

FREIE UNIVERSITÄT BERLIN

**Aspekte des tropischen Klimas und
seiner Variabilität – mit besonderer
Betrachtung des asiatischen
Sommermonsuns**

DISSERTATION

*zur Erlangung des akademischen Grades
Doktor der Naturwissenschaften*

am

Fachbereich Geowissenschaften
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Markus Kunze

Berlin, 2015

1. Gutachter: Prof. Dr. Ulrike Langematz
Institut für Meteorologie
Freie Universität Berlin

2. Gutachter: Prof. Dr. Martin Dameris
Institut für Physik der Atmosphäre
Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt

Tag der Disputation: 03. Februar 2016

FREIE UNIVERSITÄT BERLIN

Zusammenfassung

Institut für Meteorologie
Fachbereich Geowissenschaften

Aspekte des tropischen Klimas und seiner Variabilität – mit besonderer Betrachtung des asiatischen Sommermonsuns

von Markus Kunze

Der asiatische Sommermonsun (ASM) stellt eine der größten Quellen der zwischenjährigen Variabilität in der Nordhemisphäre dar, und bildet den Schwerpunkt der Untersuchungen dieser Arbeit. Das deutlichste Merkmal des ASM in der unteren Stratosphäre/oberen Troposphäre (UTLS) ist eine ausgeprägte antizyklonale Zirkulation. Diese Antizyklone des asiatischen Sommermonsuns (AMA) ist gekennzeichnet durch hohe Wasserdampf-(H₂O) und niedrige Ozon-(O₃) Konzentrationen, die im Bereich der AMA eingeschlossen sind.

In dieser Arbeit werden Klima-Chemie-Modelle (CCMs) validiert gegenüber Re-Analysen und MIPAS-Satellitenbeobachtungen in Bezug auf ihre Fähigkeit die klimatologischen Besonderheiten des ASM und seine Variabilität in der UTLS zu reproduzieren. Die zukünftige Entwicklung der ASM-Zirkulation und die sich daraus ergebenden Änderungen der H₂O- und O₃-Konzentrationen in einem sich verändernden Klima werden mit Hilfe zweier CCMs untersucht. Ergänzend wird eine Sensitivitätsstudie mit einem Globalmodell der allgemeinen Zirkulation (GCM) durchgeführt, um die Auswirkungen extremer Szenarien auf das Klima in den Tropen zu untersuchen.

In Bezug auf die Repräsentanz der AMA und der dazugehörigen Zirkulation und Temperaturen zeigen die Multi-Modell-Mittel (MMM) der CCMs gegenüber den Re-Analysen eine gute Übereinstimmung. Die O₃-Minima in der AMA werden im Vergleich zu MIPAS deutlich besser repräsentiert als die H₂O-Maxima. Bei allen Größen gibt es teilweise große Abweichungen für individuelle CCMs gegenüber dem MMM, besonders stark ausgeprägt bei den H₂O-Konzentrationen.

Die Variabilität der Temperaturen und der H₂O- und O₃-Konzentrationen in der UTLS wird untersucht mit Bezug zur Variabilität des ASM, der El Niño/Southern Oscillation (ENSO) und der Quasi-Biennial Oscillation (QBO). In Jahren mit intensiverer ASM-Zirkulation zeigt sich ein konsistentes Muster mit höheren H₂O- und niedrigeren O₃-Konzentrationen im Bereich der AMA. Die erhöhten H₂O-Konzentrationen legen nahe, dass das Hochland von Tibet eine bevorzugte Quellregion für H₂O in der AMA ist.

Weiterhin deuten die CCMs darauf hin, dass die horizontalen Transporte des H_2O mehr nach Nordosten, in hohe Breiten, als in Richtung Äquator erfolgen. Das Signal der CCMs für ENSO-Warmereignisse macht den offensichtlichen Unterschied des vertikalen Transports über den Konvektionsgebieten des äquatorialen Pazifiks im Vergleich zu denen in der ASM-Region deutlich. Das QBO-Signal der CCMs zeigt konsistente Temperaturanomalien in der unteren äquatorialen Stratosphäre und eine Tendenz zu Abkühlung im Bereich der AMA während QBO-Westphasen.

In einem sich verändernden Klima zeigt sich eine abgeschwächte ASM-Zirkulation, die bei niedrigerer Tropopausenhöhe zu erhöhten H_2O -Konzentrationen in der oberen UTLS führt.

Die GCM Simulationen mit Vorgabe eines globalen Ozeans zeigen höhere Oberflächentemperaturen, einen intensivierten hydrologischen Zyklus und eine verstärkte Hadley-Zirkulation. Durch die verlangsamte Brewer-Dobson-Zirkulation erwärmt sich die tropische UTLS und ermöglicht eine feuchtere mittlere Atmosphäre. In einer anoxischen Atmosphäre kühlen sich die Oberflächentemperaturen durch einen reduzierten O_3 -Treibhauseffekt ab. In dieser Arbeit wird zudem eine Lösung für die schwache Form des ‚Problems der schwachen jungen Sonne‘ angegeben, die mit CO_2 -Konzentrationen, die aus Proxydaten abgeleitet sind konsistent ist, und das Spektrum eines Sonnen-Analog-Sterns, stellvertretend für die frühe Sonne, verwendet.

Abstract

Institut für Meteorologie
Fachbereich Geowissenschaften

Aspects of tropical climate and variability – with emphasis on the Asian summer monsoon

by Markus Kunze

The Asian summer monsoon (ASM) represents one of the major sources of inter-annual variability in the northern hemisphere, and is the main focus of the analyses for this thesis. The most distinct feature of the ASM in the upper troposphere/lower stratosphere (UTLS) is the pronounced anticyclonic circulation. This Asian monsoon anticyclone (AMA) is characterised by high concentrations of water vapour (H_2O) and low concentrations of ozone (O_3) enclosed by the AMA.

In this thesis chemistry climate models (CCMs) are validated against re-analyses and MIPAS satellite observations with respect to their ability to reproduce the climatological characteristics of the ASM and its variability in the UTLS. The future evolution of the ASM circulation and the related changes of the H_2O and O_3 concentrations in a changing climate are investigated by means of two CCMs. Complementary, a sensitivity study with a general circulation model (GCM) is performed, to investigate the impact of extreme scenarios on the tropical climate.

The multi model mean (MMM) of the CCMs compare well with the re-analyses, with respect to the AMA and its related circulation and temperature. The minimum in O_3 of the CCMs within the AMA is better represented than the respective maximum in H_2O , compared to MIPAS. For all quantities there are to some extent large deviations for individual CCMs compared to the MMM, which is particularly the case for the H_2O concentrations.

The variability of the temperatures and the H_2O and O_3 concentrations in the UTLS is investigated with respect to the variability of the ASM, the El Niño/Southern Oscillation (ENSO) and the Quasi-Biennial Oscillation (QBO). In years with more intense ASM circulation a consistent pattern becomes apparent with increased H_2O and reduced O_3 concentrations within the AMA. The increased H_2O suggests that the Tibetan Plateau is a preferred source region for H_2O within the AMA. The CCMs further indicate that the horizontal transport of H_2O is rather directed towards the north-east to higher latitudes, than towards the Equator. The signal of the CCMs with respect to ENSO warm

events reveals the apparent differences in vertical transport over convective systems of the equatorial Pacific compared to the ASM region. The QBO signal of the CCMs shows consistent temperature anomalies in the lower equatorial stratosphere and a tendency of lower temperature within the AMA during QBO west-phase.

In a changing climate the ASM circulation weakens, accompanied by a lower tropopause, leading to enhanced H₂O concentrations at the upper edge of the UTLS.

In GCM simulations prescribing a global Ocean surface temperature increase. The hydrological cycle, and the Hadley circulation intensifies. The tropical UTLS warms through a weaker Brewer-Dobson circulation and leads to a wetter middle atmosphere. In an anoxic atmosphere surface temperature decrease through a decreased O₃ greenhouse effect. Furthermore, this thesis gives a solution for the weaker form of the faint young Sun problem, in a simulation with CO₂ concentrations that are supported by proxy data and a spectrally resolved irradiances for a young Sun analogue.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	v
Abstract	vii
Inhaltsverzeichnis	ix
1 Einleitung	1
1.1 Spurenstoffe im Bereich des asiatischen Sommermonsuns (ASM)	3
1.1.1 Die tropische untere Stratosphäre/obere Troposphäre (UTLS)	3
1.1.2 Die Antizyklone des Asiatischen Sommermonsuns (AMA)	5
1.1.3 Troposphären–Stratosphären Transport in den Tropen	6
1.1.4 Einfluss des ASM auf die Spurengasverteilung in der UTLS	9
1.1.5 Die zwischenjährige Variabilität	11
1.2 Veränderungen des Klimas auf längeren Zeitskalen	13
1.2.1 Das Problem der schwachen jungen Sonne	14
1.3 Modelle, Daten und Methoden	16
1.3.1 Klima-Chemie Modelle	16
1.3.2 Beobachtungsreferenz	16
1.3.3 Das Modell ECHAM/MESSy Atmospheric Chemistry	17
1.3.4 Methoden	18
1.3.4.1 Monsunindizes	18
1.3.4.2 Multiples lineares Regressionsmodell	18
1.4 Wissenschaftliche Fragestellungen	18
2 Einfluss des indischen Sommermonsuns auf Wasserdampf- und Ozonkonzentrationen in der UTLS, simuliert mit Klima-Chemie Modellen	21
2.1 Einleitung	21
2.2 Zusammenfassung	43
3 Zwischenjährige Variabilität der tropischen UTLS während des borealen Sommers in CCMVal-2 Simulationen und Beobachtungen	45
3.1 Einleitung	45
3.2 Zusammenfassung	83
4 Untersuchung des Problems der schwachen jungen Sonne mit einem Modell der allgemeinen Zirkulation	85
4.1 Einleitung	85

4.2 Zusammenfassung	103
5 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	105
5.1 Ergebnisse	105
5.2 Diskussion	108
A Weiterentwicklung des FUBRad	111
A.1 Strahlungsübertragung in EMAC	111
A.2 Strahlungsübertragung der solaren Strahlung in der mittleren Atmosphäre – Realisierung in FUBRad	112
A.3 Erweiterung von FUBRad	115
B Das Sub-Modell MLOCEAN	123
B.1 ECHAM5 Mischungsschichtozean	123
B.2 MLO Implementierung als Sub-Modell MLOCEAN für EMAC	127
C H₂O und O₃ Mischungsverhältnisse in der UTLS	129
Abkürzungen	133
Literaturverzeichnis	135
Danksagung	152
Selbstständigkeitserklärung	153

Kapitel 1

Einleitung

Das Klima der Erde ist vielen Veränderungen und Schwankungen auf sehr unterschiedlichen Zeitskalen unterworfen, hervorgerufen durch externe und interne Parameter. Als externe Parameter der Erde werden von *Klose und Klose* (2015) die astronomischen Parameter, die Rotationsperiode und die Strahlungsleistung der Sonne genannt, als interne Parameter die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre, die Albedo, der Vulkanismus und die Land-Meer-Verteilung und Orographie. Durch die Eis-Albedo Koppelung ist die Albedo dabei aber kein unabhängiger Parameter, da sie sich mit den externen Parametern verändert und damit eine Folge von Klimaänderungen ist, über die positive Rückkopplung aber bei zunehmender Albedo zu einer weiteren Abkühlung des Klimas führen kann. Zu unterscheiden ist auch zwischen Parametern, die eine langfristige Entwicklung des Klimas bewirken und Parametern die zu zyklischen Schwankungen des Klimas führen. Wie Modelle zur Beschreibung der Entwicklung der Sonne zeigen, ist die Strahlungsleistung der Sonne durch die Zunahme der Intensität mit zunehmendem Alter einer langfristigen Entwicklung unterworfen. Dieser Entwicklung überlagert sind Schwankungen der solaren Aktivität z.B. mit einer Periode von ca. 11 Jahren. Die Kontinentalkruste ist ein weiteres Beispiel für einen sich sowohl langfristig als auch periodisch verändernden Parameter. Die Zunahme der Kontinentalkruste über erdgeschichtliche Zeiträume ist eine langfristige Entwicklung. Die durch Plattentektonik bewirkte Aggregation der Kontinente zu einem einzigen Superkontinent und dessen anschließende Fragmentierung können dagegen als langfristige Schwankung angesehen werden, die eine Periodendauer in der Größenordnung von $1(\pm 0,25)$ Ga (Giga-annum, 10^9 Jahre) besitzen kann (z.B. *Nance et al.*, 2014). Seit dem Aufbrechen des letzten Superkontinents Pangea sind etwa 200 Ma (Mega-annum, 10^6 Jahre) vergangen. Damit ist die Entwicklung zu unserer heutigen Verteilung der Kontinente eingeleitet worden. Im Verlauf dieser Entwicklung hat sich der indische Subkontinent abgespalten und durch dessen Kollision mit dem Eurasischen Kontinent und der weiter anhaltenden Drift die Bildung des Himalajas

und des Hochlandes von Tibet bewirkt (z.B. modelliert von *Yoshida und Hamano*, 2015). Das Hochland von Tibet ist für die Bildung des asiatischen Sommermonsuns (ASM) ein wichtiger Parameter des thermischen Antriebs (*Liu et al.*, 2007) und der ASM eine wichtige Komponente der zwischenjährlichen Variabilität in den Tropen. Neben den bereits beschriebenen externen und internen Parametern, die das Klima beeinflussen, gibt es mit Schwingungen wie der ‚El Niño/Southern Oscillation‘ (ENSO), der ‚Quasi-Biennial-Oscillation‘ (QBO), und der ‚Madden-Julian Oscillation‘ (MJO), interne Moden der tropischen Variabilität des Klimasystems.

Diese Arbeit fasst drei Untersuchungen zusammen, die sich im weiteren Sinn mit dem Klima und der Variabilität in den tropischen Breiten beschäftigen. Sie tun dies in einem sehr unterschiedlichen thematischen Rahmen.

Die Untersuchungen der klimatischen Ausprägung und der zwischenjährlichen Variabilität der durch den ASM hervorgerufenen Zirkulation in der oberen Troposphäre/unteren Stratosphäre (engl.: upper troposphere/lower stratosphere, UTLS) bilden den Schwerpunkt. Die UTLS im Bereich des ASM ist geprägt durch Extrema troposphärischer Spurengase, die sich im Bereich der asiatischen Monsunantizyklone (engl.: Asian monsoon anticyclone, AMA) anreichern. Da die ASM Region auch als wichtig für den Troposphären-Stratosphären Transport (TST) angesehen wird, ist der ASM auch interessant im Bezug auf Prognosen über die weitere Entwicklung der Ozonschicht, wie sie von Klima-Chemie Modellen (engl.: chemistry-climate models, CCMs) durchgeführt werden. Die Bewertung der CCMs im Hinblick auf ihre Fähigkeit die ASM Zirkulation und die Ausprägung der Spurenstoffextrema im Bereich der AMA realistisch zu modellieren ist aus diesem Grund berechtigt.

Ergänzend werden Sensitivitätsstudien mit einem Globalmodell der allgemeinen Zirkulation (engl.: general circulation model, GCM) durchgeführt, bei denen die Auswirkungen extremer Szenarien auf das Klima, speziell in den Tropen, analysiert werden. Die Vorgaben für die GCM-Simulationen orientieren sich an den Verhältnissen während des Archaikums (3,8–2,5 Ga vor heute). Unter anderem wird untersucht, wie sich die Entwicklung der Kontinente und die Bildung einer Ozonschicht auf das Klima ausgewirkt haben. Ein weiterer Aspekt ist die langfristige Entwicklung der Sonnenaktivität und deren Auswirkung auf das Klima der frühen Erde im Vergleich zu heute. Die wichtige Rolle der Tropen wird auch bei dieser Untersuchung besonders deutlich.

In diesem einleitenden Kapitel wird der aktuelle Stand der Forschung in Bezug auf die Transporte, die klimatologische Verteilung und die Variabilität der Spurenstoffe in der tropischen und subtropischen UTLS, und in Bezug auf das Klima der frühen Erde vorgestellt. Weiterhin werden die Fragestellungen angegeben, mit denen sich die drei Untersuchungen auseinandersetzen.

1.1 Spurenstoffe im Bereich des asiatischen Sommermonsuns (ASM)

Der ASM ruft in der UTLS eine großräumige antizyklonale Zirkulation hervor. Die AMA ist gekennzeichnet durch niedrige potentielle Vorticity (PV), erhöhte Konzentrationen von troposphärischen Tracern (z.B. Kohlenmonoxid, CO, oder Wasserdampf, H₂O) und verringerte Konzentrationen von stratosphärischen Tracern (z.B. Ozon¹, O₃) (u.a. *Randel und Park*, 2006). Die AMA und die damit im Zusammenhang stehenden Transporte sind auch in Bezug auf ihren Beitrag zum TST diskutiert worden (u.a. *Fu et al.*, 2006, *Wright et al.*, 2011, *Fadnavis et al.*, 2013, *Garny und Randel*, 2015). Die Motivation hierfür ist begründet in der Erwartung einen alternativen Transportweg für Spurenstoffe in die Stratosphäre zu identifizieren. Dieser soll es ermöglichen den Widerspruch des positiven H₂O Trends in der Stratosphäre, der trotz eines negativen Trends der Temperatur an der tropischen Tropopause zu beobachten ist, mit einem Transport über die Region des ASM aufzulösen (u.a. *Smith et al.*, 2000, *Gottelman et al.*, 2004).

1.1.1 Die tropische untere Stratosphäre/obere Troposphäre (UTLS)

Die tropische UTLS wird auch als tropische Tropopausenschicht (engl.: tropical tropopause layer, TTL) bezeichnet (*Sherwood und Dessler*, 2000). Die thermodynamischen und strahlungsbedingten Eigenschaften der TTL sind für den Transport von troposphärischen Spurenstoffen in die Stratosphäre entscheidend. Da es sich mehr um eine Schicht als eine einzige Druckfläche (im p-Koordinatensystem), oder eine einzelne Fläche konstanter potentieller Temperatur θ (im θ -Koordinatensystem) handelt, spricht man auch von der tropischen Übergangsschicht (engl.: Tropical Transition Layer) (*Gottelman und Forster*, 2002). Die Haupteigenschaften der TTL wurden von *Fueglistaler et al.* (2009) zusammengefasst. Die schematische Darstellung der tropischen Troposphäre und unteren Stratosphäre (Abbildung 1.1) aus *Fueglistaler et al.* (2009) zeigt auf der linken Seite die Wolkenprozesse und den damit verbundenen Transport und auf der rechten Seite die Zirkulationen, die sich bei einer Mittelung über alle Längengrade (zonales Mittel) einstellen. Die TTL fungiert dabei als Schnittstelle zweier dynamisch sehr unterschiedlicher Bereiche. Dies ist zum einen die tropische Troposphäre, die dominiert ist durch den schnellen vertikalen Transport in den Gebieten der tropischen, hoch reichenden Konvektion. Zum anderen ist dies die tropische untere Stratosphäre (engl.: lower Stratosphere, LS), die hinsichtlich des vertikalen Transports gekennzeichnet ist durch

¹Im Bereich der UTLS ist es gerechtfertigt Ozon als Tracer zu betrachten, da die Lebenszeit des Ozons hier ausreichend lang ist.

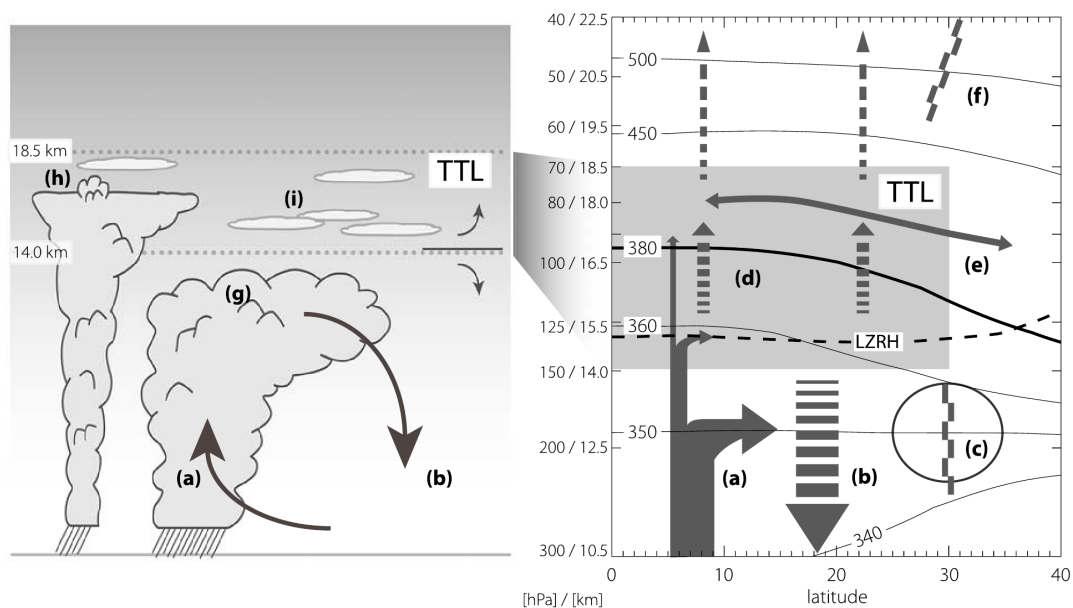


ABBILDUNG 1.1: Schematische Darstellung der TTL aus *Fueglistaler et al.* (2009). Links: Wolkenprozesse in den Tropen und im Bereich der TTL und die damit in Verbindung stehenden vertikalen Transporte. Rechts: Vertikale und meridionale Transporte im zonalen Mittel. Die Buchstaben in beiden Teilabbildungen bedeuten: (a, g) hoch reichende Konvektion; vertikale Transporte: (b) Absinken durch Auskühlung, (d) Erwärmung zur Balancierung der beim erzwungenen Aufsteigen erfolgten Abkühlung; (e) meridionale Transporte und Mischung; Transportbarrieren: (c) im Bereich der subtropischen Strahlströme, (f) im Bereich der ‚tropical pipe‘; (h) Konvektion, die das Niveau des ausgeglichenen Auftriebs überschreitet; (i) allgegenwärtige optisch dünne Cirrusbewölkung.

den langsamen Aufstieg im aufwärts gerichteten Zweig der Brewer–Dobson Zirkulation (engl.: Brewer–Dobson circulation, BDC). Die BDC wird durch Wellendissipation in der mittleren Atmosphäre angetrieben (u.a. *Haynes et al.*, 1991, *Holton et al.*, 1995). Die untere Grenze der TTL wird definiert durch das mittlere Niveau des Ausströmens über Gebieten hoch reichender Konvektion bei etwa 150 hPa (~ 355 K, ~ 14 km), die obere Grenze wird bei etwa 70 hPa gesetzt (~ 425 K, $\sim 18,5$ km). Seitlich begrenzt wird die TTL durch die Position der subtropischen Strahlströme bei etwa 30° nördlicher und südlicher Breite. Im Bereich der TTL ist horizontaler Transport in hohe Breiten möglich, während dieser unterhalb durch die Transportbarriere der subtropischen Strahlströme und oberhalb durch die Transportbarriere der sogenannten ‚tropical pipe‘ begrenzt wird.

