosphäre (siehe Kapitel 2.1.2) befinden sich oberhalb der Stratopause leicht positive Heizraten. In den Tropen ist fast kein Jahresgang vorhanden.

Die kurzwelligen Heizraten richten sich im Jahresverlauf nach der Sonneneinstrahlung und nach der Ozonverteilung. In den Tropen ist ebenfalls kaum ein Jahresgang vorhanden. An den Polen befindet sich das Maximum  $hr_{sw} > 12$  K/Tag in den Sommermonaten in 1 hPa. Darüber, in der mittleren Mesosphäre, zeigt sich ein weiteres (kleineres) Maximum, da hier auch ein sekundäres Maximum an Ozon zu finden ist.

Netto befinden sich in den polaren und subpolaren Breiten der Mittleren Atmosphäre Monate mit positiven und Monate mit negativen Heizraten. In der Troposphäre sind die Nettoheizraten im gesamten Jahresverlauf negativ, sowie auch in den Wintermonaten in der mittleren Atmosphäre mit maximalen Werten (-5 K/Tag) in der unteren Mesosphäre auf der Südhalbkugel und bis in die Stratopausenregion auf der Nordhalbkugel. In den Sommermonaten hingegen herrschen positive Heizraten mit Maxima (+6 K/Tag) in der mittleren Mesosphäre. Die Nettoheizraten in den Tropen sind in zwei Bereiche unterteilt. In der Troposphäre und unteren Stratosphäre bis ca. 4 hPa zeigen sich keine jahreszeitlichen Unterschiede. Negative Heizraten existieren vom Boden bis ca. 100 hPa und positive Heizraten darüber. In der restlichen Stratosphäre und Mesosphäre zeigt sich ein semi-annuelles Muster mit der Zeit abwärts wandernden Bereichen erhöhter Heizraten. Diese folgen dem Muster der SAO (siehe Kapitel 2.1.2), da durch die Wellenanregungen nicht nur der Wind, sondern auch die Temperaturen beeinflusst werden [Garcia et al., 1997] und diese wiederum die langwelligen Heizraten mitbestimmen. Die Änderungen in den Heizraten sind jedoch sehr gering und nur in den Nettowerten zu sehen.

## Mittlere residuale Massenstromfunktion

Die mittlere residuale Massenstromfunktion  $\psi$  der mittleren residualen Meridionalgeschwindigkeit  $\bar{v}^*$  ist ein gutes Maß zur Veranschaulichung der Brewer-Dobson-Zirkulation (BDC). Es beschreibt den meridionalen Massentransport in der mittleren Atmosphäre. Dabei bedeuten positive (negative) Vorzeichen einen Transport von Süden nach Norden (Norden nach Süden) entlang der Stromlinien im Uhrzeigersinn (entgegen dem Uhrzeigersinn). In Abbildung 4.23 wurde eine Klimatologie von 1960 bis 1969 verwendet um die jährliche Variabilität zu vermeiden. Dargestellt ist die mittlere residuale Massenstromfunktion [ $10^9 \text{ kg s}^{-1}$ ] für die 4 Jahreszeiten von Frühling (a) bis Winter (d). Der Hauptblick fällt hier auf die Zirkulation im Sommer (b) und Winter (d). In diesen Jahreszeiten ist die Massenstromfunktion und damit die BDC am stärksten ausgebildet. Es zeigt sich ein asymmetrisches Aufsteigen vom Äquator, über dem mesosphärischen Sommerpol, eine Zirkulation zum mesosphärischen Winterpol



**Abbildung 4.23:** Klimatologie der residualen Massenstromfunktion [ $10^9 \text{ kg s}^{-1}$ ] der Jahre 1960 bis 1969, dargestellt als Mittel von (a) März, April, Mai (b) Juni, Juli, August (c) September, Oktober, November und (d) Dezember, Januar, Februar, aufgetragen von 200 bis 0,01 hPa über alle Breiten. Die blauen Schattierungen zeigen einen Massentransport von Norden nach Süden und die roten Schattierungen zeigen einen Massentransport von Süden nach Norden an.

und dort ein Absinken. Weiterhin ist die Stromfunktion im Nordwinter stärker ausgeprägt als im Südwinter. Beachtet man die Skala der Stromfunktion, wird deutlich, dass die Werte mit der Höhe logarithmisch kleiner werden. Auf der Sommerhemisphäre wird vergleichsweise wenig Masse aus der Äquatorregion zum Sommerpol transportiert und vor allem nur bis in eine Höhe von ca. 10 hPa. Der Frühling (a) und Herbst (c) sind Übergangsjahreszeiten, von einem Maximum zum Anderen, wobei das Muster im Frühling eine abgeschwächte Form des Sommers und der Herbst eine abgeschwächte Form des Winters ist.

### 4.3 Weitere Simulationen

Im Rahmen der Arbeit wurden weitere Simulationen berechnet. Dazu gehören unter anderem:

Zur Abschätzung der Differenz des in der Arbeit berechneten *Radiative Forcings* mit früheren Publikationen (mit dem Referenzzustand 1750 bzw. 1850) wurde eine weitere Zeitscheibensimulation angefertigt. In dieser Simulation wurde das RF der GHGs zwischen den Jahren 1865 und 2005 berechnet.

Zur Abschätzung des Einflusses von nicht Höhenkonstanten GHG-Mischungsverhältnissen in der Atmosphäre auf das RF (wie in früheren Publikationen verwendet) wurden ebenfalls Simulationen durchgeführt. Diese besitzen eine Referenzatmosphäre von 1865 und Störungen mit konstanten GHG-Mischungsverhältnissen der Jahre 2005 und 2095 des RCP8.5-Szenarios.

Zur Berechnung des Klimasensibilitätsparameters des EMAC Modells der Version 2.50 wurde ein klassisches CO<sub>2</sub>-Verdopplungsexperiment durchgeführt. Dazu wurden zwei Zeitscheibensimulationen mit einem 50 Meter tiefen Deckschichtozean angefertigt. Die erste Simulation wurde für das Jahr 1960 initiiert und 49 Jahre iteriert. Gleichzeitig wurde mit dem Submodell RAD das RF für eine CO<sub>2</sub>-Verdopplung (von 316,7 ppmv auf 633,4 ppmv) berechnet. In einer zweiten Zeitscheibensimulation wurden die CO<sub>2</sub>-Mischungsverhältnisse wirklich verdoppelt und 86 Jahre simuliert.

## Kapitel 5

# Klimasensitivitätsparameter

Wie in Kapitel 2.3.5 beschrieben, bezeichnet der Klimasensitivitätsparameter  $\lambda$  die Temperaturänderung eines Modells auf ein induziertes Forcing. Dabei spielt in der Theorie die Ursache des Forcings keine Rolle. So stehen das Radiative Forcing (RF) und die 2-Meter-Temperatur  $T_{surf}$  folgendermaßen in Relation zueinander [Stuber et al., 2001b]:

$$\Delta T_{surf} = \lambda \cdot RF. \quad (5.1)$$

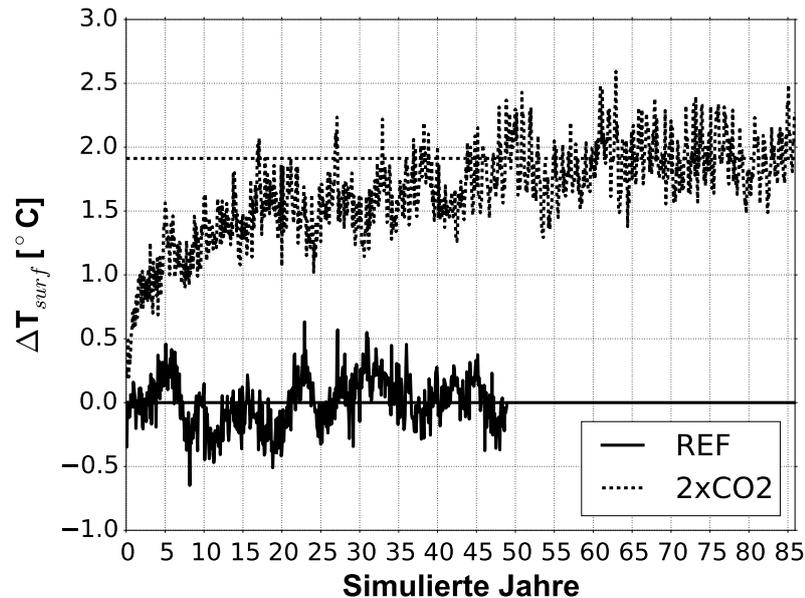
Also egal ob durch einen Vulkanausbruch, eine veränderte solare Einstrahlung oder durch veränderte Treibhausgase verursacht, die Temperatur reagiert auf Störungen immer gleich (Klimaresponse).

Dieser Klimasensitivitätsparameter variiert von Modell zu Modell. Grund dafür sind Unterschiede in den Rückkopplungsmechanismen, die einen entscheidenden Einfluss auf die resultierende Temperatur haben. Somit muss der Klimasensitivitätsparameter für jedes Modell und auch besser für jede neue Modell-Version einzeln berechnet werden. In diesem Kapitel soll nun der Klimasensitivitätsparameter für das Modell EMAC in der Version 2.50 berechnet werden.

Eine klassische Herangehensweise ist ein CO<sub>2</sub>-Verdopplungsexperiment [Forster et al., 2007; Dietmüller et al., 2014]. Dem Namen nach wird dabei eine Referenzsimulation und eine Simulation mit doppelten CO<sub>2</sub>-Mischungsverhältnissen integriert. In dieser Arbeit wurden 2 Zeitscheibenexperimente ohne gekoppelte Chemie, jedoch mit einem Mixed-Layer-Ozean (MLO) [Roeckner et al., 1995a] durchgeführt. Dieser wird auch als Deckschichtozean bezeichnet und beinhaltet ein 50 m tiefes thermodynamisches Deckschichtozean- und ein thermodynamisches Meereismodell. Eine genauere Beschreibung des Submodells MLO befindet sich in Kapitel 3.2.2. Um eine realistische Temperaturänderung am Boden zu simulieren muss der MLO verwendet werden, da sonst die Änderung am Boden über die SSTs gedämpft werden würde. Die vorgeschriebenen Treibhausgas-Mischungsverhältnisse sind in der gesamten Atmosphäre konstant und betragen: CO<sub>2</sub>=316,7 ppmv (2xCO<sub>2</sub>=633,4 ppmv), CH<sub>4</sub> = 1,263 ppmv, N<sub>2</sub>O = 292,4 ppbv, CFC-11 = 9,5 pptv und CFC-12 = 29,5 pptv. Diese entsprechen

in etwa den troposphärischen Mischungsverhältnissen im Jahr 1960. Die verwendeten Ozon-Mischungsverhältnisse entstammen den transienten RCP4.5-Simulation und wurden als Klimatologie der Jahre 1960 bis 1969 vorgeschrieben.

Die Anomalien der Temperaturen beider Simulationen sind in Abbildung 5.1 dargestellt. Für die Anomalien wurde die Klimatologie der Referenzsimulation von beiden



**Abbildung 5.1:** Zeitliche Entwicklung der 2-Meter-Temperatur in der Referenz- (durchgezogene Linie) und der CO<sub>2</sub>-Verdopplungssimulation (gestrichelte Linie). Dargestellt sind die Anomalien der Monatsmittel um den langjährigen Mittelwert der Referenzsimulation. Die waagerechten Linien zeigen die langjährigen Mittelwerte der Simulationen im (neuen) Gleichgewicht.

Temperaturzeitreihen abgezogen. Die 2-Meter-Temperatur benötigt ca. 50 Jahre um ein neues Gleichgewicht zu erreichen. Diese zählen als Einschwingphase und werden für die Berechnung des Klimasensitivitätsparameter nicht berücksichtigt. Allein aus den letzten 25 Jahren der Simulation wurde die Temperaturerhöhung von 1,9121 °C berechnet. Während des Referenzlaufs wurden mittels eines zweiten Strahlungsaufbaus mit dem Submodell RAD das adjustierte RF bei doppelten CO<sub>2</sub>-Mischungsverhältnissen diagnostisch berechnet. Dabei ergab sich ein Wert von  $RF = 3,084 \text{ W/m}^2$ . Mit der Formel 5.1 berechnet sich ein Klimasensitivitätsparameter von:

$$\lambda_{adj} = \frac{\Delta T_{surf}}{RF} = \frac{1,9121}{3,084} = 0,62. \quad (5.2)$$

Das adjustierte RF wurde gewählt, da bisherigen Arbeiten [Stuber et al., 2001a] eine bessere Übereinstimmung mit empirischen Werten postulieren. Es ergibt sich für das

EMAC Modell der Version 2.50 ein Klimasensitivitätsparameter von 0,62.

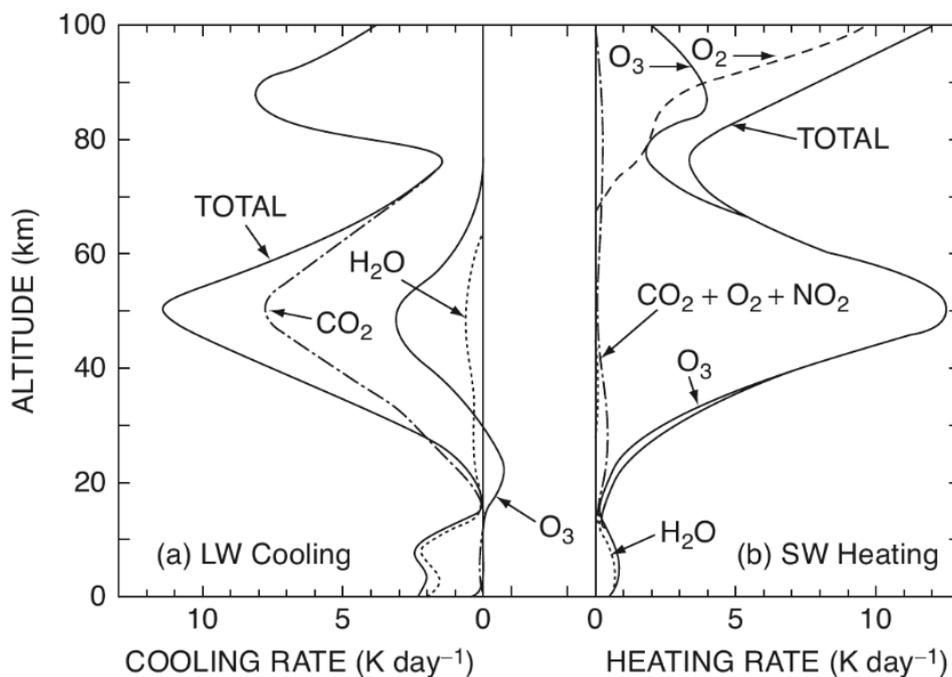
Es kann nun im Kapitel 7 davon ausgegangen werden, dass jede dort angegebene Nettostrahlungsflussänderung mit 0,62 multipliziert die entsprechende Temperaturänderung ergibt.



## Kapitel 6

# Änderungen der Heizraten

Der thermische Aufbau der Atmosphäre wird durch die Heizraten [K pro Tag] der einzelnen Treibhausgase bestimmt [Salby, 2012]. In der Atmosphäre herrscht ein Strahlungsgleichgewicht (mittlere Atmosphäre) bzw. ein Strahlungs-Konvektions-Gleichgewicht (Troposphäre). Das bedeutet, dass sich im globalen und Jahresmittel die Er-



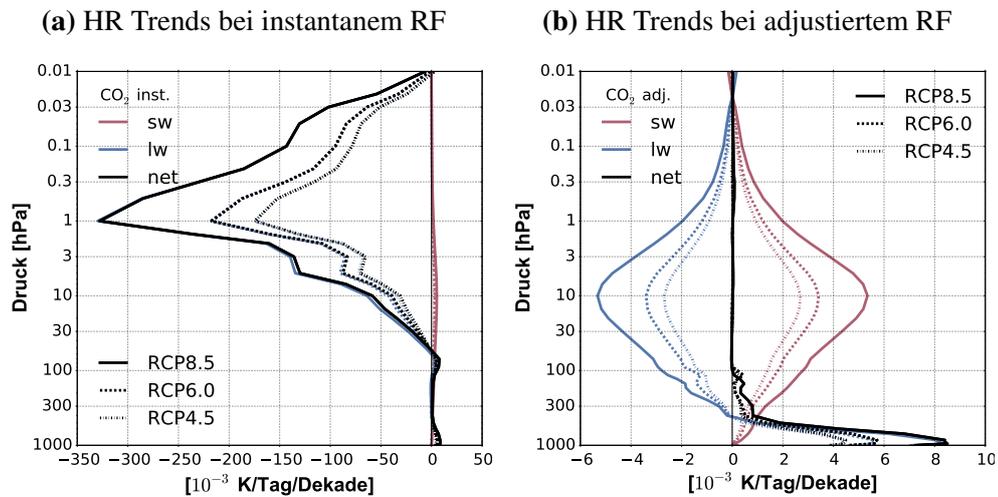
**Abbildung 6.1:** Global gemittelte Profile der (a) langwelligen Abkühlungsraten [K/Tag] und (b) kurzwelligen Erwärmungsraten [K/Tag] für eine wolkenlose Atmosphäre. Ebenfalls gezeigt sind die individuellen Beiträge der klimaaktiven Gase. Abbildung aus Salby [2012] nach London [1980].

wärmung durch Absorption und die Abkühlung durch Emission von Treibhausgasen in der mittleren Atmosphäre beinahe ausgleichen [Hartmann, 1994]. In der Troposphäre besteht dieses Gleichgewicht nur durch den zusätzlichen Prozess der Konvektion. Die Beiträge der Heizraten (HR; engl. heating rates) der einzelnen Gase zum Strahlungsgleichgewicht sind in Abbildung 6.1 dargestellt. Dieses Strahlungsgleichgewicht ergibt sich aus (a) langwelliger Abkühlung und (b) kurzweiliger Erwärmung. In der Stratosphäre besteht das Gleichgewicht hauptsächlich aus der kurzweiligen Absorption durch Ozon und der Abkühlung durch langwellige Emission durch Ozon und Kohlenstoffdioxid [Hartmann, 1994]. In der Troposphäre haben vor allem langwellige Emission von Wasserdampf und  $\text{CO}_2$  und die kurzweilige Absorption durch Wasserdampf einen Einfluss auf den Strahlungshaushalt. Ein Strahlungsgleichgewicht wird in der Troposphäre nicht erreicht, dort herrscht ein Strahlungs-Konvektions-Gleichgewicht, d.h. zusätzliche Bewegung durch Konvektion ist nötig um ein Gleichgewicht zu erreichen. Damit ist Wasserdampf in der Troposphäre das wichtigste Treibhausgas [Hartmann, 1994]. In der Stratosphäre überwiegt das Zusammenspiel zwischen  $\text{CO}_2$  und Ozon.

In diesem Kapitel wird gezeigt wie sich die Heizraten im Klimawandel bei instantaner RF Berechnung verhalten und wie sie sich ändern, wenn sich die Temperaturen in der mittleren Atmosphäre adjustieren dürfen. Dabei werden die Trends der Änderungen der langwelligen, kurzweiligen und Nettoheizraten über den gesamten Zeitraum von 1975 bis 2095 für die einzelnen Treibhausgase, gemäß der 3 Emissionsszenarien RCP4.5, RCP6.0 und RCP8.5 betrachtet.

## Kohlenstoffdioxid $\text{CO}_2$

Die Trends durch den  $\text{CO}_2$ -Anstieg sind in Abbildung 6.2 für (a) die instantane Berechnung und (b) die adjustierte Berechnung dargestellt. Die Trends der kurzweiligen Heizraten sind in beiden Berechnungsmethoden (inst. und adj. RF) gleich. Unterschiedlich sind nur die Reaktionen der langwelligen Heizraten.  $\text{CO}_2$  absorbiert die größte Menge kurzweiliger Solarstrahlung in einer Höhe von ca. 10 hPa bzw. 32 km (siehe Abbildung 6.1). Bei einer Zunahme von atmosphärischem  $\text{CO}_2$  wird in dieser Höhe mehr Solarstrahlung absorbiert und führt zu einem positiven Trend in den kurzweiligen Heizraten. Wird der Trend über den gesamten Zeitraum betrachtet, zeigt sich eine maximale Absorption in einer Höhe von 10 hPa. Betrachtet man jedoch die einzelnen Zeitabschnitte, zeigt sich eine Aufwärtsbewegung des Gebiets größter Absorption mit der Zeit (nicht gezeigt). Befand sich dieses Gebiet in der Vergangenheit noch in einer Höhe von 15 hPa, wird es sich in der fernen Zukunft je nach Szenario in eine Höhe von 10-7 hPa verlagert haben. Dieser Maximale Trend beträgt je nach Szenario zwischen  $+2,7 \times 10^{-3}$  K/Tag/Dekade und  $+5,3 \times 10^{-3}$  K/Tag/Dekade. Allgemein zeigen die kurzweiligen Heizraten positive Werte in der gesamten Atmosphäre, bis auf einen kleinen Bereich in der mittleren Mesosphäre zwischen 0,02 und 0,01

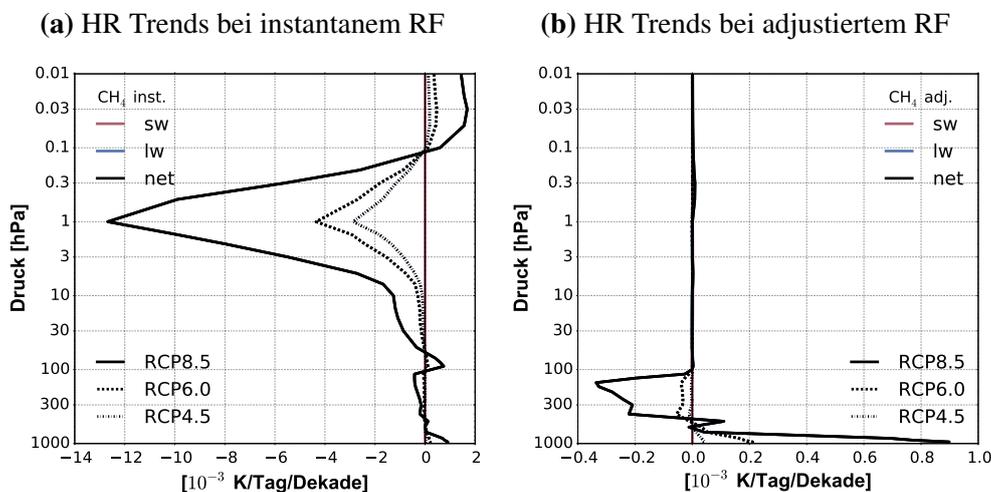


**Abbildung 6.2:** Trends der global und annual gemittelten langwelligen (blau) und kurzwelligen (rot) Änderungen der Heizraten [K/Tag/Dekade] und der Nettoheizraten [K/Tag/Dekade] (schwarz), aufgrund von CO<sub>2</sub>-Emissionsänderungen folgend der Szenarien RCP4.5, RCP6.0 und RCP8.5. Dargestellt für (a) instantane und (b) adjustierte RF-Berechnung.

hPa. Die langwelligen Heizraten sind wesentlich komplexer. Während sie bei (a) der instantanen RF-Berechnung die tatsächliche Änderung durch Treibhausgasänderungen angeben, wird die Temperatur bei (b) der adjustierten RF Berechnung so lange verändert, bis die langwelligen die kurzwelligen Heizraten ausgleichen und Netto wieder ein Strahlungsgleichgewicht in der mittleren Atmosphäre erreicht ist. Dabei sind die langwelligen Heizratentrends bei der instantanen Berechnung sehr viel größer als die kurzwelligen. Sie erreichen Werte von  $\times 10^{-3}$  K/Tag/Dekade in der RCP4.5 und bis zu  $-329,67 \times 10^{-3}$  K/Tag/Dekade in der RCP8.5-Simulation. Die größten Trends werden in 1 hPa erreicht, derselben Höhe in der CO<sub>2</sub> die größten langwelligen Heizraten besitzt (siehe Abbildung 6.1). Positive Trends der langwelligen HR werden in der unteren Stratosphäre erreicht ( $+4,5 \times 10^{-3}$  K/Tag/Dekade in der RCP8.5-Simulation). Bei der RF-Berechnung mit adjustierter Temperatur wird in der Stratosphäre und Mesosphäre so viel langwellige Strahlung emittiert, bis die kurzwellige Absorption ausgeglichen wurde (Abbildung 6.2b). Somit sind die langwelligen Heizraten in der mittleren Atmosphäre negativ. Auch die negativen Trends der kurzwelligen Heizraten in der mittleren Mesosphäre werden durch positive langwellige Heizraten ausgeglichen. Bei der verwendeten Methode besteht in der Troposphäre kein Strahlungsausgleich mehr. Damit ergeben sich (bei beiden Berechnungsmethoden) für die gesamte Troposphäre positive Nettoheizratentrends bis 0,008 (RCP8.5) K/Tag/Dekade.

## Methan CH<sub>4</sub>

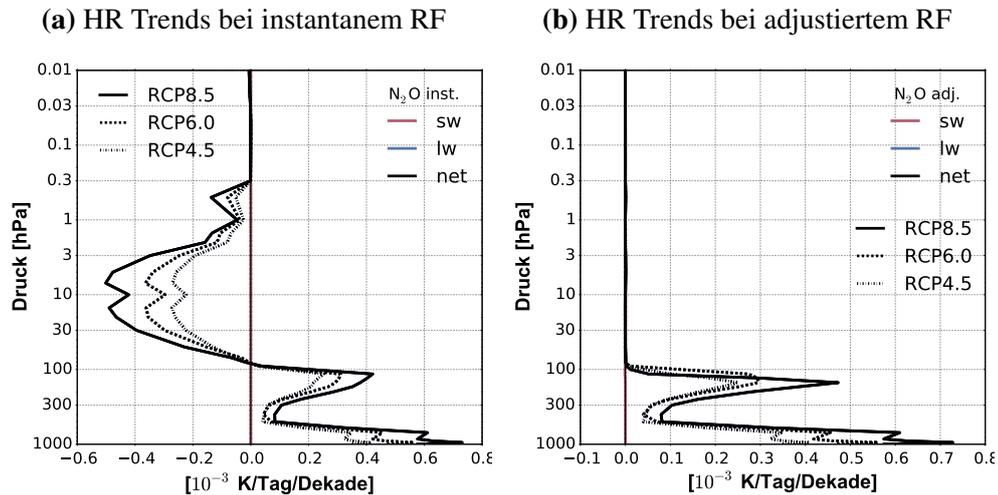
Die Trends der langwelligen Heizraten aufgrund von Methanänderungen sind in Abbildung 6.3 für (a) die instantane und (b) die adjustierte RF-Berechnung dargestellt. Die langwelligen Trends sind wie beim CO<sub>2</sub> hauptsächlich negativ und in 1 hPa am größten. Die Werte sind jedoch wesentlich geringer. Durch Methanänderungen werden beim instantanen RF Trends von  $-2,87 \times 10^{-3}$  K/Tag/Dekade in der RCP4.5-Simulation und bis zu  $-12,7 \times 10^{-3}$  K/Tag/Dekade in der RCP8.5-Simulation erreicht. In der Mesosphäre werden die langwelligen Heizraten positiv, bis zu  $+1,68 \times 10^{-3}$  K/Tag/Dekade. Bei der adjustierten RF-Berechnung wird die Temperatur in der mittleren Atmosphäre so lange modifiziert, bis diese langwelligen Änderungen der Heizraten die kurzwelligen ausgleichen, also auch Null sind. In der Troposphäre bilden sich zwei Bereiche aus. Ist der Trend in den Methan-Mischungsverhältnissen positiv (siehe Abbildung 4.3) sind die Trends in den Heizraten in der unteren Troposphäre ebenfalls positiv. Darüber, zwischen 500 und 100 hPa, sind die Heizratentrends negativ. Werden die einzelnen Perioden betrachtet zeigt sich das entgegengesetzte Muster (nicht gezeigt), sobald die Trends in den Methan-Mischungsverhältnissen negativ werden, z.B. in der RCP6.0-Simulation in der fernen Zukunft. So zeigen sich dann negative Heizratentrends in der unteren und positive in der oberen Troposphäre.



**Abbildung 6.3:** Trends der globalen Jahresmittel der langwelligen (blau) und kurzwelligen (rot) Änderungen der Heizraten [K/Tag/Dekade] und der Nettoheizraten [K/Tag/Dekade] (schwarz), aufgrund von CH<sub>4</sub>-Emissionsänderungen folgend der Szenarien RCP4.5, RCP6.0 und RCP8.5. Dargestellt für (a) instantane und (b) adjustierte RF-Berechnung.

Distickstoffmonoxid  $N_2O$ 

Abbildung 6.4 zeigt die Trends in den Heizraten aufgrund von  $N_2O$ -Mischungsverhältnisänderungen. Die bei der instantanen RF-Berechnung entstandenen langwel-

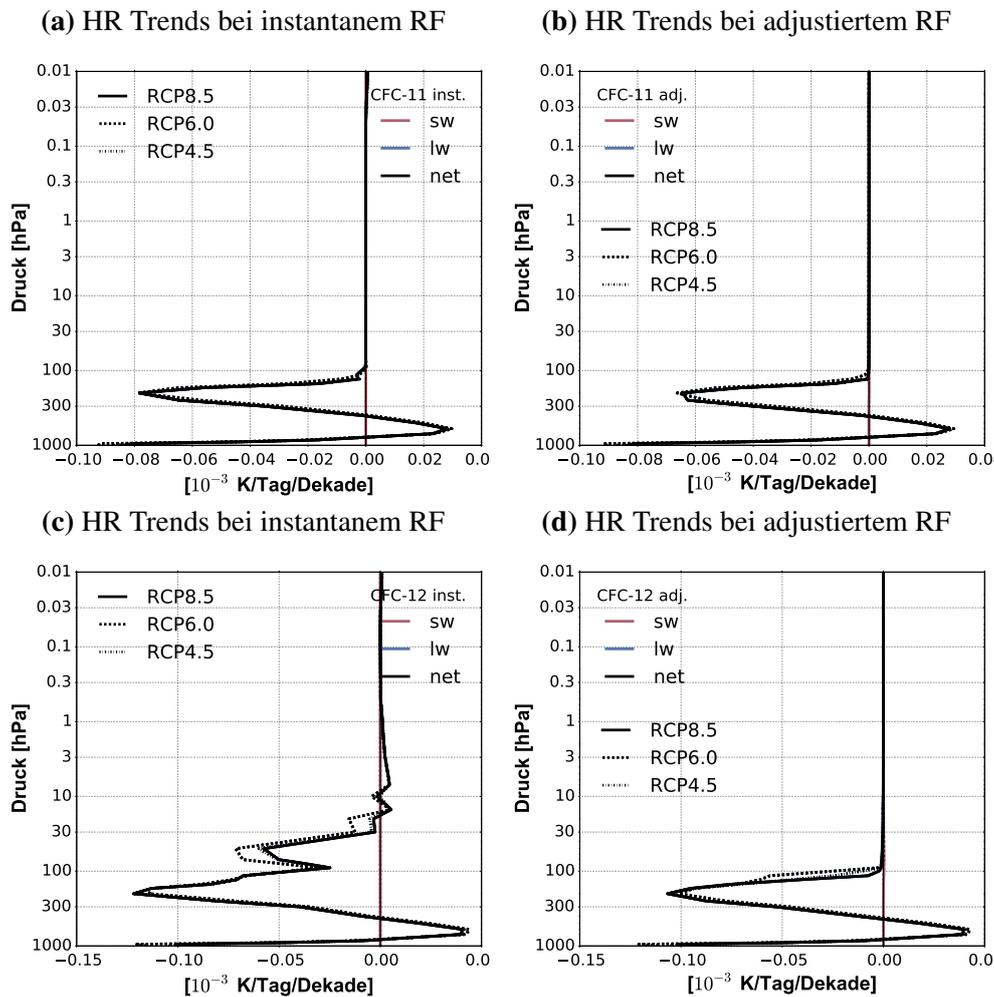


**Abbildung 6.4:** Trends der globalen Jahresmittel der langwelligen (blau) und kurzwelligen (rot) Änderungen der Heizraten [K/Tag/Dekade] und der Nettoheizraten [K/Tag/Dekade] (schwarz), aufgrund von  $N_2O$ -Emissionsänderungen folgend der Szenarien RCP4.5, RCP6.0 und RCP8.5. Dargestellt für (a) instantane und (b) adjustierte RF-Berechnung.

ligen Heizratentrends in der mittleren Atmosphäre beschränken sich nur auf die Stratosphäre und untere Mesosphäre. Ab 0,3 hPa und höher sind die langwelligen und kurzwelligen Heizratentrends beinahe Null. In der Stratosphäre sind die Trends negativ, mit Maxima in ca. 7 und 15 hPa Höhe, mit Werten von  $-0,27 \times 10^{-3}$  K/Tag/Dekade in der RCP4.5 Simulation bis zu  $-0,5 \times 10^{-3}$  K/Tag/Dekade in der RCP8.5-Simulation. In der Troposphäre werden durchgehend positive Heizratentrends erreicht. Charakteristisch sind dabei drei Maxima, eines in 150 hPa Höhe, eines in 700 hPa und das stärkste in 950 hPa Höhe.

Trichlorfluormethan  $CFCl_3$  und Dichlordifluormethan  $CF_2Cl_2$ 

Abschließend wurden die Trends der Heizraten der ODS CFC-11 und CFC-12-eq in Abbildung 6.5 dargestellt. Da CFC-11 in der mittleren Atmosphäre kaum Einfluss auf die Heizraten hat, sind die Trends der langwelligen Heizraten bei beiden Methoden (inst. bzw. adj. RF) sehr ähnlich. Dazu gehören negative Trends in der untersten Troposphäre zwischen 1000 und 800 hPa, positive Heizraten darüber zwischen 800 und



**Abbildung 6.5:** Trends der globalen Jahresmittel der langwelligen (blau) und kurzwelligen (rot) Änderungen der Heizraten [K/Tag/Dekade] und der Nettoheizraten [K/Tag/Dekade] (schwarz), aufgrund von (a,b) CFC-11- und (c,d) CFC-12-eq-Emissionsänderungen folgend der Szenarien RCP4.5, RCP6.0 und RCP8.5. Dargestellt für (a,c) instantane und (b,d) adjustierte RF-Berechnung.

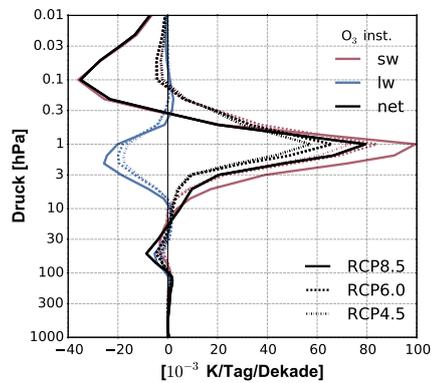
ca. 400 hPa und dann bis zur Tropopause wieder negative Trends. In der Summe sind die Trends hauptsächlich negativ. Wird jedoch nur der Zeitraum von 1975 bis 1995 betrachtet (nicht gezeigt), also der Zeitraum in dem die CFC emittiert wurden, sind diese Charakteristika umgekehrt und die Trends der Heizraten hauptsächlich positiv mit Maxima in 130 hPa bis  $+0,65 \times 10^{-3}$  K/Tag/Dekade. Die Trends von CFC-12-eq sind leicht größer als die von CFC-11. In der Troposphäre zeigen sie sehr ähnliche Charakteristika. Im Gegensatz zu CFC-11 haben sie jedoch einen Einfluss auf die Heizraten in der Stratosphäre. Diese sind jedoch sehr klein ( $-0,05 \times 10^{-3}$  K/Tag/Dekade), noch kleiner als in der Troposphäre ( $-0,12 \times 10^{-3}$  K/Tag/Dekade).

## Ozon O<sub>3</sub>

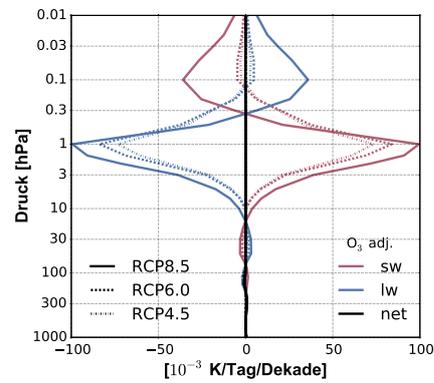
Die Trends der Heizraten durch Ozonänderungen sind in Abbildung 6.6a-b gegeben. Sie sind wesentlich vielseitiger, als die Trends durch GHG-Änderungen. Hier wirken je nach Höhe und betrachteter Periode unterschiedliche Effekte. aufgrund der massiven Ozonabnahme in der mittleren Atmosphäre in der Vergangenheit (siehe Abbildung 4.15) sind die Trends der kurzwelligen Heizraten in der gesamten Mesosphäre und in der Stratosphäre im Zeitraum von 1975 bis 1995 bis 15 hPa negativ (Abbildung 6.6c-d). Dabei befindet sich der größte Trend in 1,5 hPa mit  $-190,11 \times 10^{-3}$  K/Tag/Dekade (RCP8.5). Darunter gibt es einen Bereich, in ca. 10 hPa Höhe, in dem die kurzwelligen Heizraten positiv sind ( $+7,6 \times 10^{-3}$  K/Tag/Dekade (RCP8.5)), obwohl es auch hier Ozonverluste durch ODSs gibt. Dies ist dem Selbstheilungseffekt (engl. self healing effect [Haigh & Pyle, 1982; Kinnison et al., 1988]) zuzuordnen. Der beschreibt, dass bei starker Ozonabnahme in der mittleren Stratosphäre mehr kurzwellige Strahlung in die untere Stratosphäre gelangen kann und dort zu einer stärkeren Absorption und Erwärmung führen kann. So kann trotz geringerer Ozonkonzentration mehr Strahlung absorbiert werden als dies ohne Ozonerstörung in den darüber liegenden Schichten der Fall wäre. In der Vergangenheit sind in der unteren Stratosphäre wieder negative Heizraten ( $-8,4 \times 10^{-3}$  K/Tag/Dekade (RCP8.5)) zu verzeichnen. Diese sind vor allem durch die stärkeren Ozonverluste im Polarwirbel oberhalb der Tropopause erklärbar. In der Troposphäre sind die Trends sehr viel kleiner als in der mittleren Atmosphäre. In der oberen Troposphäre bis ca. 200 hPa überwiegen die langwelligen Heizraten und ergeben negative Nettoheizraten ( $-1 \times 10^{-3}$  K/Tag/Dekade (RCP8.5)). In der unteren Troposphäre sind die lang- und kurzwelligen Heizraten positiv und damit auch die Nettoheizraten ( $+0,5 \times 10^{-3}$  K/Tag/Dekade (RCP8.5)). Die langwelligen Heizratentrends (c) der Vergangenheit, mit instantaner RF-Berechnung sind in der mittleren bis unteren Stratosphäre und in der mittleren Mesosphäre leicht negativ. Allein in der oberen Stratosphäre, unteren Mesosphäre sind die langwelligen Trends positiv, ebenfalls mit einem Maximum in 1,5 hPa. Mit der Rückkehr des Ozons ab der Jahrtausendwende drehen sich die Trends teilweise um. In der Zukunft (Abbildungen 6.6e-f) sind die kurzwelligen Trends in der Mesosphäre zwar auch negativ, jedoch aus einem anderen Grund. Hier führt Ozonabbau durch einen beschleunigten katalytischen Zyklus (durch mehr CH<sub>4</sub>) zu negativen kurzwelligen Heizraten. In der unteren Mesosphäre, oberen Stratosphäre werden positive Trends erwartet. Diese sind im Gegensatz zur Vergangenheit mit einer geringeren Amplitude und in 1 hPa am größten. In den Zukunftsszenarien (e) werden kurzwellige Heizratentrends von  $138,85 \times 10^{-3}$  K/Tag/Dekade (2055-2095) im RCP8.5-Szenario erreicht. In der unteren Stratosphäre bewirkt eine beschleunigte BDC einen schnelleren Abtransport des Ozons und damit negative Trends. In der Troposphäre gleichen die Trends denen der Vergangenheit, mit geringen positiven Nettoheizraten in der oberen Troposphäre und positiven darunter.