Das durch die BDC erzwungene Aufsteigen im oberen Bereich der TTL führt zu einer adiabatischen Abkühlung bis unter die Strahlungsgleichgewichtstemperatur und sorgt dafür, dass die TTL eine der Regionen der Atmosphäre mit den niedrigsten Temperaturen ist. Das Strahlungsbudget der TTL wird bestimmt durch die Konzentrationen der strahlungsaktiven Spurengase, die Aerosole, die Bewölkung, die kurzwellige Strahlung, die bis zur TTL vordringt, die langwellige Strahlung und die Temperatur. Über das Stefan-Boltzmann Gesetz sind die langwellige Ausstrahlung und damit auch die

langwelligen Abkühlungsraten² sehr stark von der Temperatur abhängig. Durch die Abkühlung unter die Strahlungsgleichgewichtstemperatur ist der Ausgleich der kurzwelligen Erwärmungsraten über die langwelligen Abkühlungsraten nun nicht mehr gegeben, und es kommt Netto zu einer kurzwelligen Erwärmung der TTL und der unteren Stratosphäre, die durch die BDC induziert wird. Das Niveau, in dem die kurzwelligen Erwärmungsraten und die langwelligen Abkühlungsraten sich ausgleichen (engl. level of zero radiative heating, LZRH) wird dadurch nach unten verschoben. Oberhalb des LZRH sind durch das Überwiegen der kurzwelligen Erwärmungsraten die Vertikalgeschwindigkeiten aufwärts gerichtet.

Der Jahresgang der Wellendissipation, die in der Zeit des borealen Winters/Frühlings die größten Werte besitzt, sorgt für einen Jahresgang der Temperatur in der TTL und der H₂O Sättigungsmischungsverhältnisse. Die damit erfolgte Modulation des in die Stratosphäre transportierten H₂O zeigt sich in einem charakteristischen Muster der H₂O Mischungsverhältnisse im aufsteigenden tropischen Zweig der BDC, dem sogenannten ‚H₂O tape recorder‘ (*Mote et al.*, 1996).

Die Sensitivität des stratosphärischen H₂O auf die Temperaturen der TTL zeigt sich z.B. deutlich in einem relativ starken Abfall der H₂O Mischungsverhältnisse im Jahr 2001, der gleichzeitig mit einer Abkühlung der TTL zu beobachten war. *Randel et al.* (2006) haben diese Beobachtungen mit einem Verstärken der BDC in Zusammenhang gebracht. Es gibt aber weiter andauernde Diskussionen über die Ursachen dieses als ‚millenium water vapour drop‘ bezeichneten Ereignisses. *Brinkop et al.* (2015) diskutieren die Möglichkeit, dass das Zusammentreffen eines ENSO Warmereignisses 1997/98 mit einer Ostphase der QBO gefolgt von einem ENSO Kaltereignis mit einer Westphase der QBO die dynamisch induzierten Temperaturfluktuationen hervorgerufen haben könnten.

1.1.2 Die Antizyklone des Asiatischen Sommermonsuns (AMA)

Die AMA, die sich in der UTLS ausbildet, ist die dynamische Reaktion der Atmosphäre auf die in den Gebieten hoch reichender Konvektion des ASM freiwerdende latente Wärme. Dieses typische Zirkulationsmuster ist von *Gill* (1980) in idealisierten Simulationen aufgezeigt worden. Mit dem Einsetzen des ASM im Mai formiert sich die AMA in der UTLS, die in den Monaten Juli/August (JA) am stärksten ausgeprägt ist und sich in den Monaten September/Oktober zurückbildet. Die AMA erstreckt sich im JA in 100 hPa von etwa $\sim 30^{\circ}\text{E}$ – 120°E und $\sim 20^{\circ}\text{N}$ – 40°N . Sie besitzt in Bezug auf ihre Struktur aber auch beträchtliche intrasaisonale Schwankungen. *Zhang et al.* (2002)

²In den meisten Fällen sind die Erwärmungsraten bei der Betrachtung der langwelligen, terrestrischen Strahlung negativ, da die terrestrische Strahlung für die Abkühlung der Erde in den Weltraum sorgt, daher die Bezeichnung Abkühlungsraten.

haben die Bimodalität der AMA gezeigt und identifizieren einen iranischen Mode und einen tibetanischen Mode der AMA, die jeweils in Zusammenhang stehen mit dem thermischen Antrieb über dem Iranischen und Tibetischen Hochland. Auch von *Liu et al.* (2007) wurde die Bedeutung des thermischen Antriebs des Tibetischen Hochlandes für die Ausbildung des ASM und der AMA betont, da es als Heizfläche in der oberen Troposphäre angesehen werden kann, während die umliegenden Luftmassen in der freien Atmosphäre deutlich geringere Temperaturen aufweisen. *Garny und Randel* (2013) untersuchten die Variabilität der Spurengase in der AMA im Zusammenhang mit den Gebieten niedriger PV, die durch diabatische Erwärmung und Divergenz in Gebieten hoch reichender Konvektion während des ASM entstehen. Im Gegensatz zu *Zhang et al.* (2002) konnten sie aber eine Bimodalität der AMA mit ihren Analysen in 360 K (~ 150 hPa) nicht bestätigen, in 380 K (~ 100 hPa) deutete sich aber eine Bimodalität der niedrigen PV Werte an. Die Relevanz des ASM für den Spurenstoffhaushalt der Stratosphäre ist gegeben durch die Beeinflussung der Transportprozesse durch die AMA, die in der UTLS Spurenstoffe einschließt (s. Kap. 1.1.4).

1.1.3 Troposphären–Stratosphären Transport in den Tropen

Das aktuelle Interesse an den Transportprozessen in der TTL ist motiviert durch deren Bedeutung in Bezug auf die in ihr ablaufenden chemischen Prozesse und die in ihr ablaufende Dehydrierung der Luft (*Shepherd*, 2007). Die Verweilzeit im Bereich der TTL ist für die chemischen Prozesse entscheidend, für die Dehydrierung sind es die niedrigsten Temperaturen. Die besondere Motivation für Untersuchungen des TST von H_2O ist gegeben durch die Bedeutung der H_2O -Konzentrationen für den Strahlungshaushalt und die stratosphärische Ozonchemie. So ist schon früh erkannt worden, dass eine Zunahme des atmosphärischen Wasserdampfes zu einer Abkühlung der Stratosphäre und einer Erwärmung in der Troposphäre führt (u.a. *Manabe und Wetherald*, 1967). Die stratosphärische Chemie wird von der Menge des zur Verfügung stehenden H_2O beeinflusst. *Evans et al.* (1998) haben z.B. gezeigt, dass die Zunahme der H_2O -Mischungsverhältnisse in der Stratosphäre zu einer Zunahme von O_3 in der mittleren Stratosphäre führt. H_2O ist die wichtigste Quelle für OH in der Stratosphäre. Die Verfügbarkeit von OH beeinflusst die katalytischen Zyklen der Ozonzerstörung (HOx-, ClOx-, NOx-Zyklen). Eine höhere Wasserdampfkonzentration in der Stratosphäre führt zu einem stärkeren Ozonabbau in der tropischen unteren Stratosphäre (u.a. gezeigt in Modellstudien von *Stenke und Grewe*, 2005). Die H_2O Konzentration in der Stratosphäre beeinflusst auch die Sättigungstemperatur bei der Bildung von polaren stratosphärischen Wolken (engl. polar stratospheric clouds, PSCs) (z.B. *Kirk-Davidoff et al.*, 2002, *Stenke und Grewe*, 2005).

Seit *Brewer* (1949) ist bekannt, dass die TTL eine wichtige Region für den TST von Spurengasen ist³. Durch die BDC werden die Spurengase anschließend bis in hohe Breiten transportiert. Unter den Spurengasen nimmt H₂O durch seine Eigenschaft die Phase zu ändern eine Sonderstellung ein. Die Temperaturen in der TTL sind daher für die in der Stratosphäre vorherrschenden H₂O-Konzentrationen von entscheidender Bedeutung. Der genaue Mechanismus, der die Dehydrierung in der TTL steuert, und die bevorzugten Regionen für den H₂O-Eintrag wurden ausgiebig untersucht. *Sherwood und Dessler* (2000) haben vier mögliche Mechanismen zusammengefasst:

- **‚Cold trap‘**: Angenommen wird, dass in einer gleichmäßig vorherrschenden, aufsteigenden Bewegung in der TTL die Luft adiabatisch abkühlt und sich, sobald das H₂O-Mischungsverhältnis den Wert des lokalen Sättigungsmischungsverhältnisses überschritten hat, Eiskristalle bilden, die sich zu Cirren formieren. Damit die Luft effektiv dehydriert werden kann, müssen die Eiskristalle sedimentieren. Das H₂O-Mischungsverhältnis der weiter aufsteigenden Luft ist dann auf den niedrigsten Wert des lokalen Sättigungsmischungsverhältnisses abgesenkt.
- **Quasi-stationäre Störungen** werden durch meso- und synoptisch-skalierte Konvektion hervorgerufen. Der Mechanismus der ‚Cold Trap‘ müsste zu einer geschlossenen Schicht von Cirrusbewölkung in der TTL führen. Da dies aber nicht zu beobachten ist, Gebiete mit Cirren wechseln sich mit wolkenlosen Gebieten ab, hat sich die Vorstellung entwickelt, nach der in konvektiven Regionen, besonders starkes Aufsteigen, Abkühlen und sehr effektive Dehydrierung stattfindet. Auch die Tatsache, dass nicht alle Regionen gleichermaßen niedrige Temperaturen für eine effektive Dehydrierung aufweisen (*Newell und Gould-Stewart*, 1981), spricht gegen ein gleichmäßiges Aufsteigen.
- **Aufsteigende Schwerewellen**: Auch Temperaturstörungen der TTL durch Schwerewellen können zur Bildung von Cirrusbewölkung führen (*Potter und Holton*, 1995), die zur Dehydrierung der aufsteigenden Luft beitragen kann.
- **Überschießende Konvektion** bezeichnet den direkten Eintrag von dehydrierten Luftmassen in die Stratosphäre durch hochreichende, über die Tropopause hinausreichende Konvektion. *Danielsen* (1982) stellte diese Idee vor, wonach es bei konvektiven Ereignissen, die die Tropopause durchdringen, zu einer starken adiabatischen Abkühlung oberhalb der Tropopause kommen kann. In diesen abgekühlten

³Zu diesem Schluß kam *Brewer* nach der Analyse von H₂O-Messungen in der unteren Stratosphäre über England. Die niedrigen H₂O-Konzentrationen passten nicht zu den Temperaturen an der lokalen Tropopause, die höhere H₂O-Konzentrationen erlaubt hätten. Tropopausentemperaturen, die zu solchen niedrigen H₂O-Konzentrationen führen können, sind nur in der TTL anzutreffen. *Brewer* folgerte daraus, dass der Eintrag des H₂O in die Stratosphäre durch die tropische Tropopause erfolgen muss. Dort wird die Luft stark abgekühlt und enthält dann nur noch H₂O-Konzentrationen, die maximal dem Sättigungsdampfdruck über Eis entsprechen.

Gebieten, die kälter als die Umgebung sind, kann es dann zu sehr effektiver Dehydrierung kommen. Es konnte aber nicht gezeigt werden, dass dieser Mechanismus mengenmäßig ausreicht, um die Trockenheit der Stratosphäre zu erklären.

Allen Mechanismen gemeinsam ist das Vorkommen von Cirrusbewölkung in einer besonders abgekühlten Region der TTL. Sie unterscheiden sich in den Prozessen, die für die Bildung der Cirren verantwortlich sind. Als bevorzugte Region für das Dehydrieren der Luft wurde von *Newell und Gould-Stewart* (1981) die TTL über dem Westpazifik vorgeschlagen (für den sie den Begriff der ‚stratospheric fountain‘ prägten), aufgrund der dort vorherrschenden niedrigen Temperaturen die einzige Region, die in der Lage wäre die troposphärische Luft auf die geringen stratosphärischen H_2O -Konzentrationen zu dehydrieren. Wie von *Levine et al.* (2007) zusammengefasst, lässt sich beim TST, und der damit zusammenhängenden Dehydrierung der Luft zwischen einer Modellvorstellung unterscheiden, die annimmt, dass das Aufsteigen der Luft und die Dehydrierung in einer vertikalen Säule stattfindet (z.B. *Newell und Gould-Stewart*, 1981, *Sherwood und Dessler*, 2001), und einer Modellvorstellung, die horizontale Transporte über große Entfernungen berücksichtigt (*Holton und Gettelman*, 2001). Demnach wären die Region für den Eintrag der Luft in die TTL und die Region, in der die Dehydrierung stattfindet, nicht notwendiger Weise identisch.

Viele Studien des TST sind motiviert durch den in der nahen Vergangenheit beobachteten positiven Wasserdampftrend. H_2O -Messungen mit dem Frostpunkt Hygrometer, die von 1964–1976 über Washington, D.C. (39°N) und seit 1980 über Boulder, Colorado (40°N) durchgeführt werden, zeigen einen positiven H_2O Trend (*Oltmans et al.*, 2000, *Rosenlof et al.*, 2001, *Scherer et al.*, 2008, *Hurst et al.*, 2011). Dieser positive H_2O -Trend konnte auch anhand von HALOE Satellitendaten bestätigt werden (z.B. *Evans et al.*, 1998, *Smith et al.*, 2000). Im gleichen Zeitraum konnte aber eine Abnahme der Temperaturen an der tropischen Tropopause (z.B. *Zhou et al.*, 2001, *Seidel und Randel*, 2006) beobachtet werden, die einen negativen Trend des stratosphärischen H_2O nahelegen würde. Als mögliche Erklärung für den positiven H_2O -Trend wurde auch der Anstieg der troposphärischen Methankonzentrationen untersucht. Da der Eintrag des Methans durch die TTL in die Stratosphäre, aufgrund der Eigenschaften des Methans, nicht von der Temperatur in der TTL abhängig ist, wäre durch den Prozess der Methanoxidation ein positiver Wasserdampftrend bei einer abkühlenden TTL möglich. Dieser Prozess konnte aber nur einen Teil des positiven H_2O -Trends erklären (*Evans et al.*, 1998). Ausgehend von den sich widersprechenden Trends wurde auch die Möglichkeit eines durch den ASM initiierten Transports diskutiert, der zu einer Erklärung des H_2O -Trends beitragen könnte.

Um bevorzugte Regionen für den TST von H₂O zu identifizieren, wurden zahlreiche Studien mit Trajektorien durchgeführt (z.B. *Fueglistaler et al.*, 2004, 2005, *Kremser et al.*, 2009). In *Fueglistaler et al.* (2004) wurde die Region über dem West-Pazifik als wichtigste Region für den Eintrag von Luft in die TTL identifiziert (80% aller Trajektorien). In *Fueglistaler et al.* (2005) konnte die Region des West-Pazifiks als wichtigste Region für den TST bestätigt werden, es wurde aber auch gezeigt, dass während des borealen Sommers auch die Region des ASM zum TST beiträgt. Die Analyse von *Kremser et al.* (2009) kann die Wichtigkeit beider Regionen für ERA-40 bestätigen, die ebenfalls analysierten Trajektorien für CCMs zeigen aber kein einheitliches Bild.

1.1.4 Einfluss des ASM auf die Spurengasverteilung in der UTLS

Durch die hochreichende Konvektion ist innerhalb der Monsunantizyklone die Wasserdampfkonzentration in der oberen Troposphäre sehr hoch. In welchem Maße und in welcher Weise der weitere Transport bis in die Stratosphäre stattfindet, wird aber weiter diskutiert. Die erhöhten Wasserdampfkonzentrationen im Bereich der Monsunantizyklone wurden von verschiedenen Autoren veröffentlicht (z.B. *Rosenlof et al.*, 1997, *Pan et al.*, 1997, *Jackson et al.*, 1998, *Gottelman et al.*, 2004, SAGE und HALOE Daten). Auch andere troposphärische Tracer weisen erhöhte Werte im Bereich der AMA auf, wie z.B. Kohlenmonoxid (CO) (*Park et al.*, 2007) oder Cyanwasserstoff (HCN) (*Randel et al.*, 2010). In Übereinstimmung mit dem verstärkten Transport von der Grenzschicht (engl.: planetary boundary layer, PBL) bis in die UTLS sind im Bereich der AMA die O₃-Mischungsverhältnisse reduziert (z.B. *Gottelman et al.*, 2004, *Randel und Park*, 2006).

Um die Quellregionen der Spurenstoffe in der AMA zu identifizieren sind Untersuchungen mit Rückwärtstrajektorien durchgeführt worden (u.a. *Jensen und Pfister*, 2004, *Fueglistaler et al.*, 2004, *Fu et al.*, 2006, *James et al.*, 2008, *Kremser et al.*, 2009, *Ploeger et al.*, 2011, *Wright et al.*, 2011, *Chen et al.*, 2012, *Bergman et al.*, 2012, 2013). Die Ergebnisse dieser Untersuchungen ergeben allerdings kein einheitliches Bild. *Fu et al.* (2006) und *Wright et al.* (2011) konnten z.B. mit ihren Rückwärtstrajektorien zeigen, dass 90% der durch Konvektion beeinflussten Luftpakete in der AMA aus Konvektionsgebieten des Tibetanischen Hochlandes oder den südlichen Abhängen des Himalajas stammen. *Chen et al.* (2012) andererseits zeigten, dass die Region West-Pazifik/Südchinesisches Meer (38%) und der Golf von Bengalen (21%) die wichtigsten Quellregionen darstellen und das Tibetanische Hochland nur zu 12% beiträgt. In *Bergman et al.* (2012) sind drei Transportwege für Luftpakete unterschieden, die aus Gebieten tropischer Konvektion ausströmen (Abb. 1.2). Die Transportwege sind dabei abhängig von der Ausströmungshöhe in Bezug auf den LZRH. Nur Luft, die im Bereich der TTL oberhalb des LZRH aus

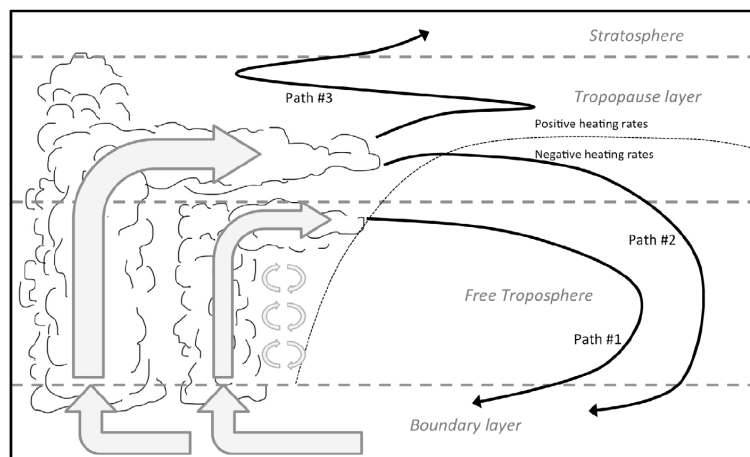


ABBILDUNG 1.2: Schematische Darstellung von Transportwegen in den Tropen aus *Bergman et al. (2012)*. Luft, die aus Gebieten tropischer Konvektion ausströmt (engl.: detrained) kann demnach drei Pfade einschlagen. Pfad #1: Luft erreicht nicht die TTL und sinkt zurück in die Grenzschicht. Pfad #2: Luft erreicht die TTL, ist aber unterhalb des LZRH und sinkt ab. Pfad #3: Luft erreicht die TTL oberhalb des LZRH und befindet sich damit in einer Region mit langsamem, strahlungsbedingtem Auftrieb.

Konvektionsgebieten ausströmt, kann in dem dort strahlungsbedingt vorherrschenden aufwärts gerichteten Transport die Stratosphäre erreichen.