Die kurzwelligen Heizraten der übrigen Treibhausgase CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, CFC-11 und CFC-

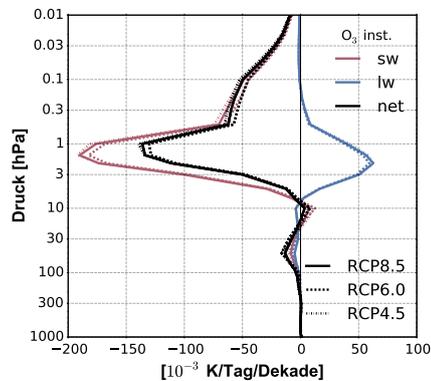
(a) HR Trends bei inst. RF 1975-2095



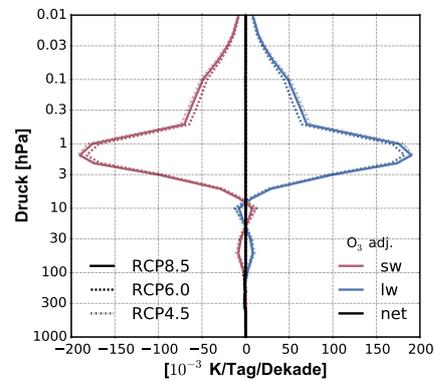
(b) HR Trends bei adj. RF 1975-2095



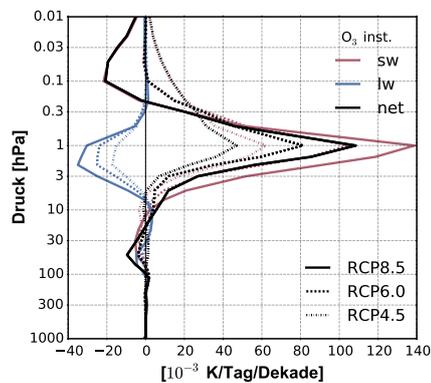
(c) HR Trends bei inst. RF 1975-1995



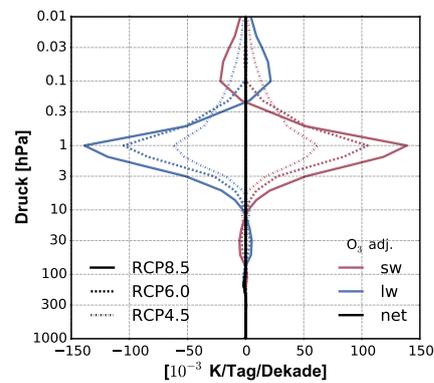
(d) HR Trends bei adj. RF 1975-1995



(e) HR Trends bei inst. RF 2055-2095



(f) HR Trends bei adj. RF 2055-2095

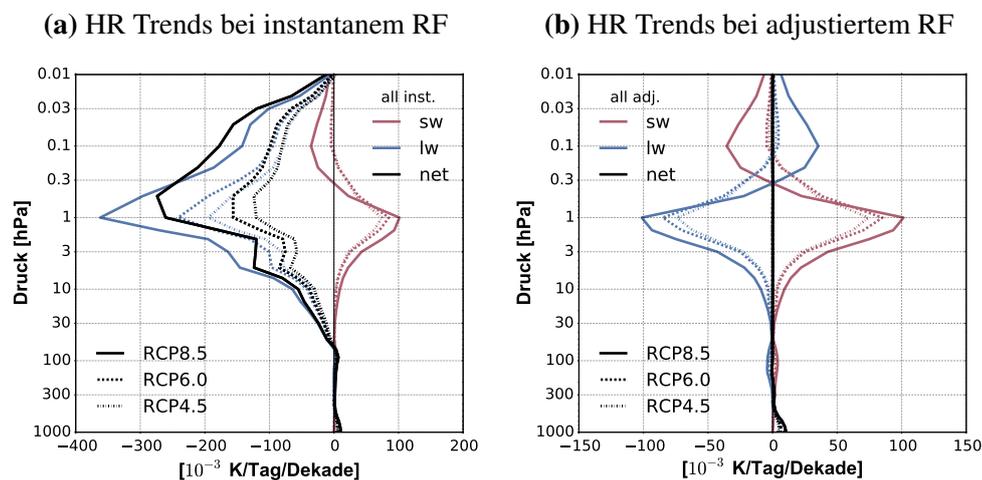


**Abbildung 6.6:** Trends der globalen Jahresmittel der langwelligen (blau) und kurzwelligen (rot) Änderungen der Heizraten [K/Tag/Dekade] und der Nettoheizraten [K/Tag/Dekade] (schwarz), aufgrund von Ozonänderungen folgend der Szenarien RCP4.5, RCP6.0 und RCP8.5. Dargestellt für (a,c,e) instantane und (b,d,f) adjustierte RF- Berechnung und für die Zeiträume (a,b) 1975-2095 (c,d) 1975-1995 und (e,f) 2055-2095.

12 sind in der mittleren Atmosphäre sehr gering und weisen keine Trends mit dem Klimawandel auf. Lediglich die langwelligen Heizraten verändern sich mit der Zeit. Diese sind jedoch sehr viel geringer als bei  $\text{CO}_2$  und Ozon.

## Alle Treibhausgase

Die Trends der Heizraten aufgrund der Emissionen aller Treibhausgase gleichzeitig sind für instantane und adjustierte RF-Berechnung in Abbildung 6.7 dargestellt. Im Vergleich mit den vorher beschriebenen Trends, die durch die individuellen Gase verursacht werden, kristallisieren sich zwei dominierende Effekte heraus. Die langwelligen Heizratentrends werden durch die  $\text{CO}_2$ -Änderungen und die kurzwelligen Trends durch Ozonänderungen bestimmt. Bei der instantanen RF-Berechnung überwiegen die langwelligen Heizratentrends ( $-362,07 \times 10^{-3}$  K/Tag/Dekade in 1hPa) in der mittleren Atmosphäre über die kurzwelligen ( $+101,38 \times 10^{-3}$  K/Tag/Dekade in 1hPa). Somit wird eine Abkühlung in der mittleren Atmosphäre durch Strahlungsänderungen erwartet, die hauptsächlich von  $\text{CO}_2$  gesteuert werden. Methan und Ozon haben auch einen, jedoch im Gegensatz zu  $\text{CO}_2$ , geringen Einfluss auf die zukünftigen Temperaturänderungen in der mittleren Atmosphäre. Die Emissionen von  $\text{N}_2\text{O}$  und den ODSs (CFC-11 und CFC-12-eq) haben nur einen sehr geringen Einfluss auf die Änderungen der Heizraten in der Zukunft, da sich ODS vor allem in der Troposphäre befinden. In der Troposphäre haben alle Treibhausgase positive Heizratentrends (maximal  $10,32 \times 10^{-3}$  K/Tag/Dekade in 950 hPa Höhe). Hier bewirken alle betrachteten Gase eine positive



**Abbildung 6.7:** Trends der global und annual gemittelten langwelligen (blau) und kurzwelligen (rot) Änderungen der Heizraten [K/Tag/Dekade] und der Nettoheizraten [K/Tag/Dekade] (schwarz), aufgrund der Emissionsänderungen aller Treibhausgase folgend der Szenarien RCP4.5, RCP6.0 und RCP8.5. Dargestellt für (a) instantane und (b) adjustierte RF-Berechnung.

Temperaturänderung in dem betrachteten Zeitraum von 1960 bis 2100. Diese positiven Heizratentrends sind jedoch wesentlich kleiner als in der mittleren Atmosphäre. Es werden also durch Strahlungsabsorptions- und -emissionsänderungen aufgrund von anthropogenem Treibhausgasausstößen in der mittleren Atmosphäre eine starke Temperaturabnahme und in der Troposphäre eine Temperaturzunahme erwartet. Die genauen Beträge und Verteilungen dieser Temperaturänderungen werden im Kapitel 9 diskutiert.

## Kapitel 7

# Strahlungsflussänderungen und Radiative Forcing

In diesem Kapitel werden die kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse in der Atmosphäre und ihre Änderungen im Klimawandel besprochen. In Abbildung 2.9 wurde gezeigt, wo in der Atmosphäre wie viel kurzwellige Einstrahlung absorbiert wird. Es zeigte sich, dass in der Stratosphäre ca. 3 %, in der Troposphäre ca. 17 % und von der Erdoberfläche ca. 50 % absorbiert wird. Ca. 30 % der einfallenden kurzwelligen Strahlung werden an Wolken und an der Erdoberfläche zurück reflektiert. Nach dem vorletzten IPCC-Bericht (AR5 Hartmann et al. [2013]) werden mit einem TSI = 1360 W/m<sup>2</sup> (Gesamtsonneneinstrahlung, engl.: total solar irradiance) und bei einer mittleren Einstrahlung von 340 W/m<sup>2</sup> 23,39% (79 W/m<sup>2</sup>) in der Atmosphäre und 49,35 % (161 W/m<sup>2</sup>) am Boden absorbiert. Dies ergibt nach Beobachtungen einen kurzwelligen Strahlungsfluss von 79 + 161 = 240 W/m<sup>2</sup>. Im Modell wurde der TSI mit einem Wert von 1365 W/m<sup>2</sup> belegt. Damit ergibt sich eine mittlere Einstrahlung von 341,25 W/m<sup>2</sup>, von denen 32 % reflektiert werden. Wie in Abbildung 4.19a gezeigt liegen in den Zeitscheibensimulationen der Referenz die kurzwelligen Strahlungsflüsse bei ca. 232 W/m<sup>2</sup>.

Erhöht (vermindert) sich die Konzentration eines Gases, das kurzwellige Strahlung absorbieren kann (Ozon oder CO<sub>2</sub>), wird mehr (weniger) Strahlung absorbiert und dafür weniger (mehr) Strahlung in das All reflektiert.

Der langwellige Strahlungsfluss berechnet sich aus sehr viel mehr Komponenten. Da die atmosphärischen Gase langwellige Strahlung nicht nur absorbieren können (wie bei der kurzwelligen Strahlung), sondern auch wieder in alle Richtungen reemittieren. Um die eingegangene Strahlung von 240 W/m<sup>2</sup> (232 W/m<sup>2</sup> im Modell) auszugleichen, strahlt die Erde 398 W/m<sup>2</sup> ab [Hartmann et al., 2013]. Ein großer Teil davon wird zur Erdoberfläche zurück reflektiert und emittiert, so dass nur knapp 60 % davon (239 W/m<sup>2</sup>) das System Erde am Oberrand der Atmosphäre verlassen. In Beobachtungen

existiert eine Imbalance zwischen kurzwelliger und langwelliger Strahlung, wodurch es zu einer Wärmespeicherung von ca.  $0,6 \text{ W/m}^2$ , kommt. Im Modell sind die kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse beinahe ausgeglichen.

Ändern sich die Konzentrationen der Treibhausgase in der Zukunft, existieren mehr (weniger) Moleküle, die langwellige terrestrische Strahlung absorbieren und reemittieren können und damit den langwelligen Strahlungsfluss erhöhen (verringern).

Wie sich die Treibhausgase und Ozon im Klimawandel auf die kurzwelligen, langwelligen und Nettostrahlungsflüsse auswirken wird in diesem Kapitel diskutiert.

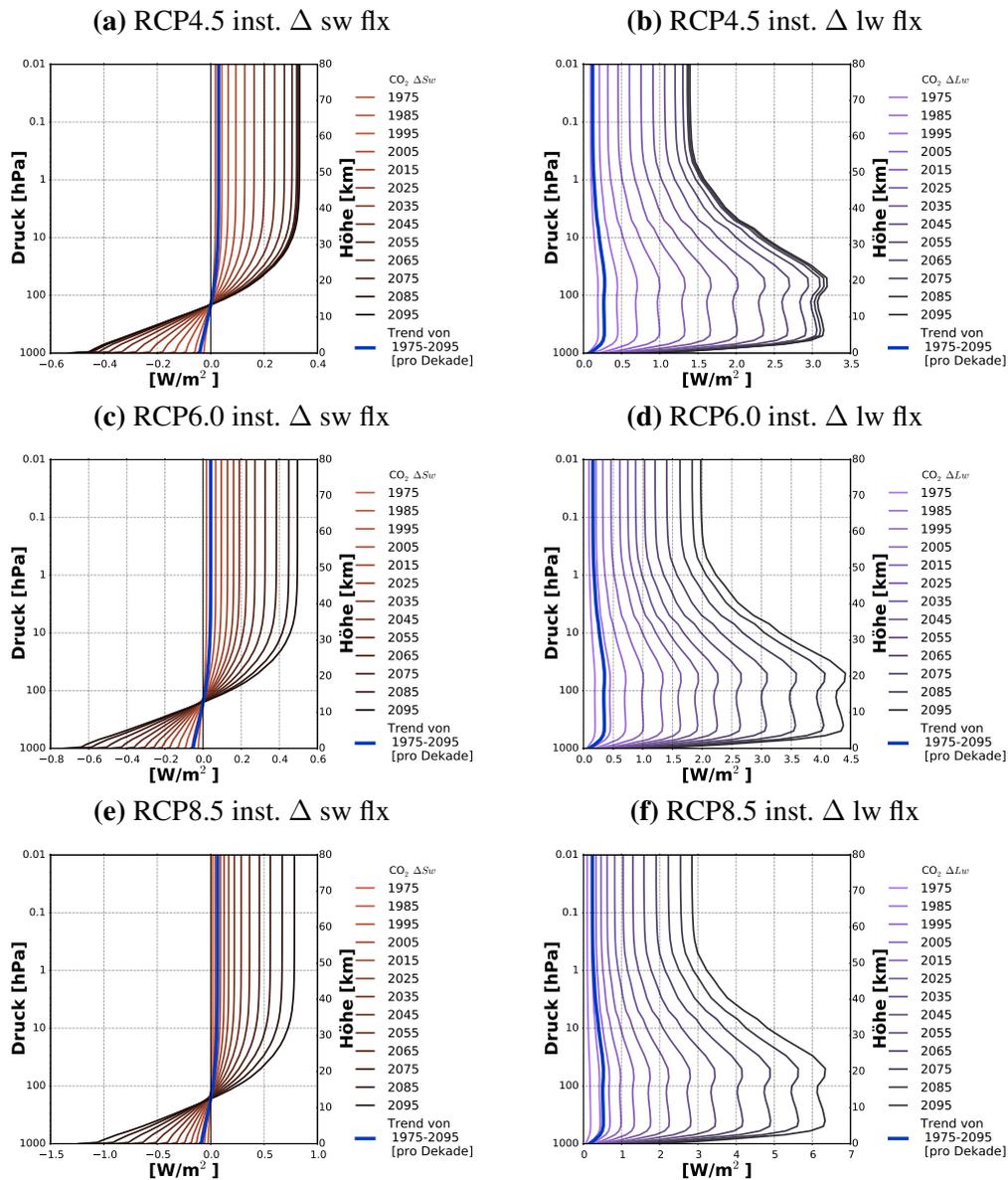
## 7.1 Profile der Strahlungsflussänderungen

### Kohlenstoffdioxid $\text{CO}_2$

Kohlenstoffdioxid ist neben Ozon das wichtigste Treibhausgas in der Stratosphäre und neben Wasserdampf das wichtigste Treibhausgas in der Troposphäre. So bedeuten Änderungen der Mischungsverhältnisse einen globalen Eingriff in die Temperaturverteilung über die Heizraten. Wie im vorherigen Kapitel gesehen, ist  $\text{CO}_2$  im kurzwelligen und langwelligen Bereich strahlungsaktiv. Daher müssen auch die Änderungen der einzelnen Flüsse genauer betrachtet werden.

Die Wahl der Methode (instantanes oder adjustiertes RF) hat keinen Einfluss auf die kurzwelligen Strahlungsflussänderungen, diese sind bei beiden Methoden identisch. Bei den langwelligen Strahlungsflüssen verhält sich das jedoch anders. Eine Temperaturänderung in der Stratosphäre zu einem neuen Gleichgewicht hin, bedeutet auch veränderte langwellige Flüsse, da diese neben den vorherrschenden Mischungsverhältnissen eines Treibhausgases auch stark von der umliegenden Temperatur abhängen. Aufgrund der hier verwendeten Methode ist also auch eine getrennte Betrachtung der langwelligen Flüsse erforderlich.

In der Abbildung 7.1 sind die instantanen kurzwelligen (a,c,e) und langwelligen (b,d,f) Strahlungsflussänderungen als Profil in  $\text{W/m}^2$  aufgetragen, die zwischen 1965 und jeder folgenden Dekade bis 2095 (von hell zu dunkel) je nach RCP-Szenario zu erwarten sind. Zusätzlich ist auch der langfristige Trend der Strahlungsflussänderungen von 1975 bis 2095 in blau eingetragen. In der oberen Zeile (a,b) sind die Ergebnisse für das RCP4.5-Szenario dargestellt, in dem die  $\text{CO}_2$ -Mischungsverhältnisse bis in die 2070er Jahre moderat zunehmen und dann beinahe stagnieren. Dementsprechend sind auch die kurzwelligen Strahlungsflussänderungen mit der Zeit verteilt. In der mittleren Atmosphäre werden positive Änderungen erwartet, die mit jeder Dekade größer werden. Am Ende des Jahrhunderts werden am Oberrand der Atmosphäre Werte von  $0,33 \text{ W/m}^2$  erreicht. Zur Tropopause hin nehmen die Änderungen ab und werden dann im globalen Mittel ab 150 hPa negativ. Auch in der Troposphäre wird die Änderung mit zunehmender Dekade größer, bis zu einer maximalen kurzwelligen Strahlungsflussänderung von



**Abbildung 7.1:** Höhenprofile der instantanen (a,c,e) kurzwelligen und (b,d,f) langwelligen Strahlungsflussänderungen [ $\text{W}/\text{m}^2$ ] aufgrund von  $\text{CO}_2$ -Änderungen nach den Treibhausgasszenarien (a,b) RCP4.5, (c,d) RCP6.0 und (e,f) RCP8.5, dargestellt für alle Dekaden von 1965 bis 2095. Die blaue Linie beschreibt den Trend [ $\text{W}/\text{m}^2/\text{Dekade}$ ] über den gesamten Zeitraum.

-0,53  $\text{W}/\text{m}^2$ . Die in der mittleren Zeile (c,d) dargestellten Ergebnisse für das RCP6.0-Szenario folgen ebenfalls dem Verlauf der  $\text{CO}_2$ -Änderungen mit der Zeit. Diese zeigen einen halbwegs stetigen, moderaten Anstieg der Mischungsverhältnisse bis zum Ende des Jahrtausends. In der mittleren Atmosphäre erreichen die positiven kurzwelligen Strahlungsflussänderungen am Ende des Jahrhunderts Werte bis  $0,5 \text{ W}/\text{m}^2$  und in der

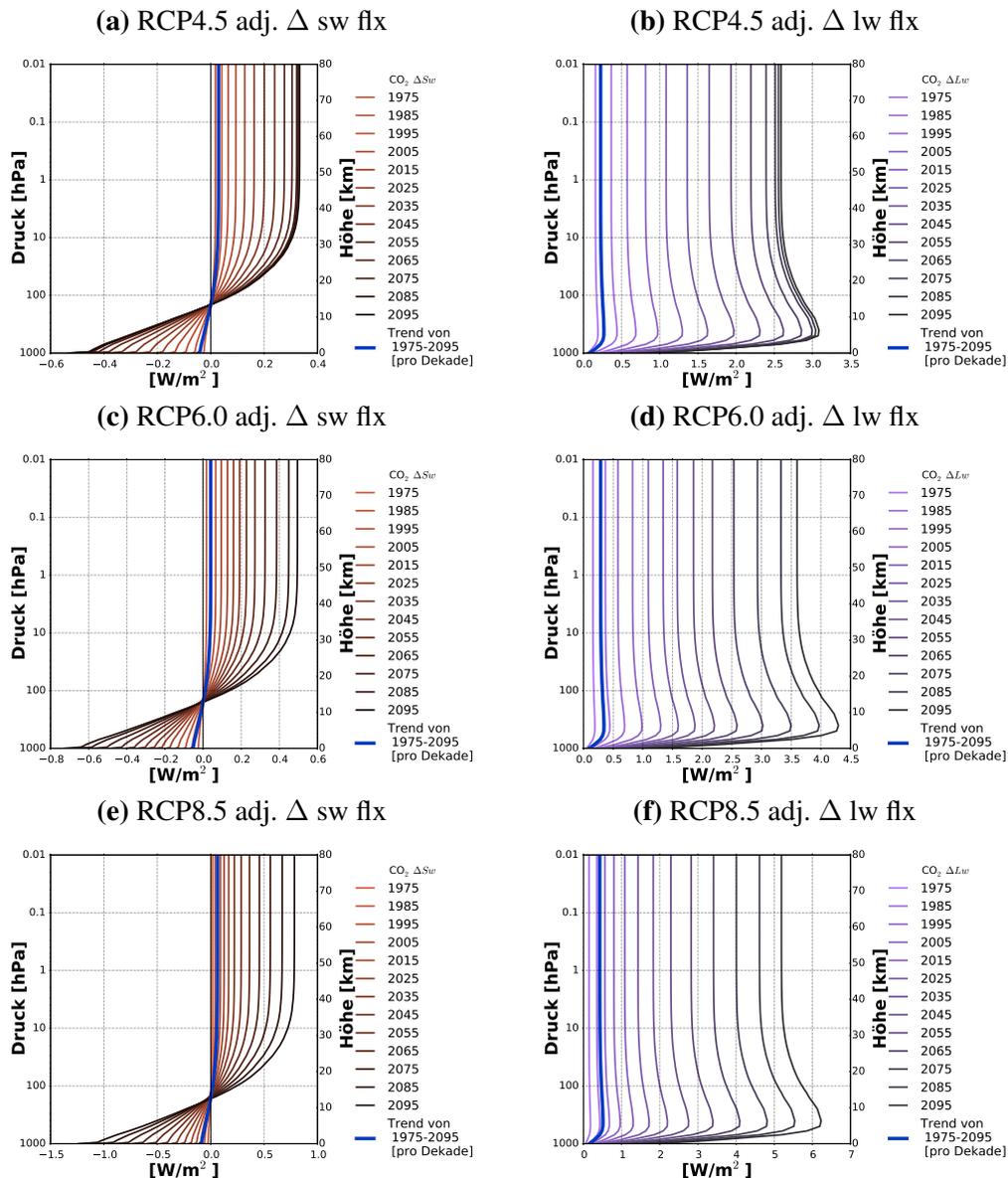
Troposphäre reichen die negativen Werte am Erdboden bis  $-0,73 \text{ W/m}^2$ . Zu guter Letzt sind in der unteren Zeile (e,f) die Ergebnisse für das stärkste Treibhausgasszenario RCP8.5 dargestellt. Dieses nimmt einen rapiden Zuwachs an  $\text{CO}_2$  bis zum Ende des Jahrhunderts an. Einen rapiden Zuwachs bekommen daher auch die kurzwelligen Flüsse. Bis zu  $0,78 \text{ W/m}^2$  werden dann in der mittleren Atmosphäre und bis zu  $-1,24 \text{ W/m}^2$  in der Troposphäre nur durch  $\text{CO}_2$ -Änderungen erwartet.

Eine erhöhte  $\text{CO}_2$ -Mischungsverhältnisse in der Zukunft sorgen für eine verstärkte Absorption der einfallenden kurzwelligen Strahlung in den oberen Höhenschichten, wobei für die unteren Schichten weniger Strahlung zum Absorbieren bleibt. Umso mehr kurzwellige Strahlung in der mittleren Atmosphäre absorbiert wird, umso weniger kann in der Troposphäre absorbiert werden. Dabei werden größere negative kurzwellige Strahlungsflussänderungen in der Troposphäre erreicht, als positive in der mittleren Atmosphäre resultieren.

Die langwelligen Strahlungsflussänderungen in Abbildung 7.1 (b,d,f) sind in jeder Atmosphärenschicht und in jedem Szenario positiv. Sie werden mit jeder Dekade größer, wobei sich der Zuwachs pro Dekade an den Zuwachs der  $\text{CO}_2$ -Mischungsverhältnissen orientiert. Die größten langwelligen Änderungen zeigen sich in der unteren Stratosphäre in 50 hPa (70 hPa bei RCP4.5) (RCP4.5:  $3,19 \text{ W/m}^2$ ; RCP6.0:  $4,41 \text{ W/m}^2$ ; RCP8.5:  $6,34 \text{ W/m}^2$ ). Ein sekundäres Maximum befindet sich in der Troposphäre in 400 hPa Höhe. Am Oberrand der Atmosphäre werden nur noch Werte bis  $1,4 \text{ W/m}^2$  (RCP4.5),  $1,9764 \text{ W/m}^2$  (RCP6.0) bzw.  $2,84 \text{ W/m}^2$  (RCP8.5) erlangt. Zum Erdboden hin sind die langwelligen Strahlungsflussänderungen eher klein.

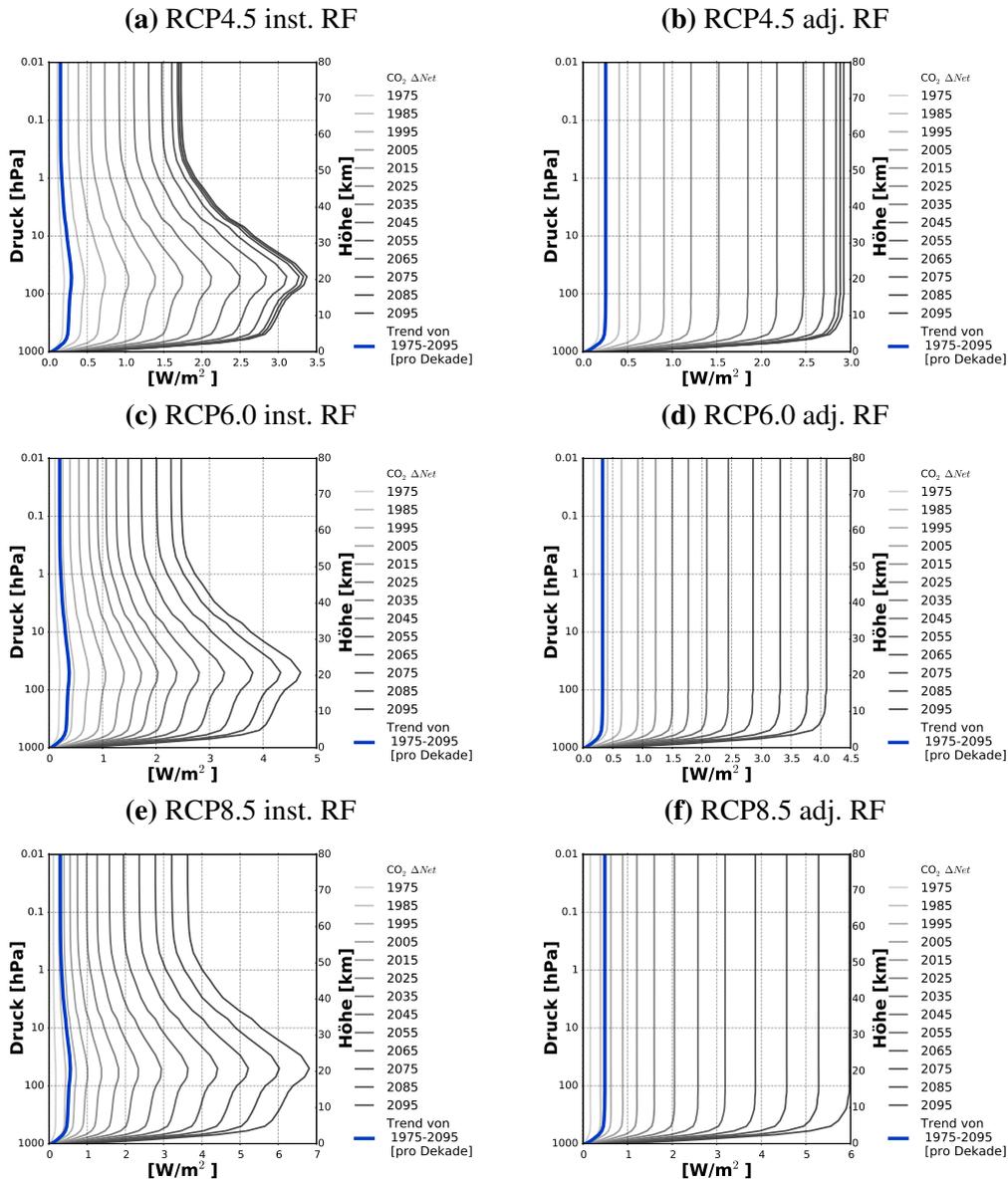
Dürfen sich die Temperaturen in der mittleren Atmosphäre an die neuen Bedingungen anpassen, verändern sich die langwelligen Strahlungsflüsse. Diese und die kurzwelligen Strahlungsflussänderungen sind in der Abbildung 7.2 dargestellt. Im Gegensatz zu den langwelligen Strahlungsflussänderungen bei instantaner Berechnung, sind die kurzwelligen Strahlungsflussänderungen am Oberrand der Atmosphäre größer (RCP4.5:  $2,59 \text{ W/m}^2$ ; RCP6.0:  $3,6 \text{ W/m}^2$ ; RCP8.5:  $5,19 \text{ W/m}^2$ ). Das Maximum in der unteren Stratosphäre ist verschwunden und zu einer weichen Kurve vom Maximum in der mittleren Troposphäre, in 400 hPa, hin zu konstanten kurzwelligen Strahlungsflussänderungen in der oberen Stratosphäre und Mesosphäre gewichen. Das Maximum in der Troposphäre ist geblieben und nimmt die gleichen kurzwelligen Strahlungsflussänderungen an wie bei der instantanen Berechnung (RCP4.5:  $3,09 \text{ W/m}^2$ ; RCP6.0:  $4,3 \text{ W/m}^2$ ; RCP8.5:  $6,23 \text{ W/m}^2$ ).

Addiert man die kurz- und langwelligen Strahlungsflussänderungen, erhält man die Nettostrahlungsflussänderungen. Diese sind für die instantane Berechnung in Abbildung 7.3 (a,c,e) und für die stratosphären-adjustierte Berechnung in Abbildung 7.3 (b,d,f) für die Treibhausgasszenarien RCP4.5 (a,b), RCP6.0 (c,d) und RCP8.5 (e,f) als Profile über die Höhe dargestellt. Im Allgemeinen folgen die instantanen Flussänderungen den langwelligen Änderungen, die in der mittleren Atmosphäre durch die positiven kurzwelligen Beiträge noch verstärkt werden und in der Troposphäre durch die negativen kurzwelligen Beiträge abgeschwächt werden. Dadurch verstärkt sich das Maximum in der unteren Stratosphäre in 50 hPa noch weiter (max. in 2095; RCP4.5:



**Abbildung 7.2:** Höhenprofile der stratosphärenadjustierten (a,c,e) kurzwelligen und (b,d,f) langwelligen Strahlungsflussänderungen [ $W/m^2$ ] aufgrund von CO<sub>2</sub>-Änderungen nach den Treibhausgaszenarien (a,b) RCP4.5, (c,d) RCP6.0 und (e,f) RCP8.5, dargestellt für alle Dekaden von 1965 bis 2095. Die blaue Linie beschreibt den Trend [ $W/m^2/$ Dekade] über den gesamten Zeitraum.

3,37  $W/m^2$ ; RCP6.0: 4,7  $W/m^2$ ; RCP8.5: 6,81  $W/m^2$ ). Das zweite Maximum in der Troposphäre wird hingegen kleiner. Aufgrund der Abkühlung in der Stratosphäre bei der adjustierten Berechnung, kann im Vergleich zur instantanen Nettostrahlungsflussänderung weniger langwellige Strahlung in der unteren Stratosphäre in Richtung Tropopause emittiert werden, wodurch geringere Nettostrahlungsflussänderungen erreicht

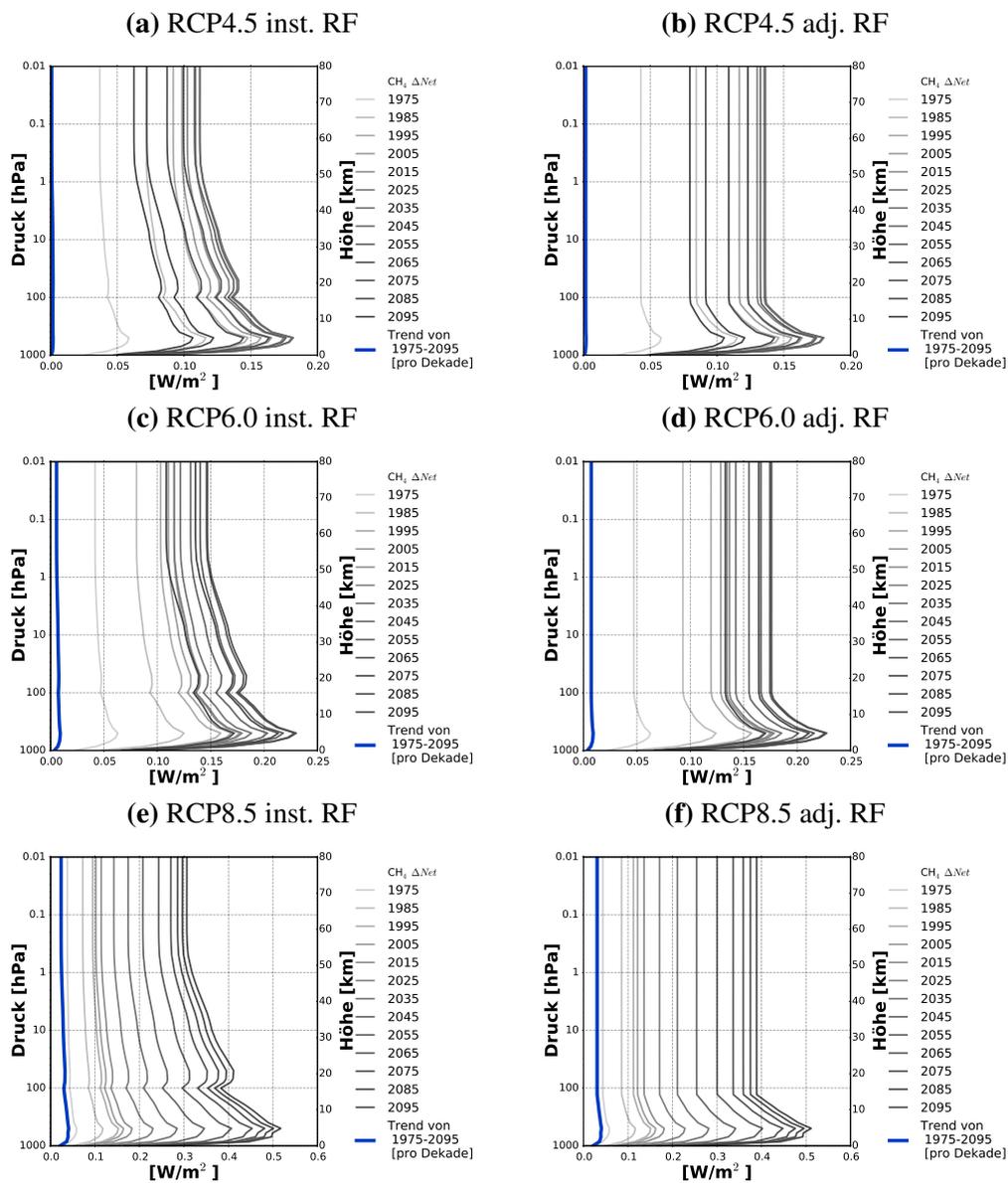


**Abbildung 7.3:** Höhenprofile der (a,c,e) instantanen und (b,d,f) adjustierten Nettostrahlungsflussänderungen  $[W/m^2]$  aufgrund von  $CO_2$ -Änderungen nach den Treibhausgaszenarien (a,b) RCP4.5, (c,d) RCP6.0 und (e,f) RCP8.5, dargestellt für alle Dekaden von 1965 bis 2095. Die blaue Linie beschreibt den Trend  $[W/m^2/Dekade]$  über den gesamten Zeitraum.

werden. Diese sind dann jedoch bis zum Oberrand der Atmosphäre konstant (max. in 2095; RCP4.5:  $2,92 W/m^2$ ; RCP6.0:  $4,1 W/m^2$ ; RCP8.5:  $5,97 W/m^2$ ).