Aus den genannten Trajektorienstudien soll die Untersuchung von *Bergman et al. (2013)* hervorgehoben werden, da sie einen interessanten Transportweg in der mittleren Troposphäre erkennen konnten. Mit Hilfe von Rückwärtstrajektorien, initialisiert im August 2011 innerhalb der AMA in 200 und 100 hPa, identifizieren sie einen vertikalen Kanal, der sich in der mittleren Troposphäre von $\sim 450\text{--}750$ hPa⁴ bis etwa 20–50hPa unterhalb der Tropopause erstreckt. Es wird deutlich, wie sich die Trajektorien aus einem größeren Bereich der PBL innerhalb des Kanals bündeln, und sich oberhalb dieses Kanals wieder horizontal zur AMA hin ausbreiten (Abb. 1.3, links). Die Position des Kanals ist nicht im Zentrum der AMA und nicht im Zentrum der intensivsten Vertikalgeschwindigkeiten, sondern gegenüber diesen nach Norden zum Hochland von Tibet verschoben. Weitere Analysen, die die Beiträge verschiedener Regionen an der Luft in der AMA quantifizieren, zeigen, dass für die Luft in der AMA zu 70–80% PBL-Quellen in den Regionen Hochland von Tibet und Indien/Südostasien verantwortlich sind. In ihrer Schlussfolgerung weisen *Bergman et al. (2013)* aber ausdrücklich darauf hin, dass aus den Ergebnissen nicht abgeleitet werden kann, dass das Hochland von Tibet auch in Bezug auf den Transport von PBL-Luft in die untere Stratosphäre von besonderer Wichtigkeit ist, da der TST nicht notwendigerweise durch die AMA erfolgen muss.

⁴Der Bereich für p ergibt sich aus $\sigma = p/p_s = 0,75$, mit Werten des Bodendrucks p_s von 600–1000 hPa.

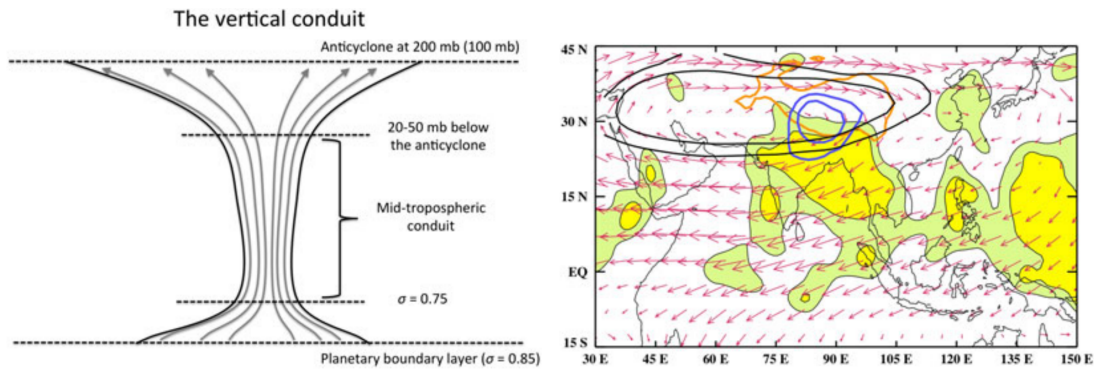


ABBILDUNG 1.3: Aus *Bergman et al.* (2013). Links: Der identifizierte Kanal in der mittleren Troposphäre durch den hindurch die Luft in der AMA passieren soll. Rechts: Die Position des vertikalen Kanals auf der σ Fläche 0.65 ($p = 390\text{--}650$ hPa) in blau relativ zur AMA in 100 hPa in schwarz. Die farbig schattierten Gebiete stellen die von der PBL bis 100 hPa gemittelten Vertikalgeschwindigkeiten dar. Die orangefarbene Kontur markiert die Lage des Hochlandes von Tibet ($p_s = 750$ hPa).

1.1.5 Die zwischenjährliche Variabilität

Die zwischenjährliche Variabilität von H_2O in der TTL ist durch die große Abhängigkeit von der Temperatur eng mit den zwischenjährlichen Temperaturschwankungen verbunden, die z.B. durch ENSO und die QBO hervorgerufen werden. Aber auch sporadische Ereignisse, wie Vulkanausbrüche in den tropischen Breiten, können durch den Ausstoß großer Mengen Aerosole, die bis in die Stratosphäre vordringen können, zu einer Erwärmung der TTL führen und damit zu erhöhten H_2O -Konzentrationen in der TTL und der Stratosphäre.

Fueglistaler und Haynes (2005) haben die H_2O -Konzentration, die in der Stratosphäre eingetragen wird, aus Trajektorien bestimmt. Dabei wurde angenommen, dass die H_2O -Konzentration durch die niedrigsten Sättigungsmischungsverhältnisse am kältesten Punkt der TTL ($[\text{H}_2\text{O}]_e$) bestimmt wird⁵. Mit dieser Methode ist es möglich die zwischenjährliche Variabilität im Vergleich zu H_2O -Satellitenbeobachtungen (HALOE und SAGE) gut zu beschreiben.

Zwischenjährliche Variationen der Temperatur in der TTL können durch die QBO verursacht werden. Durch die abwärts propagierenden vertikalen Windscherungen der QBO wird, gemäß der Balance des thermischen Windes, eine Temperaturanomalie ΔT induziert (*Plumb und Bell*, 1982). Bei einer abwärtswandernden Westphase wird ΔT von *Fueglistaler und Haynes* (2005) mit 1 K angegeben, wodurch sich $[\text{H}_2\text{O}]_e$ um etwa 0,5

⁵Diese Methode den sogenannten ‚Lagrangian cold point‘ zu verwenden, um $[\text{H}_2\text{O}]_e$ zu erhalten, berücksichtigt allerdings nicht, dass die Luft teilweise bis weit unterhalb des Frostpunktes abgekühlt werden muss, bevor die Bildung von Eiskristallen einsetzt und die Luft effektiv dehydriert werden kann. Dieses Problem wird auch von *Fueglistaler et al.* (2005) diskutiert. Sie argumentieren, dass kleinskalige durch Wellen induzierte Temperaturfluktuationen, die in ERA-40 nicht enthalten sind, eine stärkere Abkühlung hervorrufen würden.

ppmv⁶ erhöht. Dieses positive ΔT stört das Strahlungsbudget, da höhere Temperaturen zu einer größeren langwelligen Ausstrahlung führen, die die Temperaturanomalie auszugleichen strebt. Da diese Abkühlung durch kurzwellige Erwärmungsraten nicht ausgeglichen werden kann, wird sie kompensiert durch adiabatische Erwärmung in einer durch die QBO induzierten Meridionalzirkulation, die sich nördlich und südlich des Äquators bis ca. 30° mit entsprechenden aufwärts gerichteten Störungen der vorherrschenden Vertikalgeschwindigkeiten einstellt. Da in der tropischen unteren Stratosphäre Aufsteigen vorherrscht, kommt es durch die abwärtspropagierende Westphase der QBO zu einer Abschwächung des Aufsteigens, die sich auch auf den Transport von z.B. O₃ auswirkt, und eine QBO in den O₃-Mischungsverhältnissen verursacht (u.a. *Cordero et al.*, 1997, *Logan et al.*, 2003).

Während der Einfluss der QBO auf die untere Stratosphäre und TTL naturgemäß zonal symmetrisch ist, bleibt der direkte Einfluss von ENSO auf den Pazifik beschränkt. Die Verschiebung der Gebiete mit hochreichender Konvektion nach Osten während ENSO Warmereignissen ruft in der oberen Troposphäre durch freiwerdende latente Wärme eine positive Temperatur- und H₂O-Anomalie im Zentralpazifik hervor, während die troposphärische O₃-Anomalie negativ ist. Durch die reduzierte Konvektion im Westpazifik sind die Anomalien entsprechend umgekehrt (*Chandra et al.*, 1998, 2007).

Die im Abschnitt 1.1.4 beschriebene Verteilung der Spurengase im Bereich der AMA ist durch die zwischenjährliche Variabilität des ASM ebenfalls Schwankungen von Jahr zu Jahr unterworfen. Die Tatsache, dass die Extrema der Spurengase im Bereich der AMA durch den ASM hervorgerufen werden, lässt vermuten, dass bei einer stärker ausgeprägten ASM-Saison auch die Extrema der Spurengase deutlicher hervortreten. *Randel et al.* (2015) haben in ihrer Analyse von MLS-H₂O Mischungsverhältnissen in der AMA jedoch den gegenteiligen Zusammenhang festgestellt. Die H₂O-Anomalien in der AMA werden in Perioden mit erhöhten und verringerten H₂O Mischungsverhältnissen eingeteilt. Die auf dieser Einteilung basierenden Kompositanalysen der langwelligen Ausstrahlung (verwendet als Proxy für die Konvektion) und der 100 hPa Temperaturen zeigen eine verringerte Konvektion und eine Erwärmung oberhalb der Konvektionsgebiete für die Komposits bei erhöhten H₂O Mischungsverhältnissen in der AMA.

Den Einfluss der QBO auf den ASM haben *Giorgetta et al.* (1999) untersucht und stellen intensivere Niederschläge in der ASM Region und abnehmende Niederschläge im Westpazifik bei QBO Westphasen fest.

⁶ppmv: part per million by volume, Teilchen pro Millionen Teilchen bezogen auf das Volumen, Einheit zur Angabe von Mischungsverhältnissen.

1.2 Veränderungen des Klimas auf längeren Zeitskalen

Bisher wurde die Variabilität auf relativ kurzen Zeitskalen diskutiert, wie sie durch ENSO oder QBO hervorgerufen werden kann. Der Schritt zu den nun ganz anderen Zeitdimensionen der Erdgeschichte ist sehr groß. Die Veränderungen auf diesen langen Zeitskalen, die sowohl zyklisch als auch linear fortschreitend erfolgen können, sind mit Hilfe von komplexen CCMs oder Globalmodellen der allgemeinen Zirkulation (engl.: general circulation models, GCMs) nicht transient zu simulieren, sondern nur im Rahmen von Zeitscheibensimulationen. Die Motivation für die in Kapitel 4 durchgeführten Sensitivitätssimulationen mit sehr stark von den heutigen Randbedingungen abweichenden Vorgaben soll hier kurz gegeben werden.

Das Alter der Erde wird auf $4,56(\pm 0,01)$ Ga geschätzt. Im Laufe dieser Zeit haben sich interne Parameter der Erde stark verändert. Zu diesen internen Parametern zählen die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre, die Land-Meer-Verteilung und die Orographie. Aber auch externe Parameter wie die Neigung und Präzession der Erdachse, die Rotationsperiode der Erde, die durch den Mond im Verlauf der Erdgeschichte verringert wurde, und die Exzentrizität der Erdbahn haben sich während der Lebenszeit der Erde verändert bzw. sind Schwankungen unterworfen. Diesen langfristigen Veränderungen und Schwankungen überlagert ist die Entwicklung der solaren Intensität von 4,56 Ga vor heute bis in unsere Zeit (*Güdel, 2007*).

Eine Annäherung an die Verhältnisse während des Archaikums (3,8–2,5 Ga vor heute) ist die Annahme eines globalen Ozeans. Modelle über das Anwachsen der Erdkruste kommen zu unterschiedlichen Szenarien für die Geschwindigkeit des Anwachsens der Erdkruste (*Taylor und McLennan, 1995*). Es ist gesichert, dass während des Archaikums weniger als die Hälfte der heutigen Erdkruste anzunehmen ist. Einen globalen Ozean vorzuschreiben stellt sicher ein übertriebenes Szenario dar, ist aber aufgrund der sehr unsicheren Kenntnis über eine mögliche Land-Meer-Verteilung und die unbekanntere Orographie dennoch gerechtfertigt.

Der Übergang von einer Stickstoff-Kohlenstoffdioxid dominierten Atmosphäre während des Archaikums zu einer Stickstoff-Sauerstoff dominierten Atmosphäre ereignete sich im Proterozoikum (2,5–0,54 Ga vor heute). Die Sauerstoffkonzentration stieg in dieser Zeit von weniger als 10^{-5} PAL (engl.: Present Atmospheric Level, heutiges atmosphärisches Niveau) bei 2,5 Ga vor heute auf über 10^{-2} PAL bei 2,3 Ga vor heute an (*Pavlov und Kasting, 2002*). Dieser relativ große Anstieg der Sauerstoffkonzentration in relativ kurzer Zeit wird als „großes Oxidationsereignis“ bezeichnet (*Holland, 2002*). Mit der Analyse der massenunabhängigen Fraktionierung von Schwefelisotopen konnten *Farquhar et al.* (2000) den Zeitraum dieses Sauerstoffanstiegs auf 2,47–2,32 Ga vor heute eingrenzen.

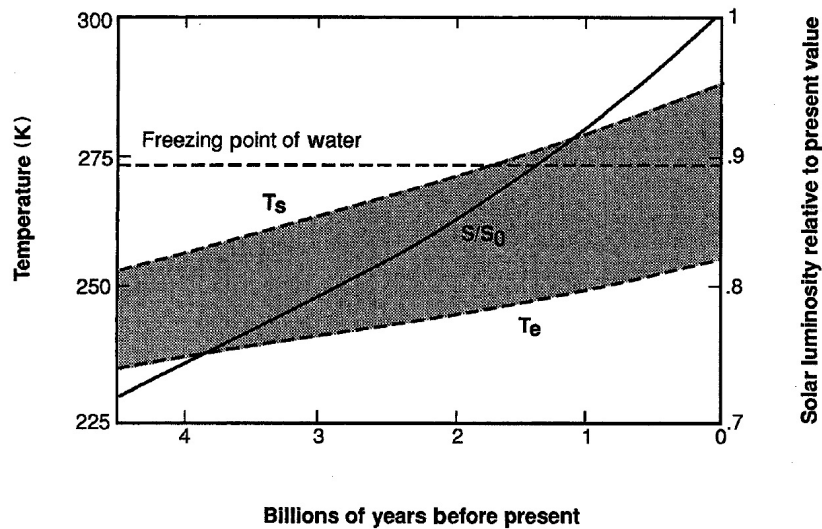


ABBILDUNG 1.4: Entwicklung der solaren Intensität S in der Zeit 4,5–0 Ga vor heute, bezogen auf die heutige solare Intensität S_0 , durchgezogene Linie $\frac{S}{S_0}$. Der schattierte Bereich grenzt die Entwicklung der jahresgemittelten, globalen Temperatur ein, die Strahlungsgleichgewichtstemperatur T_e (ohne GHGs und H_2O) und die Oberflächentemperatur T_s (mit 300 ppmv CO_2 und einem nicht näher spezifizierten Wert für die heutige relative Feuchte). Der Gefrierpunkt von Wasser ist gestrichelt angegeben (*Kasting und Catling, 2003*).

Für die Zeit des Archaikums ist es somit gerechtfertigt eine Atmosphäre ohne Sauerstoff und O_3 anzunehmen. Für den Bodendruck wird der heutige Wert angenommen, unter der Annahme, dass der Anteil des Sauerstoffs von heute 20,95% damals von Stickstoff eingenommen wurde.

Informationen über die Temperaturen während des Archaikums sind heute nur indirekt zu erhalten über die Analyse archaischen Gesteins, wie z.B. den sogenannten Paleoböden. Aufgrund solcher Analysen ist davon auszugehen, dass es während des Archaikums relativ hohe Temperaturen gegeben haben muss. Dies steht aber im Gegensatz zu einer schwachen jungen Sonne, die 3,5 Ga vor heute nur 77% der heutigen Strahlungsleistung besessen haben soll (*Gough, 1981*).

1.2.1 Das Problem der schwachen jungen Sonne

Das Problem der schwachen jungen Sonne (engl.: faint young sun, FYS) ist im Rahmen dieser Arbeit nur zweitrangig. Da es aber auch im Titel des Kapitels 4 auftaucht, soll es hier kurz erläutert werden.

Die Sonne besitzt neben relativ kurzen Schwankungen ihrer Intensität, wie z.B. dem 27-Tage Zyklus oder dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus, auch weitere Aktivitätszyklen

auf größeren Zeitskalen. Diesen solaren Zyklen überlagert ist die über geologische Zeitskalen ablaufende Verstärkung der solaren Intensität, die an das Alter der Sonne gekoppelt ist. *Kasting und Catling* (2003) fassen das folgendermaßen zusammen: Nahezu alle Modelle zur Beschreibung der Entwicklung von Sternen, wie unserer Sonne, zeigen eine Zunahme der Intensität mit zunehmendem Alter des Sterns. Die Sonne produziert ihre Energie durch die Fusion von Wasserstoffatomen zu Helium im Inneren des Sonnenkerns. Durch die dadurch erfolgte Zunahme der Dichte, kommt es durch die Erhöhung der Gravitationskräfte zu einem Schrumpfen der Sonne, wodurch der Kern erwärmt wird. Bei höherer Temperatur im Kern kann auch die Fusion schneller ablaufen und mehr Energie produziert werden. Um im Gleichgewicht zu bleiben, strahlt die Sonne die Energie mit einer höheren Intensität ab. Die Abbildung 1.4 aus *Kasting und Catling* (2003) zeigt die Entwicklung der solaren Intensität S von 4,5-0 Ga vor heute, bezogen auf die heutige solare Intensität S_0 als Quotient $\frac{S}{S_0}$, zusammen mit der Entwicklung der Strahlungsgleichgewichtstemperatur T_e und der Entwicklung der Oberflächentemperatur T_s . Die Temperaturen sind mit einem eindimensionalen Strahlungs-Konvektions (engl.: Radiative-Convective, RC) Klimamodell berechnet, wobei T_s sich einstellt, wenn 300 ppmv CO_2 und die heutige relative Feuchte über den gesamten Zeitraum als konstant angenommen werden. Durch die geringere solare Intensität (z.B. 77% bei 3,5 Ga, 82% bei 2,8 Ga) wäre bei der Annahme vorindustrieller CO_2 -Konzentrationen und heutiger Feuchte die global gemittelte Oberflächentemperatur in der Zeit vor 2 Ga vor heute beständig unterhalb des Gefrierpunktes geblieben. Bei der Betrachtung der Habitabilität (Bewohnbarkeit) von Planeten wird üblicherweise die globale Mitteltemperatur als entscheidender Parameter herangezogen⁷. Unter diesen Bedingungen wäre es nicht zur Entwicklung von Leben auf der frühen Erde gekommen. Es gibt aber Hinweise, die auf Leben während des Archaikums bereits 3,5 Ga vor heute hindeuten (z.B. *Schopf*, 2006). Dieser Widerspruch wurde von *Sagan und Mullen* (1972) als FYS Problem formuliert. Es hat viele Ansätze gegeben das FYS Problem durch die Vergrößerung des Treibhauseffektes (engl. greenhouse effect, GHE) zu lösen, um T_s in Abbildung 1.4 in der Zeit von 4,5-2 Ga vor heute auf Werte oberhalb des Gefrierpunktes zu heben (zusammengefasst in *Feulner*, 2012). Die dafür benötigten sehr hohen Treibhausgas-(engl.: greenhouse gas, GHG) Konzentrationen konnten aber nicht durch Gesteinsanalysen bestätigt werden.

⁷Die Simulationen mit EMAC, die in Kapitel 4 vorgestellt werden, zeigen, dass bei der Verwendung eines GCM, trotz globaler Mitteltemperaturen unterhalb des Gefrierpunktes, die Habitabilität der frühen Erde gegeben ist.

1.3 Modelle, Daten und Methoden

1.3.1 Klima-Chemie Modelle

Die Untersuchungen in den Kapiteln 2 und 3 basieren primär auf Simulationen mit CCMs. Es handelt sich dabei um GCMs, die mit einem Modell zur Berechnung der atmosphärischen Chemie gekoppelt sind. Die Koppelung zwischen GCM und Chemie-Modell ist dabei interaktiv, d.h. die Dynamik des Modells reagiert auf die Änderungen der Spurengase und kann über eine dadurch veränderte Dynamik des Modells den Transport und damit auch die Verteilung der Spurengase beeinflussen. Ausschlaggebend für die dynamischen Änderungen sind die Änderungen der Temperatur durch die in den Strahlungsparametrisierungen berechneten Temperaturtendenzen, die direkt von den strahlungsaktiven Spurengasen abhängig sind.

Die CCM Simulationen für Kapitel 2 der rezenten Vergangenheit von 1980–1999 (REF-1), und der Zukunft von 1980–2050 (REF-2) sind transiente Simulationen der internationalen CCM Validierungsaktivität (Phase 1) (engl. CCM validation activity, CCMVal-1) für SPARC (Stratospheric Processes and their Role in Climate) (*Eyring et al.*, 2005). Die wichtigsten Informationen über die an diesem Modellvergleich beteiligten CCMs sind in *Eyring et al.* (2006) für die REF-1 Simulationen und in *Eyring et al.* (2007) für die REF-2 Simulationen zu finden. Die REF-1 Vorgaben zielen darauf ab möglichst realistische Simulationen für die rezente Vergangenheit zu erhalten, die alle natürlichen und anthropogenen Antriebe enthalten. Mit den Vorgaben der REF-2 Simulationen sollen Prognosen der zukünftigen Entwicklung des Klimas und der Ozonschicht möglich sein. Als Vorgabe für die Entwicklung der GHGs wurde das IPCC SRES Szenario A1B (medium) *IPCC* (2000) und für die Halogene das Ab Szenario aus *WMO* (2003) vorgeschrieben (*Eyring et al.*, 2005).

Für Kapitel 3 werden CCM Simulationen von CCMVal-2 verwendet. Eine umfassende Übersicht über alle wesentlichen Eigenschaften der an CCMVal-2 teilnehmenden CCMs wird mit dem SPARC Bericht No.5 (*SPARC CCMVal*, 2010) gegeben.

1.3.2 Beobachtungsreferenz

In beiden Untersuchungen werden die Daten des ‚Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding‘ (MIPAS) auf Envisat als Referenz für die klimatologischen H₂O- (*Milz et al.*, 2009, von *Clarmann et al.*, 2009) und O₃- (*Steck et al.*, 2007, von *Clarmann et al.*, 2009) Mischungsverhältnisse in der UTLS herangezogen. Weitere Details werden

in den Kapiteln 2 und 3 gegeben. Die MIPAS Daten stehen für 6 Jahre (2003 und 2005–2009) zur Verfügung.

Als Beobachtungsreferenz für die Temperatur, das Geopotential und die zonalen und meridionalen Windkomponenten werden Re-Analysen verwendet. Es sind dies die Re-Analysen des ‚National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research‘ (NCEP/NCAR) (*Kalnay et al.*, 1996), die beiden ‚European Centre for Medium-Range Weather Forecasts‘ (ECMWF) Re-Analysen (ERA) über 45 Jahre (ERA-40, Sep. 1957 – Aug. 2002) (*Uppala et al.*, 2005) und die ab 1979 zur Verfügung stehende ERA-Interim Reanalyse (*Dee et al.*, 2011), die weiter aktualisiert wird. Da die Zeitreihe der MIPAS-Daten für die Untersuchungen der zwischenjährlichen Variabilität der H₂O und O₃ Mischungsverhältnisse in den Kapiteln 2 und 3 nicht ausreichend ist, wurden hierfür die H₂O und O₃ Mischungsverhältnisse aus ERA-40 (Kapitel 2) und ERA-Interim (Kapitel 3) herangezogen.

1.3.3 Das Modell ECHAM/MESy Atmospheric Chemistry

Für die Untersuchungen in Kapitel 4 sind Simulationen mit EMAC (ECHAM/MESy Atmospheric Chemistry) (*Jöckel et al.*, 2006) in einer Konfiguration ohne Chemie durchgeführt worden. In EMAC wird MESy (Modular Earth Submodel System) (*Jöckel et al.*, 2005) verwendet, das einen Rahmen zur Verfügung stellt, der es erlaubt die physikalischen und chemischen Prozesse aus einem bestehenden CCM oder GCM herauszulösen und diese dann als Sub-Modelle wieder an das verbleibende Basismodell anzukoppeln. Für EMAC wird als Basismodell ECHAM5 (*Roeckner et al.*, 2003) verwendet.

Die in Kapitel 4 verwendete EMAC Version nutzt als Basis die Release EMACv1.10. Für die Durchführung der Simulationen in dieser Arbeit wurde diese Version erweitert im Bereich des Sub-Modells RAD4ALL bzw. des dazugehörigen Sub-Sub-Modells FUBRAD. Die notwendigen Änderungen sind in Anhang A dokumentiert. Die Änderungen an RAD4ALL/ FUBRAD sind seit EMACv2.50 Bestandteil der offiziellen EMAC-Release. Eine weitere Erweiterung, die für die Durchführung der Simulationen im Rahmen dieser Arbeit vorgenommen wurde, ist die Re-Implementierung des ECHAM5 Mischungsschichtozeans (MLO) als Sub-Modell MLOCEAN. Diese Erweiterung ist in Anhang B dokumentiert. Das Sub-Modell MLOCEAN ist seit EMACv1.11/EMACv2.41 Bestandteil der offiziellen EMAC-Release.

1.3.4 Methoden

1.3.4.1 Monsunindizes

Um die Variabilität des ASM zu quantifizieren wurden zahlreiche Indizes entwickelt, die teilweise auf bestimmte Regionen zugeschnitten sind, wie z.B. der ‚All-India Monsoon Rainfall‘ (AIR) Index (*Mooley und Parthasarathy*, 1984). Für die Analyse der ASM Variabilität werden in dieser Arbeit der Monsun-Hadley Index (MHI) (*Goswami et al.*, 1999) und der Monsun-Zirkulations-Index (MIDX) (*Tanaka et al.*, 2004) verwendet.

Der MHI berechnet sich aus den Gebietsmittelwerten (10° – 30° N, 70° – 110° E) in 850 und 200 hPa, die als Anomalien gegenüber dem Langzeitmittel voneinander abgezogen werden. In Kapitel 2 wird der MHI verwendet um die Auswirkungen von besonders ausgeprägten ASM-Jahren gegenüber schwach ausgeprägten ASM-Jahren auf die H₂O- und O₃-Konzentrationen zu analysieren. Das Signal wird mit Hilfe von Kompositdifferenzen auf Basis der jeweils 5 größten und kleinsten MHI-Werte identifiziert.

Der MIDX wird aus dem Geschwindigkeitspotential in 150 hPa berechnet. Die genaue Methode ist in Kapitel 3 angegeben.

1.3.4.2 Multiples lineares Regressionsmodell

In dieser Arbeit wird ein multiples lineares Regressionsmodell (MLR) verwendet, um die zwischenjährliche Variabilität des ASM, der QBO und von ENSO zu quantifizieren. Das MLR ist identisch mit dem Quell-Code, der für die Analyse in *SPARC CCMVal* (2010) verwendet wurde. Der Autor dieser Dissertation hat den Quell-Code in Fortran90/95 geschrieben unter der Verwendung zusätzlicher Routinen aus *Press et al.* (1996). Die Methodik ist wie in *Bodeker et al.* (1998) und enthält ein Auto-Regressives-Modell für die Analyse der Residuen, dessen Resultate verwendet werden um die Autokorrelationen der Daten und der Basis-Funktionen zu beseitigen (*Tiao et al.*, 1990).

1.4 Wissenschaftliche Fragestellungen

Die Ergebnisse dieser Dissertation, die in den Kapiteln 2, 3 und 4 präsentiert werden, sind in Fachzeitschriften veröffentlicht bzw. zur Veröffentlichung eingereicht.

Die folgenden wissenschaftlichen Fragestellungen werden in den Kapiteln 2, 3 und 4 beantwortet:

1) Sind die CCMs in der Lage den klimatologischen Zustand im Bereich der UTLS korrekt abzubilden?

Diese Fragestellung wird in den Kapiteln 2 und 3 bearbeitet und diskutiert.

2) Wird die zwischenjährliche Variabilität in der UTLS durch die CCMs wiedergegeben?

Diese Fragestellung wird in Kapitel 2 hauptsächlich in Bezug auf die Variabilität der ASM-Zirkulation untersucht. Das Kapitel 3 erweitert die Untersuchung um den Einfluss von ENSO und der QBO.

3) Welche Änderungen der Monsunzirkulation ergeben sich in einem Zukunftsszenario mit ansteigenden Treibhausgaskonzentrationen?

4) Welche Änderungen in den Spurenstoffen im Bereich der Monsunantizyklone sind in der Zukunft zu erwarten?

Die Fragestellungen 3) und 4) werden in Kapitel 2 untersucht.

5) Wie wirken sich extreme Szenarien auf das Klima der Tropen aus?

6) Wie wirkt sich die erhöhte UV-Strahlung einer frühen Sonne auf das Klima der archaischen Erde aus?

Beide Fragestellungen 5) und 6) werden in Kapitel 4 untersucht.

Diese Fragestellungen werden im Kapitel 5 noch einmal aufgegriffen und in Bezug auf die Kapitel 2, 3 und 4 beantwortet, und diskutiert.

Kapitel 2

Einfluss des indischen Sommermonsuns auf Wasserdampf- und Ozonkonzentrationen in der UTLS, simuliert mit Klima-Chemie Modellen

2.1 Einleitung

Die Validierung einer Auswahl von CCMVal-1 CCMs in Bezug auf den indischen Sommermonsun in diesem Kapitel wurde im Rahmen des EU Forschungsprojektes SCOUT-O3 durchgeführt, und ist als *Kunze et al. (2010)* veröffentlicht (s.u.).

Es wird zunächst untersucht, in welchem Maße CCMs in der Lage sind die mit dem ASM zusammenhängenden Zirkulationen in der UTLS zu simulieren. Diese besteht hauptsächlich in der Ausprägung der AMA und der damit in Zusammenhang stehenden meridionalen Zirkulationen an ihren westlichen und östlichen Rändern, und wird in einem Vergleich mit ERA-40 Re-Analysen beurteilt. Die Fähigkeit der interaktiv an die CCMs gekoppelten Chemiemodelle die Extrema der Spurengase (H_2O und O_3) im Bereich der AMA wiederzugeben wird anhand eines Vergleichs mit MIPAS-Satellitenbeobachtungen beurteilt.

Die Variabilität der H_2O - und O_3 -Mischungsverhältnisse im Bereich der AMA wird

mit Hilfe von Komposittdifferenzen der jeweils fünf stärksten ASM-Jahre gegenüber den schwächsten Jahren analysiert. Die Stärke des ASM wird dabei durch den MHI definiert. Die zukünftige Entwicklung der Monsunzirkulation in der UTLS und die sich daraus ergebenden Änderungen der H₂O- und O₃-Mischungsverhältnisse in einem sich verändernden Klima werden mit Hilfe der Simulationen zweier CCMs untersucht.

Dieses Kapitel ist veröffentlicht als:

- Kunze, M., P. Braesicke, U. Langematz, G. Stiller, S. Bekki, C. Brühl, M. Chipperfield, M. Dameris, R. Garcia, und M. Giorgetta (2010), Influences of the Indian summer monsoon on water vapor and ozone concentrations in the UTLS as simulated by Chemistry-Climate models, *J. Climate*, 23, 3525–3544, doi:10.1175/2010JCLI3280.1, <http://dx.doi.org/10.1175/2010JCLI3280.1>¹.

Eigener Beitrag:

- M. Kunze hat alle Auswertungen durchgeführt, die Abbildungen angefertigt und den größten Teil des Manuskripts geschrieben.

¹© Copyright [July 2010] American Meteorological Society (AMS). Permission to use figures, tables, and brief excerpts from this work in scientific and educational works is hereby granted provided that the source is acknowledged. Any use of material in this work that is determined to be “fair use” under Section 107 of the U.S. Copyright Act September 2010 Page 2 or that satisfies the conditions specified in Section 108 of the U.S. Copyright Act (17 USC §108, as revised by P.L. 94-553) does not require the AMS’s permission. Republication, systematic reproduction, posting in electronic form, such as on a web site or in a searchable database, or other uses of this material, except as exempted by the above statement, requires written permission or a license from the AMS. Additional details are provided in the AMS Copyright Policy, available on the AMS Web site located at (<http://www.ametsoc.org/>) or from the AMS at 617-227-2425 or copyrights@ametsoc.org.

Influences of the Indian Summer Monsoon on Water Vapor and Ozone Concentrations in the UTLS as Simulated by Chemistry–Climate Models

MARKUS KUNZE,* PETER BRAESICKE,⁺ ULRIKE LANGEMATZ,* GABRIELE STILLER,[#]
SLIMANE BEKKI,[@] CHRISTOPH BRÜHL,& MARTYN CHIPPERFIELD,** MARTIN DAMERIS,⁺⁺
ROLANDO GARCIA,^{##} AND MARCO GIORGETTA^{@@}

* Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin, Berlin, Germany

⁺ NCAS–Climate–Chemistry, University of Cambridge, Cambridge, United Kingdom

[#] Forschungszentrum Karlsruhe, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruhe, Germany

[@] LATMOS–IPSL, UVSQ, UPMC, CNRS/INSU, Paris, France

& Max-Planck-Institut für Chemie, Mainz, Germany

** University of Leeds, Leeds, United Kingdom

⁺⁺ Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt, Institut für Physik der Atmosphäre, Oberpfaffenhofen, Germany

^{##} National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado

^{@@} Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Germany

(Manuscript received 8 June 2009, in final form 29 January 2010)

ABSTRACT

The representation of the Indian summer monsoon (ISM) circulation in some current chemistry–climate models (CCMs) is assessed. The main assessment focuses on the anticyclone that forms in the upper troposphere and lower stratosphere and the related changes in water vapor and ozone during July and August for the recent past. The synoptic structures are described and CCMs and reanalysis models are compared. Multiannual means and weak versus strong monsoon cases as classified by the Monsoon–Hadley index (MHI) are discussed. The authors find that current CCMs capture the average synoptic structure of the ISM anticyclone well as compared to the 40-yr ECMWF Re-Analysis (ERA-40) and NCEP–NCAR reanalyses. The associated impact on water vapor and ozone in the upper troposphere and lower stratosphere as observed with the Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding (MIPAS) on *Envisat* is captured by most models to some degree. The similarities for the strong versus weak monsoon cases are limited, and even for present-day conditions the models do not agree well for extreme events. Nevertheless, some features are present in the reanalyses and more than one CCM, for example, ozone increases at 380 K eastward of the ISM. With the database available for this study, future changes of the ISM are hard to assess. The modeled monsoon activity index used here shows slight weakening of the ISM circulation in a future climate, and some of the modeled water vapor increase seems to be contained in the anticyclone at 360 K and sometimes above. The authors conclude that current CCMs capture the average large-scale synoptic structure of the ISM well during July and August, but large differences for the interannual variability make assessments of likely future changes of the ISM highly uncertain.

1. Introduction

The Indian summer monsoon (ISM) is a major source of interannual variability in the Northern Hemisphere (Annamalai et al. 1999). It is a significant moisture source for the upper troposphere outside the deep tropics with a potential to moisten the lower stratosphere (Dethof et al.

1999). The current generation of Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) coupled ocean–atmosphere climate models shows variable skill in capturing aspects of the monsoon variability (e.g., Kripalani et al. 2007, and references therein). Here we will assess the ability of chemistry–climate models (CCMs), driven with observed monthly mean sea surface temperatures (SSTs), to capture the large-scale monsoon circulation and its impact on trace gas distributions, in particular water vapor and ozone. Three questions form the main focus: Are the models capable of capturing the mean state of the upper troposphere/lower stratosphere (UTLS) ISM anticyclone?

Corresponding author address: Markus Kunze, Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin, Carl-Heinrich-Becker-Weg 6-10, 12165 Berlin, Germany.
E-mail: markus.kunze@met.fu-berlin.de

Are the models able to capture the observed interannual variability of the ISM anticyclone? Do the models predict changes in the ISM in the future?

The ISM is a seasonal and regional feature, occurring between June and September over the Indian subcontinent. It is so large a feature that it determines to some extent the annual and zonal mean state of the atmosphere in low to middle latitudes in the Northern Hemisphere. Capturing such a major mode of variability correctly is an important test for the performance of CCMs, and deficits in representing the ISM will affect highly averaged quantities used in policy assessments (e.g., WMO 2007). The ISM is not only a purely dynamical phenomenon affecting winds (triggered by land–sea temperature contrasts), it is also important for trace gas distributions in the upper troposphere and lower stratosphere, potentially lifting pollution and water vapor from the troposphere into the lowermost stratosphere on short time scales.

The obvious trace gas immediately affected by a monsoon is water vapor, which is transported inland in the lower troposphere but is also transported upward and has a distinct distribution in the upper troposphere during the lifetime of the ISM anticyclone. Moistening or drying of the lowermost stratosphere due to changes in the ISM would have climate relevant consequences for the radiative balance of the atmosphere (Shine and Forster 1999). Nonetheless, aspects of its temporal evolution in the UTLS and how it is linked to ISM variability remain unclear (e.g., Oltmans et al. 2000; Rosenlof et al. 2001; Fueglistaler and Haynes 2005; Randel et al. 2006; Scherer et al. 2008).

Chen (1995) diagnosed isentropic exchange between the troposphere and the stratosphere at 340 K and above during the active phase of the ISM. In addition, a model study by Dethof et al. (1999) highlighted the potential of the ISM to moisten the extratropical upper tropopause. Subsequently lower stratospheric water vapor could increase. In another model study, Bannister et al. (2004) showed that the largest contribution to the moist phase of the so-called stratospheric tape recorder (Mote et al. 1996) during June, July, and August could be attributed to the ISM. James et al. (2008) analyzed backward trajectories to identify the pathways of air parcels contributing to the ISM water vapor maximum at 100 hPa. By convection over the Bay of Bengal and the South China Sea moist air is transported into the tropical tropopause layer (TTL). The air parcels are then transported through the TTL by the ISM anticyclonic circulation toward northwest India, where they are finally dehydrated, avoiding bypassing the coldest point of the TTL (James et al. 2008). Dessler and Sherwood (2004) used a simple model to show that convection can lead to an

increase of extratropical water vapor around the 380-K isentropic level of 40%. The 380-K level in the extratropics is in the lower stratosphere and is close to the tropopause in tropical latitudes. Gettelman et al. (2004) analyzed data from a chemistry transport model and found that the ISM contributes 75% of the total net upward water vapor flux in the tropics at tropopause levels from July to September. Levine et al. (2008) pointed out that no clear monsoon signal is apparent in transport studies from the tropical tropopause layer into the lowermost stratosphere. The large-scale meridional winds as associated with the ISM are important in determining the seasonality and hemispheric preference for transport from the TTL into the lowermost stratosphere.

Another important trace gas affected by the ISM is ozone. For the policy-relevant monitoring of the Montreal protocol and its amendments, it is necessary to evaluate our ability to detect ozone recovery due to changes in the halogen loading (WMO 2007). Attribution of ozone changes requires an understanding of interannual ISM variability. Like water vapor, ozone in the UTLS is an important radiatively active species and partly determines vertical temperature gradients (Shine and Forster 1999).

Recent satellite observations have helped to characterize the ISM impact on trace gas distributions over the Indian subcontinent in more detail. Randel and Park (2006) analyzed upper tropospheric water vapor and ozone concentrations from the Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) and found a strong link to convection. Park et al. (2007) analyzed Microwave Limb Sounder (MLS) data of carbon monoxide, water vapor, ozone, and temperature from *Aura* and identified at the eastern edge of the monsoon anticyclone rising motion, potentially transporting trace gases from the region of convective outflow (~12 km) to the level of the tropopause. Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding (MIPAS) CO observations also imply an important role of the ISM in upward transport (Funke et al. 2009).

Here, we will study the ability of current CCMs to capture the climatology of the ISM and its impact on water vapor and ozone. We will focus on model runs covering the recent past (CCMVal-1 REF1) (Eyring et al. 2006), assessing their mean ISM, their ISM-related transport regimes as manifested in water vapor and ozone, and their interannual variability of the ISM and its impact on tracers in comparison with reanalysis output.

For available future projections (CCMVal-1 REF2) (Eyring et al. 2007) of two CCMs, we will present an initial study of the changes in UTLS water vapor and ozone concentrations related to the monsoon circulations in a changing climate.

The plan of the paper is as follows. In section 2 we introduce our diagnostic strategy and data, while section 3

TABLE 1. Chemistry–climate models used.

Model	Horizontal resolution	Number of levels/upper boundary	Underlying GCM	Group and location
E39C	3.75° × 3.75°(T30)	39/10 hPa	ECHAM4.L39 (DLR)	DLR, Oberpfaffenhofen, Germany
LMDZrepro	2.5° × 3.75°	50/0.07 hPa	LMDz4	L'Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), Paris, France
MAECHAM4CHEM	3.75° × 3.75°(T30)	39/0.01 hPa	MAECHAM4	MPI-C, Mainz, MPI-M, Hamburg, Germany
UMSLIMCAT	2.5° × 3.75°	64/0.01 hPa	Unified Model	University of Leeds, Leeds, United Kingdom
WACCM(v3)	4.5° × 5°	66/0.0000045 hPa	Community Atmosphere Model (CAM)	NCAR, Boulder, Colorado

discusses the synoptic characteristics of observed and modeled dynamical monsoon features in the UTLS. In section 4 we show the effect of the ISM circulation on water vapor and ozone concentrations in the UTLS and in section 5 describe features of interannual monsoon variability in water vapor and ozone. Section 6 provides first-order estimates of future monsoon changes and characterizes potential impacts on water vapor and ozone. A summary and an outlook are provided in section 7.

2. Methodology, models, and data

We focus on the evaluation of the fully developed Indian summer monsoon (ISM) during July and August using monthly mean wind, geopotential height, and temperature data from a set of CCMVal-1 REF1 integrations, as summarized in Eyring et al. (2006) and used in the World Meteorological Organization–United Nations Environment Programme report “Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006” (WMO 2007).

The mean synoptic ISM structures in the upper troposphere and lower stratosphere are analyzed. Geopotential heights and streamlines, averaged over 1980–99, are evaluated and compared to 40-yr European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Re-Analysis (ERA-40) (Uppala et al. 2005) and National Centers for Environmental Prediction (NCEP)–National Center for

Atmospheric Research (NCAR) reanalysis (Kalnay et al. 1996; Kistler et al. 2001) output.

Similarly, the averaged large-scale features in the water vapor and ozone distributions associated with the ISM, which are derived from the CCM simulations and ERA-40 data, are compared. NCEP–NCAR does not provide water vapor data in the UTLS and does not provide any ozone data. The ERA-40 water vapor and ozone are only weakly constrained by observations (Oikonomou and O'Neill 2006). In contrast to the temperature and wind data, the ERA-40 water vapor and ozone data should be considered model output rather than observations. Therefore, ozone and water vapor are investigated using MIPAS satellite data of water vapor (Milz et al. 2009; von Clarmann et al. 2009) and ozone (Steck et al. 2007; von Clarmann et al. 2009). MIPAS measures water vapor and ozone, among numerous other species, as a limb emission midinfrared sounder with high spectral resolution from a sun-synchronous polar orbit at about 800-km altitude. It covers the atmosphere from 70 km to cloud top by scanning from top to bottom with a step width of 1.5 km (upper troposphere/lower stratosphere, since 2005) to 8 km (mesosphere, before 2005). Data are recorded every 400 km along the orbit, with 14.4 orbits per day, providing one profile per day roughly every 4° latitude and 12.5° longitude. Cloud contamination reduces the achievable coverage. The atmospheric distributions

TABLE 2. Main specifications of CCMVal-1 REF1 simulations.