Methan  $\text{CH}_4$ 

Da Methan keine kurzwellige Strahlung absorbiert und sich damit nur die langwelligen Flüsse ändern, werden hier nur die Nettostrahlungsflussänderung (gleich den langwel-



**Abbildung 7.4:** Höhenprofile der (a,c,e) instantanen und (b,d,f) adjustierten Nettostrahlungsflussänderungen ( $\Delta\text{sw} + \Delta\text{lw}$ ) [ $\text{W/m}^2$ ] Aufgrund von  $\text{CH}_4$ -Änderungen nach den Treibhausgasszenarien (a,b) RCP4.5, (c,d) RCP6.0 und (e,f) RCP8.5, dargestellt für alle Dekaden von 1965 bis 2095. Die blaue Linie beschreibt den Trend [ $\text{W/m}^2/\text{Dekade}$ ] über den gesamten Zeitraum.

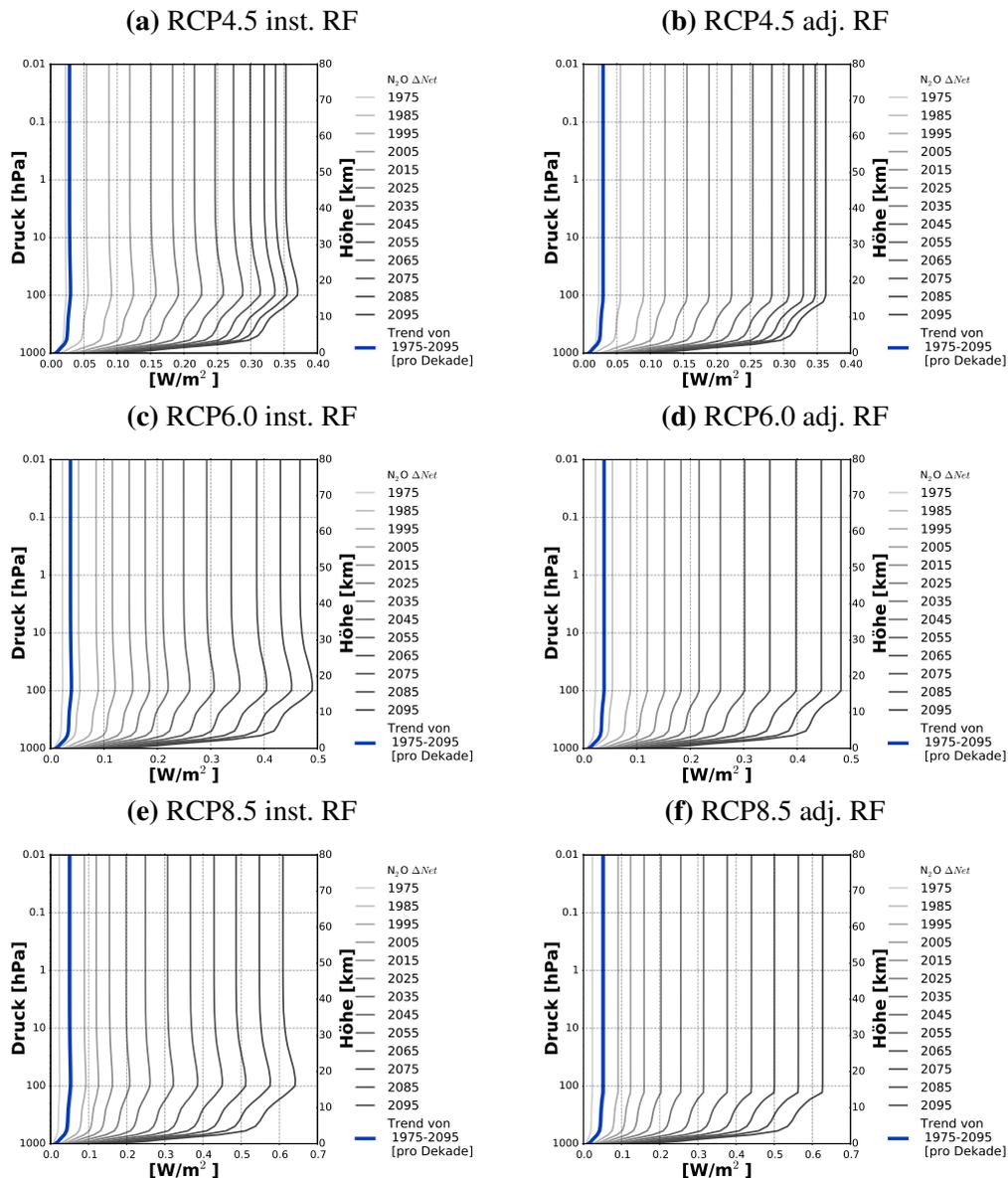
ligen Strahlungsflussänderungen) in Abbildung 7.4 gezeigt. In den Profilen der Nettostrahlungsflussänderungen zeigt sich, dass in den RCP-Szenarien 4.5 und 6.0 in der zweiten Hälfte des Jahrhunderts Reduktionen der Methan-Mischungsverhältnisse vorgesehen sind. So ist erst ein Anstieg der Nettostrahlungsflussänderungen zu erkennen (im RCP4.5 bis 2045 und im RCP6.0-Szenario bis 2075) und dann ein Rückgang der Werte. Dies hat zur Folge, dass die Trends über den gesamten Zeitraum relativ gering sind. Nur im RCP8.5 Szenario steigen die CH<sub>4</sub>-Mischungsverhältnisse durchgehend an und erzeugen damit auch einen größeren Trend.

Im Gegensatz zu CO<sub>2</sub> hat Methan seine größten Nettostrahlungsflussänderungen in der Troposphäre. Vom Boden aus steigen die Werte rapide an, bis sie ihr Maximum in 500 hPa Höhe erreichen. Hier steigen die Werte bis 0,52 W/m<sup>2</sup> in 2095 im RCP8.5-Szenario an (RCP6.0 max. in 2075 mit 0,23 W/m<sup>2</sup> und im RCP4.5-Szenario max. in 2045 mit 0,18 W/m<sup>2</sup>). Zur Tropopause hin nehmen die Nettostrahlungsflussänderungen ab und bilden in 100 hPa nach der instantanen Berechnung ein lokales Minimum. Direkt darüber in 80 bis 50 hPa zeigt sich ein zweites Maximum, das jedoch nicht so stark ausgeprägt ist. Hier werden nur noch Nettostrahlungsflussänderungen von 0,41 W/m<sup>2</sup> im RCP8.5, 0,18 W/m<sup>2</sup> im RCP6.0 und 0,14 W/m<sup>2</sup> im RCP4.5-Szenario erreicht. Danach werden die Nettostrahlungsflussänderungen bis zum Oberrand der Atmosphäre stetig kleiner, bis sie dort nur noch zusätzliche 0,31 W/m<sup>2</sup> 2095 im RCP8.5, 0,15 W/m<sup>2</sup> 2075 im RCP6.0 und 0,11 W/m<sup>2</sup> 2045 im RCP4.5-Szenario betragen.

Aufgrund der Temperaturanpassungen in der mittleren Stratosphäre bleiben die Nettostrahlungsflussänderungen bei der adjustierten Berechnung von der Tropopause bis zum Oberrand der Atmosphäre konstant. Diese sind an der Tropopause und in der untersten Stratosphäre kleiner, sonst größer als bei der instantanen Berechnung. Es werden Nettostrahlungsflussänderungen von 0,39 W/m<sup>2</sup> in 2095 im RCP8.5, 0,18 W/m<sup>2</sup> in 2075 im RCP6.0 und 0,14 W/m<sup>2</sup> in 2045 im RCP4.5 Szenario erreicht.

## Distickstoffmonoxid N<sub>2</sub>O

Wie beim Methan ist Lachgas bzw. Distickstoffmonoxid nicht in der Lage kurzwellige Strahlung zu absorbieren, daher sind die Änderungen der langwelligen Flüsse gleich denen der Nettostrahlungsflussänderungen. Diese sind in Abbildung 7.5 dargestellt. Obwohl die Mischungsverhältnisse von Lachgas oberhalb der Tropopause beinahe exponentiell abnehmen, sind die größten Nettostrahlungsflussänderungen in der mittleren Atmosphäre zu finden. Vom Boden bis zur Tropopause nimmt die Nettostrahlungsflussänderung zu. Sie findet ihr Maximum bei der instantanen Berechnung in 100 hPa. Die Nettostrahlungsflussänderungen reichen 2095 bis 0,64 W/m<sup>2</sup> (RCP8.5), bis 0,49 W/m<sup>2</sup> (RCP6.0) und bis 0,37 W/m<sup>2</sup> (RCP4.5). In der unteren Stratosphäre nehmen die Änderungen noch einmal kurz ab, bleiben dann aber ab einer Höhe von ca. 10 hPa ge-



**Abbildung 7.5:** Höhenprofile der (a,c,e) instantanen und (b,d,f) adjustierten Nettostrahlungsflussänderungen [ $\text{W}/\text{m}^2$ ] aufgrund von  $\text{N}_2\text{O}$ -Änderungen nach den Treibhausgaszenarien (a,b) RCP4.5, (c,d) RCP6.0 und (e,f) RCP8.5, dargestellt für alle Dekaden von 1965 bis 2095. Die blaue Linie beschreibt den Trend [ $\text{W}/\text{m}^2/\text{Dekade}$ ] über den gesamten Zeitraum.

ringe Konzentrationsänderungen), bzw. ab 2 hPa (starke Konzentrationsänderungen) bis zum Oberrand der Atmosphäre beinahe konstant. Hier betragen die Nettostrahlungsflussänderungen  $0,61 \text{ W}/\text{m}^2$  (RCP8.5), bis  $0,47 \text{ W}/\text{m}^2$  (RCP6.0) und bis  $0,35 \text{ W}/\text{m}^2$  (RCP4.5).

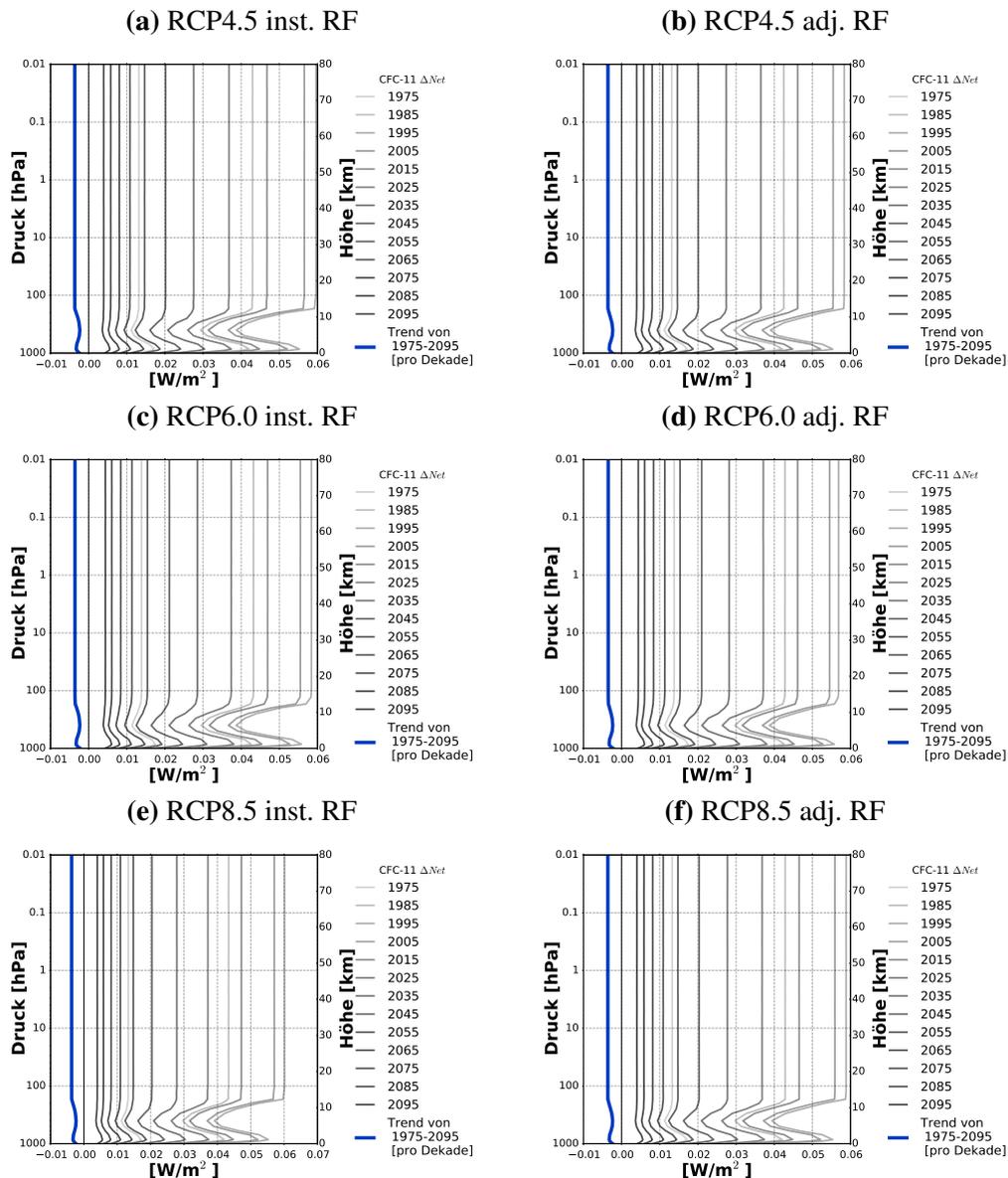
Nach der adjustierten Berechnung findet sich das Maximum in 130 hPa. Dieses ist mar-

ginal geringer als das Maximum bei der instantanen Berechnung ( $0,63 \text{ W/m}^2$  (RCP8.5);  $0,49 \text{ W/m}^2$  (RCP6.0) ;  $0,36 \text{ W/m}^2$  (RCP4.5)). Geringer ist die Nettostrahlungsflussänderung durch die Anpassung der Temperatur in der mittleren Atmosphäre. Denn mehr Lachgas strahlt mehr langwellige Strahlung ab. Dies führt bei der adjustierten Berechnung zu einer geringeren Temperatur und diese wiederum zu einer geringeren Abstrahlung (im Vergleich zur instantanen Berechnung). Bis zum Oberrand der Atmosphäre bleibt die Änderung konstant.

So sind auch die Trends über den gesamten Zeitraum (blaue Linie in Abbildung 7.5) über beinahe die gesamte Höhe annähernd konstant.

### Trichlorfluormethan und Dichlordifluormethan

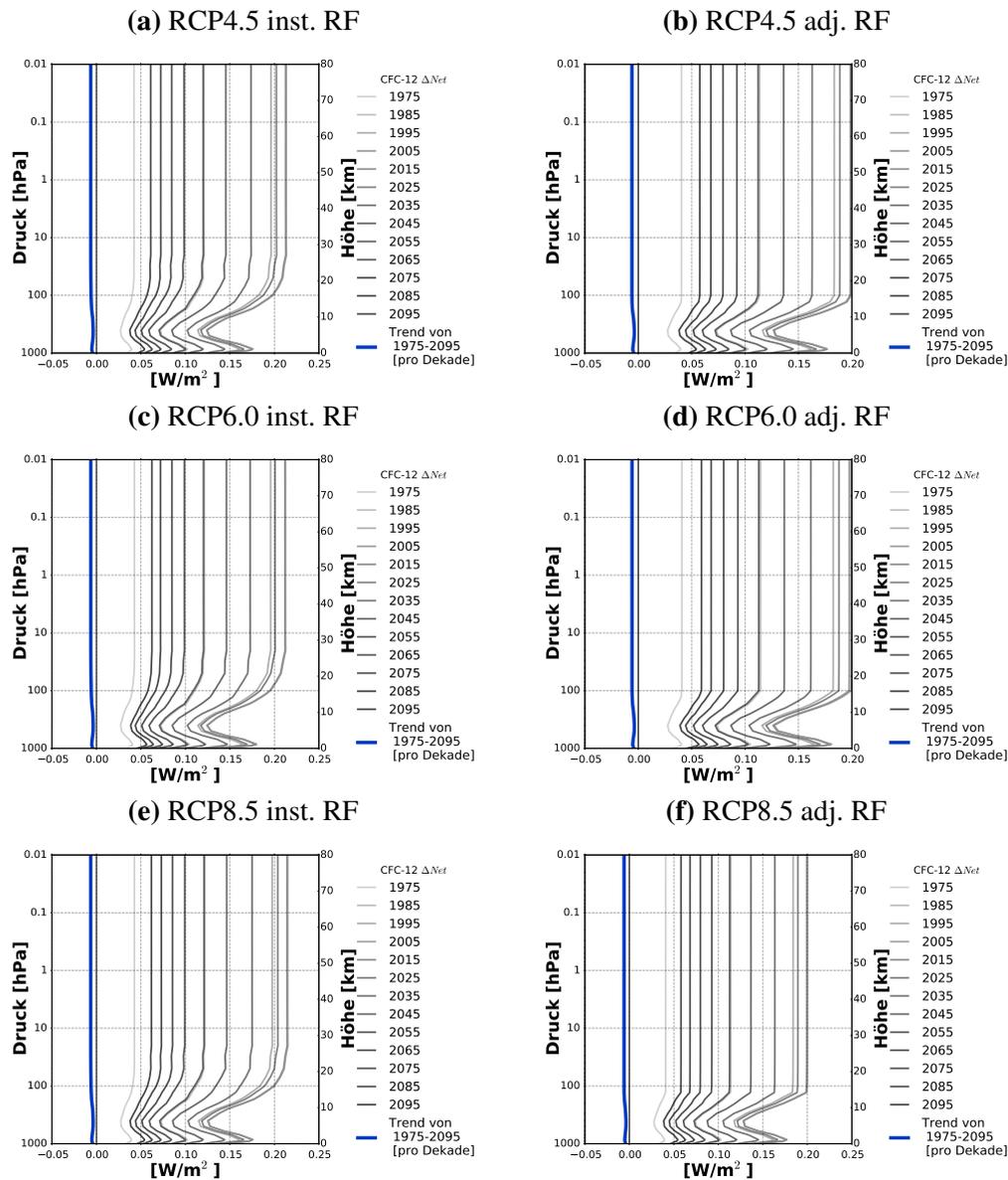
Die ODSs CFC-11 und CFC-12-eq sind nicht nur gefährliche Ozonzerstörer, sie sind auch starke Treibhausgase. Sie können zwar ebenfalls keine kurzwellige Strahlung absorbieren, jedoch langwellige Strahlung absorbieren und wieder emittieren. Daher werden in diesen Fällen ebenfalls nur die Nettostrahlungsflussänderungen (gleich den langwelligen Änderungen) betrachtet. Dank dem Montrealer Protokoll von 1987 konnten die Emissionen der meisten CFCs eingegrenzt werden. Daher wurden die maximalen Mischungsverhältnisse in den 90er Jahren von CFC-11 und Anfang des 21ten Jahrhunderts gemessen. Aufgrund ihrer Langlebigkeit werden sie jedoch auch noch am Ende des Jahrtausends in der Atmosphäre zu finden sein. Stärker als beim Lachgas nehmen die CFC-Konzentrationen mit der Höhe ab und erreichen in 10 hPa (CFC-11), bzw. 1 hPa (CFC-12-eq) nur noch Konzentrationen im Bereich von  $10^{-18} \text{ mol/mol}$ . Aufgetragen sind die Nettostrahlungsflussänderungen von CFC-11 in Abbildung 7.6. Die Profile für CFC-11 sind dabei stark von den vorhandenen Mischungsverhältnissen abhängig. Allgemein existieren zwei Maxima: eines in der Troposphäre in 850 hPa und eines in der unteren Stratosphäre in 100 hPa (bei der instantanen Berechnung), bzw. an der Tropopause (bei der adjustierten Berechnung), welches sich bis zum Oberrand der Atmosphäre nicht mehr verändert. Bei geringen Mischungsverhältnissen dominiert das Maximum in der Troposphäre. Umso größer die Emissionen, umso stärker ausgeprägter ist auch das Maximum an der Tropopause. Es überwiegt seit 1985 und wird dies noch bis voraussichtlich 2025 tun. Wie auch die Emissionen hatten die Nettostrahlungsflussänderungen ihr Maximum im Jahr 1995 mit instantanen Werten von  $0,0600 \text{ W/m}^2$  (RCP8.5),  $0,0584 \text{ W/m}^2$  (RCP6.0) und  $0,0596 \text{ W/m}^2$  (RCP4.5). Die kleinen Unterschiede (trotz gleicher Emissionen im Modell) ergeben sich durch die unterschiedliche Dynamik und damit auch die Verweilzeit in den einzelnen Szenarien. Zwischen den instantanen Berechnungen und den adjustierten sind die Unterschiede nur sehr gering. So erreichen die Werte bei der adjustierten Berechnung für die Simulationen RCP8.5  $0,0588 \text{ W/m}^2$ , für den RCP6.0  $0,0569 \text{ W/m}^2$  und für den RCP4.5  $0,0584 \text{ W/m}^2$ . Der negative Trend (blaue Linien in Abbildung 7.6) ergibt sich aus der zeitlich gesehen längeren Abnahme der Nettostrahlungsflussänderungen als der Zu-



**Abbildung 7.6:** Höhenprofile der (a,c,e) instantanen und (b,d,f) adjustierten Nettostrahlungsflussänderungen [ $\text{W}/\text{m}^2$ ] aufgrund von CFC-11-Änderungen nach den Treibhausgaszenarien (a,b) RCP4.5, (c,d) RCP6.0 und (e,f) RCP8.5, dargestellt für alle Dekaden von 1965 bis 2095. Die blaue Linie beschreibt den Trend [ $\text{W}/\text{m}^2/\text{Dekade}$ ] über den gesamten Zeitraum.

nahme.

Die Nettostrahlungsflussänderungen von CFC-12-eq zeigen sich in Abbildung 7.7. Die Profile sind denen von CFC-11 recht ähnlich. Sie besitzen ebenfalls ein Maximum in 850 hPa und eines oberhalb (inst. RF), bzw. an der (adj. RF) Tropopause. Das Minimum dazwischen befindet sich in 400 hPa Höhe und trennt die beiden Bereiche von



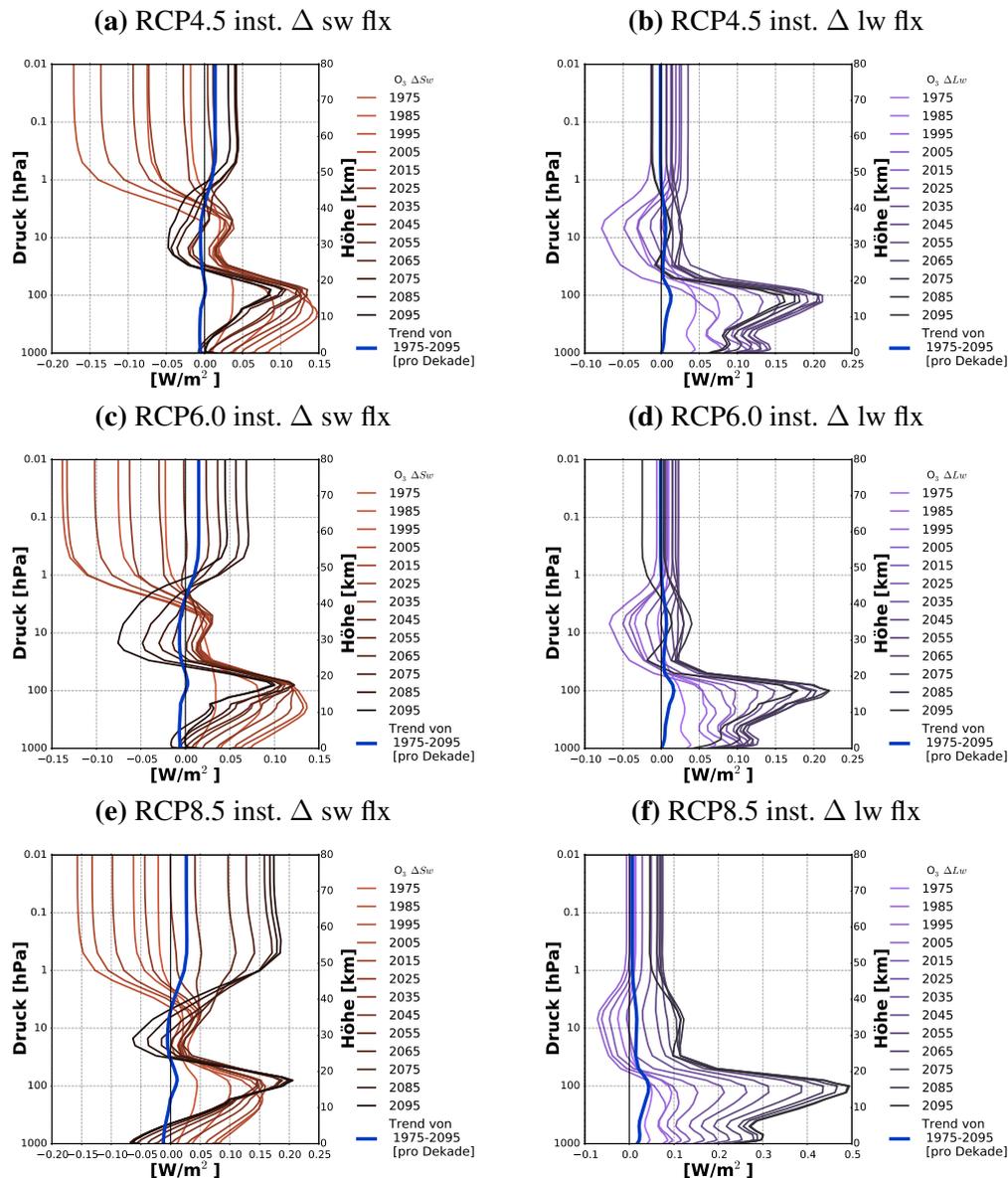
**Abbildung 7.7:** Höhenprofile der (a,c,e) instantanen und (b,d,f) adjustierten Nettostrahlungsflussänderungen  $[W/m^2]$  aufgrund von CFC-12-eq-Änderungen nach den Treibhausgaszenarien (a,b) RCP4.5, (c,d) RCP6.0 und (e,f) RCP8.5, dargestellt für alle Dekaden von 1965 bis 2095. Die blaue Linie beschreibt den Trend  $[W/m^2/Dekade]$  über den gesamten Zeitraum.

einander. Unterschiede bestehen in der Größenordnung der Nettostrahlungsflussänderung und damit einhergehend die stete Dominanz des Maxima in der Tropopause-region. Hier werden im Jahr 2005 instantane Werte bis  $0,214 W/m^2$  (RCP8.5),  $0,213 W/m^2$  (RCP6.0) und  $0,213 W/m^2$  (RCP4.5) erreicht. Bei der adjustierten Berechnung sind die Nettostrahlungsflussänderungen ab der Tropopause konstant und erreichen mit  $0,214$

$\text{W/m}^2$  (RCP8.5),  $0,213 \text{ W/m}^2$  (RCP6.0) und  $0,213 \text{ W/m}^2$  (RCP4.5) geringe Werte als bei der instantanen Berechnung, da auch hier eine Abkühlung und damit eine geringere langwellige Abstrahlung in der mittleren Atmosphäre die Folge ist.

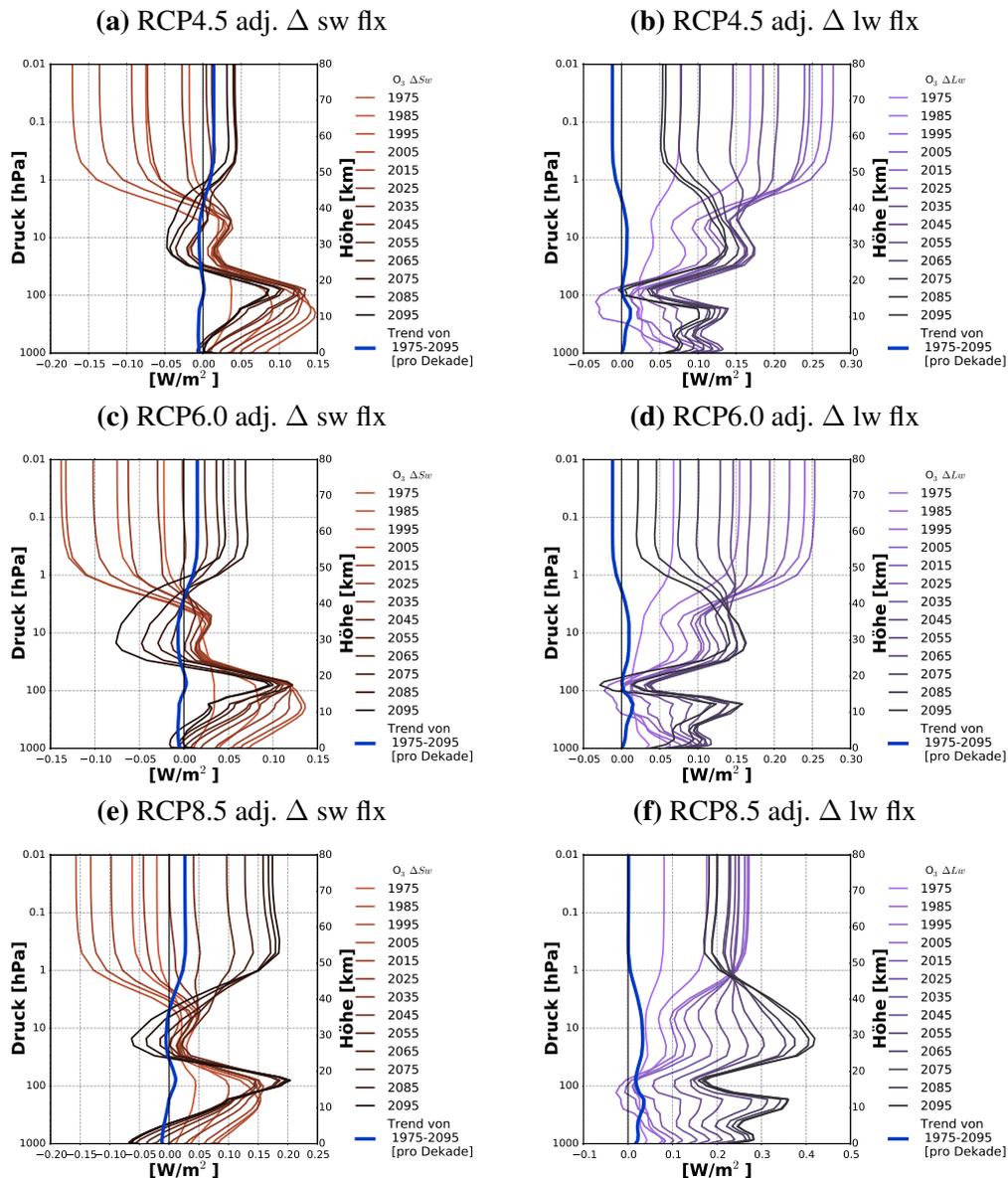
## Ozon $\text{O}_3$

Die Nettostrahlungsflussänderungen von Ozon sind komplexer und müssen daher genauer betrachtet werden. Wie  $\text{CO}_2$  hat Ozon kurz- und langwelligen Einfluss auf den Strahlungsfluss. So werden die instantanen kurz- und langwelligen Flussänderungen in Abbildung 7.8, die Änderungen nach der Adjustierung der Temperaturen in der mittleren Atmosphäre in Abbildung 7.9 und die Nettostrahlungsflussänderungen in Abbildung 7.10 dargestellt. Die kurzwelligen Strahlungsflussänderungen sind in den Abbildungen 7.8 und 7.9 identisch, da eine Anpassung der Temperaturen in der mittleren Atmosphäre keinen Einfluss auf die Absorption von kurzwelliger Strahlung hat. Es zeigt sich hier (Abbildung 7.8 (a,c,e)) eine Drei- bzw. Vierteilung der kurzwelligen Strahlungsflussänderungen mit der Höhe. Bis zum Zeitpunkt einer Ozonerholung sind in der oberen Stratosphäre, unteren Mesosphäre auch die kurzwelligen Strahlungsflussänderungen negativ. In der mittleren Stratosphäre sorgt der Selbstheilungsprozess dafür, dass trotz geringerer Ozon-Mischungsverhältnisse mehr Strahlung (der Hartley-Bande 220-280 nm) absorbiert wird, da sie oberhalb der Schichten noch nicht absorbiert werden konnte. Da die meiste zusätzliche Strahlung nun oberhalb von 10 hPa absorbiert wurde, werden unterhalb von 10 hPa nur geringere positive kurzwellige Strahlungsflussänderungen erzeugt. In der Troposphäre ergeben positive Ozon-Mischungsverhältnisse auch positive kurzwellige Strahlungsflussänderungen. In der zweiten Hälfte des neuen Jahrtausends hat sich das Ozon-Mischungsverhältnis in der oberen Stratosphäre, unteren Mesosphäre nicht nur erholt, sondern auch die Werte der 1960er Jahre übertroffen. Es ergeben sich hier positive Änderungen. In der mittleren Stratosphäre werden zum Teil negative kurzwellige Strahlungsflussänderungen erreicht. Jedoch werden diese mit stärkerem Szenario erst zeitlich später erreicht. Der Grund für diese geringen (teils negativen) Änderungen ist ein schnellerer Transport durch die BDC in den Tropen, der das hier gebildete Ozon schneller in die polaren Breiten befördert. Dieser Transport wird zwar über den gesamten Zeitraum schneller, jedoch müssen bei einer globalen Mittlung auch die polaren Breiten beachtet werden. Hier werden die Ozonverluste negiert und ca. Mitte des Jahrtausends die Anfangswerte übertroffen. Die Mischung aus beiden Effekten definiert im globalen Mittel die Strahlungsflussänderung in der Stratosphäre. Die untere und obere Troposphäre muss am Ende des Jahrtausends ebenfalls getrennt betrachtet werden. In den oberen Schichten sind durchgehend positive Änderungen zu erwarten. In den bodennahen Schichten werden je nach Szenario früher (RCP8.5) oder später (RCP4.5) negative Änderun-



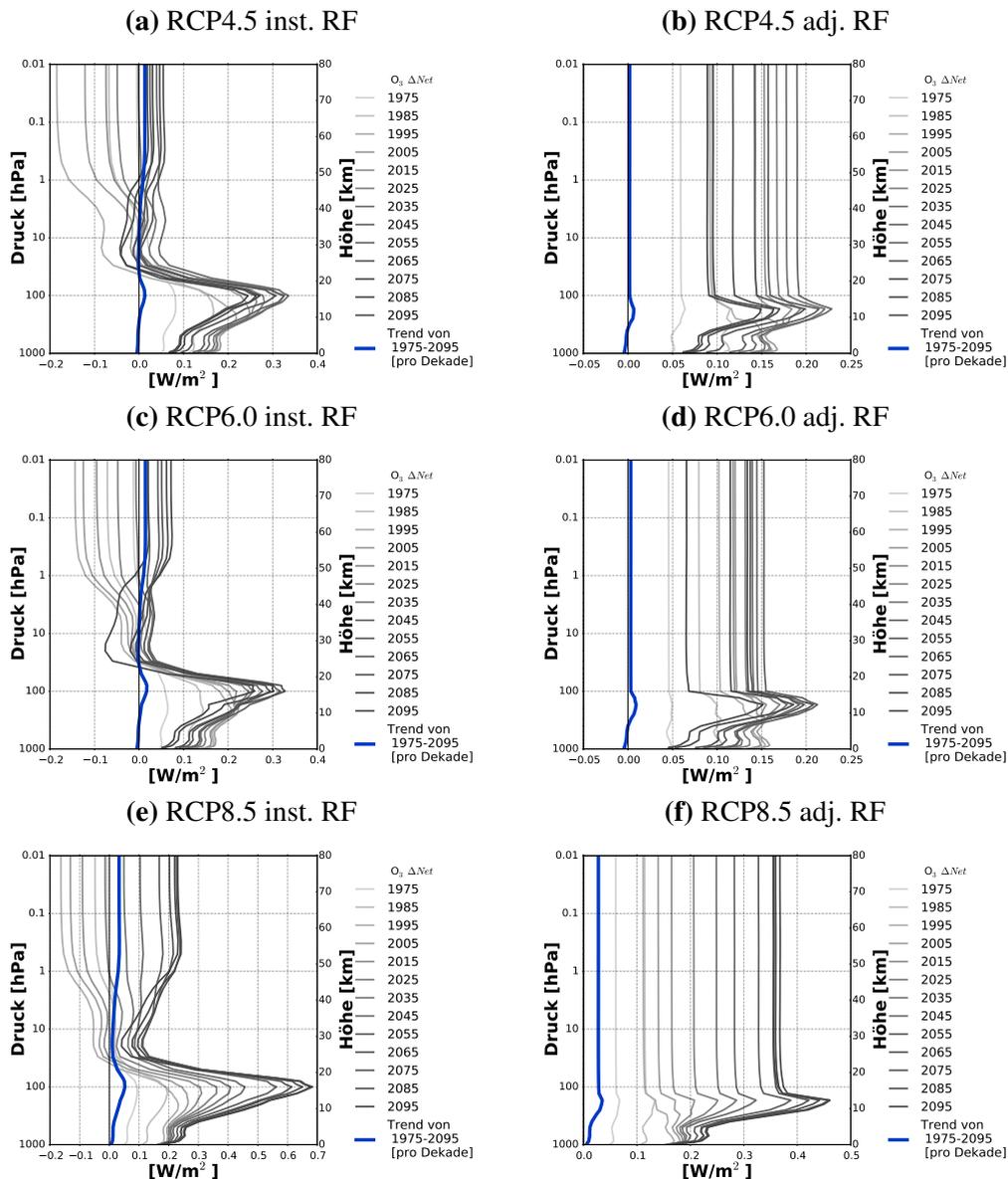
**Abbildung 7.8:** Höhenprofile der instantanen (a,c,e) kurzwelligen und (b,d,f) langwelligen Strahlungsflussänderungen  $[\text{W/m}^2]$  aufgrund von Ozon-Änderungen nach den Treibhausgaszenarien (a,b) RCP4.5, (c,d) RCP6.0 und (e,f) RCP8.5, dargestellt für alle Dekaden von 1965 bis 2095. Die blaue Linie beschreibt den Trend  $[\text{W/m}^2/\text{Dekade}]$  über den gesamten Zeitraum.

gen erreicht. Dabei gilt der umgekehrte Effekt wie in der Stratosphäre. Die in der oberen Troposphäre absorbierte UV-Strahlung (der Huggins-Bande (310-330 nm) und Chappuis-Bande (500-700 nm)) steht in der unteren Troposphäre nicht mehr zur Absorption zur Verfügung, was zu negativen Strahlungsflüssen in diesem Bereich führt. Die instantanen langwelligen Strahlungsflussänderungen sind in der mittleren Atmo-



**Abbildung 7.9:** Höhenprofile der stratosphärenadjustierte (a,c,e) kurzwelligen und (b,d,f) langwelligen Strahlungsflussänderungen  $[\text{W/m}^2]$  aufgrund von Ozon-Änderungen nach den Treibhausgaszenarien (a,b) RCP4.5, (c,d) RCP6.0 und (e,f) RCP8.5, dargestellt für alle Dekaden von 1965 bis 2095. Die blaue Linie beschreibt den Trend  $[\text{W/m}^2/\text{Dekade}]$  über den gesamten Zeitraum.

sphäre wie die (kurzwelligen) in zwei Zeitabschnitte geteilt. In der Mesosphäre sind die Änderungen sehr variabel. Zuerst noch positiv, werden die Änderungen 1995 negativ, um dann wieder positiv zu werden und dann je nach Szenario gegen Mitte bis Ende des Jahrtausends wieder kleiner oder sogar wieder negativ zu werden. Kleinste Änderungen in der Ozonverteilung können in der Mesosphäre große Änderungen in den



**Abbildung 7.10:** Höhenprofile der (a,c,e) instantanen und (b,d,f) adjustierten Nettostrahlungsflussänderungen ( $\Delta_{sw} + \Delta_{lw}$ ) [ $\text{W/m}^2$ ] aufgrund von Ozon-Änderungen nach den Treibhausgaszenarien (a,b) RCP4.5, (c,d) RCP6.0 und (e,f) RCP8.5, dargestellt für alle Dekaden von 1965 bis 2095. Die blaue Linie beschreibt den Trend [ $\text{W/m}^2/\text{Dekade}$ ] über den gesamten Zeitraum.

langwelligen Strahlungsflüssen hervorrufen. Auch in der Stratosphäre ist eine starke Variabilität vorhanden. Angefangen bei leicht negativen langwelligen Strahlungsflussänderungen, werden diese mit der Zeit stärker negativ. Von 2005 bis 2055 (RCP4.5), 2045 (RCP6.0), 2035 (RCP8.5) werden die Strahlungsflussänderungen dann wieder größer, bis sie kurz vor Ende des Jahrhunderts wieder kleiner (in 300 hPa auch wieder

negativ) werden. In der Troposphäre sind die langwelligen Änderungen immer positiv mit einem Maximum in 100 hPa. Während die langwelligen Strahlungsflussänderungen im stärksten Szenario (RCP8.5) beinahe kontinuierlich größer werden, erreicht das mittlere Szenario sein Maximum 2075 und das schwächste Szenario sogar schon 2055. Die Unterschiede im Erreichen des Maximums sind also auf die Unterschiede in den Emissionen zurück zu führen.