Model	Quasi-biennial oscillation (QBO)	Volcanoes	Solar cycle	SSTs	Greenhouse gas (GHG)	Halogenes
MAECHAM4CHEM	Assim.	Yes	Yes	Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature, v1 (HadISST1)	IPCC A2	WMO (2003)
E39C	Assim.	Yes	Yes	HadISST1	IPCC A2	WMO (2003)
WACCM(v3)	No	Yes	Yes	J. Hurrell (2005, personal communication)	WMO (2003)	WMO (2003)
UMSLIMCAT	Internal	Yes	No	Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP) II	IPCC A2	WMO (2003)
LMDZrepro	No	Yes	No	AMIP II	WMO (2003)	WMO (2003)

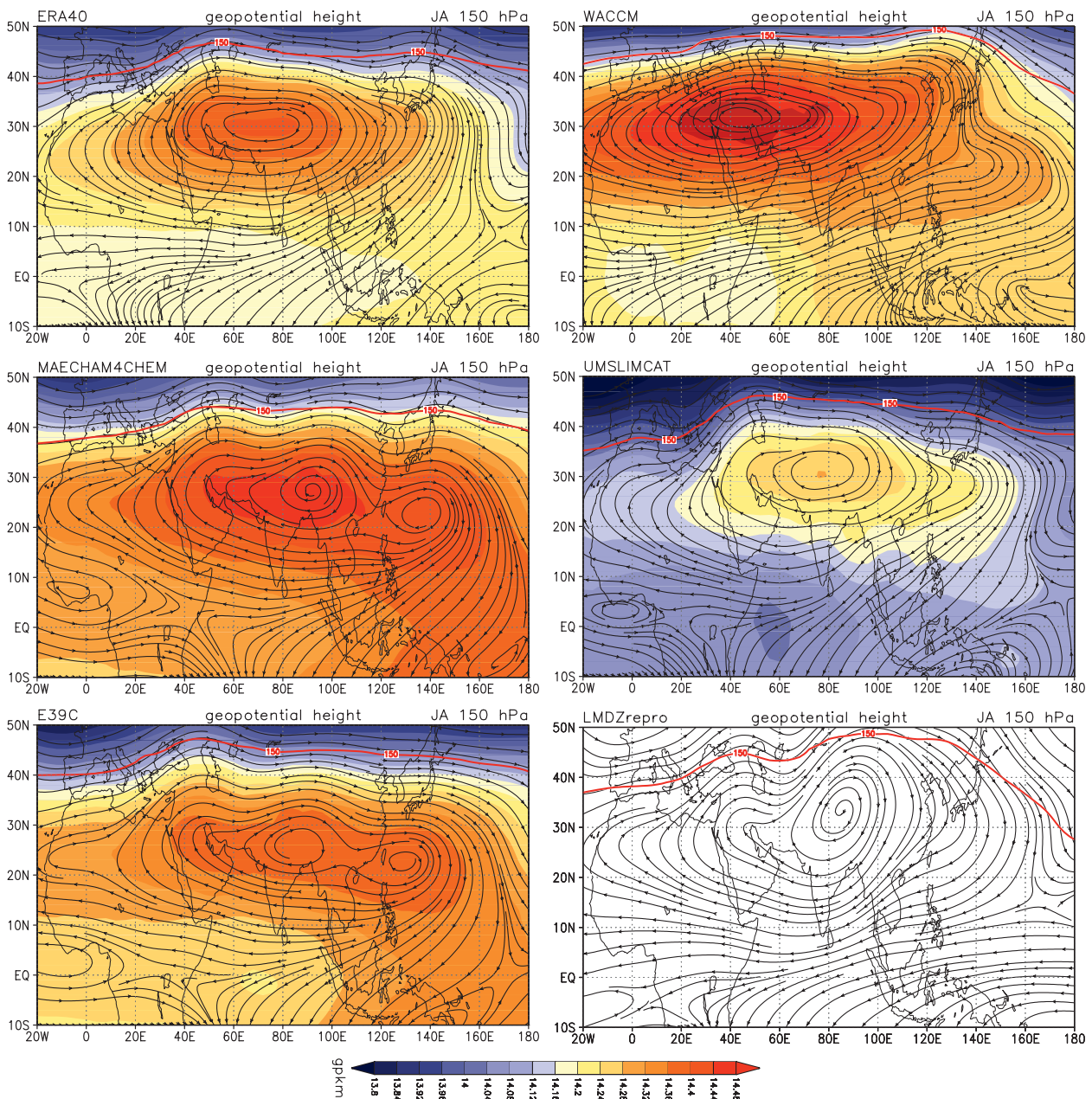


FIG. 1. Long-term monthly mean (20 yr; 1980–99) for July/August of the 150-hPa geopotential height for 10°S–50°N, 20°W–180°, shaded in gpk. Overlaid as streamlines are the horizontal wind components. The red line indicates the lapse rate tropopause.

of water vapor and ozone used in this study were retrieved with the MIPAS level-2 data processor at the Institut für Meteorologie und Klimaforschung–Instituto de Astrofísica de Andalucía (von Clarmann et al. 2003) from observations of 57 days overall during July and August 2003, 2005, 2006, and 2007. The precision, accuracy, and vertical resolution of single profiles in the relevant altitude range of water vapor (ozone) is 5%–6%, 8%–17%, and 2.3–3.3 km (3.8–12.6%, 9.6–17.0%, 2.4–2.9 km), respectively (von Clarmann et al. 2009).

The selection of characteristic vertical levels to use in such a comparison is slightly arbitrary and is guided by available data and previous work. We will focus on the 150-hPa pressure level and the 380-K isentropic level, which in the tropics are fairly parallel, with the 150-hPa pressure level being slightly lower in altitude compared to 380 K. The intersection of pressure and isentropic levels in conjunction with the configuration of streamlines might be indicative of isentropic transport and troposphere–stratosphere exchange. The approach here

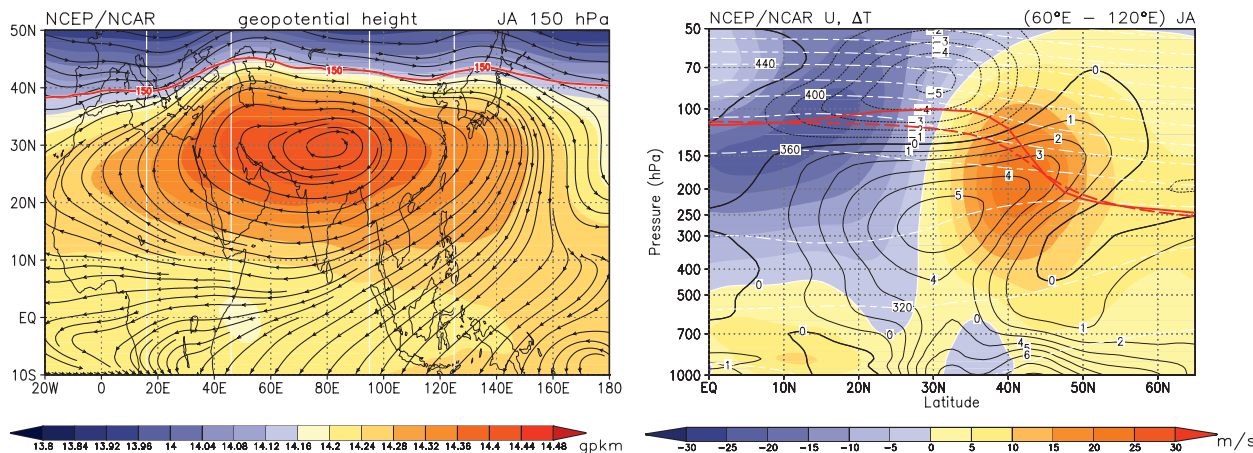


FIG. 2. (left) As in Fig. 1 but for the NCEP–NCAR reanalysis. The vertical white lines mark the sections used in Fig. 3. (right) Latitude–height sections between 1000 and 50 hPa from the equator to 65°N for the July/August long-term mean (20 yr) zonal velocity averaged between 60° and 120°E; shading interval 5 m s^{-1} . Displayed as contours in black are the temperature anomalies of the respective latitude section relative to the zonal average. The white dashed contours indicate the isentropic surfaces (contour interval 20 K). Displayed in red is the lapse rate tropopause: zonal mean (dashed) averaged between 60° and 120°E (solid). Data are from the NCEP–NCAR reanalysis.

is limited by the use of monthly mean data, which allows only the representation of a quasi-stationary mean state and cannot take into account temporal variability on shorter time scales that is important for the net transport of air. The selected horizontal maps will be supported by latitude–height cross sections at different longitudes to reveal the three-dimensional structure of the ISM circulation.

We selected the Monsoon–Hadley index (MHI) (Goswami et al. 1999) as a suitable monthly mean monsoon index to describe interannual variability. The MHI index is strongly correlated with the classical All-India Monsoon Rainfall Index (AIR) (Mooley and Parthasarathy 1984), which is based on the amount of precipitation falling during the months from June to September at stations on the Indian subcontinent. The MHI is dynamically defined and is, therefore, a measure for the strength of the ISM circulation. It is based on the anomalous meridional wind shear averaged over the region 10°–30°N, 70°–110°E. The deviation of the meridional wind v_i from the long-term area mean v_{ltm} is calculated at 850 and 200 hPa for every single July–August season i :

$$\text{MHI}_i = [v_{\text{ltm}}(850) - v_i(850)] - [v_{\text{ltm}}(200) - v_i(200)].$$

Large positive values of the MHI indicate a strong northward-directed (southward-directed) meridional wind at 850 hPa (200 hPa). Negative MHI correspond to weak ISM cases. Using this monsoon index, we will stratify the data (CCMs and ERA-40) and form composites for strong and weak monsoon cases. We assess how the interannual variability, in particular amplitude

and changes in spatial distribution of the ISM anticyclone, is captured in CCMs compared to reanalysis systems.

The following models are used in this assessment: MAECHAM4CHEM (Steil et al. 2003; Manzini et al. 2003), E39C (Dameris et al. 2005), WACCM (Garcia et al. 2007), UMSLMCAT (Tian and Chipperfield 2005), and LMDZrepro (Jourdain et al. 2008) (see summary Table 1). Even though all models are global CCMs, they differ substantially in vertical and horizontal resolution, vertical domain, complexity of chemistry, and tracer transport. The setups of the model simulations used here are summarized in Table 2. Not all models have used the CCMVal-1 recommended REF1 setup in all details. Therefore, it might be very difficult to identify the causes of the differences diagnosed between the model simulations. Nevertheless, it is important to highlight those differences because they may be regarded as representative of the model uncertainties. Their estimation is crucial for assessment processes such as WMO (2007).

Using climate projections (Eyring et al. 2007) we will assess how future changes in the ISM project on water vapor and ozone changes. In conjunction with the earlier composite assessment for present-day climate, we will attempt to assess the likelihood of higher/lower water vapor and ozone values in the lowermost extratropical stratosphere and provide simple confidence measures for modeled future water vapor and ozone changes.

3. Synoptic description of climatological monsoon

The synoptic structure of the lower tropospheric ISM cyclone and the upper tropospheric ISM anticyclone has been well described in the past (Annamalai et al. 1999).

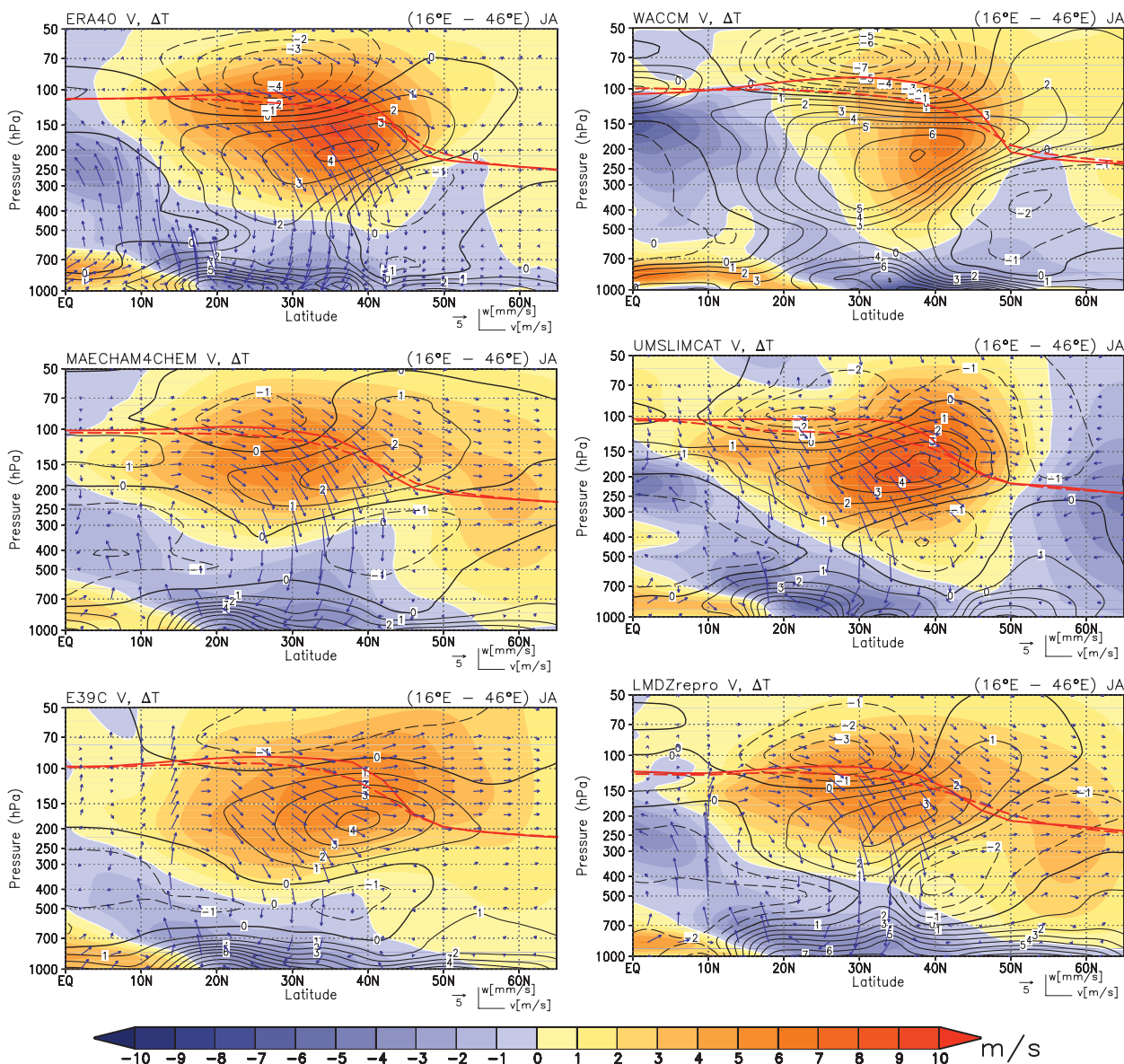


FIG. 3. Latitude–height sections between 1000 and 50 hPa from the equator to 65°N for the July/August long-term mean (20 yr) meridional velocity averaged over (left page) 16°–46°E and (right page) 95°–125°E; shading interval is 1 m s^{-1} . Displayed as contours in black are the temperature anomalies of the respective latitude sections relative to the zonal average. The tropopause height is displayed in red. The blue arrows denote the meridional (in m s^{-1}) and vertical velocity (in mm s^{-1}).

Early during Northern Hemisphere summer a large cyclone with its center over Pakistan develops in the lower troposphere. With increasing height the ISM cyclone in the lower troposphere transitions into an anticyclone in the UTLS.

Figure 1 shows the mean geopotential height and horizontal wind fields as represented by streamlines during July–August at the 150-hPa level for ERA-40 (top) and participating CCMs. The ISM anticyclone is captured by all models but varies considerably in strength, extent, and position. Note that the position of the ISM anticyclone

affects further analyses because quantities are averaged for specific regions following earlier work (Dunkerton 1995). Area extent as measured by the 14.28 gpkm isoline is also highly variable. MAECHAM4CHEM, E39C, and WACCM all show much larger anticyclones than observed, whereas UMSLIMCAT calculates a much smaller anticyclone. The strongest (in terms of streamline density) circulation is modeled in WACCM, which also shows a marked displacement of the center of the anticyclone to the west with respect to the ERA-40 reanalysis. LMDZrepro did not provide geopotential

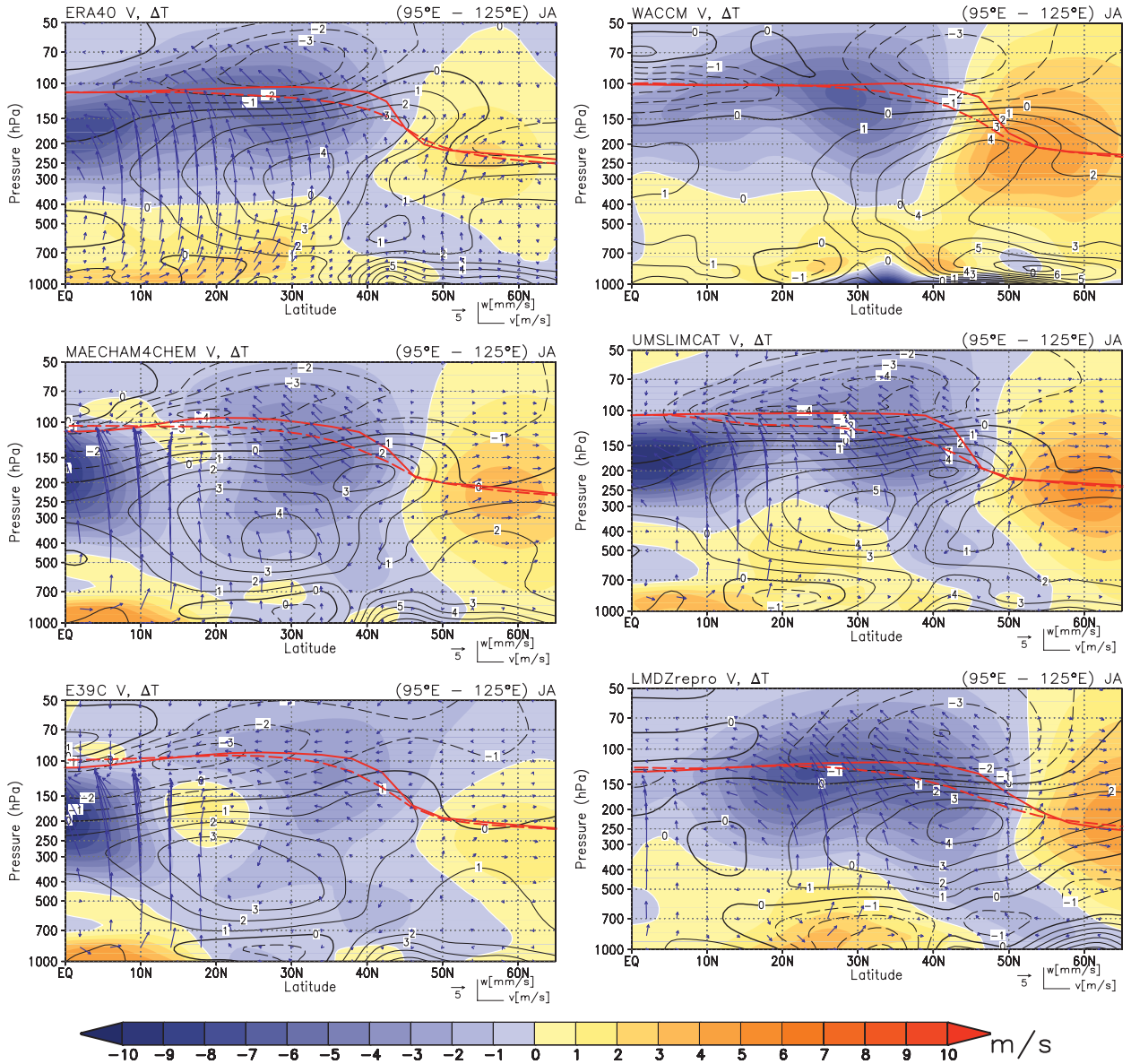


FIG. 3. (Continued)

height, but the streamlines indicate a strong, northward-displaced ISM anticyclone. It is interesting to note that MAECHAM4CHEM and E39C have been derived from the same parent general circulation model but have diverged in their development (transport scheme and vertical grid; E39C has 39 levels up to 10 hPa whereas MAECHAM4CHEM has 39 levels up to 0.01 hPa). Their ISM anticyclones are similar in structure but differ in strength, with MAECHAM4CHEM displaying the stronger circulation. Figure 2 (left) confirms the spatial distribution of the ISM anticyclone at 150 hPa from NCEP-NCAR reanalysis but suggests a slightly stronger circulation compared to ERA-40. Nevertheless,

the difference between NCEP-NCAR and ERA-40 is much smaller than the differences revealed between CCMs and ERA-40 in Fig. 1.

To understand better the vertical ISM structure, we will analyze the western and eastern boundaries of the anticyclone. Figure 3 shows the meridional wind component (shaded) averaged zonally over (left) 16°–46°E and (right) 95°–125°E. Arrows indicate the vertical and meridional wind. Climatologically at 150 hPa these are the regions of prevailing northward (southward) meridional winds on the western (eastern) side of the ISM anticyclone.