Die langwelligen Strahlungsflussänderungen, die nach einer Temperaturadjustierung in der mittleren Atmosphäre vorherrschen (in Abbildung 7.9 (b,d,f)), gleichen die kurzwelligen Änderungen oberhalb der Tropopause aus.

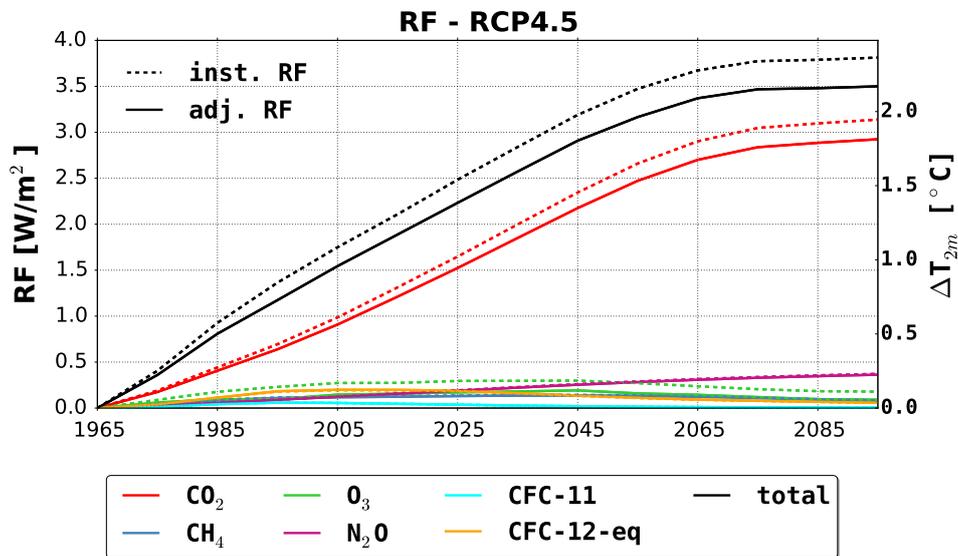
Diesen Ausgleich kann man in den Abbildungen 7.10 (b,d,f) betrachten. Oberhalb der Tropopause ist die Nettostrahlungsflussänderung konstant. Darunter addieren sich die positiven kurzwelligen und langwelligen Änderungen zu positiven Nettostrahlungsflussänderungen mit einem Maximum in der oberen Troposphäre in 170 hPa. So folgen die Nettostrahlungsflussänderungen nach der adjustierten Berechnung den langwelligen Änderungen mit Modifikationen der kurzwelligen Änderungen.

Das gleiche Verhalten ist bei den instantanen Nettostrahlungsflussänderungen in der Troposphäre vorhanden. In der Stratosphäre dominiert eine Mischung aus beiden Komponenten mit negativen Werten am Anfang und Ende des betrachteten Zeitraums (außer im RCP8.5) und positiven in der Zeit dazwischen. In der Mesosphäre hingegen dominiert das Signal der kurzwelligen Änderungen mit negativen Nettostrahlungsflussänderungen in der ersten Hälfte und positiven Nettostrahlungsflussänderungen in der zweiten Hälfte des betrachteten Zeitraums.

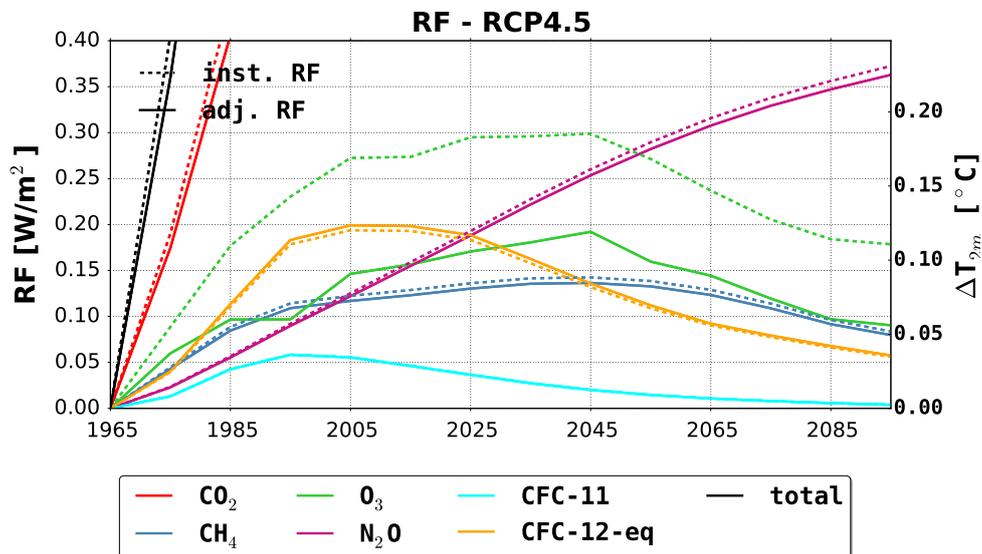
## 7.2 Radiative Forcing (RF)

Das Radiative Forcing (RF) ist definiert, als die Nettostrahlungsflussänderung an der Tropopause. Es korreliert mit der Temperaturänderung an der Erdoberfläche und ist damit ein idealer Indikator für die Stärke des Klimawandels und einfacher zu berechnen, als die Temperaturänderung direkt. So wird im nächsten Schritt das RF in Abhängigkeit des Szenarios und der Methode (instantane und adjustierte Berechnung), über den betrachteten Zeitraum von den 1960er bis in die 2090er, für die einzelnen klimaaktiven Gase einzeln beleuchtet. Um die Nettostrahlungsflussänderung direkt an der Tropopause auszugeben wurde das Submodel VISO eingesetzt, welches während der Simulation die Nettostrahlungsflussänderung dann auf die Tropopausenhöhe interpoliert. Auf diese Weise werden die Fehler beim Bestimmen der Werte minimiert.

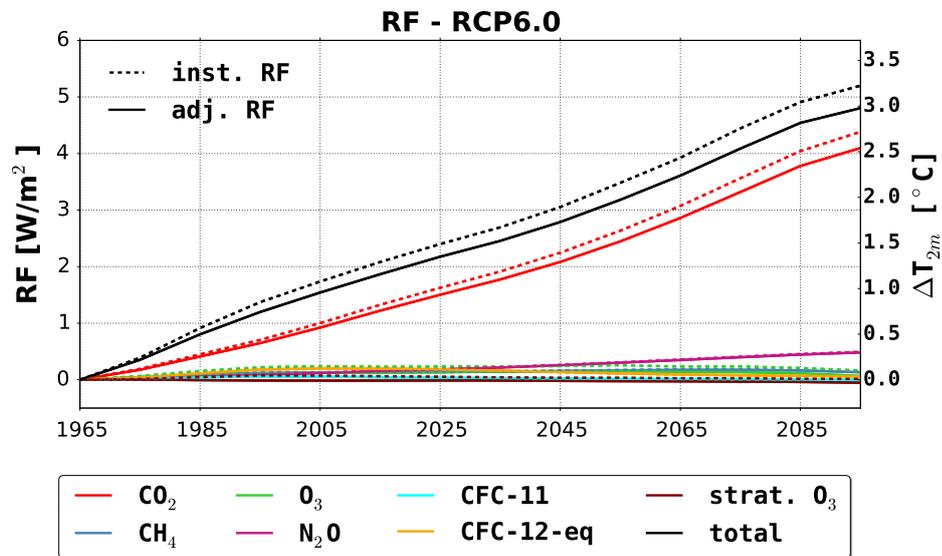
Die Abbildung 7.11 zeigt die global gemittelten Nettostrahlungsflussänderungen an der Tropopause für die strahlungsaktiven Gase ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ , CFC-11, CFC-12-eq, Total) mit Mischungsverhältnissen nach dem RCP4.5-Szenario bei einer instantanen (gestrichelte Linien) und bei einer adjustierten Berechnung des RF (durchgezogene Linien). Bei einem maximalen RF von  $3,81 \text{ W/m}^2$  (inst.RF) bzw.  $3,50 \text{ W/m}^2$  (adj. RF) (schwarze Linien) werden Temperaturänderungen von  $2,17 \text{ }^\circ\text{C}$  erwartet.



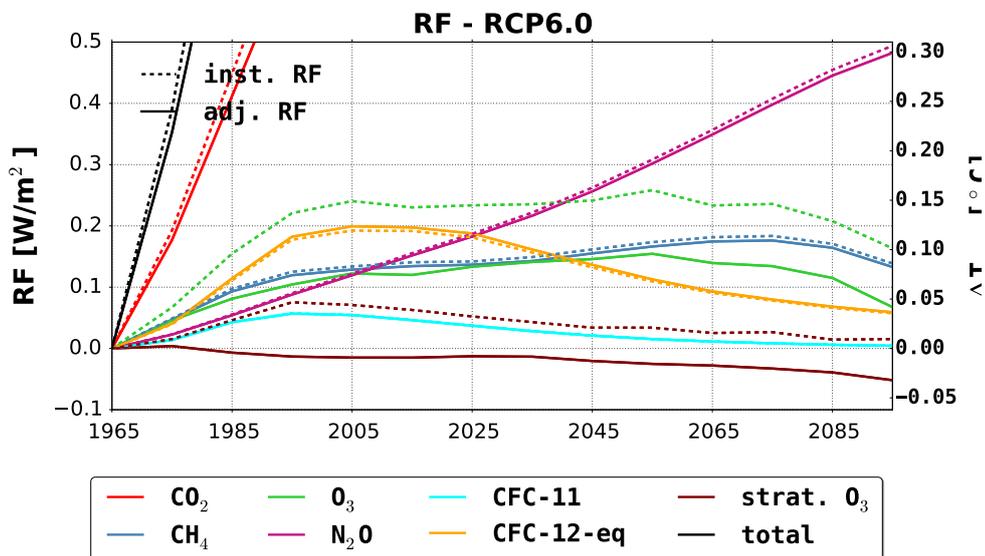
**Abbildung 7.11:** Global gemittelte, zeitliche Entwicklung des instantanten (gestrichelte Linien) und adjustierten (durchgezogene Linien) Radiative Forcings für die einzelnen strahlungsaktiven Gase nach dem RCP4.5-Szenario. Die linke Y-Achse zeigt die Nettostrahlungsflussänderung an der Tropopause und die rechte Y-Achse die entsprechende Temperaturänderung in Bodennähe.



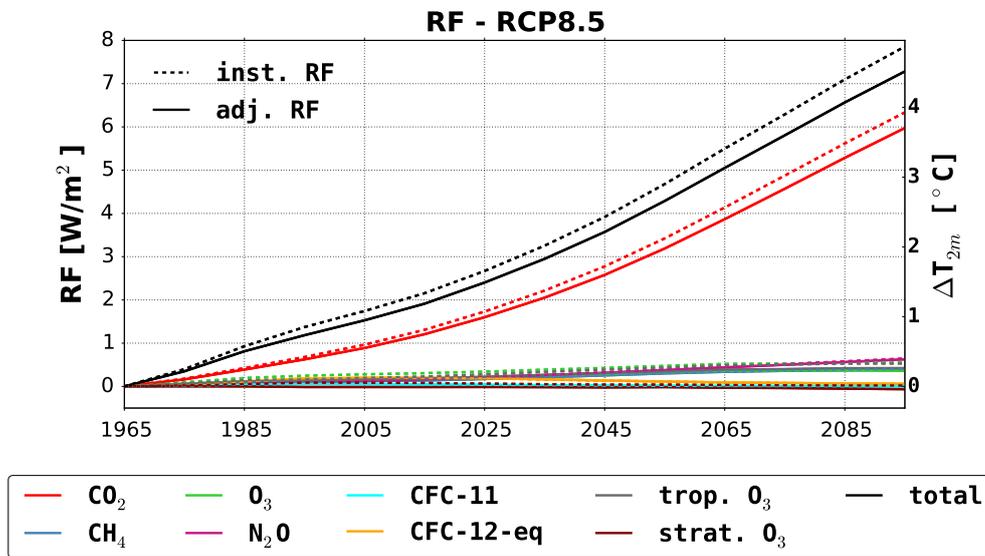
**Abbildung 7.12:** Wie 7.11, nur den Bereich von 0 bis 0,4 W/m<sup>2</sup> vergrößert.



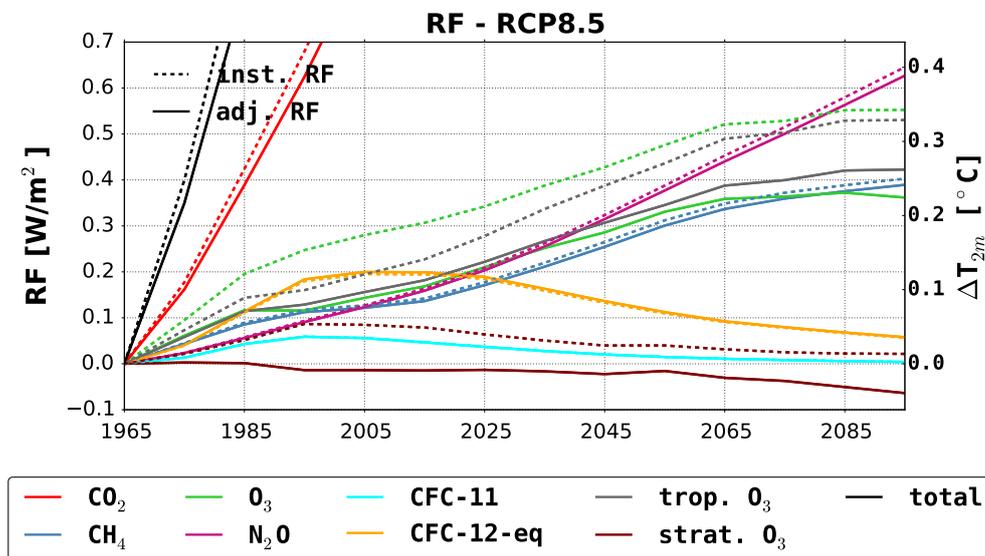
**Abbildung 7.13:** Global gemittelte, zeitliche Entwicklung des instantanten (gestrichelte Linien) und adjustierten (durchgezogene Linien) Radiative Forcings für die einzelnen strahlungsaktiven Gase nach dem RCP6.0-Szenario. Die linke Y-Achse zeigt die Nettostrahlungsflussänderung an der Tropopause und die rechte Y-Achse die entsprechende Temperaturänderung in Bodennähe.



**Abbildung 7.14:** Wie 7.13, nur den Bereich von -0,1 bis 0,5  $\text{W/m}^2$  vergrößert.



**Abbildung 7.15:** Global gemittelte, zeitliche Entwicklung des instantanten (gestrichelte Linien) und adjustierten (durchgezogene Linien) Radiative Forcings für die einzelnen strahlungsaktiven Gase nach dem RCP8.5-Szenario. Die linke Y-Achse zeigt die Nettostrahlungsflussänderung an der Tropopause und die rechte Y-Achse steht entsprechende Temperaturänderung in Bodennähe.



**Abbildung 7.16:** Wie 7.15, nur den Bereich von  $-0,1$  bis  $0,7 \text{ W/m}^2$  vergrößert.

Es wird vor allem durch Änderung von Kohlenstoffdioxid (rote Linien) dominiert. Am Ende des Jahrtausends werden Nettostrahlungsflussänderung um  $3 \text{ W/m}^2$  (inst./adj.:  $3,14/2,93 \text{ W/m}^2$ ) erreicht. Die Änderungen aufgrund der restlichen Gase sind sehr viel kleiner und in der Grafik kaum zu erkennen. Daher wurde die Nettostrahlungsflussänderung von 0 bis  $0,4 \text{ W/m}^2$  in Abbildung 7.12 vergrößert. So zeigen sich die Änderungen im zeitlichen Verlauf den Mischungsverhältnissen folgend. Ein anfänglicher Anstieg aller RFs wird (ausgenommen  $\text{N}_2\text{O}$ ) ab bestimmten Zeitpunkten gestoppt und die Werte werden kleiner (CFC-11 ab 1995; CFC-12-eq ab 2005;  $\text{O}_3$  ab 2045;  $\text{CH}_4$  ab 2055). Die Mischungsverhältnisse von Lachgas hingegen steigen im gesamten Betrachtungszeitraum, so steigen auch die Nettostrahlungsflussänderung aufgrund der  $\text{N}_2\text{O}$ -Mischungsverhältnisse kontinuierlich an und erreichen Werte bis (inst./adj.)  $0,37/0,36 \text{ W/m}^2$ .

Die instantanen Nettostrahlungsflussänderungen sind (fast) immer leicht höher als die adjustierten Werte. Darf sich die Stratosphärentemperatur anpassen, wird sie sich bei einer Zunahme der Treibhausgas-Mischungsverhältnisse abkühlen und dadurch vergleichsweise weniger langwellige Strahlung in Richtung der Troposphäre emittieren. Beim Ozon (grüne Linien) ist das instantane RF erheblich größer als das adjustierte RF. Da in diesem Fall auch die kurzwelligen Strahlungsflüsse einen Einfluss haben. Weniger Ozon oberhalb der Tropopause führt zu geringerer kurzwelliger Strahlungsabsorption und damit zu einem Energiegewinn in der Troposphäre, aber einem Energieverlust des gesamten Systems. Eine Abkühlung in der unteren Stratosphäre bewirkt eine geringere langwellige Abstrahlung. Somit ist Ozon das einzige strahlungsaktive Gas, bei dem die Wahl der Berechnungsmethode entscheidend für das Ergebnis ist. Hier sollte für ein wirklichkeitstreu Verhalten das adjustierte RF betrachtet werden.

Das RF für das RCP6.0-Szenario ist in Abbildung 7.13 und 7.14 dargestellt. In diesem mittleren Szenario werden mittels aller klimaaktiver Gase eine Nettostrahlungsflussänderung von (inst./adj.)  $5,2/4,8 \text{ W/m}^2$  an der Tropopause erreicht. Dies entspricht einer Temperaturzunahme in Bodennähe von  $2,98 \text{ }^\circ\text{C}$ . Die Hauptschuld daran trägt das  $\text{CO}_2$ . Es allein hat einen Anteil von 85% an der Gesamtänderung, mit  $4,38/4,1 \text{ W/m}^2$  bzw.  $2,54 \text{ }^\circ\text{C}$ . Zur genaueren Betrachtung der restlichen Nettostrahlungsflussänderungen wurden diese in Abbildung 7.14 vergrößert dargestellt. Die Kurven der Halogene CFC-11 und CFC-12-eq sind beinahe mit denen in Abbildung 7.12 identisch. Methan (blaue Linien) erzeugt in diesem Szenario bis 2075 einen Anstieg der Nettostrahlungsflussänderungen bis (inst./adj.)  $0,184/0,176 \text{ W/m}^2$  und dann, den Emissionen folgend, einen leichten Abfall der Werte bis zum Ende des Jahrtausends bei dem sie noch (inst./adj.)  $0,139/0,133 \text{ W/m}^2$  erreichen. Distickstoffmonoxid (violette Linien) nimmt einen beinahe linearen Anstieg bis 2095, nach denen uns Nettostrahlungsflusszunahmen von (inst./adj.)  $0,494/0,482 \text{ W/m}^2$  bevorstehen. Die Nettostrahlungsflussänderungen durch Ozon sind zuerst ansteigend bis 2005, dann beinahe konstant (2035 inst./adj.:  $0,235/0,141 \text{ W/m}^2$ ) bis ca. 2075 und dann wieder abfallend (2095 inst./adj.:  $0,163/0,067 \text{ W/m}^2$ ). Auch hier ist der Unterschied zwischen dem instantanen und dem adjustierten RF hervorstechend. Die vorher beschriebenen Gründe können in Abbil-

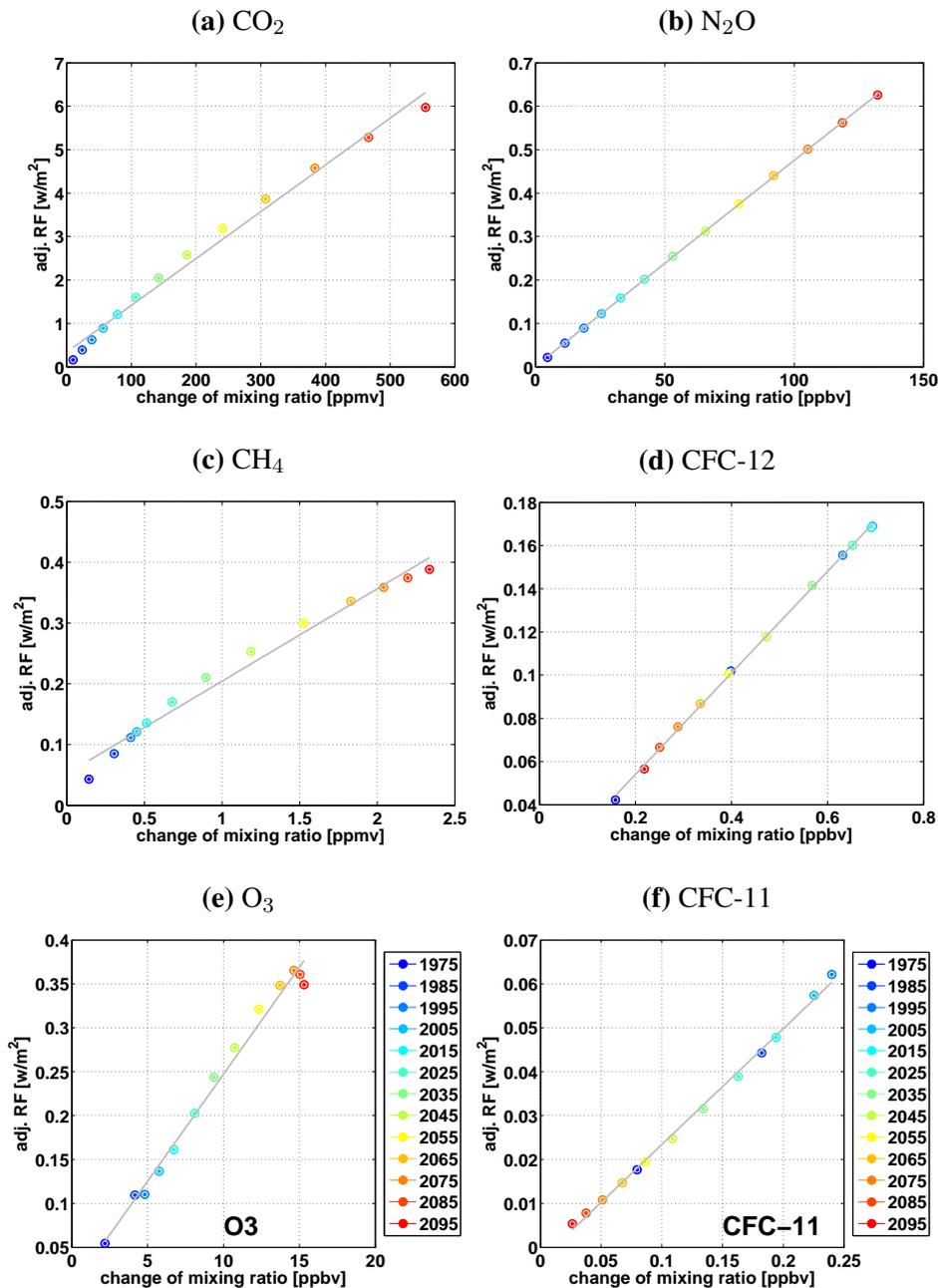
derung 7.14 noch einmal verdeutlicht werden, da hier auch die Nettostrahlungsflussänderung nur durch stratosphärisches Ozon (braune Linien) berücksichtigt wurde. Das troposphärische Ozon wurde in den Berechnungen auf dem Referenzwert belassen. Es zeigt sich, dass die Ozon- und damit auch die Temperatur- und Strahlungsänderungen in der untersten Stratosphäre so groß sind, dass die zu unterschiedlichen Vorzeichen führen. Während wir bei der instantanen Berechnung positives RF erhalten (2095: 0,015 W/m<sup>2</sup>), ist das adjustierte RF negativ (2095: -0,052 W/m<sup>2</sup>). D.h. hätten sich nur die stratosphärischen Ozon-Mischungsverhältnisse geändert, hätte das einen kühlenden Einfluss auf die bodennahen Temperaturen gehabt. Das troposphärische Ozon kompensiert diesen Effekt jedoch, wodurch im Allgemeinen ein positives RF erfolgt.

Zuletzt ist das RF des Szenarios **RCP8.5** in den Abbildungen 7.15 und 7.16 dargestellt. Alle Gase des stärksten Szenarios zusammen bringen zwischen 1965 und 2095 ein RF von (inst./adj.) 7,86/7,28 W/m<sup>2</sup>, was einem Temperaturanstieg von 4,5 °C in Bodennähe entspricht. Ca. 82,14 % davon ((inst./adj.) 6,34/5,98 W/m<sup>2</sup>) werden von allein durch Kohlenstoffdioxid verursacht. 3,7 °C würden in diesem Szenario allein durch CO<sub>2</sub> zur Klimaerwärmung beitragen. Am Ende des Jahrtausends ist das Gas mit dem zweitgrößten RF das Distickstoffmonoxid. Nach einem beinahe linearen Anstieg endet das RF bei (inst./adj.) 0,65/0,63 W/m<sup>2</sup>, was einem Temperaturanstieg von 0,39 °C entspricht. Das RCP8.5 ist das einzige RCP-Szenario bei dem das RF von Methan über den gesamten Zeitraum ansteigt. 2095 wird ein CH<sub>4</sub>-RF von (inst./adj.) 0,40/0,39 W/m<sup>2</sup> erwartet, bzw. 0,24 °C. Die Halogene nehmen beinahe den gleichen Verlauf wie in den anderen Szenarien. CFC-11 (inst./adj.) endet 2095 bei gerade noch 0,00398/0,004 W/m<sup>2</sup> und CFC-12-eq bei (inst./adj.) 0,0566/0,058 W/m<sup>2</sup>. Damit haben die Halogene mit 0,0025 °C und 0,036 °C so gut wie keinen Einfluss auf die bodennahe Temperatur.

Für das RCP8.5 wurde das Radiative Forcing für das gesamte Ozon (grüne Linien), sowie für das troposphärische (graue Linien) und stratosphärische (braune Linien) Ozon einzeln berechnet. Dabei wurden für die troposphärischen (stratosphärischen) RF Berechnungen das Ozon oberhalb (unterhalb) der Tropopause auf den 1965er Mischungsverhältnissen belassen und nur das troposphärische (stratosphärische) Ozon verändert. Es ergibt sich das gesamte Ozon RF von (inst./adj.) 0,55/0,36 W/m<sup>2</sup> aus dem RF der troposphärischen Ozonänderungen (inst./adj.) 0,53/0,42 W/m<sup>2</sup> und dem RF der stratosphärischen Ozonänderungen (inst./adj.) 0,022/-0,064 W/m<sup>2</sup>. Dies bewirkt sich eine Temperaturänderung von 0,22 °C aus dem troposphärischen Anteil von 0,26 °C und dem stratosphärischen Anteil von -0,04 °C.

### 7.3 Radiative Forcing (RF) vs. GHG-Änderung

Werden alle GHGs gleichzeitig gestört, entspricht dies nicht der Addition der einzelnen RFs. Grund hierfür ist ein Sättigungseffekt der Absorptionsbanden, der eintritt sobald



**Abbildung 7.17:** Änderungen der Treibhausgas-Mischungsverhältnisse gemäß dem RCP8.5-Szenario gegen das damit verursachte adjustierte RF. Die Farben repräsentieren die jeweilige Dekade von 1975 (blau) bis 2095 (rot). Die graue Linie symbolisiert einen linearen Verlauf.

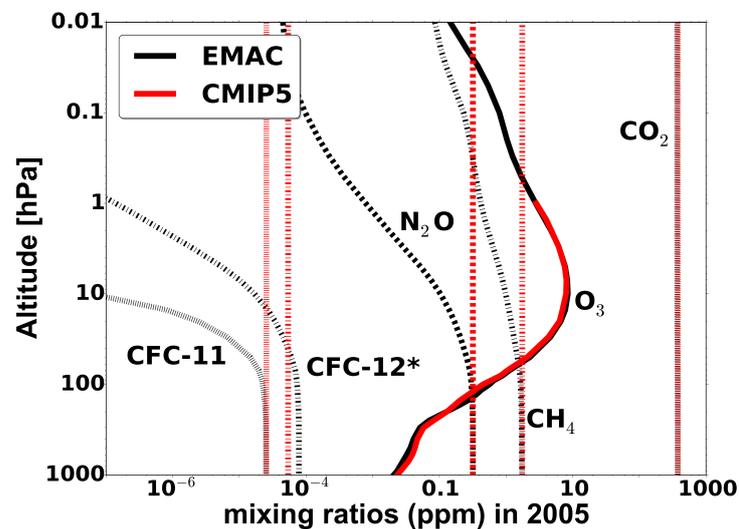
bestimmte GHG-Mischungsverhältnisse in der Atmosphäre überschritten werden. Für die einzelnen GHGs ist das in Abbildung 7.17 zu sehen. Hier sind die Änderungen der

Treibhausgas-Mischungsverhältnisse gemäß dem RCP8.5-Szenario gegen die daraus entstehenden adjustierten RFs aufgetragen. Eine Sättigung zeigen vor allem  $\text{CO}_2$  (Abb. 7.17 a),  $\text{CH}_4$  (Abb. 7.17 c), die sich in ferner Zukunft einem unbekanntem maximalen RF annähern. Beim CFC-12-Äquivalent (Abb. 7.17 d) deutet sich eine Sättigung nur sehr leicht an. Keinerlei Sättigung wird beim  $\text{N}_2\text{O}$  (Abb. 7.17 b) wahrgenommen, hier zeigt sich sogar im stärksten Szenario ein linearer Zusammenhang. Außergewöhnliche Verhalten werden bei den verbleibenden zwei Gasen verdeutlicht. Die Kurve, die Ozon beschreibt, ähnelt einem aufgerichteten Hockeyschläger, mit einem halbwegs linearen Anstieg bis zur Mitte des Jahrhunderts, gefolgt von einem deutlichen Abfall zum Ende hin. CFC-11 hingegen zeigt nicht wie die anderen Gase eine Sättigung sondern einen leichten exponentiellen Anstieg.

## Kapitel 8

# Konstante versus natürliche Treibhausgasverteilung in der Atmosphäre

In früheren Publikationen wurden die RF-Berechnungen mit konstanten Treibhausgas-Mischungsverhältnissen in der Atmosphäre durchgeführt [Van Vuuren et al., 2011]. Wie jedoch in Kapitel 4.1.1 beschrieben, sind die *well mixed greenhouse gases*, also

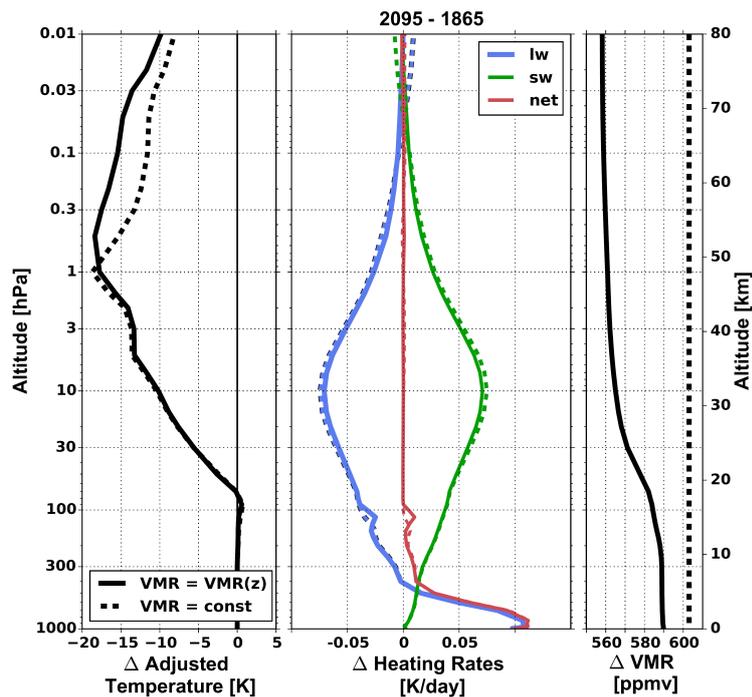


**Abbildung 8.1:** Profile der global gemittelten Treibhausgas-Mischungsverhältnissen in ppmv des Jahres 2005 aufgetragen über die Höhen von 1000 bis 0,01 hPa. Die schwarzen Linien zeigen die Mischungsverhältnisse der EMAC Simulationen des RCP8.5-Szenarios. Die roten Linien zeigen die verwendeten Mischungsverhältnisse der CMIP5 Simulationen.

die gut gemischten (bzw. verteilten) Treibhausgase gar nicht so gut in der Atmosphäre verteilt. Selbst  $\text{CO}_2$  zeigt am Ende des Jahrhunderts (im RCP8.5 Szenario) eine Abweichung zwischen Boden und Oberrand der Atmosphäre von 30 ppmv. In Abbildung 8.1 zeigt sich der Unterschied der beiden Verläufe für das Jahr 2005. In der Troposphäre sind beide Profile noch einigermaßen gleich. Je höher in der Atmosphäre, je größer sind die Unterschiede. Wie sich die Änderungen zwischen 1865 und 2095 bzw. 2005 auf das RF, die Heizraten und die adjustierte Temperatur auswirken wird nun im Einzelnen für ausgewählte Gase betrachtet.

## Kohlenstoffdioxid

Der Unterschied zwischen einer konstanten und der tatsächlichen Höhenverteilung von Kohlenstoffdioxid ist in der Atmosphäre sehr gering. Am Ende des stärksten Szenarios beträgt der Unterschied zwischen Boden und Oberrand der Atmosphäre gerade 30 ppmv (siehe Abbildung 8.2 rechts als *volume mixing ratio (VMR)*). Jedoch selbst



**Abbildung 8.2:** Profile der global gemittelten Temperaturanpassungen (links) und Heizraten (Mitte) nach einer induzierten Störung (rechts) an  $\text{CO}_2$ -Mischungsverhältnisänderungen zwischen 1865 und 2095. Die durchgezogenen (gestrichelten) Linien zeigen die Ergebnisse mit variablen (konstanten)  $\text{CO}_2$ -Mischungsverhältnissen in der Atmosphäre.

diese vermeintlich kleine Abweichung verursacht einen Unterschied im RF. 2005 ergeben die Berechnungen bei einem Höheninvariablen (Höhenvariablen)  $\text{CO}_2$ -Gehalt ein adjustiertes RF von  $1,48 \text{ W/m}^2$  ( $1,52 \text{ W/m}^2$ ). Zum Vergleich, im IPCC AR5 wird das adj. RF von  $\text{CO}_2$  mit  $1,54 \pm 0,17$  [Myhre et al., 2013] angegeben. 2095 wird ein Höheninvariables (Höhenvariables) adjustiertes RF von  $6,59 \text{ W/m}^2$  ( $6,69 \text{ W/m}^2$ ) erreicht. Die Unterschiede sind minimal, aber vorhanden. Werden nun die Änderungen der Heizraten zwischen 1865 und 2095 in Abbildung 8.2 (Mitte) betrachtet, zeigen sich nur geringe Unterschiede. Diese treten vor allem an der Tropopause, in 10 hPa Höhe und in der mittleren Mesosphäre auf. Die adjustierte Temperatur unterscheidet sich vor allem in der Mesosphäre voneinander.

## Methan

Die Mischungsverhältnisse von Methan werden in der Höhe immer geringer. An der Tropopause sind die Unterschiede jedoch nicht sehr gering. Diese ergeben ein adjustiertes RF zwischen 1865 und 2005 von  $0,328 \text{ W/m}^2$  (Höheninvariabel) und  $0,326 \text{ W/m}^2$  (Höhenvariabel). Zum Vergleich, im IPCC AR5 wird das adj. RF von  $\text{CH}_4$  mit  $0,44 \pm 0,05$  [Myhre et al., 2013] angegeben. Zwischen 1865 und 2095 sind die Unterschiede schon größer und betragen  $0,1 \text{ W/m}^2$  (adj. RF =  $0,62 \text{ W/m}^2$  (Höheninvariabel))

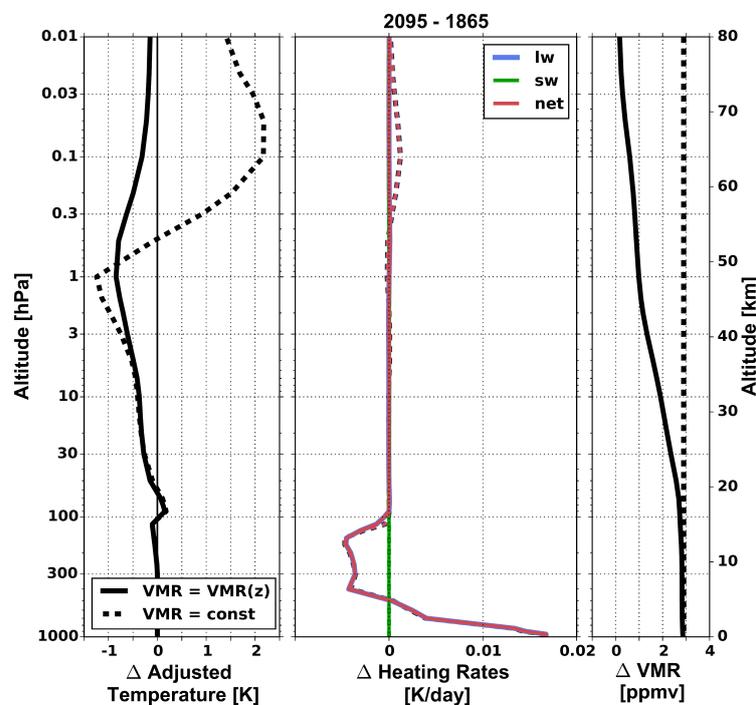


Abbildung 8.3: Wie Abbildung 8.2 nur für Methanänderungen.

und  $0,61 \text{ W/m}^2$  (Höhenvariabel)). Im Profil der Heizratenänderungen zeigen sich die Unterschiede ebenfalls in der Tropopausenregion und in  $0,1 \text{ hPa}$ . Diese führen dann zu einer sehr verschiedenen adjustierten Temperatur zwischen beiden Methoden. In der unteren Stratosphäre erzeugen die konstanten Mischungsverhältnisse eine höhere und in  $1 \text{ hPa}$  eine geringere Temperatur als die variablen Änderungen der Mischungsverhältnisse. Oberhalb davon erzeugen die konstanten Vorgaben eine Erwärmung und die variablen Vorgaben bringen eine Abkühlung.

## Distickstoffmonoxid

Wie Methan nimmt auch der Lachgasanteil in der Atmosphäre mit der Höhe stark ab. Wird jedoch trotzdem eine konstante Verteilung angenommen, so sind die Heizraten und damit auch die adjustierte Temperatur in der oberen Troposphäre größer. In der mittleren Atmosphäre ergeben stärker negative Heizraten eine stärkere Abkühlung als bei variablen Mischungsverhältnissen. Das berechnete adj. RF unterscheidet sich 2005 nur sehr gering zwischen den beiden Varianten,  $0,205 \text{ W/m}^2$  (konstant) bzw.  $0,211 \text{ W/m}^2$  (variabel). Zum Vergleich, im IPCC AR5 wird das adj. RF von  $\text{N}_2\text{O}$  mit  $0,15 \pm 0,02$  [Myhre et al., 2013] angegeben. 2095 beträgt der Unterschied  $0,01 \text{ W/m}^2$  ( $0,72 \text{ W/m}^2$  (konstant) bzw.  $0,73 \text{ W/m}^2$  (variabel)).

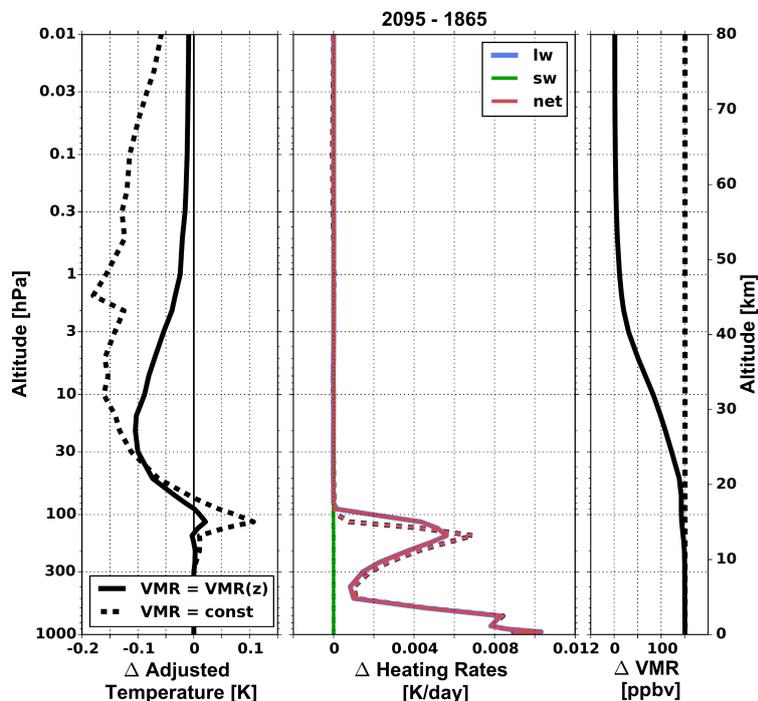


Abbildung 8.4: Wie Abbildung 8.2 nur für  $\text{N}_2\text{O}$ -Änderungen.

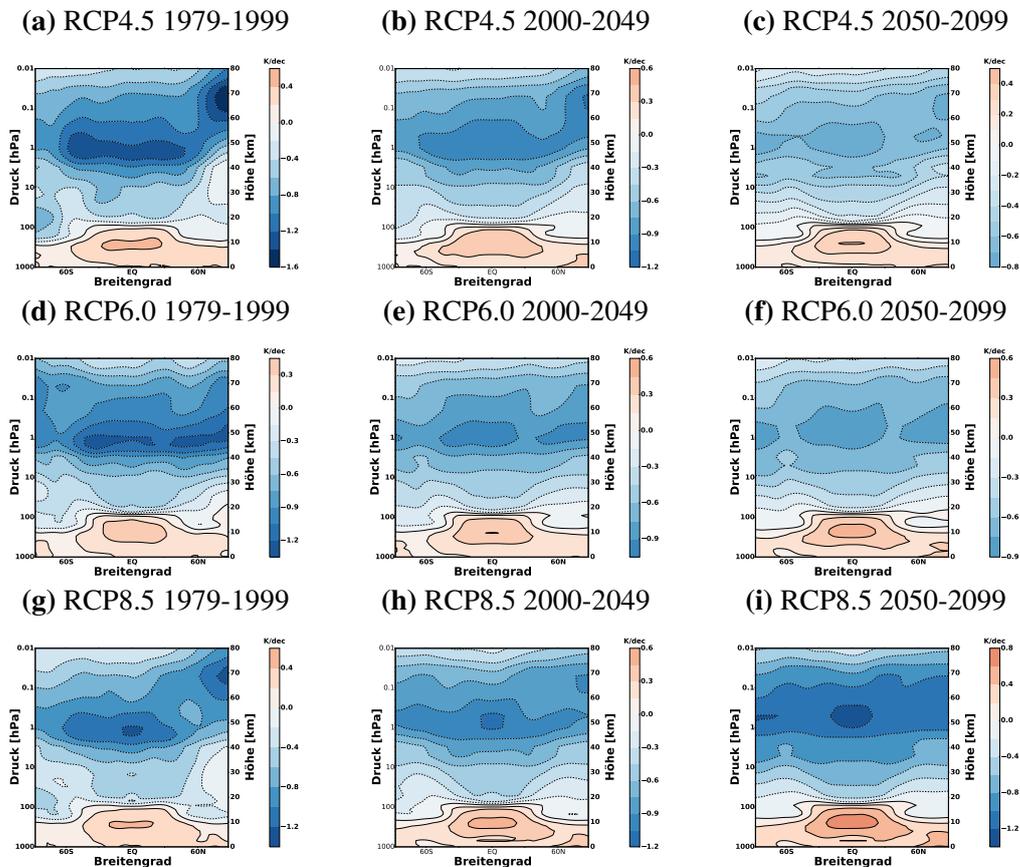
## Kapitel 9

# Temperaturänderungen

Dass eine Änderung der Treibhausgase in der Zukunft einen Einfluss auf die Temperaturänderungen in der gesamten Atmosphäre haben werden, wurde in der Arbeit bereits öfter erwähnt. Jedoch wurden nur generelle Aussagen getätigt. Es sollen nun drei Fragen beantwortet werden:

1. In welcher Größenordnung verändern sich die Temperaturen in den verschiedenen Atmosphärenschichten?
2. Wie setzen sich die Änderungen zusammen?
3. Welche Treibhausgase wirken sich auf die Temperaturen aus und wo liegt ihr Wirkungsbereich in der Atmosphäre?

Einen Überblick über die gesamten Temperaturänderungen in den drei transienten Simulationen (siehe Tabelle 4.1) wird in Abbildung 9.1 gegeben. Gezeigt sind Änderungen in Kelvin pro Dekade im zonalen Mittel von 1000 hPa bis in 0,01 hPa Höhe. Diese sind angegeben für die RCP-Szenarien RCP4.5 (obere Zeile), RCP6.0 (mittlere Zeile) und RCP8.5 (untere Zeile), und jeweils für die Zeiträume von 1970–1999 (linke Spalte), 2000–2049 (mittlere Spalte) und 2050–2099 (rechte Spalte). Schon auf den ersten Blick zeigt sich ein klarer Unterschied zwischen der Troposphäre und der mittleren Atmosphäre. So werden von der Erdoberfläche bis in die untere Stratosphäre Temperaturzunahmen verzeichnet. Darüber sind die Änderungen durch Temperaturabnahmen zu beschreiben. Diese unterscheiden sich in ihrer Amplitude, im Vergleich zwischen den RCP-Szenarien und den betrachteten Zeiträumen, teilweise sehr stark, jedoch nicht in ihrer Position im Raum. So sind die größten Zunahmen in der tropischen Troposphäre in ca. 200–300 hPa zu finden, sowie in den nordhemisphärischen polaren Breiten direkt über der Erdoberfläche. Die größten Abnahmen befinden sich in der unteren Mesosphäre in einem Band von ca. 1 hPa in der Südhemisphäre bis zu 0,05 hPa in der Nordhemisphäre. Das absolute Maximum befindet sich dabei überwiegend in den tropischen Breiten. In Richtung der unteren Stratosphäre und mittleren Mesosphäre werden die Abnahmen generell geringer.



**Abbildung 9.1:** Zonales Mittel der gesamten Temperaturänderungen [K/Dekade] aufgrund von Emissionsänderungen gemäß der Szenarien RCP4.5 (obere Zeile), RCP6.0 (mittlere Zeile) und RCP8.5 (untere Zeile) für die Vergangenheit von 1970 bis 1999 (linke Spalte), die nahe Zukunft von 2000 bis 2049 (mittlere Spalte) und die ferne Zukunft von 2050 bis 2099 (rechte Spalte). Dargestellt sind die Temperaturänderungen von 1000 hPa bis 0,01 hPa in der Einheit Kelvin pro Dekade.

In der Vergangenheit von 1970 bis 1999 sollten die Änderungen identisch sein, zeigen jedoch auffällige Unterschiede zwischen den Szenarien (Abbildung 9.1 (a,d,g)) (RCP4.5: -1,6 bis 0,58 K/dec; RCP6.0: -1,27 bis 0,41 K/dec; RCP8.5: -1,27 bis 0,51 K/dec). Diese Abweichungen sind den geringen Unterschieden in den Randbedingungen (siehe Kapitel 4.1) geschuldet, die sichtbare Differenzen verursachen.

In der nahen Zukunft (Abbildung 9.1 (b,e,h)) werden die Temperaturzunahmen in der Troposphäre pro Dekade noch größer (RCP4.5 0,47 K/dec; RCP6.0 0,45 K/dec; RCP8.5 0,52 K/dec). Die Temperaturabnahmen in der mittleren Atmosphäre sind im Vergleich mit der Vergangenheit geringer geworden (RCP4.5 -1,07 K/dec; RCP6.0 -0,98 K/dec; RCP8.5 -1,09 K/dec).

Je nach Szenario werden die Abnahmen in der fernen Zukunft geringer (RCP4.5), leicht größer (RCP6.0) oder nehmen stark zu (RCP8.5) (RCP4.5 -0,77 K/dec; RCP6.0

-0,89 K/dec; RCP8.5 -1,32 K/dec). In der Troposphäre hingegen nehmen die Temperaturen in allen Szenarien zu, mit den stärksten Auswirkungen im RCP8.5-Szenario (RCP4.5 0,41 K/dec; RCP6.0 0,5 K/dec; RCP8.5 0,67 K/dec).

In der mittleren Atmosphäre setzten sich die Temperaturänderungen nur aus zwei Komponenten zusammen. Zum einen aus der Temperaturänderung aufgrund von veränderten Strahlungsflüssen und zum anderen durch eine Dynamikänderung. In den folgenden Unterkapiteln werden die Temperaturänderungen beider Komponenten separat dargestellt, welche aufgrund der RCP-Szenarien entstehen würden.

## 9.1 Temperaturänderungen durch Strahlungsänderungen

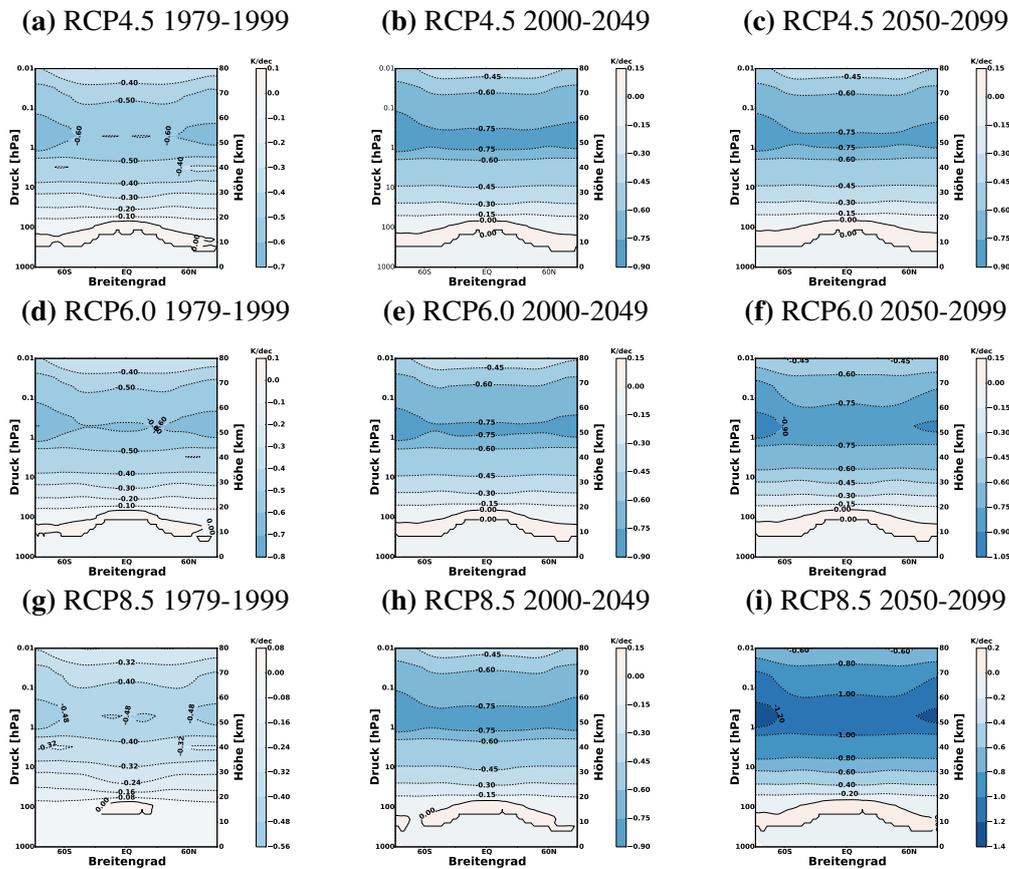
Wie in Kapitel 2.3.2 beschrieben, wird bei der Methode des adjustierten RF die Temperatur der mittleren Atmosphäre nach einer induzierten Störung in ein neues Gleichgewicht gebracht. Während dieses Prozesses dürfen sich alle anderen Variablen bis auf die Strahlungsflüsse und die Temperatur nicht verändern. Dies führt im Umkehrschluss dazu, dass die Differenz der adjustierten Temperatur und der Referenztemperatur die Temperaturänderungen allein durch Strahlungsänderungen ergibt.

In diesem Kapitel werden die Temperatur- durch Strahlungsänderungen separat für alle klimaaktiven Gase und für die RCP-Szenarien RCP4.5, RCP6.0 und RCP8.5 dargestellt.

### Kohlenstoffdioxid CO<sub>2</sub>

Die stratosphären-adjustierten Temperaturanpassungen an CO<sub>2</sub>-Emissionsänderungen sind in Abbildung 9.2 abgebildet. Der Einfluss der erhöhten Emissionen von Kohlenstoffdioxid auf die Strahlungsflüsse in der mittleren Atmosphäre wirken sich negativ auf die Temperaturen aus. Bis auf einen kleinen Bereich in der untersten Stratosphäre zeigen sich Temperaturabnahmen in der gesamten Strato- und Mesosphäre in allen betrachteten Zeiträumen. Diese Abkühlung ist in der Stratosphäre vom Breitengrad unabhängig und nimmt mit der Höhe zu, bis sie oberhalb der Stratopause ihre maximale Abkühlung erreicht. In der Mesosphäre sind die Änderungen breitenabhängig. Die größeren Temperaturanpassungen werden an den Polen, vor allem in der Südhemisphäre erreicht.

Im ersten Emissionsszenario, dem RCP4.5-Szenario (Abbildung 9.2 obere Zeile) betragen die Temperaturänderungen in 0,5 hPa mehr als -0,69 bzw. -0,87 K/dec. Bei 13 betrachteten Dekaden, ergibt das eine gesamte Änderung von -10,77 K, allein durch Änderungen der CO<sub>2</sub>-Mischungsverhältnisse hervorgerufen.

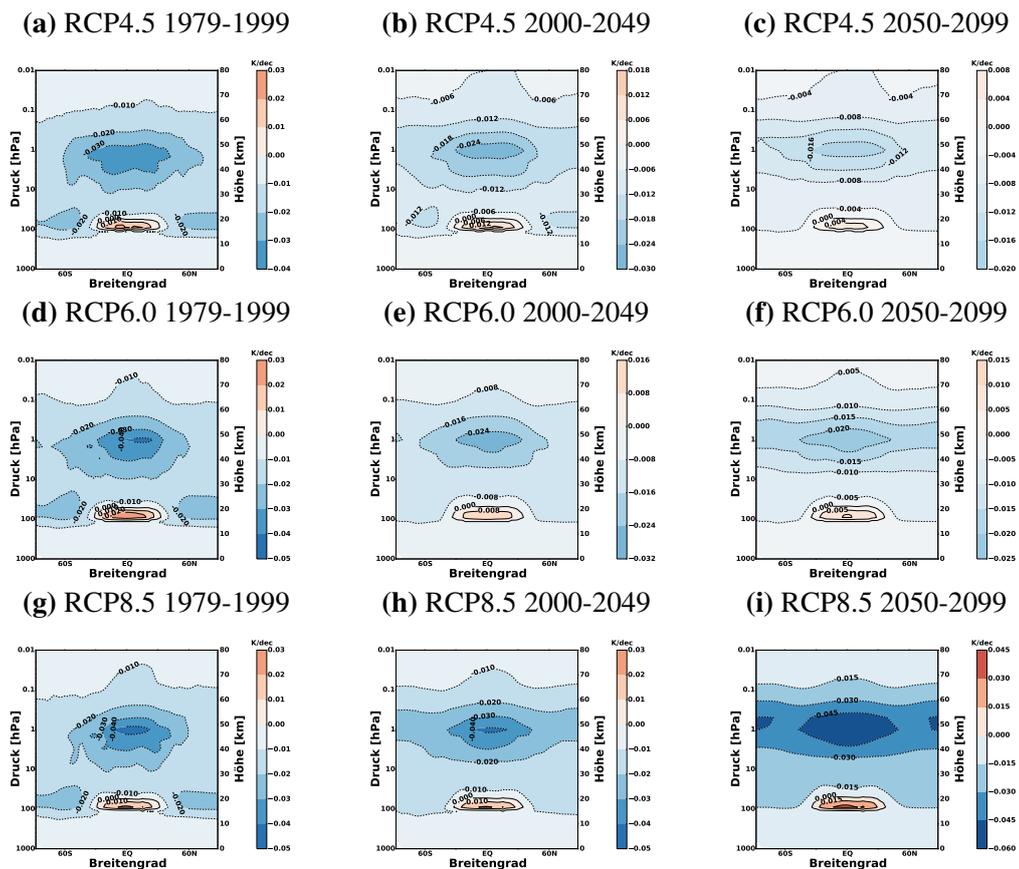


**Abbildung 9.2:** Temperaturänderungen [Kelvin pro Dekade] von 1000 hPa bis 0,01 hPa. Zonales Mittel der stratosphären-adjustierten Temperaturänderung auf  $\text{CO}_2$ -Emissionsänderungen gemäß der Szenarien RCP4.5 (obere Zeile), RCP6.0 (mittlere Zeile) und RCP8.5 (untere Zeile) für die Vergangenheit von 1970 bis 1999 (linke Spalte), die nahe Zukunft von 2000 bis 2049 (mittlere Spalte) und die ferne Zukunft von 2050 bis 2099 (rechte Spalte).

Im zweiten Szenario steigen die Abkühlungsraten mit der Zeit an (Abbildung 9.2 mittlere Zeile). Wurden in der Vergangenheit pro Dekade noch  $-0,7$  K berechnet, sind es in der nahen Zukunft schon  $-0,85$  K und in der fernen Zukunft  $-0,98$  K. Im gesamten Untersuchungszeitraum werden so Temperaturänderungen von  $-11,25$  K berechnet. Das dritte Szenario RCP8.5 weist, dem Namen nach, auch die stärksten Temperaturänderungen durch Strahlungsflussänderungen auf (Abbildung 9.2 untere Zeile). Hier wird den Berechnungen nach insgesamt eine Abkühlung von  $-12,52$  K erreicht. Diese setzt sich aus  $-0,54$  K/dec von 1970 bis 1999,  $-0,88$  K/dec von 2000 bis 2049 und  $-1,30$  K/dec von 2050 bis 2099 zusammen.

## Methan CH<sub>4</sub>

Die stratosphären-adjustierten Temperaturanpassungen nach CH<sub>4</sub>-Emissionsänderungen sind in Abbildung 9.3 abgebildet. Wie schon bei CO<sub>2</sub> bewirkt eine erhöhte Methanemission eine Abkühlung in fast der gesamten mittleren Atmosphäre. Die einzige Ausnahme bildet die tropische UTLS, in der eine strahlungsbedingte Erwärmung durch Methanänderungen zu erwarten ist. Dies gilt für alle RCP-Szenarien und für alle Zeiträume. Die Abkühlung ist jedoch im Vergleich zu den Temperaturänderungen von CO<sub>2</sub> sehr verschieden. Die maximalen Änderungen sind zum einen sehr viel kleiner und zum anderen verschieden platziert. So sind durch Methan Temperaturänderungen in der Stratopausenregion zu finden, also unterhalb der Temperaturänderungen durch CO<sub>2</sub>. Zudem sind die maximalen Änderungen nicht an den Polen, sondern in den Tropen. In der Vergangenheit (9.3 linke Spalte) und im RCP4.5-Szenario in der nahen Zukunft zeigen sich weitere, geringere, Maxima in der unteren Stratosphäre in den Polarregionen. Im RCP8.5-Szenario in der fernen Zukunft zeigen sich ebenfalls Gebiete mit durchschnittlich mehr Abkühlung in den Polarregionen in der untersten Mesosphäre-



**Abbildung 9.3:** Wie Abbildung 9.2, nur für Emissionsänderungen von CH<sub>4</sub>. Dargestellt in Kelvin pro Dekade.

re bzw. in der Stratopausenregion.

In Zahlen ausgedrückt wurde in der Vergangenheit im RCP4.5-Szenario durch Emissionsänderungen von  $\text{CH}_4$  die obere tropischen Stratosphäre  $-0,037$  K/dec abgekühlt. Da in diesem Szenario die Emission von  $\text{CH}_4$  nur sehr geringfügig zunimmt, werden in der Zukunft nur Werte von  $-0,029$  K/dec (2000 bis 2049) bzw.  $-0,019$  K/dec (2050 bis 2099) erreicht. Somit ergibt sich am Ende des Jahrtausends eine strahlungsbedingte Abkühlung von  $-0,183$  Kelvin in der mittleren Atmosphäre aufgrund von Methan.

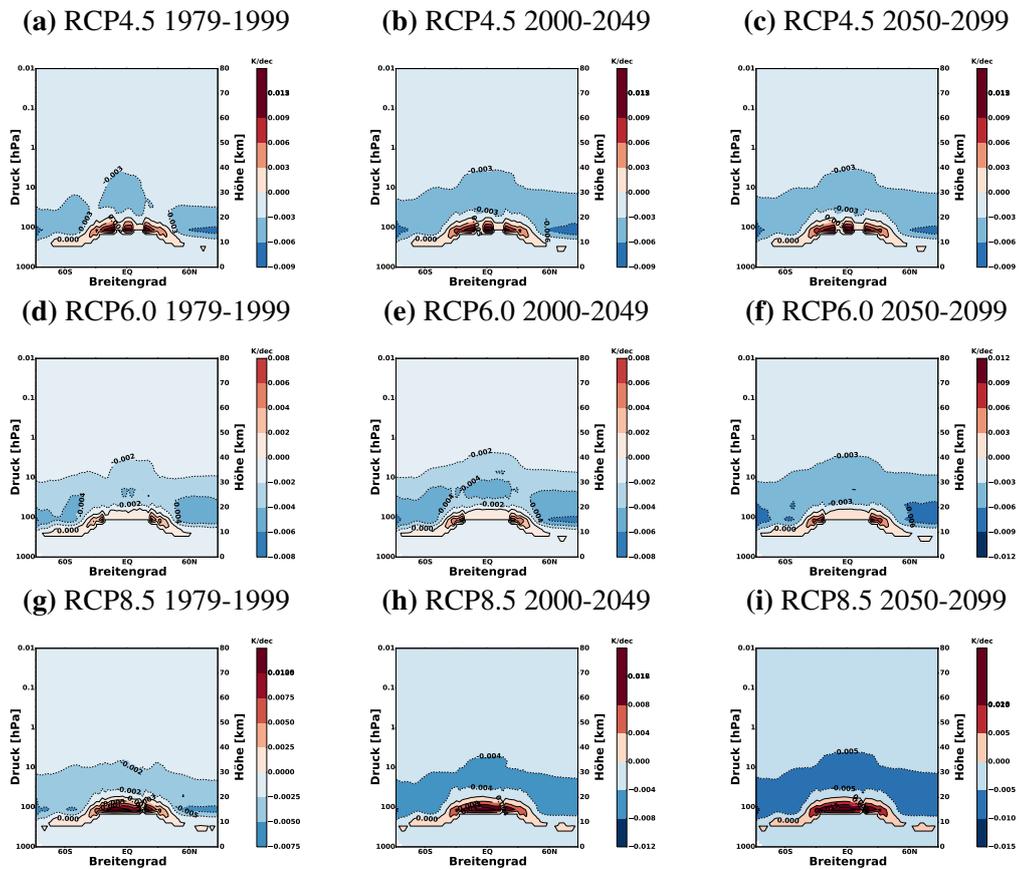
Im RCP6.0-Szenario ist der Verlauf der Methan-Mischungsverhältnisse im Vergleich mit denen des RCP4.5 nur leicht erhöht. Auch hier nehmen die Temperaturänderungen pro Dekade mit der Zeit ab. Es werden Abkühlungen von  $-0,042$  K/dec (1970-1999),  $-0,030$  K/dec (2000-2049) und  $-0,024$  K/dec (2050-2099) erwartet. Im gesamten Zeitraum wurde so eine Abkühlung in der mittleren Atmosphäre von bis zu  $-0,26$  Kelvin ermittelt.

Im stärksten Szenario, dem RCP8.5-Szenario, wurde in der Vergangenheit eine Abkühlung von bis zu  $-0,045$  K/dec berechnet. Von 2000 bis 2049 sind die Werte bis  $-0,042$  K/dec leicht geringer. In der zweiten Hälfte des Jahrtausends nehmen die Werte jedoch wieder zu und es können mit Abkühlungen bis  $-0,059$  K/dec gerechnet werden. Im Szenario RCP8.5 sind damit  $-0,79$  Kelvin Temperaturänderung durch methanbedingte Strahlungsänderungen ermittelt worden.

## Distickstoffmonoxid $\text{N}_2\text{O}$

In der Abbildung 9.4 zeigen sich die strahlungsbedingten Temperaturänderungen aufgrund von  $\text{N}_2\text{O}$ -Emissionsänderungen. Wie auch schon die vorher betrachteten Treibhausgase sind die Auswirkungen vorrangig mit Abkühlungen in der mittleren Atmosphäre behaftet. Nur in der untersten Stratosphäre sind deutliche Erwärmungen die Folge. Diese breiten sich über beinahe alle Breitengrade, von Pol zu Pol, mit einer maximalen Erwärmung in den Tropen aus. Die vertikale Ausdehnung erstreckt sich von ca. 300 bis 200 hPa in den hohen Breiten und von 100 bis 50 hPa in den Tropen. So sind die Haupterwärmungsgebiete in den verschiedenen Szenarien unterschiedlich. Im RCP4.5-Szenario sind sie am Äquator und am nördlichen und südlichen Wendekreis, im RCP6.0 nur in  $30^\circ\text{N}$  und  $30^\circ\text{S}$  und im RCP8.5-Szenario erstreckt sich die maximale Erwärmung von  $30^\circ\text{N}$  bis  $30^\circ\text{S}$  zu finden. Der Bereich mit der stärksten Abkühlung befindet sich oberhalb der Erwärmungen, in der mittleren und unteren Stratosphäre von 200 hPa (in den polaren Breiten und 50 hPa in den Tropen) bis in 10 hPa Höhe (in den polaren Breiten und 3 hPa in den Tropen). Diese ist weitestgehend Breitengradunabhängig, mit einer kleinen Tendenz zu größeren Temperaturabnahmen in den Polarregionen um 100 hPa.

Die strahlungsbedingten Temperaturabnahmen, nach Änderungen der  $\text{N}_2\text{O}$ -Konzen-



**Abbildung 9.4:** Wie Abbildung 9.2, nur für Emissionsänderungen von  $\text{N}_2\text{O}$ .

tration, in der Atmosphäre sind geringer als bei den vorher betrachteten GHGs. Die Temperaturzunahmen sind jedoch größer als bei  $\text{CO}_2$  und  $\text{CH}_4$ .

In dem schwächsten Szenario RCP4.5 (Abbildung 9.4 obere Zeile) liegen die maximalen Änderungen im ersten Zeitraum von 1970 bis 1999 bei  $-0,0083/0,0126$  K/dec, von 2000 bis 2049 bei  $-0,0089/0,0125$  K/dec und in der letzten Hälfte des Jahrtausends bei  $-0,0083/0,0123$  K/dec. Zusammen ergibt das, im Vergleich mit den Werten der 1960er Jahre, eine Erwärmung in der untersten Stratosphäre bis zu  $0,146$  K und eine Abkühlung von bis zu  $-0,102$  K in der unteren und mittleren Stratosphäre am Ende des Jahrtausends.

Im mittleren Szenario, dem RCP6.0 (Abbildung 9.4 mittlere Zeile), steigen die Änderungen mit der Zeit an. Belaufen sich die Temperaturzu- und -abnahmen am Anfang noch auf  $-0,0068/0,0069$  K/dec, sind es von 2000 bis 2049 schon  $-0,0078/0,0075$  K/dec und dann von 2050 bis 2099 schon  $-0,0092/0,01$  K/dec. Insgesamt werden somit Änderungen von  $-0,127/0,134$  Kelvin erreicht.

Ein Trend lässt sich im stärksten Szenario RCP8.5 erkennen (Abbildung 9.4 untere Zeile). In der Vergangenheit wurden durch  $\text{N}_2\text{O}$ -Emissionsänderungen Temperaturmodifikationen von  $-0,0069/0,0124$  K/dec verursacht. In der nahen Zukunft sind es

in diesem Szenario  $-0,0093/0,0144$  K/dec und in der fernen Zukunft  $-0,0124/0,0185$  K/dec. So kommen am Ende des Jahrhunderts strahlungsbedingte Temperaturänderungen durch  $N_2O$  bis zu  $-0,173/0,262$  Kelvin in den jeweiligen Regionen zustande.

### Trichlorfluormethan und Dichlordifluormethan

Die strahlungsbedingten Temperaturänderungen durch das Halogen CFC-11 sind vernachlässigbar gering. Daher werden diese hier knapp beschrieben, jedoch nicht gezeigt. Generell zeigt sich eine Erwärmung in der Stratosphäre und unteren Mesosphäre von den nördlichen und südlichen Wendekreisen bis zu den Polen. Diese ist oberhalb der Tropopause am größten. Alle Breiten der mittleren Mesosphäre und die tropischen Breiten der unteren Mesosphäre sind hingegen durch eine Abkühlung gekennzeichnet. Im Vergleich zwischen dem Referenzzustand und dem Zeitpunkt der höchsten CFC-11-Mischungsverhältnisse in der Atmosphäre (1990-1999) betrug die Abkühlung in allen Szenarien  $-0,001$  Kelvin. Die Erwärmung belief sich auf  $0,024$  Kelvin in den Szenarien RCP4.5 und RCP8.5 und  $0,021$  Kelvin beim RCP6.0.

Die strahlungsbedingten Temperaturänderungen durch CFC-12-eq.-Mischungsverhältnisänderungen zeigen dagegen eine leicht andere Verteilung der Modifikationen. Sie sind in Abbildung 9.5 dargestellt. Es zeigt sich eine Erwärmung beinahe in der gesamten mittleren Atmosphäre mit den größten Zunahmen in der tropischen unteren Stratosphäre. Diese Erwärmung ist im Vergleich zu anderen GHGs sehr klein. Sie belaufen sich in der Vergangenheit auf  $0,051$  K/dec in den Szenarien RCP4.5 und RCP8.5 und  $0,045$  K/dec im RCP6.0. In der ersten Hälfte des 21sten Jahrhunderts betragen die Werte  $0,027$  K/dec (RCP4.5 und RCP8.5) bzw.  $0,023$  K/dec (RCP6.0). In der zweiten Hälfte fallen die Werte abermals auf  $0,008$  K/dec (RCP4.5 und RCP8.5) bzw.  $0,007$  K/dec (RCP6.0). Somit betrug die maximale Erwärmung aufgrund der CFC-12-eq.-Mischungsverhältnisse im Zeitraum zwischen 1990 und 1999 (im Vergleich zur Referenz)  $0,17$  K/dec (RCP4.5 und RCP8.5) bzw.  $0,14$  K/dec (RCP6.0).

Eine Abkühlung fand und findet nur in den polaren Breiten der Südhemisphäre oberhalb von etwa 50 hPa und in den erweiterten Polarregionen der mittleren Mesosphäre statt. Diese sind wesentlich geringer als die Erwärmungen und beliefen sich von 1970 bis 1999 auf  $-0,0011$  K/dec (RCP4.5),  $-0,0012$  K/dec (RCP6.0) und  $-0,0010$  K/dec (RCP8.5). Nach dem Verbot der Substanzen nehmen die Werte von 2000 bis 2049 mit  $-0,0008$  K/dec (RCP4.5) und  $-0,0006$  K/dec (RCP6.0 und RCP8.5) ab. In der letzten Hälfte des Jahrhunderts beträgt die Abkühlung nur noch  $-0,0001$  K/dec in allen Szenarien. In der maximalen Ausprägung der Abkühlung wurden Temperaturänderungen von  $-0,006$  Kelvin im RCP4.5 sowie  $-0,004$  Kelvin in den Szenarien RCP6.0 und RCP8.5 berechnet.