The corresponding temperature anomalies relative to the zonal mean are shown as black contour lines (dashed

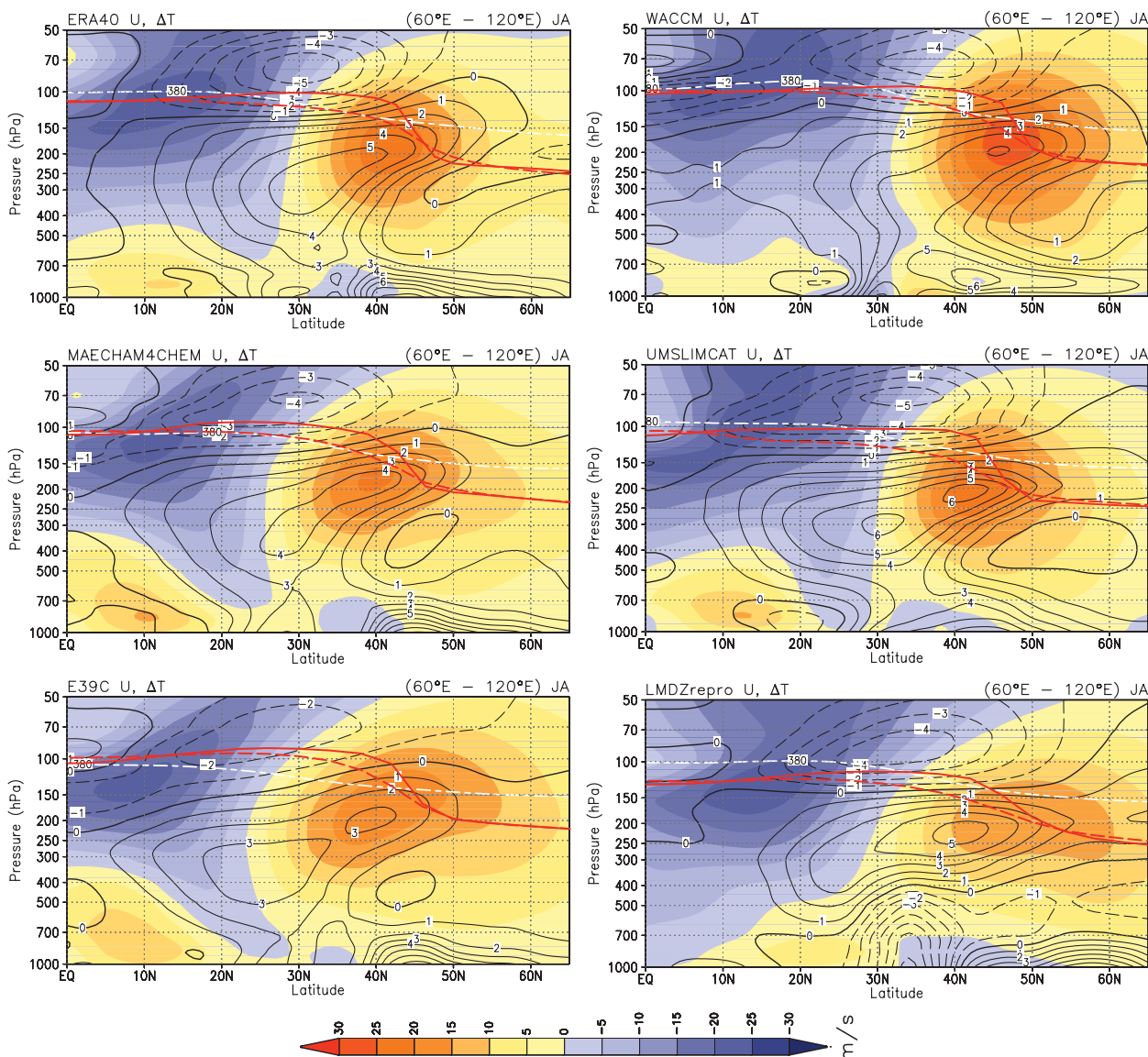


FIG. 4. As in Fig. 3 but averaged between 60° and 120°E for the zonal velocity and the 380-K potential temperature contour (dashed white): shading interval 5 m s⁻¹. Displayed in red is the lapse rate tropopause: zonal mean (dashed) averaged between 60° and 120°E (solid).

for negative values). The averaged lapse rate tropopause is indicated by a solid red line. The strongest northward-directed meridional velocities on the west side of the ISM anticyclone occur at 150 hPa between 30° and 45°N with values of 9 m s⁻¹ in ERA-40 (top).

According to ERA-40, in the upper troposphere around 150 hPa on the western side of the monsoon anticyclone (Fig. 3, left) the northward-directed convergent meridional motion coincides with a downward-directed vertical velocity, whereas on the eastern side (Fig. 3, right) the divergent southward flow coincides with an upward vertical velocity. The southward meridional wind exceeds 7 m s⁻¹ in ERA-40. In both areas a characteristic

monsoon temperature pattern can be identified with positive anomalies in the troposphere and negative anomalies in the UTLS region. Dunkerton (1995) noted that the largest northward flow at the west side of the ISM anticyclone coincides with an acceleration of the zonal wind. Therefore, we analyze in Fig. 4 the zonally averaged zonal wind component (shaded), the temperature anomalies (black contours), the 380-K potential temperature contour (dashed white), and the tropopause temperature (solid red) averaged for a section from 60° to 120°E. The anomalies are calculated with respect to the zonal average (adapted from Randel and Park 2006, their Fig. 2).

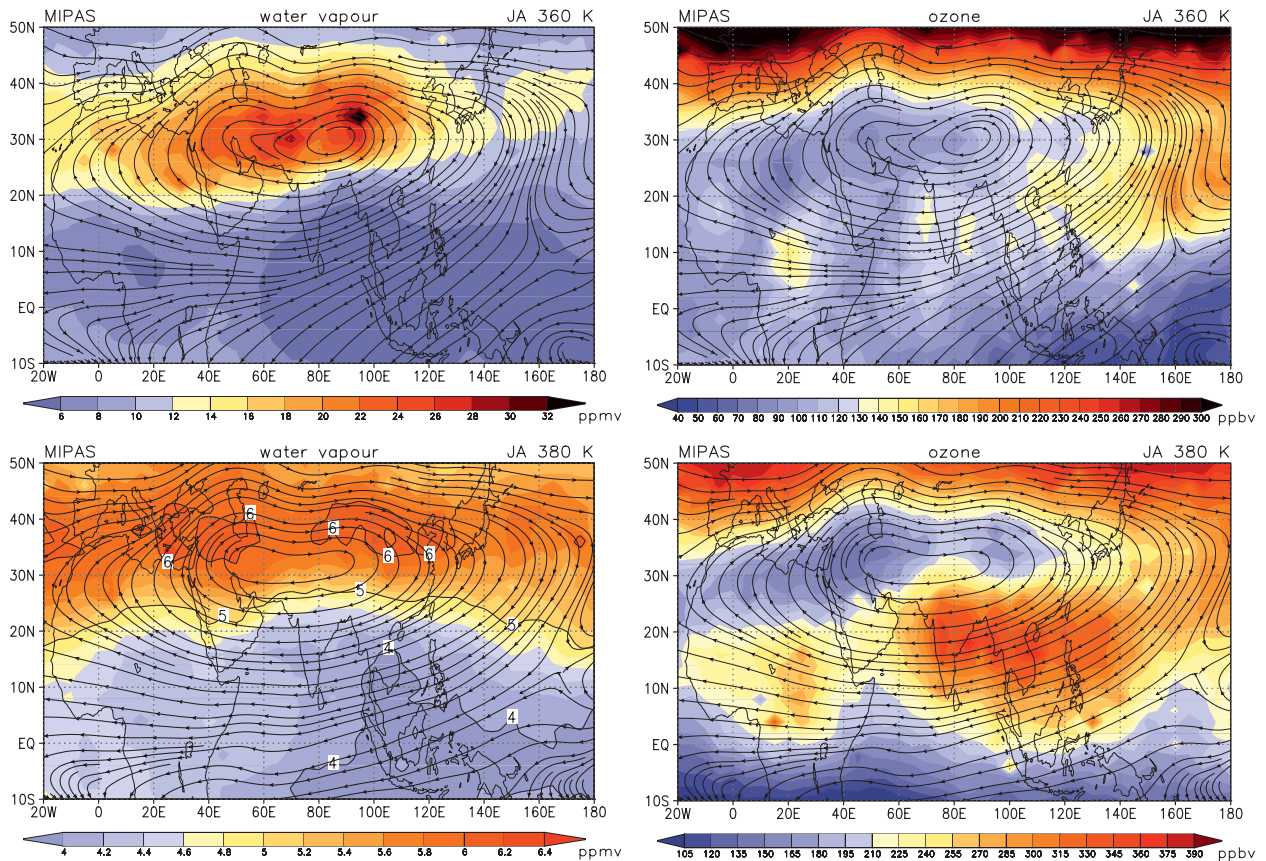


FIG. 5. MIPAS data (4 yr) for July–August at (top) 360 K and (bottom) 380 K for the region 10°S–50°N, 20°W–180°: (left) water vapor in ppmv, shaded with an interval of 2 (0.2) ppmv; (right) ozone in ppbv, shaded with an interval of 10 (15) ppbv at 360 (380) K. Overlaid as streamlines are the horizontal wind components of ECMWF analyses.

As analyzed by Randel and Park (2006) for July–August 2003 from NCEP–NCAR data, the structure of the climatological means derived from NCEP–NCAR (Fig. 2, right) and ERA-40 data is very similar. A well-developed westerly (eastward) jet is apparent. The westerly jet has a wind speed near 29 m s^{-1} in both reanalyses and is located near 40°N with its center between 200 and 150 hPa slightly below and equatorward of the downward-sloping tropical to subtropical tropopause averaged over this region. The center of the easterly jet is located near the tropopause (between 150 and 100 hPa) at 10°N. Due to latent heat release during the monsoon there is a positive temperature anomaly reaching from the troposphere in low latitudes to the lower stratosphere in high latitudes with a maximum of more than 5 K near 250 hPa at about 30°N. In the UTLS region the monsoon circulation induces the opposite temperature signal, peaking near 30°N above the tropopause at 80 hPa. A strong negative temperature anomaly is found in the center of the anticyclone, just above the tropopause, exceeding -5 K (see Fig. 4, top). Figure 2 (right) confirms

the vertical thermal and dynamical structure diagnosed from ERA-40. As before, the difference between NCEP–NCAR and ERA-40 is much smaller than the differences revealed between CCMs and ERA-40 in Fig. 4.

The gross features of the ISM found in ERA-40 are apparent in all CCMs, but significant differences exist. Note that the ISM shows natural interannual variability and that the CCMs are only constrained with SSTs and sea ice coverage at the surface. Despite this constraint, the models still have a considerable degree of freedom to simulate weather and climate that is different from the observed weather and climate during the years from 1980 to 1999. Nevertheless, a couple of differences might be indicative of model deficiencies. The models of the ECHAM family have a maximum meridional velocity that is less pronounced than in the reanalyses and is slightly shifted toward 30°N. On the east side of the ISM anticyclone southward-directed meridional velocities with maxima around the subtropical tropopause are apparent (Fig. 3, right), but the modeled amplitude is highly variable. Toward the equator a second region with southward

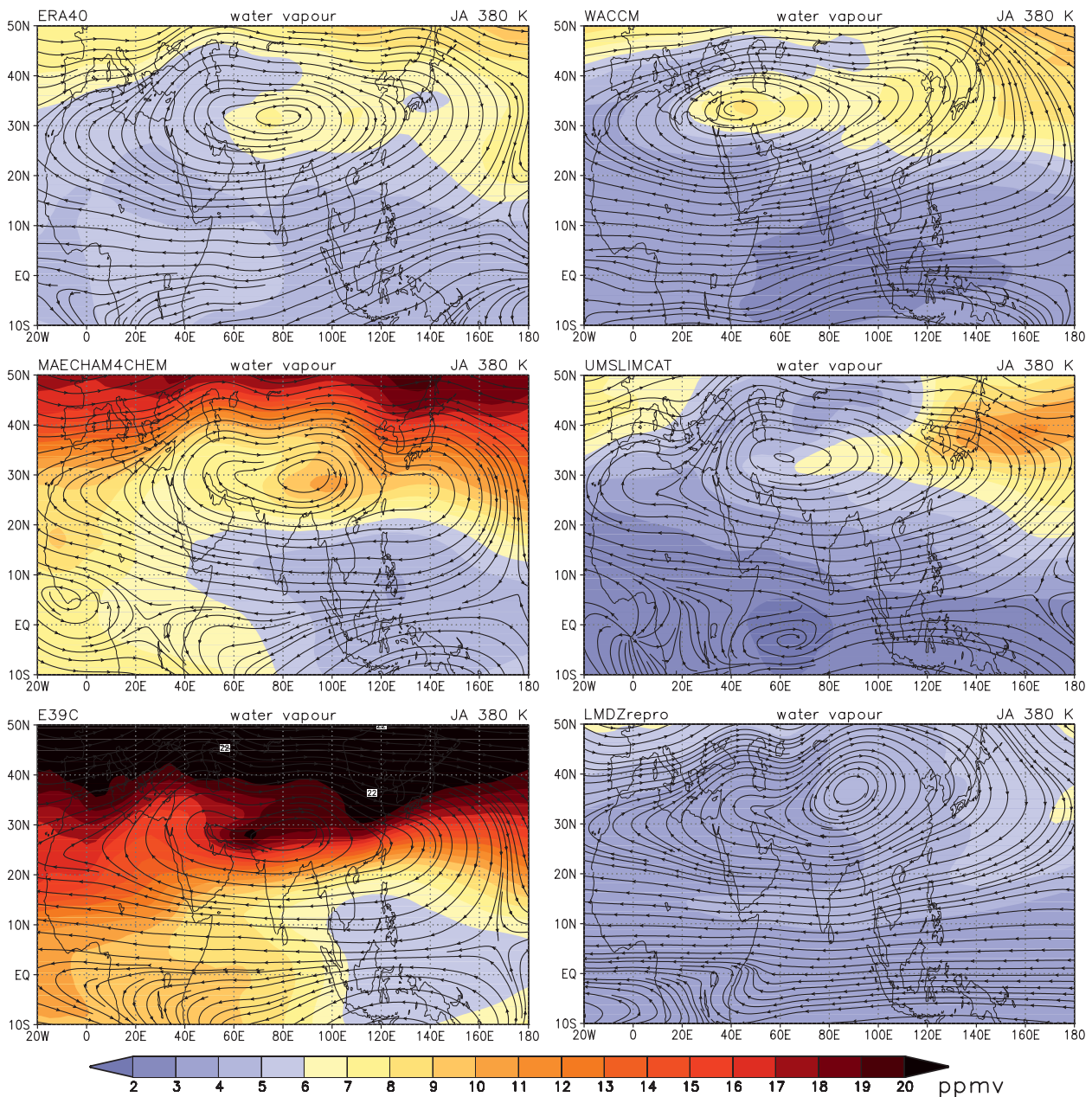


FIG. 6. Long-term monthly mean (20 yr) for July–August at 380 K for the region 10°S–50°N, 20°W–180°. (left page): water vapor (ppmv), shaded with an interval of 2 ppmv; (right page) ozone (ppbv), shaded with an interval of 15 ppbv. Overlaid as streamlines are the horizontal wind components.

meridional velocities emerges as part of the southern Hadley cell and is captured in all models apart from LMDZrepro, although only weakly in WACCM. This can be explained by the westward shift of the ISM anticyclone in the WACCM REF1 simulation; thus, using fixed regions for the sectional averages we do not fully capture the southern Hadley cell. This upper equatorial branch of the southern Hadley circulation can also be found very weakly and slightly lower in ERA-40 and to

a variable extent in the CCMs. Note that this statement relies on the position of the ISM anticyclone and the areas defined to average over. The width of the modeled tropical tropopause break is variable. The tropopause break in ERA-40 is located around 40°N and coincides with the strongest meridional motions in both directions. Quasi-stationary cross-tropopause flow is evident in this region and stratosphere–troposphere exchange is likely to occur.

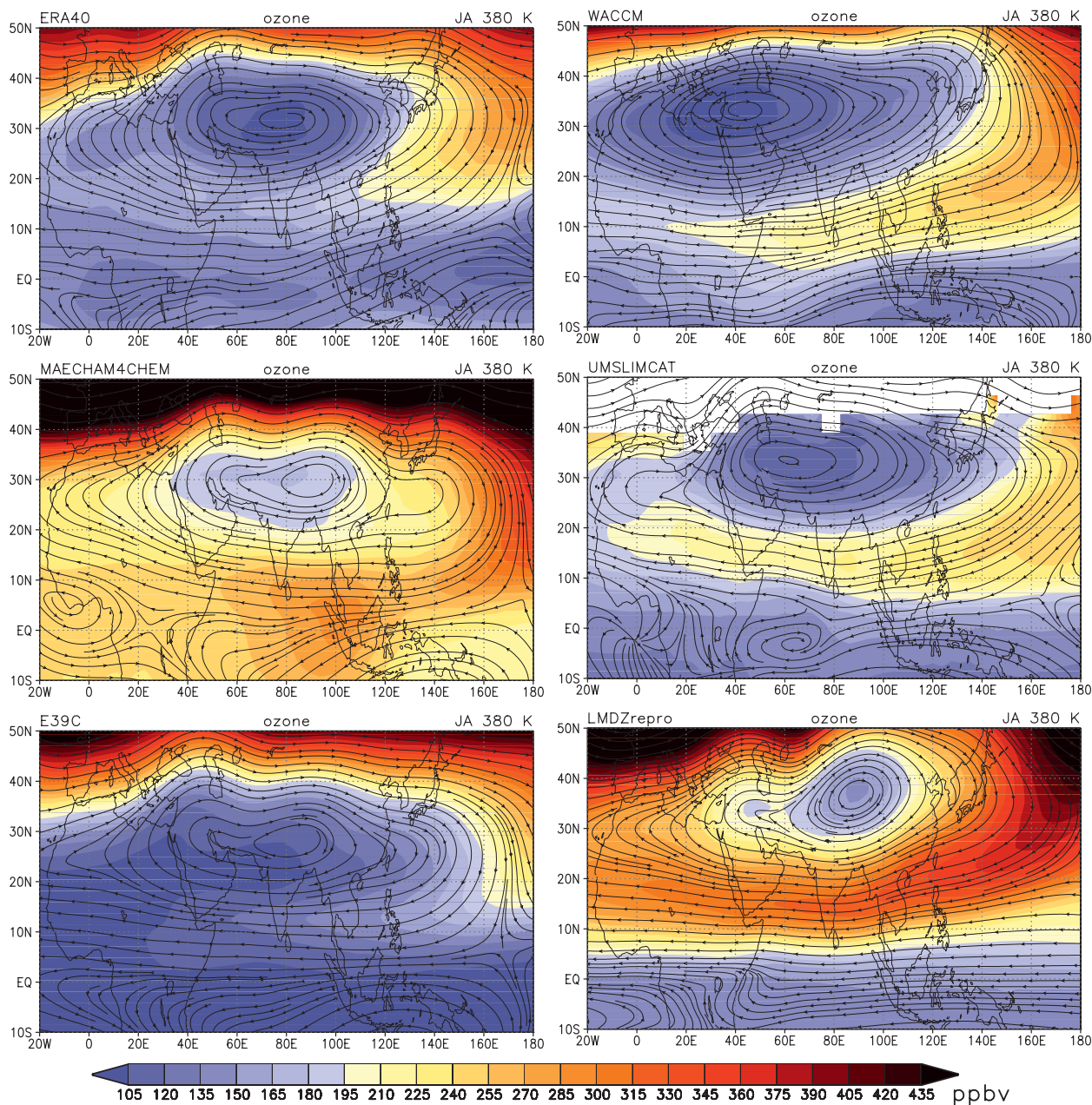


FIG. 6. (Continued)

4. Mean monsoon signature in water vapor and ozone

Large dynamical systems like the ISM have implications for tracer distributions in their vicinity. In recent years improvements in earth observation systems allowed the characterization of such tracer anomalies. Gettelman et al. (2004) analyzed water vapor from Halogen Occultation Experiment (HALOE) data at 100 hPa in July and found a clear summer monsoon signal northwest of

the Indian subcontinent and over Mexico. Randel and Park (2006) found the strength of the Asian monsoon anticyclone and the tracer variability linked to the occurrence of convection. They found high water vapor concentrations at the 360-K isentropic surface during July–August 2003 coinciding with the monsoon anticyclone. A corresponding decrease in ozone (see also Park et al. 2007) does imply strongly the presence of air of tropospheric origin in the monsoon anticyclone at 360 K.

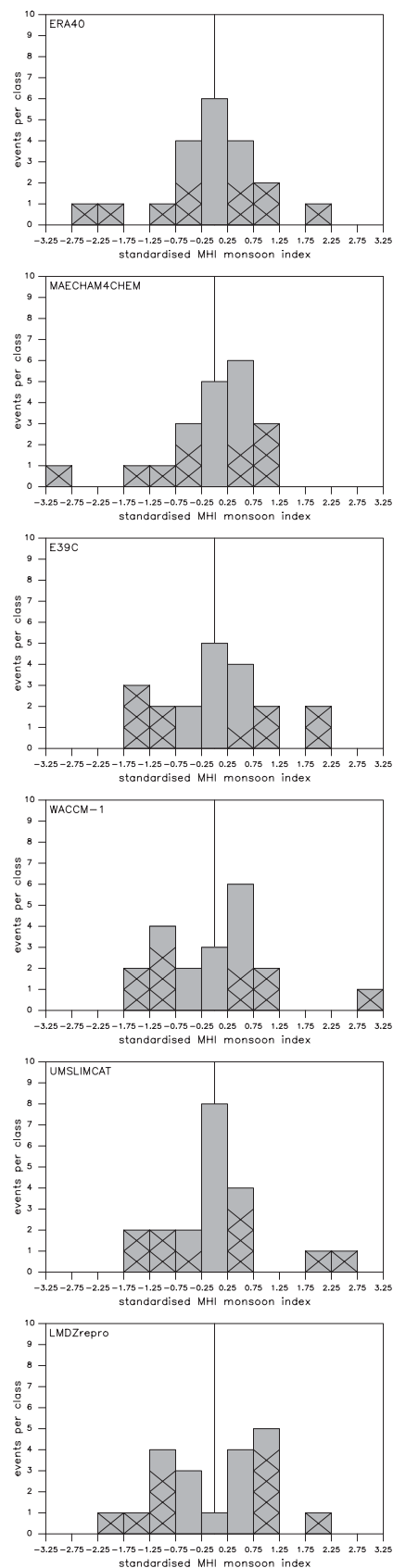
As an observational reference we use MIPAS satellite data. Figure 5 shows (left) MIPAS water vapor (Milz et al. 2009; von Clarmann et al. 2009) and (right) ozone volume mixing ratios (Steck et al. 2007; von Clarmann et al. 2009) at (top) 360 and (bottom) 380 K averaged over available July and August observations for 2003, 2005, 2006, and 2007. Note that the MHI averaged over this observational period is close to zero and is therefore not affected by a strong/weak ISM. Overlaid streamlines are constructed from ECMWF operational analyses for the corresponding months and years. The MIPAS water vapor measurements at 360 K show a distinct enhancement within the ISM anticyclone with a maximum northeast of the center of the anticyclone. The ozone data at 360 K show a distinct minimum within the ISM anticyclone and also even lower ozone concentrations in the region of the western Pacific warm pool. This is in good agreement with Randel and Park (2006), who analyzed AIRS ozone and water vapor data at 360 K for 2003. Water vapor at 380 K (scale: 4–6 ppmv) shows a clear north–south gradient with enhanced water vapor north of 20°N where the streamfunction indicates the ISM anticyclone. Ozone at 380 K (scale: 105–375 ppbv) in the central region of the ISM anticyclone is low. Enhanced ozone is found to the north and southeast of the central ISM anticyclone. It should be noted that the isolation of tracer concentrations is strongly height and tracer dependent. While at respective pressure or geometric altitude levels the signature of the ISM anticyclone is also clearly visible in the water vapor distributions [similar to Park et al. (2007) and Gettelman et al. (2004)], in the representation at the 380-K isentrope the enhanced levels of water vapor of the ISM anticyclone merge with a band of enhanced water vapor covering all longitudes within Northern Hemisphere midlatitudes, leading to the north–south gradient observed in Fig. 5. At 360 K the water vapor maximum is more pronounced than at 380 K, but the ozone minimum is more pronounced at 380 K compared to 360 K, where the low ozone in the core region of the ISM seems to merge with low tropical ozone. Generally the 380-K isentrope coincides well with the thermal tropopause at equatorial latitudes and lies within the lower stratosphere in high latitudes.

Figure 6 shows modeled water vapor and ozone concentrations at 380 K, together with the streamlines of the horizontal wind fields for ERA-40 and the contributing CCMs. ERA-40 water vapor (scale: 2–20 ppmv, note the extended scale to accommodate all models) shows a north–south gradient and a small enhancement in the center of the ISM anticyclone that is clearly visible in the MIPAS data at 360 K, but not as clear at 380 K. Ozone (scale: 105–435 ppbv, note the extended scale to

accommodate all models) shows a very similar behavior in ERA-40 and MIPAS data. In ERA-40 the structures of modeled tracer fields agree well with the dynamical fields. This is not surprising, since the model provides a self-consistent solution to the transport problem. Larger discrepancies between the MIPAS tracers and the ECMWF dynamical fields are evident as the MIPAS observations are independent from the ECMWF analysis system. Additional sampling issues in calculating the averages play a role in explaining some differences between observations and ERA-40. The observed ISM center varies from Pakistan/Afghanistan/the Arabian peninsula in the year 2005 to over northern India in the years 2003 and 2006 to the Tibetan plateau and eastward in the year 2007, smearing out in the multiannual mean. MAECHAM4CHEM shows a distinct water vapor maximum embedded in the strong north–south gradient and a corresponding ozone minimum. The overall ozone gradient is more pronounced than in MIPAS observations and in ERA-40. E39C shows no distinct water vapor maximum and very high water vapor north of 30°N. The ozone distribution in E39C is in good agreement with ERA-40. WACCM shows both a distinct maximum in water vapor and a minimum in ozone. The WACCM modeled ISM center is positioned too far to the west compared to ERA-40. It should be noted that the ECMWF streamfunction corresponding to the MIPAS period (Fig. 5) has its center slightly farther west than the ERA-40 climatological mean for 1980–99. For UMSLIMCAT the chosen level is still close to the lower boundary condition of the stratospheric chemistry module, but both tracer anomalies are present, even though the overall north–south ozone gradient cannot be established. LMDZrepro does not show any distinct water vapor features and the very small ISM center accommodates a dynamical consistent small ozone anomaly.

This comparison reveals weaknesses and strengths in all participating models, and it should be noted that even the observational evidence is not without uncertainties. Generally, it might be acceptable to rate models higher in terms of chemistry–climate interactions that show both tracer anomalies due to the ISM anticyclone (high water vapor/low ozone as in MAECHAM4CHEM, WACCM, and UMSLIMCAT). But this rating is problematic when the position of the ISM anticyclone is taken into account, which is too far to the west in WACCM, surely affecting the climate modeled for the Asian subcontinent.

Figure 4 highlights that the tropopause above the ISM anticyclone (solid red line) is higher than the zonal mean tropopause (dashed red line). The 380-K isentrope (dashed white line) intersects the thermal lapse rate tropopause (30°–40°N). The topography of the 380-K surface as discussed in section 3 is another reason for the



typically higher water vapor and lower ozone concentrations inside the monsoon anticyclone. In addition, vertical exchange processes and the isolation of the ISM anticyclone contribute to the visibility of distinct water vapor and ozone anomalies at certain heights.

5. Interannual monsoon variability

The impact of the ISM anticyclone on the tracer distribution has been assessed in section 4. Here we analyze how the interannual variability of the ISM affects the tracer distribution in the UTLS. We stratify the data according to weak and strong ISM cases identified by the MHI (cf. section 2) and create composite anomalies. Large positive (negative) values of the MHI indicate a strong (weak) northward-directed meridional wind at 850 hPa and a strong (weak) southward-directed meridional wind at 200 hPa. We call these the strong and weak ISM cases, respectively.

Recall that the meteorology of the free-running CCMs is not directly comparable with the ERA-40 reanalysis, even though they all model 1980–99. To create composite differences for strong and weak ISM cases with equal sample size, we sort the years according to the strength of the MHI and use the five years with the lowest and highest MHI values respectively to calculate differences for the July–August period. Given the small number of years (20) and the high variability of the MHI, the differences are not expected to be statistically significant, but as we will demonstrate they reveal some consistent features.

Figure 7 shows the distributions of the MHI for the CCMs and ERA-40 during the July–August period. The distributions are hard to recognize as Gaussian owing to the small number of cases. If at all, a more Gaussian-like distribution can be found for ERA-40 and some of the CCMs (MAECHAM4CHEM, E39C, UMSLMCAT), whereas LMDZrepro and WACCM show a tendency toward bimodal behavior. Definitely more cases are necessary to draw any further conclusions from Fig. 7, but it documents the variability of the ISM for the CCMs and ERA-40.

Figure 8 shows percentage differences of (left) water vapor and (right) ozone at 380 K for the strong minus weak ISM cases (these cases are marked with crosses in Fig. 7). The differences of the concentrations are shaded.

←

FIG. 7. Histograms of the MHI for the ERA-40 reanalysis and the CCMs. The MHI is calculated for a July–August average. The crosses indicate the five weakest/strongest ISM cases, used to create the composite differences of Fig. 8.

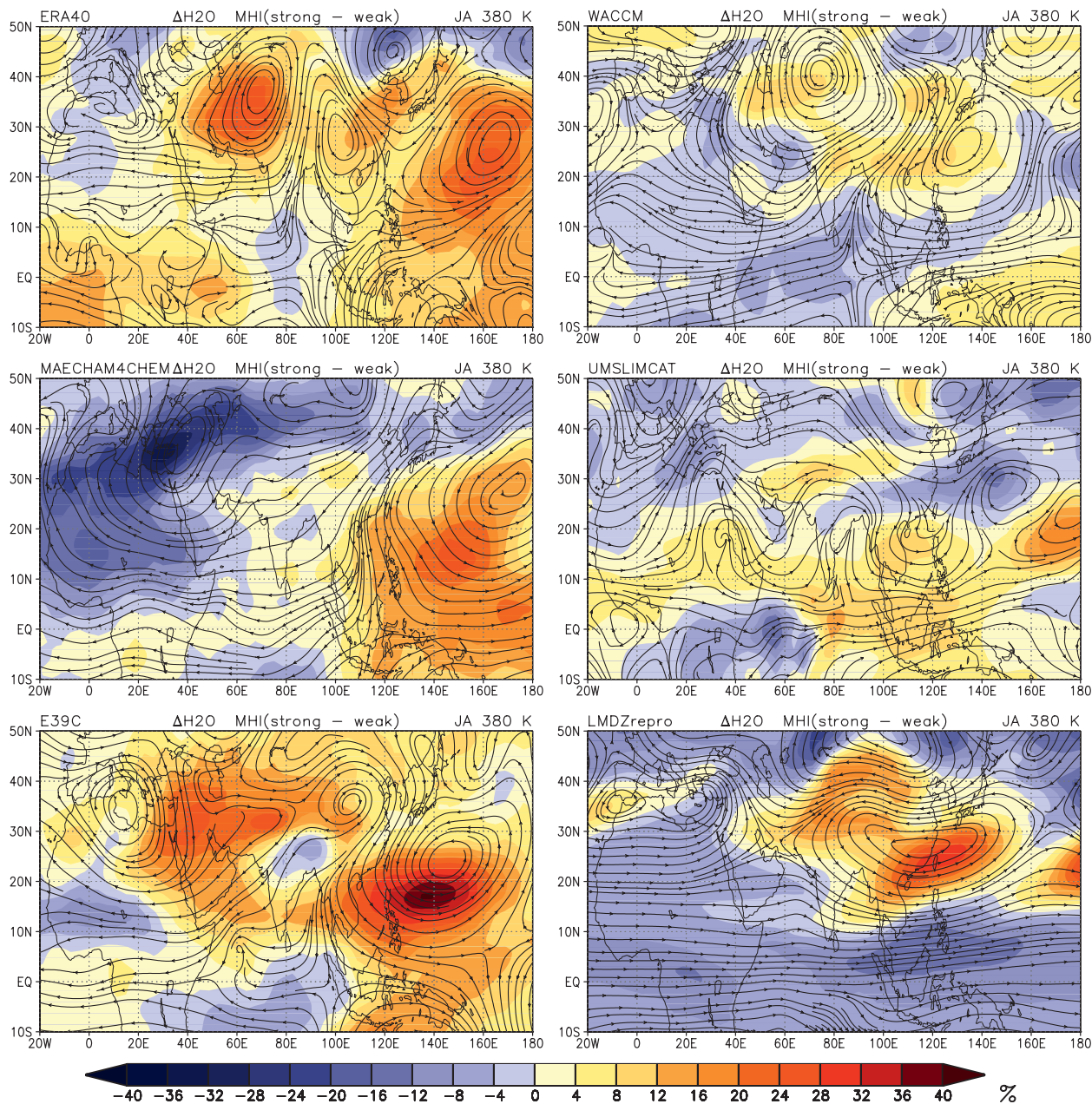


FIG. 8. Composite differences of strong/weak ISM years according to the MHI for a July–August mean. Shading indicates differences of the water vapor mixing ratios in percent: (left page) water vapor; (right page) ozone, Shading interval 4%. Overlaid as streamlines are the differences of the horizontal wind.

Overlaid as streamlines are the differences of the horizontal winds. For ERA-40 we find reduced ozone concentrations in regions of enhanced anticyclonic circulation, indicating strengthened upwelling of ozone-poor air, whereas regions with stronger cyclonic circulation show enhanced ozone concentrations caused by weakened upwelling of ozone-poor air. The ozone anomalies are anticorrelated with water vapor anomalies, suggesting that enhanced transport during strong ISM events is responsible

for the anomalies of both constituents. The modeled tracer anomalies in Fig. 8 are fairly different in amplitude and position between the CCMs, but some similar features emerge for both trace gases. WACCM reproduces best the anticorrelation between ozone and water vapor, with a corresponding circulation anomaly around 40°N, 60°E. UMSLIMCAT has only very low amplitude anomalies, quite likely caused by the stratospheric boundary condition of UMSLIMCAT. LMDZrepro shows a very

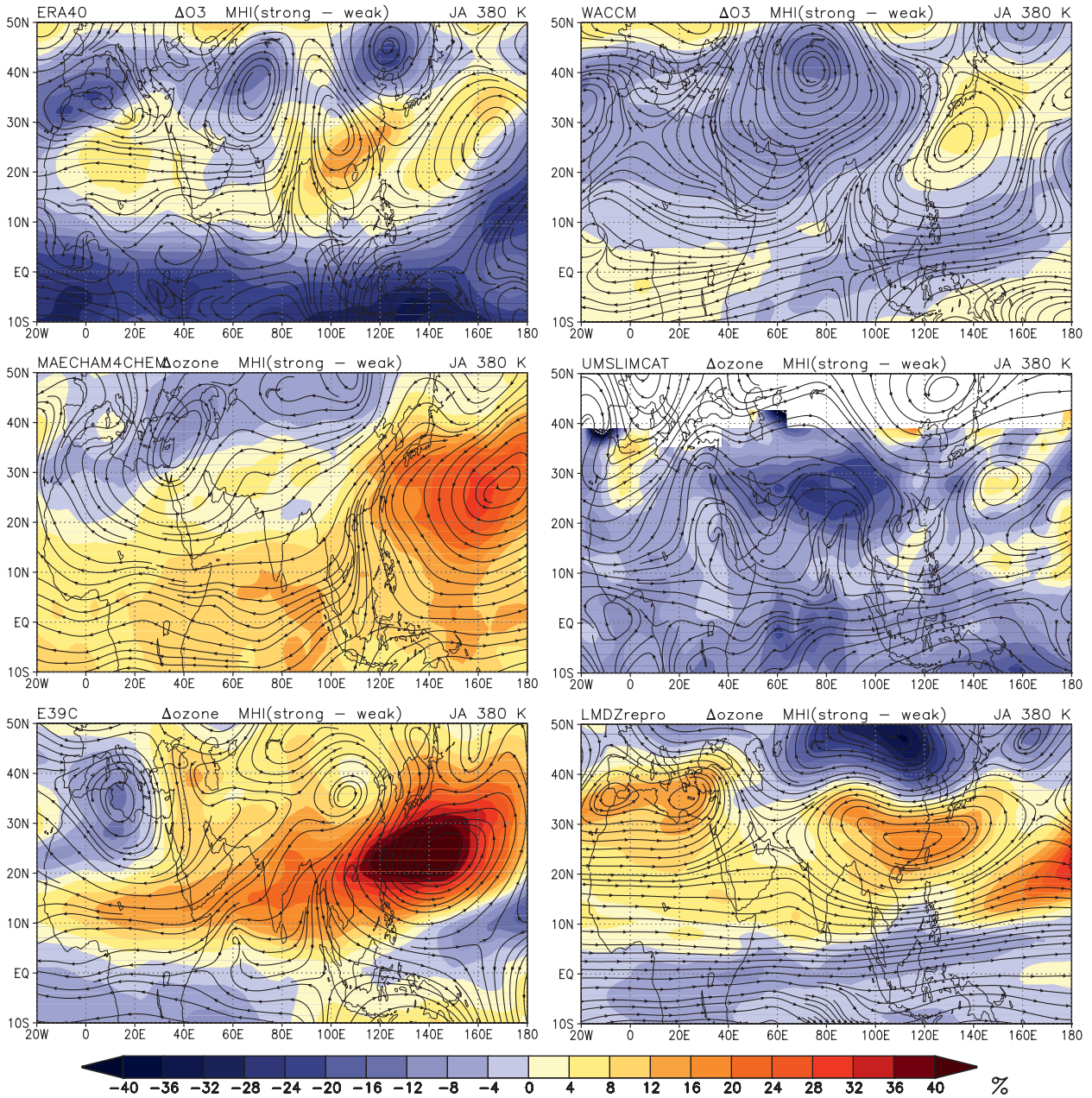


FIG. 8. (Continued)

zonal response with only one pronounced north-south dipole. The simplicity of the response hints toward a problem in how this version of the model represents the interannual variability of the ISM anticyclone.

In MAECHAM4CHEM and E39C the circulation anomalies are comparable, as both CCMs are based on the same dynamical model, ECHAM4. However, differences in the tracer anomalies are likely caused by the different transport schemes implemented in the CCMs. According to the analyses of James et al. (2008), we have

to assume stronger convection over the Bay of Bengal during stronger ISM cases. This leads to more moist air transported to the TTL where the anticyclonic circulation further transports the air parcels through the TTL toward northwest India, dehydrating at a point warmer than the coldest point of the TTL. As a strong ISM induces a negative temperature anomaly and, thus, a lower cold point, a positive water vapor anomaly in a strong/weak ISM composite difference indicates that the cold point has not been bypassed. On the other hand, a

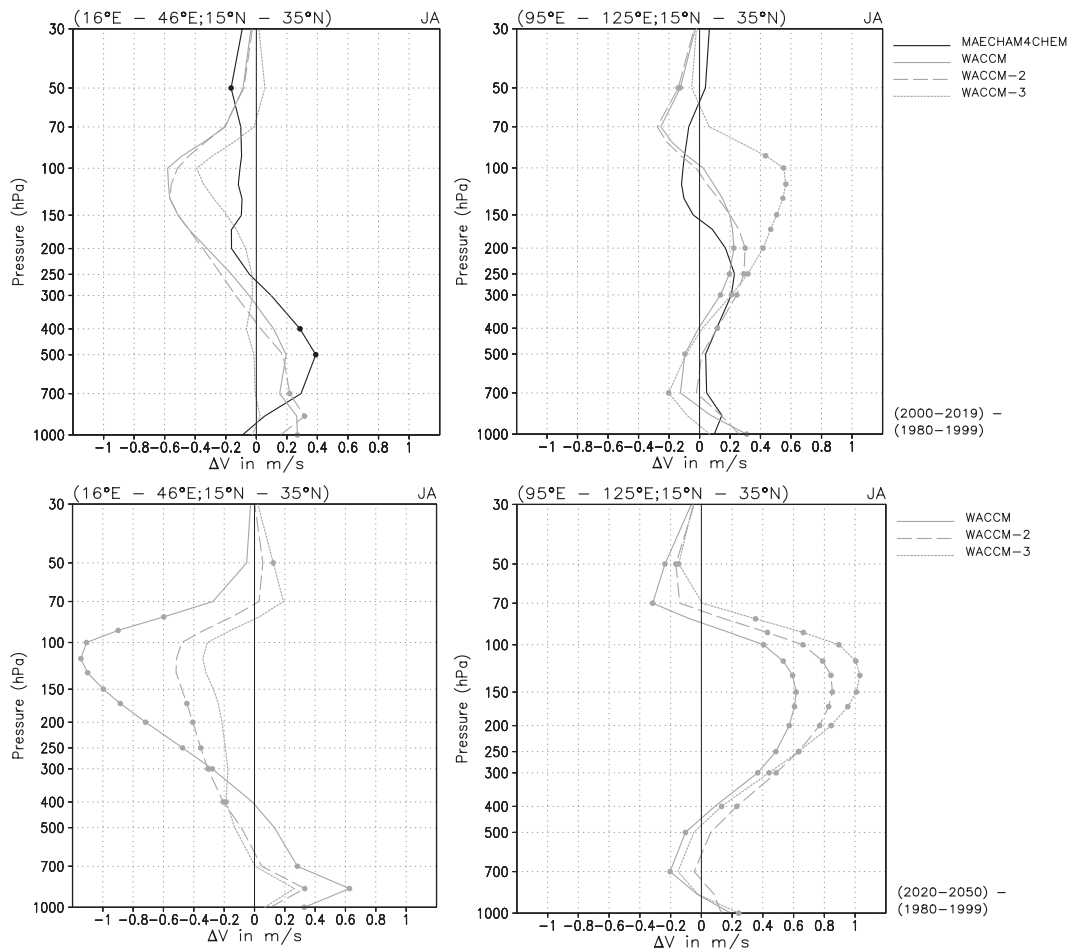


FIG. 9. Vertical profiles of differences of the meridional velocity area averaged for (left) 15°–35°N, 16°–46°E and (right) 15°–35°N, 95°–125°E. Dots mark levels where the differences are statistically significant at the 95% level calculated with a Student's *t* test. (top) Differences between the July and August multiannual mean for 2000–19 minus 1980–99 for MAECHAM4CHEM and WACCM (ensemble of three runs). (bottom) As at top, but for WACCM only and for 2020–50 minus 1980–99.

negative anomaly indicates that the cold point has been bypassed, leading to less water vapor in conjunction with less ozone.

6. Projected monsoon changes and their consequences

Previous studies have assessed potential changes of the ISM in a future climate (e.g., Meehl and Washington 1993; Kitoh et al. 1997; May 2002; Ueda et al. 2006; Kripalani et al. 2007). Doubling the effective CO₂ concentration in a version of the ECHAM4 model (May 2002) leads to an intensification of the monsoon rainfall due to increased moisture transport, while the general monsoon circulation weakens. A similar result is reported by Ueda et al. (2006) from a multimodel analysis of recent coupled atmosphere–ocean GCMs.