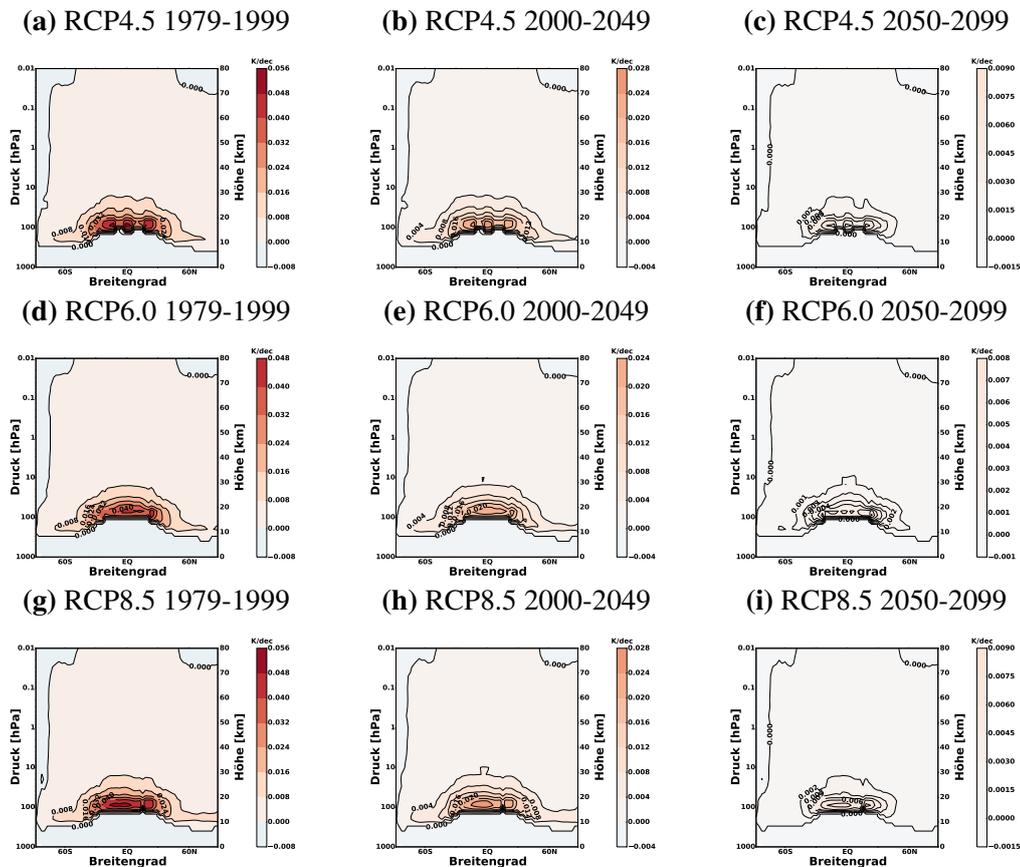


Abbildung 9.5: Wie Abbildung 9.2, nur für Emissionsänderungen von CFC-12-eq.

## Ozon $O_3$

Im Vergleich zu den Treibhausgasen zeigen die strahlungsbedingten Temperaturänderungen durch Änderungen der Ozon-Mischungsverhältnisse eine andere Verteilung. Sie sind in Abbildung 9.6 dargestellt. Vor allem nach der Einteilung nach Zeitabschnitten zeigen sich verschiedene bzw. gegensätzliche Bilder. Dies wird durch die zwiespaltene Tendenz der Ozon-Mischungsverhältnisse bestimmt, die durch Ozonzerstörung mittels FCKWs in der Vergangenheit und der Ozonerholung (bzw. „super recovery“) in der Zukunft kontrolliert wird.

In der Vergangenheit (Abbildung 9.6 linke Spalte), in der Periode des Ozonverlusts (durch die Emissionen von FCKWs), entstanden Temperaturabkühlungen in beinahe der gesamten Atmosphäre. Die einzige Ausnahme bildet eine kleine Region in der nordhemisphärischen Polarregion in 10 hPa Höhe. Diese zeigt jedoch nur eine Erwärmung.

mung um 0,01 K/dec und ist sehr viel kleiner als die Abkühlungen in der restlichen Atmosphäre. Die Temperaturabnahmen sind nicht gleichverteilt, sondern nach Gebieten unterteilt, die am stärksten von den Ozonverlusten betroffen waren. Dazu gehören in der unteren Stratosphäre die Polarregion der Südhalbkugel und die Breiten des nördlichen und südlichen Wendekreises. Außerdem gehört ein Bereich von 50°S bis 50°N von der Stratopause bis zur mittleren Mesosphäre, mit einem Maximum in 1 hPa Höhe, zu den Gebieten mit den stärksten Abkühlungen. Diese reichen je nach Szenario bis zu -0,58 K/dec (RCP6.0) über -0,63 K/dec (RCP8.5) bis zu -0,69 K/dec (RCP4.5). In der ersten Hälfte des 21ten Jahrhunderts sind die flächendeckenden Abkühlungen noch vorhanden, aber schwächer als in der Periode davor. In dieser Zeitspanne erhöht sich das Ozon-Mischungsverhältnis. Im Gegensatz zu den 1960er Jahren sind die Temperaturänderungen jedoch immer noch geringer. Die Folge sind Temperaturabnahmen bis zu -0,30 K/dec (RCP4.5), -0,31 K/dec (RCP6.0) und -0,38 K/dec (RCP8.5). Das Gebiet mit der Temperaturzunahme ist im Vergleich zum vorher betrachteten Zeitraum flächenmäßig größer geworden. Zusätzlich existiert nun ein zweites Gebiet mit Erwärmungen in der untersten Stratosphäre auf der Nordhemisphäre. Die maximalen Erwärmungen sind, mit 0,021 K/dec (RCP4.5) und 0,026 K/dec (RCP6.0 und RCP8.5),

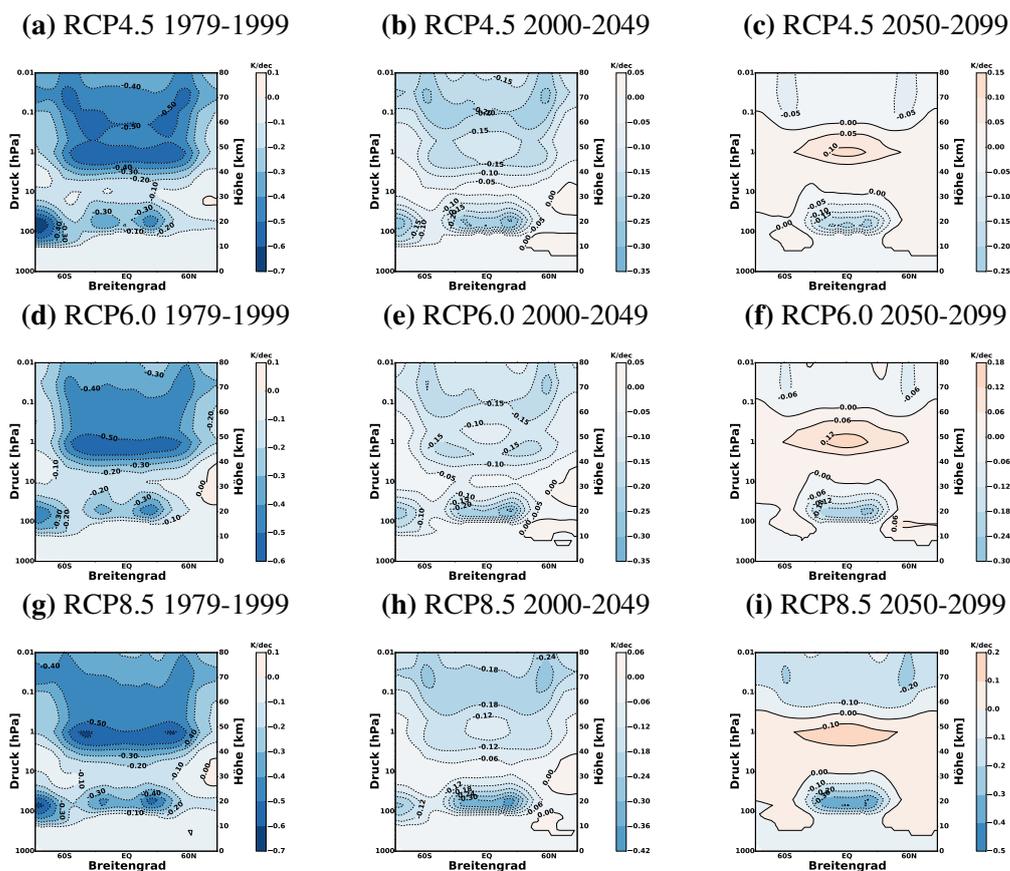


Abbildung 9.6: Wie Abbildung 9.2, nur für Emissionsänderungen von Ozon.

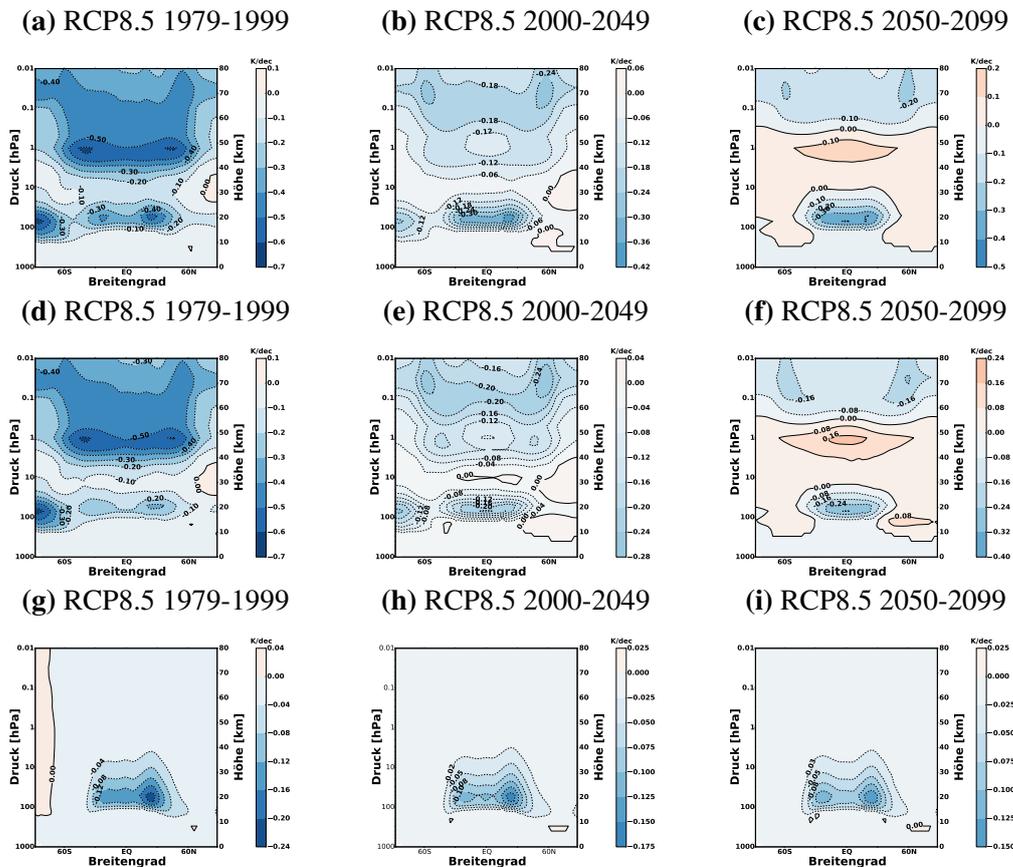
jedoch immer noch bei weitem geringer als die Abkühlungen.

Im letzten betrachteten Zeitraum von 2050 bis 2099 steigen die Ozon-Mischungsverhältnisse in vielen Regionen in der Atmosphäre über den Anfangswert der 1960er Jahre. Nun existieren in der Ausdehnung und Amplitude gleichwertige Gebiete mit Temperaturzu- und -abnahmen. Die Temperaturabnahmen befinden sich zum einen in der tropischen, unteren Stratosphäre und in der mittleren Mesosphäre von ca. 0,2 – 0,3 hPa bis zum TOA mit erhöhten Abnahmen in 60°S und 60°N. Die Temperaturzunahmen sind folglich in der restlichen Stratosphäre und unteren Mesosphäre vorhanden. Ihr Maximum, von 0,12 K/dec (RCP4.5), 0,15 K/dec (RCP6.0) und 0,17 K/dec (RCP8.5), haben sie in der tropischen Stratopause in 1 hPa Höhe.

Im gesamten betrachteten Zeitraum ändert sich die Temperatur strahlungsbedingt nach Ozonänderungen um -2,51/1,62 Kelvin im RCP4.5, -3,07/2,31 Kelvin im RCP6.0 und um bis zu -5,59/2,84 Kelvin im RCP8.5-Szenario.

### Stratosphärisches Ozon O<sub>3</sub>

Wie sich die strahlungsbedingten Temperaturänderungen in Abbildung 9.6 (untere Zeile) aus den troposphärischen und stratosphärischen Ozonänderungen des RCP8.5 zusammensetzt, wurde in Abbildung 9.7 dargestellt. Zum einfacheren Vergleich sind in der oberen Zeile noch einmal die Temperaturänderungen durch die gesamten Änderungen der Ozon-Mischungsverhältnisse nach dem RCP8.5 dargestellt. In der mittleren Zeile sind nur die Temperaturänderungen gezeigt, die aufgrund von  $\Delta$ Ozon entstehen, welches sich in der Stratosphäre und Mesosphäre ändern. Aber auch das Ozon, das sich in der Troposphäre befindet hat einen Einfluss auf die Temperaturänderung in der mittleren Atmosphäre (primär in der unteren, tropischen Stratosphäre). Diese Änderungen sind in der unteren Zeile der Abbildung 9.7 dargestellt. Sie zeigen einen troposphärischen Einfluss auf die tropische untere Stratosphäre mit einer Abkühlung in dieser Region, der mit der Zeit kleiner wird. Dieser beträgt bis zu -0,22 K/dec (1970 bis 1999), -0,16 K/dec (2000 bis 2049) und -0,14 K/dec (2050 bis 2099). Zusätzlich zu der allgemeinen Abkühlung in der mittleren Atmosphäre gibt es in der Zeit von 1970 bis 1999 eine geringe Erwärmung von 0,0017 K/dec in der südhemisphärischen Polarregion von der Tropopause bis zum Modelloberrand. In den beiden Perioden des 21sten Jahrhunderts gibt es eine kleine Erwärmung in der untersten Stratosphäre nördlich von 60°N. Diese belaufen sich auf 0,0018 K/dec von 2000 bis 2049 und 0,0045 K/dec von 2050 bis 2099. Im gesamten Zeitraum kühlt sich die untere Stratosphäre um -1,74 Kelvin aufgrund von troposphärischen Ozonänderungen ab und erwärmt sich in der untersten Stratosphäre der nordhemisphärischen Polarregion um 0,025 Kelvin. Die restliche Temperaturänderung wird von den Ozonänderungen in der Strato- und Mesosphäre bestimmt. Sie sind in Abbildung 9.7 in der mittleren Zeile dargestellt und



**Abbildung 9.7:** Temperaturänderungen [Kelvin pro Dekade] von 1000 hPa bis 0,01 hPa. Zonales Mittel der stratosphären-adjustierten Temperaturanpassung auf Emissionsänderungen von Ozon (obere Zeile), stratosphärischem Ozon (mittlere Zeile) und troposphärischem Ozon (untere Zeile) gemäß des Szenarios RCP8.5 für die Vergangenheit von 1970 bis 1999 (linke Spalte), die nahe Zukunft von 2000 bis 2049 (mittlere Spalte) und die ferne Zukunft von 2050 bis 2099 (rechte Spalte).

zeigen eine eindeutige Dominanz des Signals. Mit bis zu  $-0,64$  K/dec wird im Zeitraum von 1970 bis 1999 die südhemisphärische Polarregion in ca. 70 hPa und die tropische Stratopause gekühlt. Nur eine kleine Region in der nordhemisphärischen Polarregion in 10 hPa Höhe wird mit  $0,03$  K/dec erwärmt. Von 2000 bis 2049 befinden sich die maximalen Abkühlungen von  $-0,27$  K/dec in der unteren Stratosphäre in den Tropen und am Südpol und in der mittleren Mesosphäre in ca.  $60^{\circ}$ S und  $60^{\circ}$ N. Die Erwärmung ist in einem größerem Gebiet vorzufinden, jedoch auch nur mit Werten von  $0,04$  K/dec beinahe vernachlässigbar. Die stärksten Erwärmungen sind in der Periode von 2050 bis 2099 zu finden. In der tropischen Stratopause sind Erwärmungen bis  $0,18$  K/dec im RCP8.5 zu erwarten. Die Abkühlungen hingegen zeigen sich nur noch in der tropischen unteren Stratosphäre mit Werten bis  $-0,32$  K/dec und in der mittleren Mesosphäre. Im Vergleich zwischen den 1960er Jahren und dem Ende des 21ten Jahr-

hunderts kühlen sich Teile der mittleren Atmosphäre um -4,65 Kelvin ab und andere Teile erwärmen sich um bis zu 2,91 Kelvin. Und dies nur aufgrund von stratosphärischen Ozonänderungen.

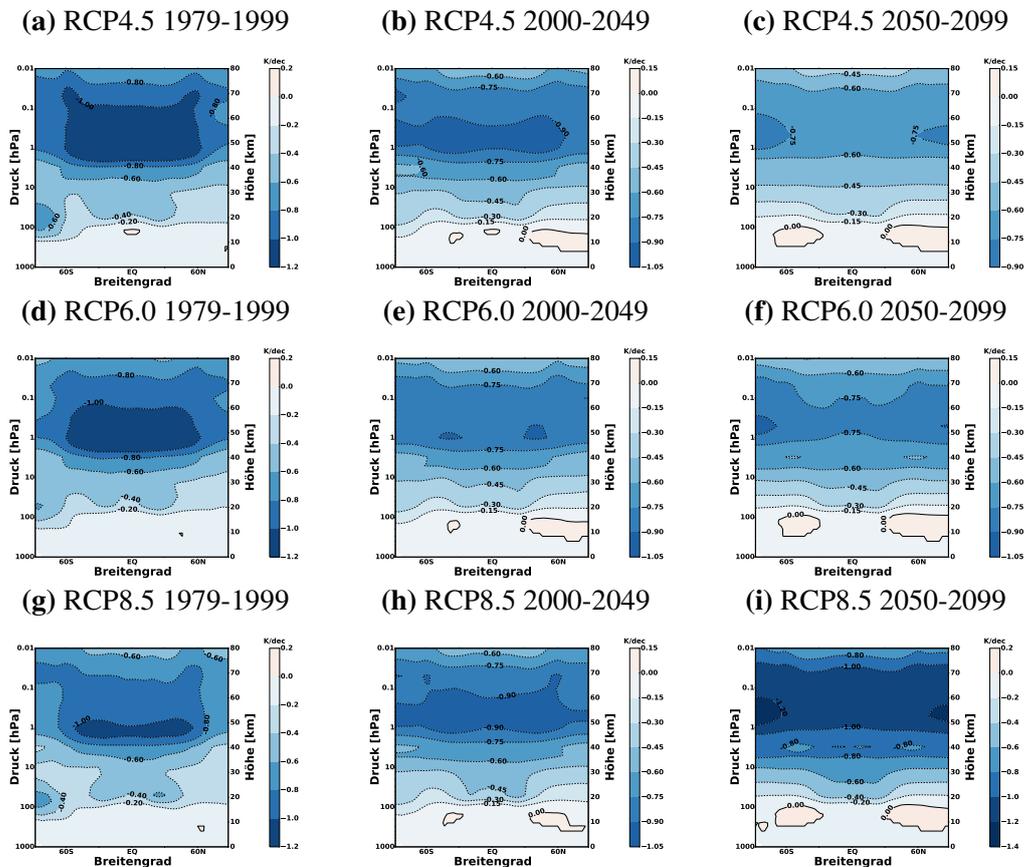
## Alle Treibhausgase

Nun werden alle Störungen zusammen betrachtet. In dieser Berechnung wurden die Mischungsverhältnisse aller Gase zusammen nach dem jeweiligen RCP-Szenario verändert. Dies ist keine Addition der einzelnen Ereignisse, da auch Überlagerungen in den Wellenlängenbereichen der Strahlungsflüsse zwischen den einzelnen Gasen vorhanden sind. Die Ergebnisse sind in Abbildung 9.8 für die Szenarien RCP4.5 (obere Zeile), RCP6.0 (mittlere Zeile) und RCP8.5 (untere Zeile), sowie für die Perioden von 1970 bis 1999 (linke Spalte), 2000 bis 2049 (mittlere Spalte) und von 2050 bis 2099 (rechte Spalte) dargestellt. Im Großen und Ganzen bewirkt die verstärkte Emission von Treibhausgasen eine Abkühlung in der mittleren Atmosphäre. Diese wird von den Änderungen von CO<sub>2</sub> und Ozon dominiert. Die wenigen Gebiete mit Temperaturzunahmen befinden sich in der untersten Stratosphäre, abseits der Tropen in etwa 115 hPa Höhe.

In der Vergangenheit ergänzen sich die Temperaturabnahmen aller (außer CFC-12-Äqu.) Treibhausgase und Ozon zu einer allgemeinen Abkühlung mit einem Maximum in der unteren Mesosphäre in 0,5 hPa Höhe von -1,2 K/dec (RCP4.5), -1,19 K/dec (RCP6.0) sowie -1,09 K/dec (RCP8.5). Durch die Ozonerstörung im südhemisphärischen Polarwirbel existiert ein sekundäres Maximum der Abkühlung in diesen Breiten in ca. 50 hPa Höhe. Die Gebiete mit Temperaturzunahmen sind in diesem Zeitraum in Größe und Amplitude vernachlässigbar gering.

Im Zeitraum von 2000 bis 2049 sind die Abkühlungen pro Dekade leicht geringer als im vorherigen Zeitraum, da die Temperaturabnahmen durch Ozon geringer sind. Jedoch verhindert die stärkere Abkühlung durch CO<sub>2</sub> eine größere Verringerung der Temperaturänderung. Bis auf die Region in der unteren Stratosphäre der Südhemisphäre sind die Regionen der größten Temperaturänderungen gleich geblieben. In den Tropen der unteren Mesosphäre erreichen die Werte bis zu -0,96 K/dec im RCP4.5, -0,91 K/dec im RCP6.0 und -0,97 K/dec im RCP8.5. Die Gebiete mit Temperaturerhöhungen sind in diesem Zeitraum leicht höher als zuvor und erreichen Werte bis 0,034 K/dec (RCP4.5), 0,032 K/dec (RCP6.0) und 0,02 K/dec (RCP8.5).

In der letzten Periode von 2049 bis 2099 sind die Temperaturänderungen invers. So setzt sich die Verteilung der Temperaturabnahme durch CO<sub>2</sub> durch und wird von der Temperaturzunahme mittels Ozonänderung in der oberen Stratosphäre und unteren Mesosphäre verringert. Es befinden sich die maximalen Abkühlungen zwar noch in der Höhe um 0,5 hPa, aber nicht mehr in den Tropen, sondern in den hohen Breiten,



**Abbildung 9.8:** Wie Abbildung 9.2, nur für die Änderungen der Mischungsverhältnisse aller klimaaktiven Gase.

vor allem in der Südhemisphäre. Diese sind mit dem Szenario aufsteigend und betragen  $-0,84$  K/dec im RCP4.5,  $-0,95$  K/dec im RCP6.0 und Rekordwerte von  $-1,3$  K/dec im RCP8.5. Die Gebiete mit Erwärmungen in der unteren Stratosphäre verändern ihre Position nicht, jedoch erhöhen sich die Werte in den Szenarien RCP4.5 auf  $0,053$  K/dec und im RCP6.0 auf  $0,065$  K/dec. Nur im RCP8.5 verringert sich die Temperaturzunahme auf  $0,018$  K/dec.

Die gesamte strahlungsbedingte Temperaturerwärmung beträgt am Ende des 21ten Jahrhunderts je nach Szenario zwischen  $0,45$  Kelvin ( $150$  hPa) im RCP4.5 und  $0,97$  Kelvin ( $130$  hPa) im RCP6.0 bzw.  $0,99$  Kelvin ( $115$  hPa) im RCP8.5. Abkühlungen hingegen sind in  $0,5$  hPa Höhe von bis zu  $-9,69$  Kelvin (RCP4.5),  $-12,759$  Kelvin (RCP6.0) sowie  $-18,23$  Kelvin (RCP8.5) möglich.

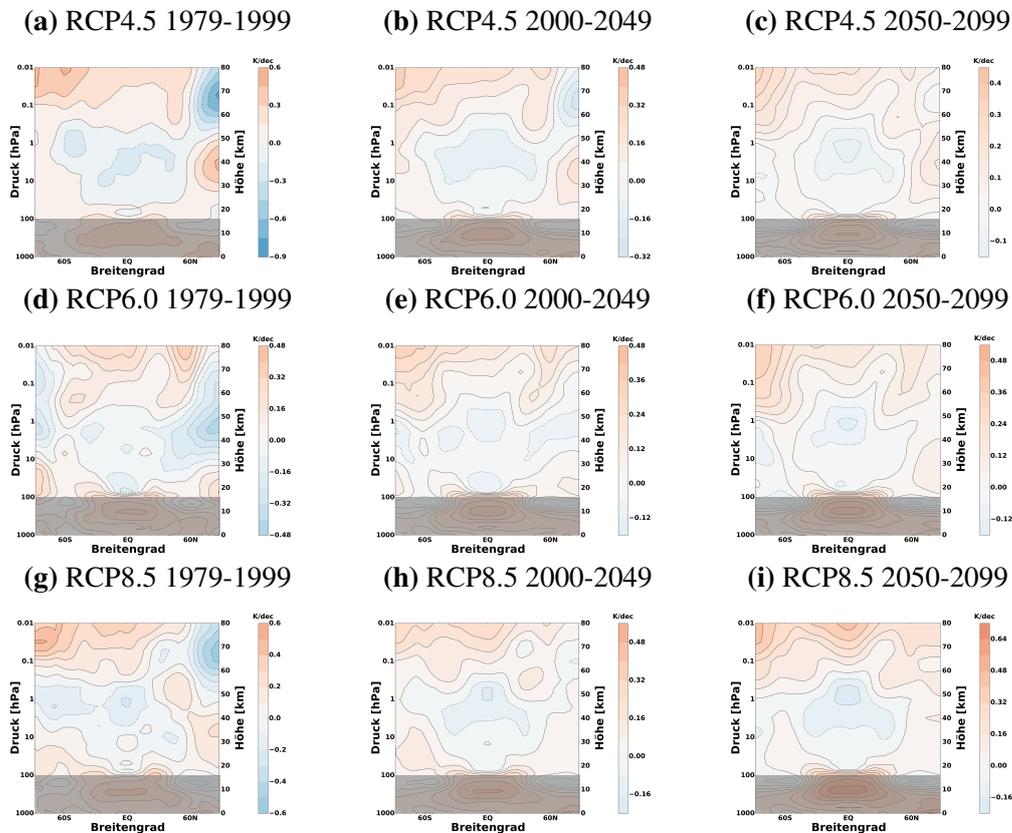
## 9.2 Temperaturänderungen durch Dynamikänderungen

Nachdem im vorherigen Kapitel die Auswirkungen der Strahlungsänderungen auf die Temperatur betrachtet wurden, wenden wir uns in diesem Kapitel den Temperaturanpassungen in der mittleren Atmosphäre durch dynamische Änderungen. Die vorherrschenden dynamischen Prozesse in der mittleren Atmosphäre werden als Brewer-Dobson-Zirkulation (siehe Kapitel 2.1.2) bezeichnet. Definiert als residuale mittlere Meridionalzirkulation, transportiert sie Spurengase aus der tropischen unteren Stratosphäre unter anderem über die Sommermesosphäre in die Wintermesosphäre und von dort in die winterliche Stratosphäre. Änderungen in der Dynamik der mittleren Atmosphäre zeigen sich in einer Beschleunigung oder Abschwächung dieser Zirkulation. Die Beschleunigung eines aufsteigenden/absinkenden Astes würde in einer Abkühlung/Erwärmung resultieren. Eine Verlangsamung des aufsteigenden/absinkenden Transports hätte eine Erwärmung/Abkühlung zur Folge.

In dieser Arbeit wurden die zukünftigen dynamischen Temperaturänderungen berechnet, indem die strahlungsbedingten Temperaturänderungen von denen der transienten Klimasimulationen subtrahiert wurden. Das annuale Mittel ist in Abbildung 9.9 für die betrachteten drei Zeiträume und RCP-Szenarien dargestellt. Betrachtet werden jedoch nur die Strato- und Mesosphäre. Die Änderungen in der Troposphäre entstammen ausschließlich von den transienten Simulationen und nicht von Änderungen in der Dynamik. Sie werden hier nur vollständigshalber dargestellt, jedoch nicht weiter betrachtet und daher abgedunkelt. Ein pauschaler Blick auf die Abbildung 9.9 zeigt eine Abkühlung in der Stratosphäre und eine Erwärmung in der Mesosphäre. Ein genauerer Blick jedoch zeigt teilweise inverse Verhaltensmuster in den polaren Breiten. Diese sind im Jahresmittel vor allem in der Nordhemisphäre dominant, aber auch in der Südhemisphäre möglich. Eine Aufstellung der maximalen und minimalen Trends der jahresgemittelten Temperaturänderungen durch Änderungen der Dynamik ist in Tabelle 9.1 zu finden. Da die Dynamik in der mittleren Atmosphäre stark von den Jahreszeiten geprägt ist, wird im Folgenden eine Unterscheidung in Sommermonate und Wintermonate unternommen. So soll der Grund für die dynamischen Temperaturänderungen untersucht werden.

### Wintermonate

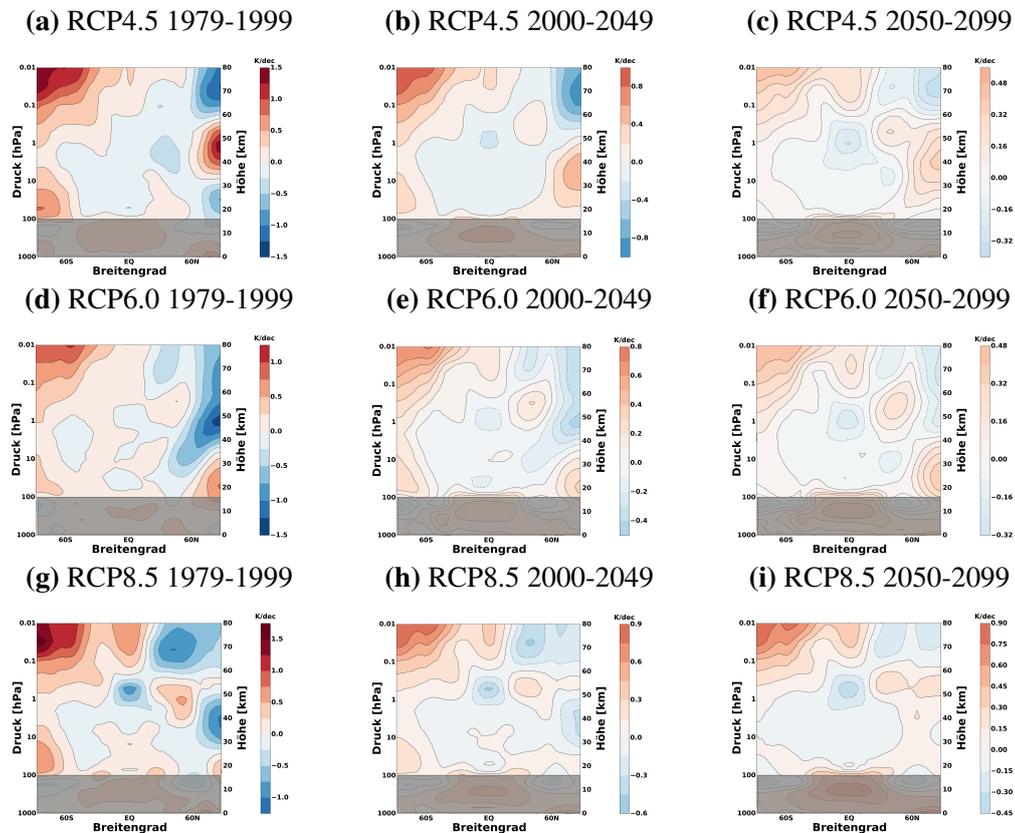
Zu Beginn werden die Änderungen in den Wintermonaten Dezember, Januar und Februar (DJF) betrachtet. Diese sind in Abbildung 9.10 dargestellt. Generell zeigt sich eine Abkühlung in der tropischen Stratosphäre bis in die nordpolare Mesosphäre und eine Erwärmung in der Südhemisphäre, vor allem in der Mesosphäre und in der nordpolaren Stratosphäre. Bei einer differentiellen Betrachtung sind jedoch auch Unter-



**Abbildung 9.9:** Zonales und annuales Mittel der dynamisch bedingten Temperaturänderungen [K/dec] aufgrund von Emissionsänderungen gemäß der Szenarien RCP4.5 (obere Zeile), RCP6.0 (mittlere Zeile) und RCP8.5 (untere Zeile) für die Vergangenheit von 1970 bis 1999 (linke Spalte), die nahe Zukunft von 2000 bis 2049 (mittlere Spalte) und die ferne Zukunft von 2050 bis 2099 (rechte Spalte).

**Tabelle 9.1:** Maximale und minimale Trends der jahresgemittelten Temperaturänderungen durch Änderungen der Dynamik dreier RCP-Szenarien und für verschiedene Zeiträume. Angaben in Kelvin pro Dekade.

Szenario		1970–1999 K/dec	2000–2049 K/dec	2050–2099 K/dec
RCP4.5	max	0,58	0,47	0,41
	min	-0,78	-0,28	-0,12
RCP6.0	max	0,41	0,45	0,5
	min	-0,43	-0,13	-0,14
RCP8.5	max	0,52	0,54	0,67
	min	-0,56	-0,17	-0,21



**Abbildung 9.10:** Zonales und saisonales (Winter: DJF) Mittel der dynamisch bedingten Temperaturänderungen [K/dec] aufgrund von Emissionsänderungen gemäß der Szenarien RCP4.5 (obere Zeile), RCP6.0 (mittlere Zeile) und RCP8.5 (untere Zeile) für die Vergangenheit von 1970 bis 1999 (linke Spalte), die nahe Zukunft von 2000 bis 2049 (mittlere Spalte) und die ferne Zukunft von 2050 bis 2099 (rechte Spalte).

schiede zu erkennen. Diese sind vor allem zwischen den einzelnen RCP-Szenarien vorhanden. Im ersten Zeitraum von 1970 bis 1999 sollten die Änderungen theoretisch identisch sein. Wie die linke Seite der Abbildung 9.10 zeigt, sind sie es jedoch nicht. Das zeigt, dass schon die kleinsten Änderungen in der Dynamik große Unterschiede in der Temperatur erzeugen können. Zur besseren Übersicht sind die maximalen und minimalen Temperaturtrends der betrachteten Zeiträume und Szenarien in Tabelle 9.2 aufgelistet. In der Vergangenheit, in der Ozonverluste und eine  $\text{CO}_2$ -Zunahme zusammen wirkten, zeigen sich die stärksten Temperaturänderungen. Vor allem in der Mesosphäre herrscht ein starker Dipol zwischen einer starken Erwärmung auf der Südhemisphäre und einer Abkühlung auf der Nordhemisphäre. Diese Aufteilung bleibt in der Zukunft bestehen, wird aber in der Amplitude kleiner. Und auch die Erwärmung in der südhemisphärischen unteren Stratosphäre bleibt mit der Zeit zwar bestehen, verliert jedoch an Intensität.

**Tabelle 9.2:** Maximale und minimale Trends der Temperaturänderungen im Winter (DJF) durch Änderungen der Dynamik dreier SCP-Szenarien und für verschiedene Zeiträume. Angaben in Kelvin pro Dekade.

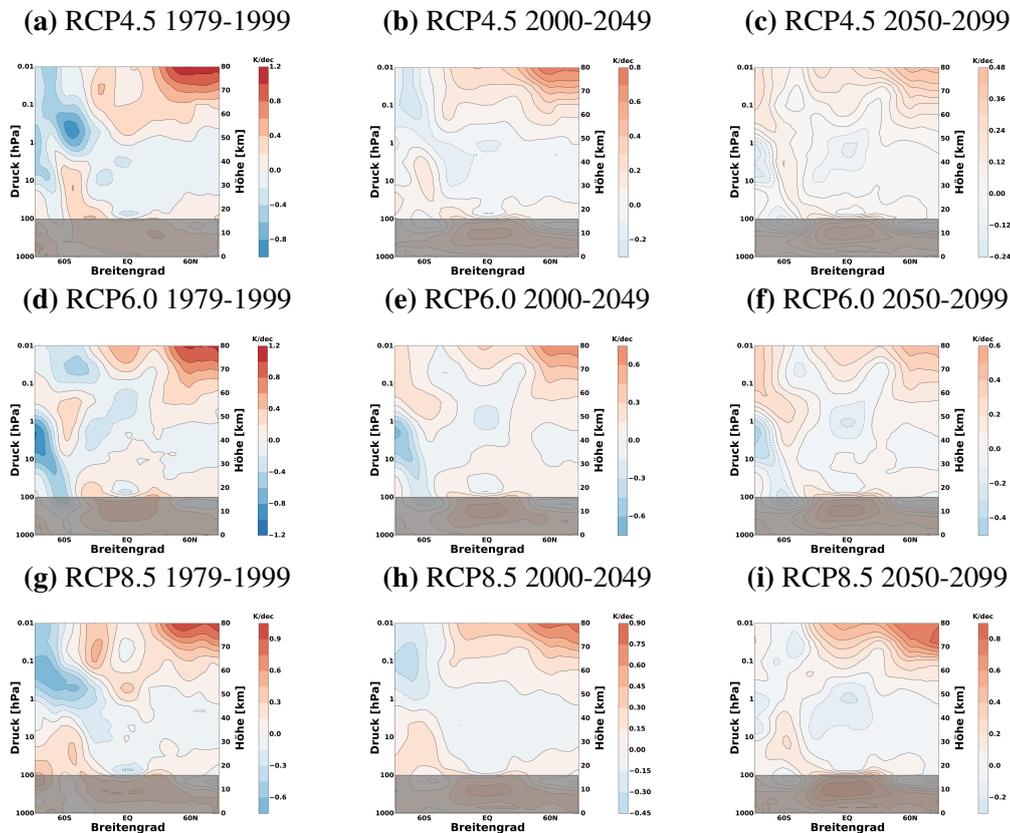
Szenario		1970–1999 K/dec	2000–2049 K/dec	2050–2099 K/dec
RCP4.5	max	1,41	0,91	0,51
	min	-1,28	-0,92	-0,36
RCP6.0	max	1,02	0,71	0,47
	min	-1,39	-0,45	-0,26
RCP8.5	max	1,64	0,86	0,89
	min	-1,05	-0,48	-0,43

### Sommermonate

In den Sommermonaten Juni, Juli und August (JJA) (siehe Abbildung 9.11) zeigt sich eine am Äquator gespiegelte Situation. In diesen Monaten befinden sich die Abkühlungen in der tropischen Stratosphäre, der nordhemisphärischen Stratosphäre und in der südhemisphärischen Mesosphäre. Die Erwärmungen befinden sich vor allem in der südhemisphärischen unteren Stratosphäre und in der nordhemisphärischen Mesosphäre. Auch hier sind die Temperaturänderungen in der Vergangenheit (1970-1999) am Größten und werden mit der Zeit oftmals kleiner (siehe Tabelle 9.3). Nur in wenigen Gebieten, z.B. der tropischen oberen Stratosphäre verstärken sich die Abkühlungen mit der Zeit.

**Tabelle 9.3:** Maximale und minimale Trends der Temperaturänderungen im Sommer (JJA) durch Änderungen der Dynamik dreier RCP-Szenarien und für verschiedene Zeiträume. Angaben in Kelvin pro Dekade.

Szenario		1970–1999 K/dec	2000–2049 K/dec	2050–2099 K/dec
RCP4.5	max	1,11	0,76	0,44
	min	-0,91	-0,27	-0,22
RCP6.0	max	1,08	0,69	0,54
	min	-1,04	-0,65	-0,46
RCP8.5	max	1,01	0,82	0,85
	min	-0,72	-0,39	-0,23



**Abbildung 9.11:** Zonales und saisonales (Sommer: JJA) Mittel der dynamisch bedingten Temperaturänderungen [K/dec] aufgrund von Emissionsänderungen gemäß der Szenarien RCP4.5 (obere Zeile), RCP6.0 (mittlere Zeile) und RCP8.5 (untere Zeile) für die Vergangenheit von 1970 bis 1999 (linke Spalte), die nahe Zukunft von 2000 bis 2049 (mittlere Spalte) und die ferne Zukunft von 2050 bis 2099 (rechte Spalte).

Durch die Unterteilung in Sommermonate und Wintermonate lässt sich nun der Grund für die Temperaturänderungen erkennen. Eine beschleunigte BDC in der Stratosphäre bewirkt ein schnelleres Aufsteigen in der tropischen Stratosphäre, also eine Abkühlung in diesem Bereich. Zusätzlich stellt sich ein stärkeres Absinken des unteren Astes ein und damit eine Erwärmung in den Polargebieten. In der Mesosphäre wird die BDC abgeschwächt. Hier sorgt ein langsamerer Transport von der tropischen Stratosphäre in die sommerliche Mesosphäre zu einer Erwärmung in diesem Bereich. Ein ebenfalls langsamerer Transport von der sommerlichen in die winterliche Mesosphäre und von dort in die darunter befindlichen Atmosphärenschichten bewirkt dort eine Abkühlung.



## Kapitel 10

# Zusammenfassung und Ausblick

### Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurden vergangene und zukünftige Änderungen der atmosphärischen Zusammensetzung auf deren Auswirkungen auf das Klimasystem betrachtet. Der Fokus lag dabei auf den strahlungsaktiven Gasen Ozon, Kohlenstoffdioxid, Methan, Distickstoffmonoxid, den halogenierten Kohlenstoffen Trichlorfluormethan und einem Gemisch aus weiteren Flour-Chlor-Kohlenstoffen und Flour-Chlor-Kohlenwasserstoffen welches in der Arbeit als CFC-12-Äquivalent bezeichnet wird. Deren zukünftige Mischungsverhältnisse wurden transienten Simulationen entnommen, die mit dem Klima-Chemie-Modell EMAC für die Szenarien RCP4.5, RCP6.0 und RCP8.5 mit interaktiver Chemie berechnet wurden. Die entstehenden Konsequenzen anthropogener Einflussnahme wurden für alle Gase zusammen, aber auch getrennt betrachtet. Dazu wurde eine Modellstudie mit dem Modell EMAC durchgeführt, die 156 Zeitscheiben umfasst. Es wurden neben der eigentlichen Modellatmosphäre 8 weitere Atmosphären vorgegeben, deren veränderte chemische Zusammensetzung diagnostisch auf veränderte Heizraten und Strahlungsflüsse ausgewertet wurden. An der Tropopause wird die Nettostrahlungsflussänderung Radiative Forcing (RF) genannt und gilt als Maß für die Stärke der Klimaerwärmung. Die Berechnung erfolgte zweifach. Zum einen wurden die instantanen Änderungen beschrieben, bei denen sich nichts außer den Heizraten und den Strahlungsflüssen ändern darf, zum anderen wurden die adjustierten Änderungen beleuchtet, bei denen sich zusätzlich die stratosphärischen und mesosphärischen Temperaturen anpassen dürfen bis sie ein neues Strahlungsgleichgewicht erreicht haben. Einen essenziellen Unterschied liefern die beiden Methoden nur bei Ozon. Nach einem Ozonverlust wird weniger kurzwellige Strahlung absorbiert, was eine Abkühlung zur Folge hat. Ist es jedoch kälter, wird weniger langwellige Strahlung emittiert. In der Summe ergibt das eine geringere Nettostrahlungsflussänderung beim adjustierten RF als beim instantanen RF.

Um die Strahlungsflussänderungen besser deuten zu können, wurde der Sensitivitätsparameter berechnet. Mit ihm kann das adjustierte RF in eine Temperaturänderung in 2 Meter Höhe umgerechnet werden. Für die Berechnung wurden zwei Zeitscheibensimulationen mit gekoppeltem Deckschichtozean (mit 50 m Tiefe) durchgeführt. Die Referenzsimulation wurde mit den Bedingungen des Jahres 1960 durchgeführt, wobei die Mischungsverhältnisse der Treibhausgase in der gesamten Atmosphäre konstant vorgeschrieben wurden, bzw. Ozon als Mittel der Jahre 1960 bis 1969 der transienten RCP4.5-Simulation. Dabei wurde in einem zweiten Strahlungsaufwurf mit dem Submodell RAD das adjustierte RF von  $3,084 \text{ W/m}^2$  bei einem verdoppelten  $\text{CO}_2$ -Mischungsverhältnis (von 316,7 ppmv auf 633,4 ppmv) berechnet. Daraufhin wurde eine zweite Zeitscheibensimulation gestartet, mit verdoppeltem  $\text{CO}_2$ . Hier dürfen sich alle Größen an die  $\text{CO}_2$ -Änderung anpassen, auch der Deckschichtozean. Nach ca. 50 Jahren ist ein neues Gleichgewicht erreicht und eine Temperaturerhöhung von 1,9121 Kelvin stellen sich ein. Daraus ergibt sich für das Modell EMAC der Version 2.50 ein Klimasensitivitätsparameter von 0,62. Somit kann davon ausgegangen werden, dass das in der Arbeit berechnete adjustierte RF mit 0,62 multipliziert der Änderung der global gemittelten 2-Meter-Temperatur entspricht.

Die berechneten Änderungen der Heizraten ( Trends zwischen 1975 und 2095) der einzelnen Treibhausgase zeigen je nach verwendeter Methode eine sehr unterschiedliches Ergebnis. Da sich beim instantanen RF die Temperaturen nicht anpassen dürfen, zeigen sich sehr unterschiedliche Verhaltensweisen zwischen langwelligen und kurzwelligen Heizraten. Die langwelligen Heizraten sind zum einen sehr viel größer und in anderen Atmosphärenhöhen aktiv.

In der mittleren Atmosphäre wurde für das  $\text{CO}_2$  eine maximale Abkühlungsrate von  $-0,329 \text{ K/Tag/Dekade}$  an der Stratopause (für die RCP8.5-Simulation) berechnet. In der Troposphäre sind es "nur"  $0,008 \text{ K/Tag/Dekade}$ . Die kurzwelligen Heizraten sind beinahe überall positiv und haben ihr Maximum in 10 hPa Höhe  $5,3 \times 10^{-3} \text{ K/Tag/Dekade}$ . Methan hingegen absorbiert keine kurzwellige Strahlung, es verändern sich somit nur die langwelligen Heizraten. Diese sind in der mittleren Mesosphäre, der Tropopause und unteren Troposphäre positiv und in der unteren Mesosphäre, der Stratosphäre und der oberen Troposphäre negativ. Die Werte sind dabei sehr viel kleiner als durch  $\text{CO}_2$ -Änderungen und bewegen sich zwischen  $-12,7 \times 10^{-3} \text{ K/Tag/Dekade}$  und  $1,68 \times 10^{-3} \text{ K/Tag/Dekade}$ .

Distickstoffmonoxid absorbiert ebenfalls keine kurzwellige Strahlung. Die langwelligen Heizraten sind in der Stratosphäre (maximal um 10 hPa) negativ und in der Troposphäre positiv.

Die Halogene CFC-11 und CFC-12 absorbieren ebenfalls keine kurzwellige Strahlung und da die Mischungsverhältnisse dieser Gase oberhalb der Tropopause stark abnimmt, konzentrieren sich die Änderungen der langwelligen Heizraten auch auf die Troposphäre und untere Stratosphäre. Hier sind sie größtenteils negativ, mit einer Ausnahme in mittleren Troposphäre.

Die Trends der Heizraten von Ozon sind vor allem in der mittleren Atmosphäre aus-

geprägt. In der Troposphäre vernachlässigbar gering, sind die kurz- und langwelligen Heizratentrends in der unteren Stratosphäre negativ. Dieses Verhalten wurde auch für die mittleren Mesosphäre berechnet. An der Stratopause zeigen die langwelligen Trends eine Abkühlung (max. in 2 hPa) und die kurzwelligen eine Erwärmung (max. in 1 hPa). Das über alle Dekaden gemittelte Profil ist von der Ozonerholung zwischen 2005 und 2095 geprägt. In Zeiten des Ozonverlustes zeigen die langwelligen Heizratentrends in der obersten Stratosphäre eine Erwärmung (max. in 1,5 hPa) und die kurzwelligen eine Abkühlung (max. in 2 hPa).

Werden alle Gase gleichzeitig gestört, dominieren die Änderungen von CO<sub>2</sub> und Ozon das Profil der Heizratentrends. Maximale Trends werden an der Stratopause erreicht. Die langwelligen Trends erreichen hier bis zu  $-362 \times 10^{-3}$  K/Tag/Dekade und die kurzwelligen bis +101 K/Tag/Dekade. In der mittleren Mesosphäre sind die lang- und kurzwelligen Trends immer negativ und in der Troposphäre immer positiv.

Nach der Definition des adjustierten RF, darf sich die Temperatur anpassen. Dies geschieht indem sich die langwelligen Heizraten den kurzwelligen anpassen, bzw. sie ausgleichen. Dies geschieht so lange, bis sie addiert in jedem Höhenlevel oberhalb der Tropopause Null ergeben. In der Troposphäre sind die Heizratentrends beider Methoden identisch.

Die kurz- und langwelligen Strahlungsflussänderungen, die sich aus den Treibhausgasänderungen ergeben, wurden ebenfalls als globale und annual gemittelte Profile dargestellt. Diese jedoch nicht als Trends über den gesamten Zeitraum, sondern für jede Dekade einzeln. Die addierten kurz- und langwelligen Strahlungsflussänderungen an der Tropopause werden Radiative Forcing (RF) genannt. Dieses Maß für die Stärke des Klimawandels, wurde in der Arbeit ebenfalls berechnet und dargestellt. Da der Name der Szenarien (RCP4.5, RCP6.0 und RCP8.5) auch die zu erwartende Nettostrahlungsflussänderung in W/m<sup>2</sup> beinhaltet, ist bekannt welche Summe der adj. RFs zu erwarten ist. Diese sollte jedoch mit 1 W/m<sup>2</sup> subtrahiert werden, da in der Arbeit 1965 (1960-1969) als Referenzzeitraum verwendet wurde und nicht 1750 wie bei den RCPs. Beim RCP4.5 werden in der Summe (inst./adj.) 3.5/3.81 W/m<sub>2</sub> Ende des Jahrhunderts erreicht. Dies entspricht einer Temperaturänderung von 2,17°C in 2 Metern Höhe. Den Hauptanteil daran hat CO<sub>2</sub> (inst./adj.: 3,14/2,93 W/m<sup>2</sup>) gefolgt von N<sub>2</sub>O (inst./adj.: 0,37/0,36 W/m<sup>2</sup>), Ozon, Methan und dem CFC-12-Äquivalent. Dabei folgen die RF-Verläufe den Mischungsverhältnissen der einzelnen Gase.

Bei den Berechnungen gemäß des RCP6.0 Szenarios sind in Summe (inst./adj.) 5,2/4,8 W/m<sup>2</sup> zu erwarten. Dies entspricht einer Temperaturzunahme von 2,98 °C in Bodennähe. Die Hauptschuld daran trägt das CO<sub>2</sub>, mit (inst./adj.) 4,38/4,1 W/m<sup>2</sup>, gefolgt von Distickstoffmonoxid mit 0,494/0,482 W/m<sup>2</sup>, Ozon mit 0,163/0,067 W/m<sup>2</sup>.

Beim stärksten Szenario, dem RCP8.5, werden am Ende des Jahrhunderts (inst./adj.) RF Werte von 7.86/7.28 W/m<sup>2</sup> erreicht. Ca. 82,14 % davon ((inst./adj.) 6.34/5.98 W/m<sup>2</sup>) werden von allein durch Kohlenstoffdioxid verursacht. 3,7°C würden in diesem Szenario allein durch CO<sub>2</sub> zur Klimaerwärmung beitragen. Am Ende des Jahrtausends ist das Gas mit dem zweitgrößten RF das Distickstoffmonoxid (inst./adj.) 0.65/0.63

$\text{W/m}^2$ , das Drittgrößte  $\text{CH}_4$  mit (inst./adj.)  $0.40/0.39 \text{ W/m}^2$ . Die Halogene nehmen in allen drei Szenarien beinahe den gleichen Verlauf ein. CFC-11 (inst./adj.) endet 2095 bei gerade noch  $0.00398/0.004 \text{ W/m}^2$  und CFC-12-eq bei (inst./adj.)  $0.0566/0.058 \text{ W/m}^2$ . Damit haben die Halogene mit  $0,0025^\circ\text{C}$  und  $0,036^\circ\text{C}$  so gut wie keinen Einfluss auf die bodennahe Temperatur. Nach der Störung des gesamten Ozons wurde ein RF von (inst./adj.)  $0.55/0.36 \text{ W/m}^2$ , nach rein troposphärischen Ozonänderungen (inst./adj.)  $0.53/0.42 \text{ W/m}^2$  und rein stratosphärische Ozonänderungen (inst./adj.)  $0.022/-0.064 \text{ W/m}^2$  berechnet. Somit ergibt sich eine Temperaturänderung von  $0,22^\circ\text{C}$  aus dem troposphärischen Anteil von  $0,26^\circ\text{C}$  und dem stratosphärischen Anteil von  $-0,04^\circ\text{C}$ .

Im Vergleich zwischen den Mischungsverhältnissen der GHGs über die Zeit (1965 bis 2095) und den sich daraus ergebenden Nettostrahlungsflussänderungen hat sich gezeigt, dass diese bestimmte Zusammenhänge aufzeigen. Im betrachteten Zeitraum gilt ein linearer Zusammenhang für  $\text{N}_2\text{O}$  und annähernd auch für das CFC-12-Äquivalent. Ein exponentieller Abfall bzw. eine Sättigung mit der Zeit ist für die Gase  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ , sowie ein leichter exponentieller Anstieg für CFC-11 berechnet worden. Beim Ozon ist dieser Zusammenhang vielschichtiger und müsste für einzelne Region betrachtet werden. Trotzdem zeigt dieser Zusammenhang, dass ein schnelles Eingreifen des Menschen in den Klimawandel einen entscheidenden Einfluss auf unsere Zukunft haben kann.

Frühere Publikationen nutzten zur Berechnung des *Radiative Forcings* konstante Treibhausgasvorkommen in der gesamten Atmosphäre. In Kapitel 4.1.1 wurde jedoch gezeigt, dass das nicht der natürlichen Verteilung entspricht. Es hat sich gezeigt, dass der Unterschied zwischen beiden Verteilungen einen nur sehr geringen Einfluss auf die Berechnung der adjustierten Nettostrahlungsflussänderungen an der Tropopause hat. Da die Differenzen zwischen den Abweichungen vor allem in der Strato- und Mesosphäre bestehen, sind hier auch die stärksten Auswirkungen zu beobachten. Heizraten und adjustierte Temperaturen sollten daher immer mit einer natürlichen Verteilung der Treibhausgase berechnet werden.

Im letzten Schritt wurden die individuellen Temperaturänderungen in der mittleren Atmosphäre nach einer initiierten Störung betrachtet. Es wurde gezeigt, dass eine Temperaturabnahme in der Stratosphäre und Mesosphäre die Folge von  $\text{CO}_2$ -Zunahmen ist. Dabei erfolgt die Temperaturabnahme im zonalen Mittel beinahe parallel zur Erdoberfläche. Die größte Änderung befindet sich an der Stratopause, mit zusätzlichen Maxima an den Polen. Weiterhin wurde gezeigt, dass oberhalb der Stratopause die Abkühlung wieder geringer wird.

Die Temperaturänderungen durch Methan zeigen ebenfalls eine Abkühlung in beinahe der gesamten mittleren Atmosphäre, mit einer maximalen Abkühlung an der Stratopause. Jedoch ist die Größenordnung der Abkühlung wesentlich geringer als bei  $\text{CO}_2$  und die Gebiete mit dem größten Temperaturverlusten befinden sich in den Tropen. Zusätzlich erfolgt eine Temperaturzunahme in der tropischen untersten Stratosphäre,

die jedoch nur ein Drittel der Temperaturabnahme ausmacht.

Die Temperaturabnahmen durch  $N_2O$  sind noch geringer. Sie erstrecken sich über die gesamte mittlere Stratosphäre, mit Maxima an den Polen und in den Tropen. Oberhalb davon sind die Temperaturabnahmen nur noch sehr gering. In der untersten Stratosphäre befinden sich Temperaturzunahmen, die die Abnahmen noch übersteigen.

Diese Temperaturzunahmen in der untersten Stratosphäre könnten ein Artefakt der Methode sein, und sollten nicht weiter beachtet werden.

Die Summe dieser, allein aus Strahlungsänderungen entstandene Änderung der Temperatur der mittleren Atmosphäre, konnten im Anschluss verwendet werden um die Temperaturänderungen durch Änderungen in der Dynamik zu berechnen.

Die Umsetzung erfolgte, indem die Temperaturänderungen der transienten Simulationen mit den Änderungen durch die Strahlung subtrahiert wurden. Da die Dynamik in der mittleren Atmosphäre durch die saisonalen Zyklen besser zu definieren ist, wurde diese Analyse für die Sommer- und Wintermonate getrennt durchgeführt. Es zeigte sich in Sommer- und Wintermonaten eine gespiegelte Situation, die Aufschluss über die Ursache der Temperaturänderungen liefert. Eine beschleunigte BDC in der Stratosphäre bewirkt ein schnelleres Aufsteigen in der tropischen Stratosphäre, also eine Abkühlung in diesem Bereich. Zusätzlich stellt sich ein stärkeres Absinken des unteren Astes ein und damit eine Erwärmung in den Polargebieten. In der Mesosphäre wird die BDC abgeschwächt. Hier sorgt ein langsamerer Transport von der tropischen Stratosphäre in die sommerliche Mesosphäre zu einer Erwärmung in diesem Bereich. Ein ebenfalls langsamerer Transport von der sommerlichen, in die winterliche Mesosphäre und von dort in die darunter befindlichen Atmosphärenlevel bewirkt dort eine Abkühlung.

## Ausblick

Durch die detaillierte und umfangreiche Untersuchung der treibhausgasbedingten Änderungen in der Vergangenheit und Zukunft trägt diese Arbeit zu einem verbesserten Verständnis der strahlungsbedingten und dynamischen Prozesse der mittleren Atmosphäre bei. Jedoch wurde die Arbeit vor dem Pariser Klimaabkommen von 4. November 2016 begonnen, bei dem eine Reglementierung der Klimaerwärmung auf  $2^\circ$  beschlossen wurde. Die Szenariensimulationen müssten daher auf ein solches Ziel hin überarbeitet und neu ausgewertet werden, bzw. sollte das RCP2.6 Szenario ( $1,6^\circ$  Erwärmung) in einer zukünftigen Untersuchung berücksichtigt werden. Weiterhin könnte eine Ausweitung der Untersuchung auf weitere Gase wie Wasserdampf vorgenommen werden. Auch die Einbeziehung von Aerosoländerungen könnte für idealisierte Zukunftsänderungen analysiert werden.

Eine weitere Untersuchung könnte für regionale Unterschiede durchgeführt werden,

bei denen sämtliche Änderungen nicht im globalen Mittel, sondern in zonalen Mittel oder direkt global dargestellt werden.

Für den in Kapitel 7.3 angesprochen Zusammenhang zwischen regionalen Ozonänderungen und dem daraus folgenden adjustierten RF, könnten weitere Simulationen durchgeführt werden. Außerdem könnte eine Erweiterung der Abbildung 7.17 des Schemas RF vs. GHG-Änderung bis ins Jahr 2300 bzw. eine Simulation mit 8-fachen Konzentrationen durchgeführt werden, um die Zusammenhänge zu bestätigen.

# Anhang



## Literaturverzeichnis

- Andreae, M., Rosenfeld, D., Artaxo, P., Costa, A., Frank, G., Longo, K., & Silva-Dias, M. (2004). Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*, *303*(5662), 1337–1342.
- Andrews, D., & McIntyre, M. E. (1976). Planetary waves in horizontal and vertical shear: The generalized Eliassen-Palm relation and the mean zonal acceleration. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *33*(11), 2031–2048.
- Andrews, D. G., Holton, J. R., & Leovy, C. B. (1987). *Middle atmosphere dynamics*. 40. Academic press.
- Andrews, T., Forster, P. M., & Gregory, J. M. (2009). A surface energy perspective on climate change. *J. Clim.*, *22*(10), 2557–2570.
- Andrews, T., Gregory, J. M., Forster, P. M., & Webb, M. J. (2012a). Cloud Adjustment and its Role in CO<sub>2</sub> Radiative Forcing and Climate Sensitivity: A Review . *Surv. Geophys.*, *33*, 619–635.
- Andrews, T., Gregory, J. M., Webb, M. J., & Taylor, K. E. (2012b). Forcing, feedbacks and climate sensitivity in CMIP5 coupled atmosphere-ocean climate models. *Geophysical Research Letters*, *39*(9).
- Antonov, J. I., Levitus, S., & Boyer, T. P. (2004). Climatological annual cycle of ocean heat content. *Geophysical research letters*, *31*(4).
- Arblaster, J. M., Gillett, N. P., Calvo, N., P. M. Forster, L. M. P., Son, S.-W., Waugh, D. W., & Young, P. J. (2014). Stratospheric ozone changes and climate. In *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2014*, 55, chap. 4. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
- Asselin, R. (1972). Frequency filter for time integrations. *Mon. Weather Rev.*, *100*, 487–490.
- Baldwin, M., Gray, L., Dunkerton, T., Hamilton, K., Haynes, P., Randel, W., Holton, J., Alexander, M., Hirota, I., Horinouchi, T., et al. (2001). The quasi-biennial oscillation. *Reviews of Geophysics*, *39*(2), 179–229.

- Baldwin, M. P., & Thompson, D. W. (2009). A critical comparison of stratosphere–troposphere coupling indices. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135(644), 1661–1672.
- Berger, A. (1988). Milankovitch theory and climate. *Reviews of geophysics*, 26(4), 624–657.
- Bhartia, P., McPeters, R., Flynn, L., Taylor, S., Kramarova, N., Frith, S., Fisher, B., & DeLand, M. (2013). Solar Backscatter UV (SBUV) total ozone and profile algorithm. *Atmospheric Measurement Techniques*, 6(10), 2533–2548.
- Biermann, F., & Boas, I. (2008). Für ein Protokoll zum Schutz von Klimaflüchtlingen. *VN Vereinte Nationen*, 56(1), 10–15.
- Birner, T., & Bönisch, H. (2011). Residual circulation trajectories and transit times into the extratropical lowermost stratosphere. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(2), 817–827.
- Bodeker, G., Hassler, B., Young, P., & Portmann, R. W. (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.
- Bony, S., Colman, R., Kattsov, V. M., Allan, R. P., Bretherton, C. S., Dufresne, J.-L., Hall, A., Hallegatte, S., Holland, M. M., Ingram, W., et al. (2006). How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? *Journal of Climate*, 19(15), 3445–3482.
- Brasseur, G. P., & Solomon, S. (2006). *Aeronomy of the middle atmosphere: Chemistry and physics of the stratosphere and mesosphere*, vol. 32. Springer Science & Business Media.
- Braun, H., Christl, M., Rahmstorf, S., Ganopolski, A., Mangini, A., Kubatzki, C., Roth, K., & Kromer, B. (2005). Possible solar origin of the 1,470-year glacial climate cycle demonstrated in a coupled model. *Nature*, 438, 208–211.
- Brewer, A. (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(326), 351–363.
- Buchholz, J. (2005). *Simulations of physics and chemistry of polar stratospheric clouds with a general circulation model*. Ph.D. thesis, Johannes-Gutenberg Universität, Mainz.
- Burroughs, W. J. (1993). *Die Weltwettermaschine*. Springer Basel AG.

- Butchart, N., Cionni, I., Shepperd, V. E. T. G., Waugh, D. W., Akiyoshi, H., Austin, J., Brühl, C., Chipperfield, M. P., Cordero, E., Dameris, M., Deckert, R., Dhomse, S., Frith, S. M., Garcia, R. R., Gentleman, A., Giorgetta, M. A., Kinnison, D. E., Li, F., Mancini, E., McLandress, C., Pawson, S., Pitari, G., Plummer, D. A., Rozanov, E., Sassi, F., Scinocca, J. F., Shibata, K., Steil, B., & Tian, W. (2010). Chemistry-Climate Model Simulations of Twenty-First Century Stratospheric Climate and Circulation Changes. *23*, 5349–5374.
- Butchart, N., Scaife, A., Bourqui, M., De Grandpré, J., Hare, S., Kettleborough, J., Langematz, U., Manzini, E., Sassi, F., Shibata, K., et al. (2006). Simulations of anthropogenic change in the strength of the Brewer–Dobson circulation. *Climate Dynamics*, *27*(7-8), 727–741.
- Butchart, N., & Scaife, A. A. (2001). Removal of chlorofluorocarbons by increased mass exchange between the stratosphere and troposphere in a changing climate. *Nature*, *410*(6830), 799–802.
- Calvo, N., & Garcia, R. R. (2009). Wave forcing of the tropical upwelling in the lower stratosphere under increasing concentrations of greenhouse gases. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *66*(10), 3184–3196.
- Campisano, C. J. (2012). Milankovitch Cycles, Paleoclimatic Change, and Hominin Evolution. *Nature Education Knowledge*, *4*(3)(5).
- Carpenter, L. J., Reimann, S., Burkholder, J. B., Clerbaux, C., Hall, B. D., Hossaini, R., Laube, J. C., Yvon-Lewis, S. A., Engel, A., Montzka, S., et al. (2014). Update on ozone-depleting substances (ODSs) and other gases of interest to the Montreal protocol. *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2014*, (pp. 1–1).
- Certini, G., & Scalenghe, R. (2011). Anthropogenic soils are the golden spikes for the Anthropocene. *The Holocene*.
- Cess, R., Potter, G., Ghan, S., & Gates, W. (1985). The climatic effects of large injections of atmospheric smoke and dust: A study of climate feedback mechanisms with one-and three-dimensional climate models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *90*(D7), 12937–12950.
- Chapman, C. R., Durda, D. D., & Gold, R. E. (2001). The comet/asteroid impact hazard: a systems approach. *Office of Space Studies, Southwest Research Institute, Boulder CO, 80302*, 24.
- Chapuis-Lardy, L., Wrage, N., Metay, A., CHOTTE, J.-L., & Bernoux, M. (2007). Soils, a sink for N<sub>2</sub>O? A review. *Global Change Biology*, *13*(1), 1–17.
- Charney, J. G., & Drazin, P. G. (1961). Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, *66*(1), 83–109.

- Cionni, I., Eyring, V., Lamarque, J.-F., Randel, W., Stevenson, D., Wu, F., Bodeker, G., Shepherd, T., Shindell, D., & Waugh, D. (2011). Ozone database in support of CMIP5 simulations: results and corresponding radiative forcing. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *11*(21), 11267–11292.
- Clarke, L., Edmonds, J., Jacoby, H., Pitcher, H., Reilly, J., & Richels, R. (2007). Scenarios of greenhouse gas emissions and atmospheric concentrations. *US Department of Energy Publications*, (p. 6).
- Clough, S., Grahame, N., & O'Neill, A. (1985). Potential vorticity in the stratosphere derived using data from satellites. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *111*(468), 335–358.
- Collins, W., Derwent, R., Johnson, C., & Stevenson, D. (2000). The impact of human activities on the photochemical production and destruction of tropospheric ozone. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *126*(566), 1925–1951.
- Colman, R. (2003). A comparison of climate feedbacks in general circulation models. *Climate Dynamics*, *20*(7-8), 865–873.
- Crutzen, P., & Stoermer, E. (2000). The Anthropocene IGBP Newsletter, 41. *Royal Swedish Academy of Sciences, Stockholm, Sweden*.
- Crutzen, P. J. (2002). Geology of mankind. *Nature*, *415*(6867), 23–23.
- Crutzen, P. J. (2006). The “anthropocene”. In E. Ehlers, & T. Krafft (Eds.) *Earth System Science in the Anthropocene*, (pp. 13–18).
- Cubasch, U., Wuebbles, D., Chen, D., Facchini, M. C., DFrame, Mahowald, N., & Winther, J.-G. (2013). Introduction. In T. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, & P. Midgley (Eds.) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- DeLand, M., Taylor, S., Huang, L.-K., & Fisher, B. (2012). Calibration of the SBUV version 8.6 ozone data product. *Atmospheric Measurement Techniques*, *5*(11), 2951–2967.
- Denman, K. L., Brasseur, G., Chidthaisong, A., Ciais, P., Cox, P. M., Dickinson, R. E., Hauglustaine, D., Heinze, C., Holland, E., Jacob, D., & et al. (2007). Couplings between changes in the climate system and biogeochemistry. In S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, & H. L. Miller (Eds.) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, UK and New York, NY: Cambridge University Press.

- Diaz, H. F., & Markgraf, V. (2000). *El Niño and the Southern Oscillation: multiscale variability and global and regional impacts*. Cambridge University Press.
- Dietmüller, S., Jöckel, P., Tost, H., Kunze, M., Gellhorn, C., Brinkop, S., Frömming, C., Ponater, M., Steil, B., Lauer, A., et al. (2016). User Manual for the MESSy Submodels RAD (including FUBRAD), AEROPT, CLOUDOPT, ORBIT.
- Dietmüller, S., Ponater, M., & Sausen, R. (2014). Interactive ozone induces a negative feedback in CO<sub>2</sub>-driven climate change simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *119*(4), 1796–1805.
- Dlugokencky, E., Houweling, S., Bruhwiler, L., Masarie, K., Lang, P., Miller, J., & Tans, P. (2003). Atmospheric methane levels off: Temporary pause or a new steady-state? *Geophysical Research Letters*, *30*(19).
- Dobson, G. (1956). Origin and distribution of the polyatomic molecules in the atmosphere. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, *236*(1205), 187–193.
- Dobson, G. (1973). Atmospheric ozone and the movement of the air in the stratosphere. *Pure and applied geophysics*, *106*(1), 1520–1530.
- Doughty, C. E., Wolf, A., & Field, C. B. (2010). Biophysical feedbacks between the Pleistocene megafauna extinction and climate: The first human-induced global warming? *Geophysical Research Letters*, *37*(15).
- Dowdy, A. J., Vincent, R. A., Murphy, D. J., Tsutsumi, M., Riggan, D. M., & Jarvis, M. J. (2004). The large-scale dynamics of the mesosphere–lower thermosphere during the Southern Hemisphere stratospheric warming of 2002. *Geophysical Research Letters*, *31*(14).
- Dzhalilov, N., Staude, J., & Oraevsky, V. (2002). Eigenoscillations of the differentially rotating Sun-I. 22-year, 4000-year, and quasi-biennial modes. *Astronomy & Astrophysics*, *384*(1), 282–298.
- Edmon Jr, H., Hoskins, B., & McIntyre, M. (1980). Eliassen-Palm cross sections for the troposphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *37*(12), 2600–2616.
- Eichelberger, S. J., & Hartmann, D. L. (2005). Changes in the strength of the Brewer-Dobson circulation in a simple AGCM. *Geophysical research letters*, *32*(15).
- Eliassen, A., & Palm, E. (1960). Wave energy transfer in stationary gravity waves. *Geophysica Norvegica*, *22*(3).
- Eliassen, A., & Palm, E. (1961). On the transfer of energy in stationary mountain waves. *Geophysica Norvegica*, *22*, 1–23.

- Eyring, V., Lamarque, J.-F., Hess, P., Arfeuille, F., Bowman, K., Chipperfield, M. P., Duncan, B., Fiore, A., Gettelman, A., Giorgetta, M. A., Granier, C., Hegglin, M., Kinnison, D., Kunze, M., Langematz, U., Luo, B., Martin, R., Matthes, K., Newman, P. A., Peter, T., Robock, A., Ryerson, T., Saiz-Lopez, A., Salawitch, R., Schultz, M., Shepherd, T. G., Shindell, D., Staehelin, J., Tegtmeier, S., Thomason, L., Tilmes, S., Vernier, J.-P., Waugh, D. W., & Young, P. J. (2013). Overview of IGAC/SPARC Chemistry-Climate Model Initiative (CCMI) Community Simulations in Support of Upcoming Ozone and Climate Assessments. *SPARC newsletter*, (40), 48–66.
- Eyring, V., Shepherd, T. G., & Waugh, D. W. (2010). SPARC Report on the Evaluation of Chemistry-Climate Models. *SPARC Report No. 5*, WCRP-132, WMO/TD-No. 1526.  
URL <http://www.atmosp.physics.utoronto.ca/SPARC>
- Feddema, J. J., Oleson, K. W., Bonan, G. B., Mearns, L. O., Buja, L. E., Meehl, G. A., & Washington, W. M. (2005). The importance of land-cover change in simulating future climates. *Science*, 310(5754), 1674–1678.
- Fels, S. B., Mahlman, J. D., Schwarzkopf, M. D., & Sinclair, R. W. (1980). Stratospheric Sensitivity to Perturbations in Ozone and Carbon Dioxide: Radiative and Dynamical Response. *J. Atmos. Sci.*, 37, 2265–2297.
- Field, C. B., Barros, V. R., Dokken, D., Mach, K., Mastrandrea, M., Bilir, T., Chatterjee, M., Ebi, K., Estrada, Y., Genova, R., et al. (2014). IPCC, 2014: Climate change 2014: Impacts, adaptation, and vulnerability. Part A: Global and sectoral aspects. Contribution of working group II to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change.
- Fomichev, V. I., Jonsson, A. I., De Grandpre, J., Beagley, S. R., McLandress, C., Semeniuk, K., & Shepherd, T. G. (2007). Response of the middle atmosphere to CO<sub>2</sub> doubling: Results from the Canadian Middle Atmosphere Model. *Journal of climate*, 20(7), 1121–1144.
- Forster, P. M. d. F., Freckleton, R. S., & Shine, K. P. (1997). On Aspects of the concept of radiative forcing. *Clim. Dyn.*, 13, 547–560.
- Forster, P. M. d. F., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Berntsen, T., Betts, R., Fahey, D. W., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D. C., Myhre, G., Nganga, J., Prinn, R., Raga, G., Schultz, M., & Van Dorland, R. (2007). Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. In S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. Averyt, M. Tignor, & H. Miller (Eds.) *Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, (pp. 129–234). Cambridge University Press, United Kingdom.

- Fouquart, Y., & Bonnel, B. (1980). Computations of solar heating of the earth's atmosphere- A new parameterization. *Beitraege zur Physik der Atmosphaere*, 53, 35–62.
- Fuglestedt, J. S., Berntsen, T. K., Godal, O., Sausen, R., Shine, K. P., & Skodvin, T. (2003). Metrics of climate change: Assessing radiative forcing and emission indices. *Climatic Change*, 58(3), 267–331.
- Fujino, J., Nair, R., Kainuma, M., Masui, T., & Matsuoka, Y. (2006). Multi-gas mitigation analysis on stabilization scenarios using AIM global model. *The Energy Journal*, (pp. 343–353).
- Fuller, D. Q., Van Etten, J., Manning, K., Castillo, C., Kingwell-Banham, E., Weisskopf, A., Qin, L., Sato, Y.-I., & Hijmans, R. J. (2011). The contribution of rice agriculture and livestock pastoralism to prehistoric methane levels: An archaeological assessment. *The Holocene*.
- Garcia, R. R., Dunkerton, T. J., Lieberman, R. S., & Vincent, R. A. (1997). Climatology of the semiannual oscillation of the tropical middle atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 102, 26–019.
- Garcia, R. R., & Randel, W. J. (2008). Acceleration of the Brewer-Dobson circulation due to increases in greenhouse gases. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(8), 2731–2739.
- Garcia, R. R., Randel, W. J., & Kinnison, D. E. (2011). On the determination of age of air trends from atmospheric trace species. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(1), 139–154.
- Gautam, R., Hsu, N. C., Lau, K.-M., & Kafatos, M. (2009a). Aerosol and rainfall variability over the Indian monsoon region: distributions, trends and coupling, journal = *Annales Geophysicae*. 27(9), 3691–3703.
- Gautam, R., Hsu, N. C., Lau, K.-M., Tsay, S.-C., & Kafatos, M. (2009b). Enhanced pre-monsoon warming over the Himalayan-Gangetic region from 1979 to 2007. *Geophys. Res. Lett.*, 36(7).
- Geisler, C., & Currens, B. (2017). Impediments to inland resettlement under conditions of accelerated sea level rise. *Land Use Policy*, 66, 322–330.
- Giorgetta, M., & Bengtsson, L. (1999). The potential role of the quasi-biennial oscillation in stratosphere-troposphere exchange as found in water vapour in general circulation model experiments. *J. Geophys. Res.*, 104, 6003–6019.
- Giorgetta, M. A., Manzini, E., Roeckner, E., Esch, M., & Bengtsson, L. (2006). Climatology and forcing of the quasi-biennial oscillation in the MAECHAM5 model. *Journal of Climate*, 19(16).

- Goody, R. M., & Yung, Y. L. (1989). *Atmospheric Radiation - Theoretical Basis - 2nd Edition*. Oxford University Press, New York, NY.
- Gray, L., & Pyle, J. (1986). The semi-annual oscillation and equatorial tracer distributions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *112*(472), 387–407.
- Gray, L., & Pyle, J. (1987). Two-Dimensional Model Studies of Equatorial Dynamics and Tracer Distributions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *113*(476), 635–651.
- Gregory, J., Banks, H., Stott, P., Lowe, J., & Palmer, M. (2004a). Simulated and observed decadal variability in ocean heat content. *Geophys. Res. Lett.*, *31*(15).
- Gregory, J., Ingram, W., Palmer, M., Jones, G., Stott, P., Thorpe, R., Lowe, J., Johns, T., & Williams, K. (2004b). A new method for diagnosing radiative forcing and climate sensitivity. *Geophys. Res. Lett.*, *31*(3).
- Grewe, V. (2006). The origin of ozone. *Atmos. Chem. Phys.*, *6*, 1495–1511.
- Grewe, V., Brunner, D., Dameris, M., Grenfell, J. L., Hein, R., Schindell, D., & Staehlin, J. (2001). Origin and variability of upper tropospheric nitrogen oxides and ozone at northern mid-latitudes. *Atmos. Environ.*, *35*, 3421–3433.
- Haigh, J., & Pyle, J. (1982). Ozone perturbation experiments in a two-dimensional circulation model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *108*(457), 551–574.
- Hansen, J., Lacis, A., Ruedy, R., & Sato, M. (1992). Potential Climate Impact of Mount Pinatubo eruption. *Geophys. Res. Lett.*, *19*, 215–218.
- Hansen, J., Nazarenko, L., Ruedy, R., Sato, M., Willis, J., Genio, A. D., Koch, D., Lacis, A., Lo, K., Menen, S., Novakov, T., Perlwitz, J., Russel, G., Schmidt, G. A., & Tausnev, N. (2005a). Earth's energy imbalance: Confirmation and implications. *Science*, *308*(5727), 1431–1435.
- Hansen, J., Russell, G., Lacis, A., Fung, I., Rind, D., & Stone, P. (1985). Climate Response Times: Dependence on Climate Sensitivity and Ocean Mixing. *Science*, *229*(4716), 857–859.
- Hansen, J., Sato, M., Lacis, A., & Ruedy, R. (1997a). The missing climate forcing. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B: Biological Sciences*, *352*(1350), 231–240.
- Hansen, J., Sato, M., Ruedy, A. L., Asamoah, K., Beckford, K., Borenstein, S., Brown, E., Cairns, B., Carlson, B., Curran, B., de Castro, S., Druyan, L., Etwarrow, P., Ferde, T., Fox, M., Gaffen, D., Glascoe, J., Gordon, H., Hollandsworth, S., Jiang, X., Johnson, C., Lawrence, N., Lean, J., Lerner, J., Lo, K., Logan, J., Lueckett, A.,

- McCormick, M., McPeters, R., Miller, R., Minnis, P., Ramberran, I., Russell, G., Russell, P., Stone, P., Tegen, I., Thomas, S., Thomason, L., Thompson, A., Wilder, J., Willson, R., & Zawodny, J. (1997b). Forcings and chaos in interannual to decadal climate change. *J. Geophys. Res.*, *102*, 25679–25720.
- Hansen, J., Sato, M., & Ruedy, R. (1997c). Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, *102*(D6), 6831–6864.
- Hansen, J., Sato, M., Ruedy, R., Lacis, A., & Oinas, V. (2000). Global warming in the twenty-first century: An alternative scenario. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, *97*(18), 9875–9880.
- Hansen, J., Sato, M., Ruedy, R., Nazarenko, L., Lacis, A., Schmidt, G. A., Russell, G., Aleinov, I., Bauer, M., Bauer, S., Bell, N., Cairns, B., Canuto, V., Chandler, M., Cheng, Y., Genio, A. D., Faluvegi, G., Fleming, E., Friend, A., Hall, T., Jackman, C., Kelley, M., Kiang, N., Koch, D., Lean, J., Lerner, J., Lo, K., Menon, S., Miller, R., Minnis, P., Novakov, T., Oinas, V., Perlwitz, J., Perlwitz, J., Rind, D., Romanou, A., Shindell, D., Stone, P., Sun, S., Tausnev, N., Thresher, D., Wielicki, B., Wong, T., Yao, M., & Zhang, S. (2005b). Efficacy of climate forcings. *Geophys. Res. Lett.*, *110*(D18104).
- Hansen, J., & Takahashi, T. (1984). *Climate Process and Climate Sensitivity*. Washington, DC: American Geophysical Union.
- Hartmann, D. (1994). *Global Physical Climatology*. International Geophysics. Elsevier Science.
- Hartmann, D. (2015). *Global Physical Climatology*. International Geophysics. Second Edition, Elsevier Science.
- Hartmann, D., Tank, A. K., Rusticucci, M., Alexander, L., Brönnimann, S., Charabi, Y., Dentener, F., Dlugokencky, E., Easterling, D., Kaplan, A., et al. (2013). Observations: Atmosphere and surface, Chapter 2 in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by TF Stocker, D. Qin, G. K. Plattner, M. Tignor, SK Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and PM Midgley, Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY.
- Hassler, B., Bodeker, G., Cionni, I., & Dameris, M. (2009). A vertically resolved, monthly mean, ozone database from 1979 to 2100 for constraining global climate model simulations. *International Journal of Remote Sensing*, *30*(15-16), 4009–4018.
- Hassler, B., Bodeker, G., & Dameris, M. (2008). Technical Note: A new global database of trace gases and aerosols from multiple sources of high vertical resolution measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *8*(17), 5403–5421.

- Hausmann, P., Sussmann, R., & Smale, D. (2016). Contribution of oil and natural gas production to renewed increase in atmospheric methane (2007–2014): top–down estimate from ethane and methane column observations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(5), 3227–3244.
- Haynes, P., McIntyre, M., Shepherd, T., Marks, C., & Shine, K. P. (1991). On the “downward control” of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48(4), 651–678.
- Hays, J., Imbrie, J., & Shackleton, N. J. (1976). Variations in the Earth’s Orbit: Pacesetter of the Ice Ages. *Science*, 194.
- Hegglin, M. I., Fahey, D. W., McFarland, M., Montzka, S. A., & Nash, E. R. (2015). Twenty Questions and Answers About the Ozone Layer: 2014 Update, Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2014. *World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 2015*, (p. 84 pp.).
- Heimann, M., & Reichstein, M. (2008). Terrestrial ecosystem carbon dynamics and climate feedbacks. *Nature*, 451(7176), 289–292.
- Held, I. M., & Soden, B. J. (2006). Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *Journal of Climate*, 19(21), 5686–5699.
- Hijioka, Y., Matsuoka, Y., Nishimoto, H., Masui, T., & Kainuma, M. (2008). Global GHG emission scenarios under GHG concentration stabilization targets. *Journal of Global Environment Engineering*, 13, 97–108.
- Hines, C. O. (1997a). Doppler-spread parameterization of gravity-wave momentum deposition in the middle atmosphere. Part 1: Basic formulation. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 59(4), 371–386.
- Hines, C. O. (1997b). Doppler-spread parameterization of gravity-wave momentum deposition in the middle atmosphere. Part 2: Broad and quasi monochromatic spectra, and implementation. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 59(4), 387–400.
- Holton, J. (1990). On the global exchange of mass between the stratosphere and troposphere. *Journal of the atmospheric sciences*, 47(3), 392–395.
- Holton, J. R., & Alexander, M. J. (2000). The role of waves in the transport circulation of the middle atmosphere. *Atmospheric science across the stratopause*, (pp. 21–35).
- Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K., & Johnson, C. (2001). Climate change 2001: the scientific basis.

- Houghton, J. T., Jenkins, G. J., & Ephraums, J. J. (1990). *Climate Change. The Intergovernmental Panel on Climate Change Scientific Assessment by Working Group I*. Cambridge University Press, Cambridge, Great Britain, New York, NY, USA and Melbourne, Australia.
- Hu, Z., Lee, J. W., Chandran, K., Kim, S., & Khanal, S. K. (2012). Nitrous oxide (N<sub>2</sub>O) emission from aquaculture: a review. *Environmental science & technology*, 46(12), 6470–6480.
- Iacono, M. J., Delamere, J. S., Mlawer, E. J., Shephard, M. W., Clough, S. A., & Collins, W. D. (2008). Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D13).
- Imbrie, J., & Imbrie, J. Z. (1980). Modeling the Climatic Response to Orbital Variations. *Science*, 207(4434), 943–953.
- IPCC (2007). Report of the 26th session of the IPCC. Bangkok. April 30–May 4 2007. Tech. rep., Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, Switzerland.
- Jacob, D., Avissar, R., Bond, G. C., Gaffin, S., Kiehl, J. T., Lean, J. L., Lohmann, U., Mann, M. E., Pielke, R. A., Ramanathan, V., & Russell, L. M. (2005). *Radiative forcing of climate change: expanding the concept and addressing uncertainties*. Washington, DC : National Academies Press.
- Jakobi, H. W. (1988). *Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW): Verwendung und Vermeidungsalternativen*. Schmidt.
- Jeong, G.-R., & Wang, C. (2010). Climate effects of seasonally varying Biomass Burning emitted Carbonaceous Aerosols (BBCA). *Atmos. Chem. Phys.*, 10(17), 8373–8389.
- Jöckel, P. (2006). Technical note: Recursive rediscritisation of geo-scientific data in the Modular Earth Submodel System (MESSy) . *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 3557–3562.
- Jöckel, P., Kerkweg, A., Buchholz-Dietsch, J., Tost, H., Sander, R., & Pozzer, A. (2008). Technical Note: Coupling of chemical processes with the Modular Earth Submodel System (MESSy) submodel TRACER. *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 1677–1687.
- Jöckel, P., Kerkweg, A., Pozzer, A., Sander, R., Tost, H., Riede, H., Baumgaertner, A., Gromov, S., & Kern, B. (2010). Development cycle 2 of the Modular Earth Submodel System (MESSy2). *Geosci. Model Dev.*, 3, 717–752.
- Jöckel, P., Snader, R., Kerkweg, A., Tost, H., & Lelieveld, J. (2005). Technical Note: The Modular Earth Submodel System (MESSy) - a new approach towards Earth

- System Modeling. *Atmos. Chem. Phys.*, (5), 433–444.  
URL <http://www.atmos-chem-phys.net/5/433/2005>
- Jöckel, P., Tost, H., Pozzer, A., Brühl, C., Buchholz, J., Ganzeveld, L., Hoor, P., Kerkweg, A., Lawrence, M. G., Sander, R., Steil, B., Stiller, G., Tanarhte, M., Taraborelli, D., van Aardenne, J., & Lelieveld, J. (2006). The atmospheric chemistry general circulation model ECHAM5/MESSy1: consistent simulation of ozone from the surface to the mesosphere. *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 5067–5104.
- Joshi, M., Shine, K., Ponater, M., Stuber, N., Sausen, R., & Li, L. (2003). A comparison of climate response to different radiative forcings in three general circulation models: towards an improved metric of climate change. *Climate Dynamics*, 20(7-8), 843–854.
- Juckes, M., & O'Neill, A. (1988). Early winter in the northern stratosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 114(482), 1111–1125.
- Kato, S. (2009). Interannual Variability of the Global Radiation Budget. *J. Clim.*, 22, 4893–4907.
- Keeling, C., & Whorf, T. (2000). Atmospheric CO<sub>2</sub> records from sites in the SIO air sampling network, in, Trends, Dept. *Energy, Oak Ridge, TN*.
- Keppler, E. (1990). *Sonne, Monde und Planeten. Was geschieht in unserem Sonnensystem?*. Piper.
- Kerkweg, A., Buchholz, J., Ganzeveld, L., Pozzer, A., Tost, H., & Jöckel, P. (2006a). Technical Note: An implementation of the dry removal processes DRY DEposition and SEDimentation in the Modular Earth Submodel System (MESSy). *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 4617–4632.
- Kerkweg, S., Sander, R., Tost, H., & Jöckel, P. (2006b). Technical Note: Implementation of prescribed (OFFLEM), calculated (ONLEM) and pseudo-emissions (TNUDGE) of chemical species in the Modular Earth Submodel System (MESSy). *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 3603–3609.
- Kiehl, J. T., & Briegleb, B. P. (1993). The Relative Roles of Sulfate Aerosols and Greenhouse Gases in Climate Forcing. *Science*, 260, 311–314.
- Kinnison, D., Johnston, H., & Wuebbles, D. (1988). Ozone calculations with large nitrous oxide and chlorine changes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 93(D11), 14165–14175.
- Kislov, A. (2001). Climate in the past, present, and future. *Moscow, Russia. MAIK Nauka/Interperiodika*.

- Ko, M., Newman, P., Reimann, S., & Strahan, S. (2013). SPARC Report on the Lifetimes of Stratospheric Ozone-Depleting Substances, Their Replacements, and Related Species, SPARC Rep. 6. Tech. rep., WCRP-15/2013.
- Krishnan, R., & Ramanathan, V. (2002). Evidence of surface cooling from absorbing aerosols. *Geophys. Res. Lett.*, *29*(9), 1340.
- Kump, L. R., Brantley, S. L., & Arthur, M. A. (2000). Chemical Weathering, Atmospheric CO<sub>2</sub>, and Climate. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *28*, 611–667.
- Kunze, M., Godolt, M., Langematz, U., Grenfell, J., Hamann-Reinus, A., & Rauer, H. (2014). Investigating the early Earth faint young Sun problem with a general circulation model. *Planetary and Space Science*, *98*(0), 77–92. Planetary evolution and life.
- Labitzke, K. (1977). Interannual variability of the winter stratosphere in the Northern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, *105*(6), 762–770.
- Labitzke, K. (1982). On the interannual variability of the middle stratosphere during the northern winters. *Meteorological Society of Japan, Journal*, *60*, 124–139.
- Labitzke, K. (1998). *Die Stratosphäre: Phänomene, Geschichte, Relevanz*. Springer-Verlag.
- Labitzke, K., Kunze, M., & Brönnimann, S. (2006). Sunspots, the QBO and the stratosphere in the North Polar Region—20 years later. *Meteorologische Zeitschrift*, *15*(3), 355–363.
- Labitzke, K., & Van Loon, H. (1992). On the association between the QBO and the extratropical stratosphere. *Journal of atmospheric and terrestrial physics*, *54*(11–12), 1453–1463.
- Lacis, A., Hansen, J., & Sato, M. (1992). Climate Forcing by Stratospheric Aerosols. *Geophys. Res. Lett.*, *19*(15), 1607–1610.
- Landgraf, J., & Crutzen, P. (1998). An efficient method for online calculations of photolysis and heating rates. *J. Atmos. Sci.*, *55*, 863–878.
- Lawrence, M. G., & Rasch, P. J. (2005). Tracer Transport in Deep Convective Updrafts: Plume Ensemble versus Bulk Formulations. *Journal of the atmospheric sciences*, *62*(8).
- Lelieveld, J., Brühl, C., Jöckel, P., Steil, B., Crutzen, P., Fischer, H., Giorgetta, M., Hoor, P., Lawrence, M., Sausen, R., & Tost, H. (2007). Stratospheric dryness: Model simulations and satellite observations. *Atmos. Chem. Phys.*, *7*, 1313–1332.

- Levitus, S., Antonov, J., Boyer, T., Locarnini, R., Garcia, H., & Mishonov, A. (2009). Global ocean heat content 1955–2008 in light of recently revealed instrumentation problems. *Geophys. Res. Lett.*, *36*(7).
- Li, F., Austin, J., & Wilson, J. (2008). The strength of the Brewer-Dobson circulation in a changing climate: Coupled chemistry-climate model simulations. *Journal of Climate*, *21*(1), 40–57.
- Li, F., Stolarski, R., Pawson, S., Newman, P. A., Waugh, D., et al. (2010). Narrowing of the upwelling branch of the Brewer-Dobson circulation and Hadley cell in chemistry-climate model simulations of the 21st century. *Geophysical Research Letters*, *37*(13).
- Liepert, B. G. (2002). Observed reductions of surface solar radiation at sites in the United States and worldwide from 1961 to 1990. *Geophys. Res. Lett.*, *29*(10), 1421.
- Liepert, B. G., Feichter, J., Lohmann, U., & Roeckner, E. (2004). Can aerosols spin down the water cycle in a warmer and moister world? *Geophys. Res. Lett.*, *31*(6).
- Lin, S.-J., & Rood, R. B. (1996). Multidimensional flux-form semi-Lagrangian transport schemes. *Mon. Weather Rev.*, *124*(9), 2046–2070.
- Lindzen, R. S. (1981). Turbulence and stress owing to gravity wave and tidal breakdown. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *86*(C10), 9707–9714.
- Ljungqvist, F. C., Krusic, P. J., Sundqvist, H. S., Zorita, E., Brattström, G., & Frank, D. (2016). Northern Hemisphere hydroclimate variability over the past twelve centuries. *Nature*, *532*(7597), 94–98.
- Lohmann, U., & Feichter, J. (2001). Can the direct and semi-direct aerosol effect compete with the indirect effect on a global scale? *Geophys. Res. Lett.*, *28*(1), 159–161.
- Lohmann, U., Rotstajn, L., Storelvmo, T., Jones, A., Menon, S., Quaas, J., Ekman, A. M., Koch, D., & Ruedy, R. (2010). Total aerosol effect: radiative forcing or radiative flux perturbation? *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*(7), 3235–3246.
- London, J. (1980). Radiative Energy Sources and Sinks in the Stratosphere and Mesosphere. *Atmospheric Ozone and its Variation and Human Influences, Proceedings of the NATO Advanced Study Institute held 1-13 October, 1979 in Aldeia das Acoteias, Portugal. Edited by M. Nicolet and A.C. Aikin. Washington, DC: US Department of Transportation, 1980., p.703.*
- Luder, T., Benz, W., & Stocker, T. F. (2003). A model for long-term climatic effects of impacts. *J. Geophys. Res.*
- Malberg, H. (2007). *Meteorologie und Klimatologie*. 5. Springer.

- Manabe, S., & Strickler, R. F. (1964). Thermal equilibrium of the atmosphere with convective adjustment. *J. Atmos. Sci.*, *21*, 361–385.
- Manne, A. S., & Richels, R. G. (2001). An alternative approach to establishing trade-offs among greenhouse gases. *Nature*, *410*(6829), 675–677.
- Manney, G., & Sabutis, J. (2000). Development of the polar vortex in the 1999–2000 Arctic winter stratosphere. *Geophysical research letters*, *27*(17), 2589–2592.
- Manney, G. L., Sabutis, J. L., & Swinbank, R. (2001). A unique stratospheric warming event in November 2000. *Geophysical research letters*, *28*(13), 2629–2632.
- Manning, P. (2012). *Migration in world history*. Routledge.
- Matsuno, T. (1970). Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter Northern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *27*(6), 871–883.
- Maycock, A. (2016). The contribution of ozone to future stratospheric temperature trends. *Geophysical Research Letters*, *43*(9), 4609–4616.
- McIntyre, M. E., & Palmer, T. (1983). Breaking planetary waves in the stratosphere. *Nature*, *305*(5935), 593–600.
- McLandress, C., & Shepherd, T. G. (2009). Simulated anthropogenic changes in the Brewer-Dobson circulation, including its extension to high latitudes. *Journal of Climate*, *22*(6), 1516–1540.
- Meehl, G. A., Covey, C., Taylor, K. E., Delworth, T., Stouffer, R. J., Latif, M., McAvaney, B., & Mitchell, J. F. (2007). The WCRP CMIP3 multimodel dataset: A new era in climate change research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *88*(9), 1383–1394.
- Meinshausen, M., Smith, S. J., Calvin, K., Daniel, J. S., Kainuma, M. L. T., Lamarque, J., Matsumoto, K., Montzka, S. A., Raper, S. C. B., Riahi, K., Thomson, A., Velders, G. J. M., & van Vuuren, D. P. P. (2011). The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Clim. Change*, *109*, 213–241.
- Meul, S. (2013). *Ozon-Klima-Wechselwirkungen in Simulationen mit dem Klima-Chemie-Modell EMAC*. Ph.D. thesis, Freien Universität Berlin.
- Minnis, P., Harrison, E., Stowe, L., Gibson, G., Denn, F., Doelling, D., & Smith, W. (1993). Radiative climate forcing by the Mount Pinatubo eruption. *Science*, *259*(5100), 1411–1415.
- Mitchell, J., Karoly, D., Hegrel, G., Zwiers, F., Allen, M., & Marengo, J. (2001). Detection of climate change and attribution of causes.

- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., & Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *102*(D14), 16663–16682.
- Moss, R. H., Edmonds, J. A., Hibbard, K. A., Manning, M. R., Rose, S. K., Van Vuuren, D. P., Carter, T. R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., et al. (2010). The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, *463*(7282), 747–756.
- Muller, R. A., & MacDonald, G. J. (1997). Glacial Cycles and Astronomical Forcing. *Science*, *277*(5323), 215–218.
- Murphy, D., Solomon, S., Portmann, R., Rosenlof, K., Forster, P., & Wong, T. (2009). An observationally based energy balance for the Earth since 1950. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, *114*(D17).
- Myhre, G., Highwood, E. J., Shine, K., & Stordal, F. (1998). New estimates of radiative forcing due to well mixed greenhouse gases. *Geophys. Res. Lett.*, *25*(14), 2715–2718.
- Myhre, G., Shindell, D., Bréon, F.-M., Collins, W., Fuglestedt, J., Huang, J., Koch, D., Lamarque, J.-F., Lee, D., Mendoza, B., Nakajima, T., Robock, A., Stephens, G., Takemura, T., & Zhang, H. (2013). Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. In T. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, & P. Midgley (Eds.) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Neu, J. L., & Plumb, R. A. (1999). Age of air in a “leaky pipe” model of stratospheric transport. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *104*(D16), 19243–19255.
- Nissen, K. M., Matthes, K., Langematz, U., & Mayer, B. (2007). Towards a better representation of the solar cycle in general circulation models. *Atmos. Chem. Phys.*, *7*, 5391–5400.
- Nordeng, T. (1994). Extended versions of the convective parametrization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics. Tech. rep., ECMWF.
- Oberländer-Hayn, S., Gerber, E. P., Abalichin, J., Akiyoshi, H., Kerschbaumer, A., Kubin, A., Kunze, M., Langematz, U., Meul, S., Michou, M., et al. (2016). Is the Brewer-Dobson circulation increasing or moving upward? *Geophysical Research Letters*.

- Okamoto, K., Sato, K., & Akiyoshi, H. (2011). A study on the formation and trend of the Brewer-Dobson circulation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D10).
- Oman, L., Waugh, D. W., Pawson, S., Stolarski, R. S., & Newman, P. A. (2009). On the influence of anthropogenic forcings on changes in the stratospheric mean age. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D3).
- Peristykh, A. N., & Damon, P. E. (2003). Persistence of the Gleissberg 88-year solar cycle over the last 12,000 years: Evidence from cosmogenic isotopes. *J. Geophys. Res.*
- Petit, J., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N., Barnola, J., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, J., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V., Legrand, M., Lipenkov, V., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E., & Stievenard, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok Ice Core. *Nature*, 399, 429–436. <https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/study/2453>.
- Plumb, R. A. (2002). Stratospheric transport. *Meteorological Society of Japan*, 80(4B), 793–809.
- Ponater, M., Sausen, R., Feneberg, B., & Roeckner, E. (1999). Climate effect of ozone changes caused by present and future air traffic. *Climate Dynamics*, 15(9), 631–642.
- Pozzer, A., Jöckel, P., Sander, R., Williams, J., Ganzeveld, L., & Lelieveld, J. (2006). Technical Note: The MESSy-submodel AIRSEA calculating the air-sea exchange of chemical species. *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 5435–5444.
- Prather, M., Flato, G., Friedlingstein, P., Jones, C., Lamarque, J., Liao, H., & Rasch, P. (2013). Annex II: Climate system scenario tables. *IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis*.
- Prinn, R. G. (2004). Non-CO<sub>2</sub> greenhouse gases. In C. B. Field, & M. R. Raupach (Eds.) *The Global Carbon Cycle: Integrating Humans, Climate, and Natural World*, vol. 62, (pp. 205–216). Washington, DC: Island Press.
- Ramanathan, V., Chung, C., Kim, D., Bettge, T., Buja, L., Kiehl, J. T., Washington, W. M., Fu, Q., Sikka, D. R., & Wild, M. (2005). Atmospheric brown clouds: Impacts on South Asian climate and hydrological cycle. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 102(15), 5326–5333.
- Ramanathan, V., & Coakley, J. (1978). Climate modeling through radiative-convective models. *Reviews of geophysics*, 16(4), 465–489.
- Ramanathan, V., & Dickinson, R. E. (1979). The role of stratospheric ozone in the zonal and seasonal radiative energy balance of the Earth-troposphere system. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36(6), 1084–1104.

- Ramanathan, V., Li, F., Ramana, M. V., Praveen, P. S., Kim, D., Corrigan, C. E., Nguyen, H., Stone, E. A., Schauer, J. J., Carmichael, G. R., Adhikary, B., & Yoon, S. C. (2007). Atmospheric brown clouds: Hemispherical and regional variations in long-range transport, absorption, and radiative forcing. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, *112*(D22).
- Ramaswamy, V., Boucher, O., Hauglustaine, J., Haywood, J., Myhre, G., Nakajima, T., Shi, G. Y., & Solomon, S. (2001). Radiative Forcing of Climate Change, in: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of working group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by: J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. A. Johnson. *Cambridge Univ. Press, New York*, (pp. 349–416).
- Randall, D. A., Wood, R. A., Bony, S., Colman, R., Fichefet, T., Fyfe, J., Kattsov, V., Pitman, A., Shukla, J., Srinivasan, J., et al. (2007). Climate models and their evaluation. In *Climate Change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC (FAR)*, (pp. 589–662). Cambridge University Press.
- Riahi, K., Grübler, A., & Nakicenovic, N. (2007). Scenarios of long-term socio-economic and environmental development under climate stabilization. *Technological Forecasting and Social Change*, *74*(7), 887–935.
- Rial, J. A. (2004). Earth's orbital eccentricity and the rhythm of the Pleistocene ice ages: the concealed pacemaker. *Global and Planetary Change*, *41*, 81–93.
- Richter, I., & Xie, S.-P. (2008). Muted precipitation increase in global warming simulations: A surface evaporation perspective. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, *113*(D24).
- Rind, D., Shindell, D., Lonergan, P., & Balachandran, N. (1998). Climate change and the middle atmosphere. Part III: The doubled CO<sub>2</sub> climate revisited. *Journal of Climate*, *11*(5), 876–894.
- Rind, D., Suozzo, R., Balachandran, N., & Prather, M. (1990). Climate change and the middle atmosphere, part 1, the doubled CO climate. *American Meteorological Society*.
- Roeckner, E., Bäuml, G., Bonaventura, L., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, Hagemann, S., Kirchner, I., Kornblueh, L., Manzini, E., Rhodin, A., Schlese, U., Schulzweida, U., & Tompkins, A. (2003). The atmospheric general circulation model ECHAM5: Part 1. Model description. Tech. Rep. 349, Max-Planck-Institut für Meteorologie.

- Roeckner, E., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., Hagemann, S., Kornbluh, L., Manzini, E., Schlese, U., & Schulzweida, U. (2004). The atmospheric general circulation model ECHAM5: Part 2. Sensitivity of Simulated Climate to Horizontal and Vertical Resolution. Tech. Rep. 354, Max-Planck-Institut für Meteorologie.
- Roeckner, E., Siebert, T., & Feichter, J. (1995a). Climatic response to anthropogenic sulfate forcing simulated with a general circulation model. *Aerosol forcing of climate*, (pp. 349–362).
- Roeckner, E., Siebert, T., & Fichter, J. (1995b). Climate response to anthropogenic sulfat forcing simulated with a general circulation model. In R. J. Charlson, & J. Heintzenberg (Eds.) *Aerosol forcing of climate*, (pp. 349–362). Verlag John Wiley & Sons, Chichester, New England, USA.
- Rosenlof, K. H., Tuck, A. F., Kelly, K. K., Russell, J. M., & McCormick, M. P. (1997). Hemispheric asymmetries in water vapor and inferences about transport in the lower stratosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D11), 13213–13234.
- Rosier, S., Lawrence, B., Andrews, D., & Taylor, F. (1994). Dynamical evolution of the northern stratosphere in early winter 1991/92, as observed by the improved stratospheric and mesospheric sounder. *Journal of the atmospheric sciences*, 51(20), 2783–2799.
- Ruddiman, W. F. (2003). The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago. *Climatic change*, 61(3), 261–293.
- Ruddiman, W. F., & Thomson, J. S. (2001). The case for human causes of increased atmospheric CH<sub>4</sub> over the last 5000 years. *Quaternary Science Reviews*, 20(18), 1769–1777.
- Salby, M. L. (2012). *Physics of the Atmosphere and Climate*. Cambridge University Press.
- Sander, R., Kerkweg, A., Jöckel, P., & Lelieveld, J. (2005). Technical Note: The new comprehensive atmospheric chemistry module MECCA. *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 455–450.
- Sarachnik, E. S., & Cane, M. A. (2010). *The El Nino-Southern Oscillation Phenomenon*. London: Cambridge University Press.
- Schmidt, H., Rast, S., Bunzel, F., Esch, M., Giorgetta, M., Kinne, S., Krismer, T., Stenchikov, G., Timmreck, C., Tomassini, L., et al. (2013). Response of the middle atmosphere to anthropogenic and natural forcings in the CMIP5 simulations with the Max Planck Institute Earth system model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5(1), 98–116.

- Schönwiese, C.-D. (2008). *Klimatologie*. 3. Aufl. Ulmer, Stuttgart. ISBN 978-3-8001-2896-9.
- Seidel, D. J., Gillett, N. P., Lanzante, J. R., Shine, K. P., & Thorne, P. W. (2011). Stratospheric temperature trends: Our evolving understanding. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 2(4), 592–616.
- Shepherd, T. G., & McLandress, C. (2011). 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.
- Shine, K. P., Fuglestvedt, J. S., Hailemariam, K., & Stuber, N. (2005). Alternatives to the global warming potential for comparing climate impacts of emissions of Greenhouse Gases. *Clim. Change*, 68, 281–302.
- Slingo, A., & Slingo, J. (1988). The response of a general circulation model to cloud longwave radiative forcing. I: Introduction and initial experiments. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 114(482), 1027–1062.
- Smith, S. J., & Wigley, T. (2006). Multi-gas forcing stabilization with Minicam. *The Energy Journal*, (pp. 373–391).
- Soden, B. J., & Held, I. M. (2006). An assessment of climate feedbacks in coupled ocean-atmosphere models. *Journal of Climate*, 19(14), 3354–3360.
- Steffen, W., Crutzen, P. J., & McNeill, J. R. (2007). The Anthropocene: are humans now overwhelming the great forces of nature. *AMBIO: A Journal of the Human Environment*, 36(8), 614–621.
- Steffen, W., Sanderson, R. A., Tyson, P. D., Jäger, J., Matson, P. A., Moore III, B., Oldfield, F., Richardson, K., Schellnhuber, H. J., Turner, B. L., et al. (2006). *Global change and the earth system: a planet under pressure*. Springer Science & Business Media.
- Stephens, G. L. (2005). Cloud feedbacks in the climate system: A critical review. *Journal of climate*, 18(2), 237–273.
- Stephens, G. L., L'Ecuyer, T., Forbes, R., Gettleman, A., Golaz, J.-C., Bodas-Salcedo, A., Suzuki, K., Gabriel, P., & Haynes, J. (2010). Dreary state of precipitation in global models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D24).
- Stevens, B., & Feingold, G. (2009). Untangling aerosol effects on clouds and precipitation in a buffered system. *Nature*, 461(7264), 607–613.
- Stocker, T. F. (2014). *Climate change 2013: the physical science basis: Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.

- Stuber, N., Ponater, M., & Sausen, R. (2001a). Is the climate sensitivity to ozone perturbations enhanced by stratospheric water vapor feedback? *Geophysical Research Letters*, 28(15), 2887–2890.
- Stuber, N., Ponater, M., & Sausen, R. (2005). Why radiative forcing might fail as a predictor of climate change. *Clim. Dyn.*, 24, 497–510.
- Stuber, N., Sausen, R., & Ponater, M. (2001b). Stratosphere adjusted radiative forcing calculations in a comprehensive climate model. *Theor. Appl. Climatol.*, 68, 125–135.
- Sundquist, H. (1978). A parameterisation scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 104, 677–690.
- Sundquist, H., Berge, E., & Kristjansson, J. (1989). Condensation and cloud parameterisation studies with a mesoscale numerical weather prediction model. *Mon. Weather Rev.*, 117, 1641–1657.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. A. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485–498.
- Thomas, G. E., & Stamnes, K. (1999). *Radiative Transfer in the Atmosphere and Ocean*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Tiedtke, M. (1989). A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in largescale models. *Mon. Weather Rev.*, 117, 1779–1800.
- Tost, H., Jöckel, P., Kerkweg, A., Sander, R., & Lelieveld, J. (2006). Technical note: A new comprehensive SCAVenging submodel for global atmospheric chemistry modelling. *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 565–574.
- Van Vuuren, D. P., Den Elzen, M. G., Lucas, P. L., Eickhout, B., Strengers, B. J., van Ruijven, B., Wonink, S., & van Houdt, R. (2007). Stabilizing greenhouse gas concentrations at low levels: an assessment of reduction strategies and costs. *Climatic Change*, 81(2), 119–159.
- Van Vuuren, D. P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., Hurtt, G. C., Kram, T., Krey, V., Lamarque, J.-F., et al. (2011). The representative concentration pathways: an overview. *Climatic change*, 109, 5–31.
- Varotsos, C. (2004). The extraordinary events of the major, sudden stratospheric warming, the diminutive Antarctic ozone hole, and its split in 2002. *Environmental Science and Pollution Research*, 11(6), 405–411.
- Veefkind, P. (2012). DOAS Total Column L3 1 day 0.25 degree x 0.25 degree V3, version 003, Greenbelt, MD, USA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), Accessed 08.07.2016. [10.5067/Aura/OMI/DATA3005](https://doi.org/10.5067/Aura/OMI/DATA3005).

- Wagner, G., Beer, J., Masarik, J., Muscheler, R., Kubik, P. W., Mende, W., Laj, C., Raisbeck, G. M., & Yiou, F. (2001). Presence of the Solar de Vries Cycle (205 years) during the Last Ice Age. *Geophysical Research Letters*, 28(2), 303–306.
- Watson, R., Meira Filho, L., Sanhueza, E., & Janetos, A. (1992). Greenhouse gases: sources and sinks. *Climate change*, 92, 25–46.
- Watson, R. T., Noble, I., Bolin, B., Ravindranath, N., Verardo, D., & Dokken, D. (2000). Land use, land use changes and forestry: a special Report of the IPCC.
- Wetherald, R. T., & Manabe, S. (1975). The effects of changing the solar constant on the climate of a general circulation model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 32(11), 2044–2059.
- Wise, M., Calvin, K., Thomson, A., Clarke, L., Bond-Lamberty, B., Sands, R., Smith, S. J., Janetos, A., & Edmonds, J. (2009). Implications of limiting CO<sub>2</sub> concentrations for land use and energy. *Science*, 324(5931), 1183–1186.
- WMO (2007). Scientific assessment of ozone depletion: 2006. Global Ozone Research and Monitoring Project-Report No. 50.
- WMO (2014). Scientific assessment of ozone depletion: 2014. Global Ozone Research and Monitoring Project-Report No. 55.
- Wuebbles, D. J., & Hayhoe, K. (2000). Atmospheric methane: trends and impacts. In *Non-CO<sub>2</sub> Greenhouse Gases: Scientific Understanding, Control and Implementation*, (pp. 1–44). Springer.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., & Billups, K. (2001). Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, 292, 686–693.

# Danksagungen

Ich danke Professor Ulrike Langematz für die Überlassung des Themas der vorliegenden Dissertation, sowie den vielen Diskussionen über die Interpretation und die Analyse.

Ein besonderer Dank geht an Michael Ponater vom DLR Oberpfaffenhofen, der mit als Berater und Freund immer hilfreich zur Seite stand. Er hat mich von Anfang an in die Welt der Strahlung eingeführt und mir alles erklärt hat, was man zu diesem Thema wissen muss. Er hat mich immer mit der neusten Literatur versorgt und mir viele neue Denkanstöße gegeben.

Weiterhin möchte ich meinen Kolleginnen Stefanie Meul und Sophie Oberländer-Hayn danken. Als lokale Betreuer haben sie mir das Modell erklärt und wie Klimasimulationen initialisiert und nachbearbeitet werden. Auch sonst standen sie mir mit Rat und Tat zur Seite. Außerdem haben sie die Simulationen der transienten Läufe RCP4.5 und RCP8.5 durchgeführt, welche ich in meiner Arbeit verwendet habe.

In dem Zuge danke ich auch Anne Kubin, die die transiente RCP6.0 Simulation durchgeführt hat, die in der Arbeit verwendet wurde.

Ein Dank geht auch an Wolfgang Dorn vom Alfred-Wegner-Institut, für das Korrekturlesen und anspornen.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die mit der Förderung der Forschergruppe SHARP II (DFG Research Unit FOR 1095) meine Forschung finanziell ermöglicht hat, möchte ich auch danken. Ebenso sowie dem norddeutschen Verbund für Hoch- und Höchstleistungsrechnen (HLRN), der die Rechenzeit für die Durchführung der hunderten Zeitscheibensimulationen zur Verfügung gestellt hat.

Mein herzlichster Dank geht an meine Kollegin Janice Scheffler. Sie hat viele Jahre meine Stimmungsschwankungen ertragen, sich Probleme angehört und mir Zeit geschenkt, die auch für sie knapp war. Danke für die Mittagessen, fürs zuhören und für das Korrekturlesen.



# Eidesstattliche Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Dissertation selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Hilfsmittel genutzt habe.

Alle wörtlich oder inhaltlich übernommenen Stellen habe ich als solche gekennzeichnet.

Ich versichere außerdem, dass ich diese Arbeit nur in diesem und keinem anderen Promotionsverfahren eingereicht habe.

Diesem sind keine gescheiterten Promotionsverfahren vorausgegangen.

Berlin, 19.11.2018

Catrin Kirsch