Here we will assess indications of future changes of the monsoon circulation in the two CCMs for which data were available, MAECHAM4CHEM and WACCM. Future forcings include anthropogenic and nonanthropogenic boundary conditions as specified for the CCMVal-1 REF2 simulations (Eyring et al. 2005). As an indicator for future circulation changes associated with the ISM, we analyze with Fig. 9 the meridional velocity changes on the eastern and western sides of the ISM anticyclone where the most pronounced meridional flow associated with the ISM anticyclone can be expected between 150 and 100 hPa (northward-directed on the western side and southward-directed on the eastern side of the ISM anticyclone, cf. Fig. 3). Dots mark levels where the differences are statistically significant at the 95% level, calculated with a Student's *t* test.

Figure 9 (top) shows the differences between the regional July and August multiannual means for 2000–19 minus 1980–99 for MAECHAM4CHEM and WACCM (ensemble of three runs). Note that, while the future simulation of MAECHAM4CHEM started in 2000, WACCM started its future climate projections (REF2, cf. section 2) in 1980. We compare here the future changes in WACCM with the 1980–99 period of the REF2 simulations. Unlike for the WACCM REF1 simulation, the position of the ISM anticyclone is well captured in the REF2 simulations, which might be due to differences in the prescribed SSTs in both simulations (cf. Eyring et al. 2005). All three WACCM runs show a decrease of both the (left) northward flow and (right) southward flow peaking between 200 and 100 hPa. Similar changes occur in MAECHAM4CHEM although with smaller amplitude and shifted in height. This weakening of the meridional flow extends down to the lower troposphere where the meridional circulation is reversed (see Fig. 3).

While the future change in the meridional circulation is rather weak and does not show up consistently in all simulations of the near future (2000–19), it is more pronounced for the period 2020–50. The differences in the changes for the ensemble members of WACCM cannot be attributed to a shift in the position of the ISM anticyclone, but reflect the internal model variability. Recall that the monsoon index used for classifying the strength is based on vertical shear in meridional velocities and not on absolute values. Nevertheless, shear and absolute values indicate a weakening of the ISM circulation in a future climate.

Figure 10 shows tracer differences for (left) water vapor and (right) ozone at 380 K between future and recent past time periods. The differences are calculated after removing the zonal average to highlight the ISM impact under climate change. Consequently the changes in ISM signal are less influenced by the model mean state. A Student's *t* test is used to test the significance of the differences at the 95% level (dashed regions). The top row shows percentage differences between the July and August multiannual mean for 2000–19 minus 1980–99 for MAECHAM4CHEM. Contour lines for selected geopotential heights at 150 hPa indicate the position of the ISM anticyclone for the past (1980–99, in black) and the future (in red). It is obvious that the area enclosed by the 1440-gpdm isoline increases in the future. Significant water vapor increases are predicted to the north and the southwest of the anticyclone and in the eastern part of the anticyclone at 360 K (not shown). Ozone increases are more homogeneous with height and ozone is increasing in and around the anticyclone. Consistent changes are simulated in WACCM (Fig. 10, middle) with stronger water vapor increases at 360 K than at

380 K and an improved containment in the ISM anticyclone in WACCM. Ozone at 380 K proves inconclusive with a tendency toward less ozone northwest and southeast of the anticyclone, but lower down some increases are modeled as well. In general these tendencies are confirmed for the extended time horizon from 2020 to 2050 (Fig. 10, bottom). The ozone changes are more pronounced and the areas of significant changes are larger.

The water vapor increase can be related to a relatively lower and warmer tropopause (differences after removing the zonal average; not shown) within the ISM anticyclone. This indicates a weakening of the monsoon circulation, as the ISM usually leads to a higher tropopause (see Fig. 3). The weakening of the ISM is also indicated by the monsoon activity index used, which weakens slightly in a future climate as modeled with WACCM.

Because of the increasing greenhouse gas concentrations prescribed in the model integrations, the troposphere warms in the models and leads to elevated future pressure levels in the upper troposphere; thus, the selected contours of geopotential height at 150 hPa (see Fig. 10) enclose larger areas in the future. This result is consistent with IPCC Fourth Assessment Report (AR4) projections of the future (Meehl et al. 2007, chapter 10), which generally do not consider the stratosphere and chemical processes. The modeled changes of the meridional flow and the change in the MHI indicate a weakening of the ISM circulation. The assessment of the MHI (and other monsoon indices) might be problematic as a sole indicator of ISM strength. The validity of the indices might change in a future climate. Somehow subjective choices for area averages or pressure levels (used in estimating vertical and/or horizontal gradients) might require adaptation in a changing climate.

7. Conclusions

We have presented an assessment of how a group of current CCMs represent the ISM anticyclone in the upper troposphere and lower stratosphere. All models capture some aspects of the mean climatological ISM anticyclone over the period 1980–99. Nevertheless, the strength and position of the ISM anticyclone differ considerably. UMSLIMCAT shows the weakest ISM anticyclone, and the largest (westward) displacement of the center is seen in WACCM, compared to ERA-40 for the period 1980–99.

Modeled tracer concentrations in water vapor and ozone are dynamically consistent in most models, with the exception of water vapor in LMDZrepro. MIPAS observations of water vapor and ozone are in good agreement with ERA-40, but the level of agreement is highly dependent on the exact height of the chosen control level (here 380 K). In agreement with the dynamical

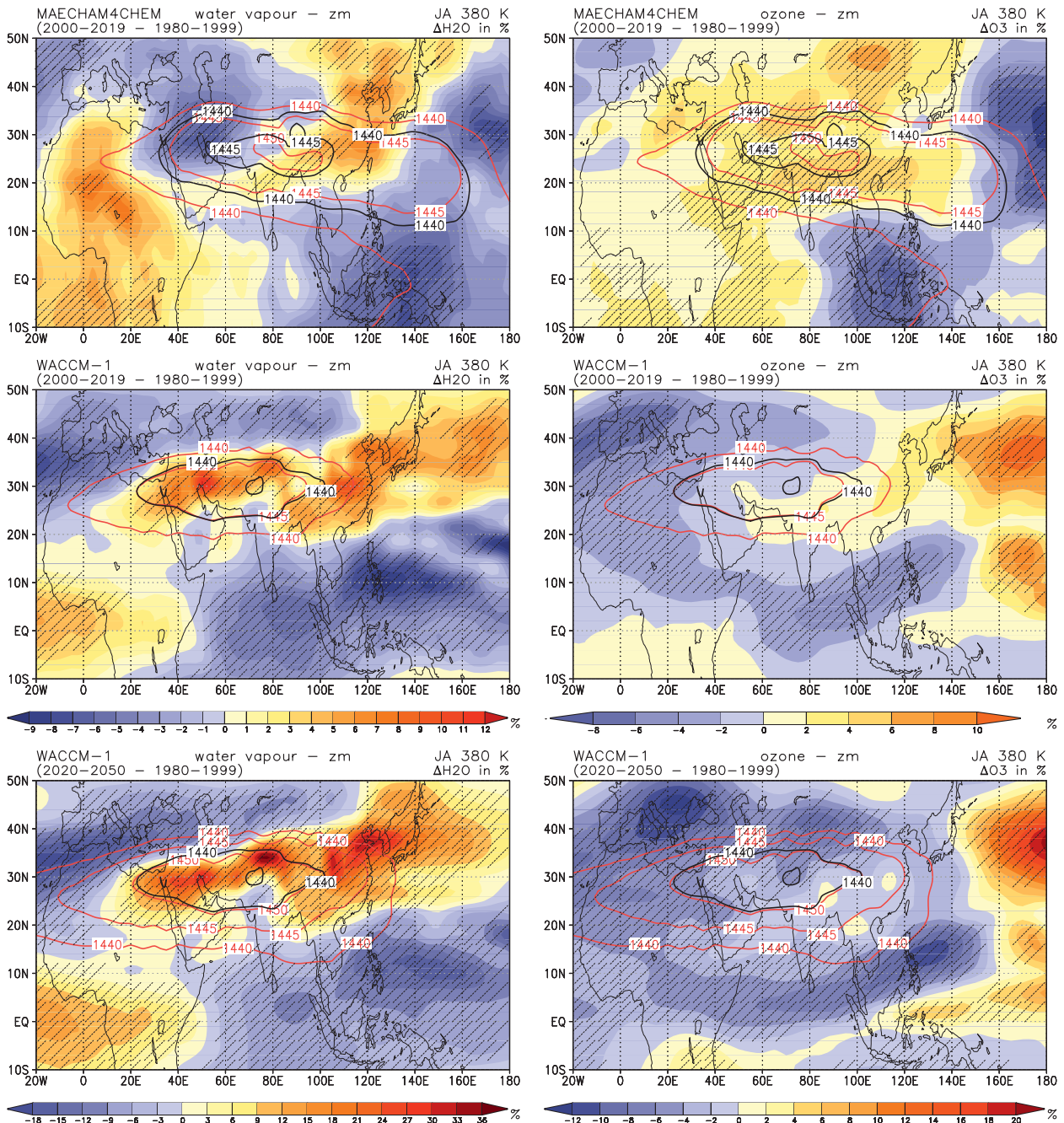


FIG. 10. Tracer differences for (left) water vapor and (right) ozone at 380 K between future and recent past time periods. (top) Percentage differences between the July and August multiannual mean for 2000–19 minus 1980–99 for MAECHAM4CHEM. (middle) As at top but for WACCM. (bottom) As at top but for WACCM and for 2020–50 minus 1980–99. Contour lines for selected geopotential heights at 150 hPa indicate the position of the ISM anticyclone. Black isolines indicate the period 1980–99; red isolines indicate future periods as labeled. In regions with overlaid dashes the results of a Student's t test indicate that the differences are statistically significant at the 95% level.

structure of the models, water vapor and ozone anomalies are highly variable, but most models show a clear anticorrelation between the two in the center of the ISM anticyclone (high water vapor/low ozone).

The comparison between weak and strong ISM cases reveals complex dynamical and associated tracer structures. The best agreement for the differences is seen in WACCM at 380 K, even though the mean ISM

anticyclone is too far west in this model. UMSLIMCAT and LMDZrepro show anomalies that do not reflect well the patterns revealed in ERA-40. Our results demonstrate that even for present-day conditions the models do not agree well for extreme events.

In a future climate the models indicate that the used monsoon activity index weakens slightly, which leads to a relative lower and warmer tropopause. Water vapor is predicted to increase in the anticyclone most strongly at 360 K and sometimes above.

The phenomenological nature of this assessment does not provide an objective and unambiguous way of grading the models. From the results presented it is clear that none of the CCMVal-1 models included in this intercomparison captures all aspects of the ISM anticyclone and its imprint on ozone and water vapor in the upper troposphere and lower stratosphere. Nevertheless, it becomes clear from this analysis that some models are better than others in capturing the climatological mean state in comparison to either ERA-40 reanalysis or MIPAS observational data. In addition it is important to note that, even though ERA-40 and MIPAS observational data for water vapor and ozone show clear similarities, they do not agree in all aspects. The complex intersection of characteristic levels (150 hPa, 380 K, and thermal tropopause) is challenging for models and observations alike and poses a challenge that we need to confront continuously.

Further observational data are required to establish the long-term variability of trace gases due to the ISM anticyclone. Given some of the large differences between models and observations regarding the mean position, extent, and interannual variability of the ISM anticyclone it is of paramount importance to scrutinize the reliability of the modeled future changes of the ISM anticyclone. For this study only 20 years could be used to establish the variability of the recent past.

New model experiments within CCMVal-2 will allow a more comprehensive and statistically significant assessment of monsoon variability. Updated model versions are now available. For example, E39C has included a fully Lagrangian advection scheme that leads to a significant improvement of tracer distributions (Stenke et al. 2008) and LMDZrepro has included a new convection parameterization (Hourdin et al. 2006). At the same time ECMWF and NCEP–NCAR will provide new reanalysis products and the satellite observational database will grow continuously. We will aim to reassess soon and will establish the validity of our conclusions.

Acknowledgments. This work has been supported by the European Commission grant through the EC Integrated Project SCOUT-O3 under Contract 505390-GOCE-CT-2004. ESA has provided MIPAS level 1.

Parts of this work related to MIPAS has been funded by BMBF under Contract 50-EE-0512. A part of the retrievals was performed on the HP XC4000 of the Scientific Supercomputing Center (SSC) Karlsruhe under Project Grant MIPAS. MAECHAM4CHEM was developed mostly by Benedikt Steil, MPI-C. ECMWF ERA-40 reanalyses used in this study have been obtained from the ECMWF data server. The NCEP–NCAR reanalyses have been downloaded from <http://www.cdc.noaa.gov/data/reanalysis/>. CCM data have partly been downloaded from the CCMVal data archive at the British Atmospheric Data Centre.

REFERENCES

- Annamalai, H., J. Slingo, K. Sperber, and K. Hodges, 1999: The mean evolution and variability of the Asian summer monsoon: Comparison of ECMWF and NCEP/NCAR reanalyses. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 1157–1186.
- Bannister, R. N., A. O'Neill, A. R. Gregory, and K. M. Nissen, 2004: The role of the South-east Asian monsoon and other seasonal features in creating the 'tape-recorder' signal in the Unified Model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1531–1554.
- Chen, P., 1995: Isentropic cross-tropopause mass exchange in the extratropics. *J. Geophys. Res.*, **100**, 661–673.
- Dameris, M., and Coauthors, 2005: Long-term changes and variability in a transient simulation with a chemistry–climate model employing realistic forcings. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 2121–2145.
- Dessler, A. E., and S. C. Sherwood, 2004: Effect of convection on the summertime extratropical lower stratosphere. *J. Geophys. Res.*, **109**, D23301, doi:10.1029/2004JD005209.
- Dethof, A., A. O'Neill, J. M. Slingo, and H. G. J. Smit, 1999: A mechanism for moistening the lower stratosphere involving the Asian summer monsoon. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 1079–1106.
- Dunkerton, T. J., 1995: Evidence of meridional motion in the summer lower stratosphere adjacent to monsoon regions. *J. Geophys. Res.*, **100**, 675–688.
- Eyring, V., D. E. Kinnison, and T. G. Shepherd, 2005: Overview of planned coupled chemistry–climate simulations to support upcoming ozone and climate assessments. *SPARC Newsletter*, No. 25, SPARC International Project Office, Toronto, ON, Canada, 11–17. [Available online at <http://www.atmosph.physics.utoronto.ca/SPARC/News25/overview.html>.]
- , and Coauthors, 2006: Assessment of temperature, trace species, and ozone in chemistry–climate model simulations of the recent past. *J. Geophys. Res.*, **111**, D22308, doi:10.1029/2006JD007327.
- , and Coauthors, 2007: Multimodel projections of stratospheric ozone in the 21st century. *J. Geophys. Res.*, **112**, D16303, doi:10.1029/2006JD008332.
- Fueglistaler, S., and P. H. Haynes, 2005: Control of interannual and longer-term variability of stratospheric water vapor. *J. Geophys. Res.*, **110**, D24108, doi:10.1029/2005JD006019.
- Funke, B., and Coauthors, 2009: Carbon monoxide distributions from the upper troposphere to the mesosphere inferred from 4.7 μm non-local thermal equilibrium emissions measured by MIPAS on Envisat. *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 2387–2411.
- Garcia, R. R., D. Marsh, D. Kinnison, B. Boville, and F. Sassi, 2007: Simulations of secular trends in the middle atmosphere, 1950–2003. *J. Geophys. Res.*, **112**, D09301, doi:10.1029/2006JD007485.
- Gottelman, A., D. E. Kinnison, T. J. Dunkerton, and G. Brasseur, 2004: Impact of monsoon circulations on the upper troposphere

- and lower stratosphere. *J. Geophys. Res.*, **109**, D22101, doi:10.1029/2004JD004878.
- Goswami, B. N., V. Krishnamurthy, and H. Annamalai, 1999: A broad-scale circulation index for the interannual variability of the Indian summer monsoon. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 611–633.
- Hourdin, F., and Coauthors, 2006: The LMDZ4 general circulation model: Climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Climate Dyn.*, **27**, 787–813.
- James, R., M. Bonazzola, B. Legras, K. Surbled, and S. Fueglistaler, 2008: Water vapor transport and dehydration above convective outflow during Asian monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L20810, doi:10.1029/2008GL035441.
- Jourdain, L., S. Bekki, F. Lott, and F. Lefèvre, 2008: The coupled chemistry–climate model LMDz-REPROBUS: Description and evaluation of a transient simulation of the period 1980–1999. *Ann. Geophys.*, **26**, 1391–1413.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–471.
- Kistler, R., and Coauthors, 2001: The NCEP/NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 247–267.
- Kitoh, A., S. Yukimoto, A. Noda, and T. Motoi, 1997: Simulated changes in the Asian summer monsoon at times of increased atmospheric CO₂. *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 1019–1031.
- Kripalani, R. H., J. H. Oh, and H. S. Chaudhari, 2007: Response of the East Asian summer monsoon to doubled atmospheric CO₂: Coupled climate model simulations and projections under IPCC AR4. *Theor. Appl. Climatol.*, **87**, 1–28.
- Levine, J. G., P. Braesicke, N. R. P. Harris, and J. A. Pyle, 2008: Seasonal and inter-annual variations in troposphere-to-stratosphere transport from the tropical tropopause layer. *Atmos. Chem. Phys.*, **8**, 3689–3703.
- Manzini, E., B. Steil, C. Brühl, M. Giorgetta, and K. Krüger, 2003: A new interactive chemistry–climate model. 2: Sensitivity of the middle atmosphere to ozone depletion and increase in greenhouse gases and implications for recent stratospheric cooling. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4429, doi:10.1029/2002JD002977.
- May, W., 2002: Simulated changes of the Indian summer monsoon under enhanced greenhouse gas conditions in a global time-slice experiment. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1118, doi:10.1029/2001GL013808.
- Meehl, G. A., and W. M. Washington, 1993: South Asian summer monsoon variability in a model with doubled atmospheric carbon dioxide concentration. *Science*, **260**, 1101–1104.
- , and Coauthors, 2007: Global climate projections. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. S. Solomon et al., Eds., Cambridge University Press, 747–845.
- Milz, M., and Coauthors, 2009: Validation of water vapour profiles (version 13) retrieved by the IMK/IAA scientific retrieval processor based on full resolution spectra measured by MIPAS on board Envisat. *Atmos. Meas. Tech. Discuss.*, **2**, 489–559.
- Mooley, D. A., and B. Parthasarathy, 1984: Fluctuations in All-India summer monsoon rainfall during 1871–1978. *Climatic Change*, **6**, 287–301.
- Mote, W. P., and Coauthors, 1996: An atmospheric tape recorder: The imprint of tropical tropopause temperatures on stratospheric water vapour. *J. Geophys. Res.*, **101**, 3989–4006.
- Oikonomou, E. K., and A. O'Neill, 2006: Evaluation of ozone and water vapor fields from the ECMWF reanalysis ERA-40 during 1991–1999 in comparison with UARS satellite and MOZAIC aircraft observations. *J. Geophys. Res.*, **111**, D14109, doi:10.1029/2004JD005341.
- Oltmans, S. J., H. Vömel, D. J. Hofmann, K. H. Rosenlof, and D. Kley, 2000: The increase in stratospheric water vapor from balloon-borne, frostpoint hygrometer measurements at Washington, D.C. and Boulder, Colorado. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3453–3456.
- Park, M., W. J. Randel, A. Gettelman, S. T. Massie, and J. H. Jiang, 2007: Transport above the Asian summer monsoon anticyclone inferred from Aura Microwave Limb Sounder tracers. *J. Geophys. Res.*, **112**, D16309, doi:10.1029/2006JD008294.
- Randel, W. J., and M. Park, 2006: Deep convective influence on the Asian summer monsoon anticyclone and associated tracer variability observed with Atmospheric Infrared Sounder (AIRS). *J. Geophys. Res.*, **111**, D12314, doi:10.1029/2005JD006490.
- , F. Wu, H. Vömel, G. E. Nedoluha, and P. Forster, 2006: Decreases in stratospheric water vapor after 2001: Links to changes in the tropical tropopause and the Brewer–Dobson circulation. *J. Geophys. Res.*, **111**, D12312, doi:10.1029/2005JD006744.
- Rosenlof, K. H., and Coauthors, 2001: Stratospheric water vapor increases over the past half-century. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1195–1198.
- Scherer, M., H. Vömel, S. Fueglistaler, S. J. Oltmans, and J. Staehelin, 2008: Trends and variability of midlatitude stratospheric water vapour deduced from the re-evaluated Boulder balloon series and HALOE. *Atmos. Chem. Phys.*, **8**, 1391–1402.
- Shine, K. P., and P. M. Forster, 1999: The effect of human activity on radiative forcing of climate change: a review of recent developments. *Global Planet. Change*, **20**, 205–225.
- Steck, T., and Coauthors, 2007: Bias determination and precision validation of ozone profiles from MIPAS-Envisat retrieved with the IMK-IAA processor. *Atmos. Chem. Phys.*, **7**, 3639–3662.
- Steil, B., C. Brühl, E. Manzini, P. J. Crutzen, J. Lelieveld, P. J. Rasch, E. Roeckner, and K. Krüger, 2003: A new interactive chemistry–climate model: 1. Present-day climatology and interannual variability of the middle atmosphere using the model and 9 years of HALOE/UARS data. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4290, doi:10.1029/2002JD002971.
- Stenke, A., V. Grewe, and M. Ponater, 2008: Lagrangian transport of water vapor and cloud water in the ECHAM4 GCM and its impact on the cold bias. *Climate Dyn.*, **31**, 491–506.
- Tian, W., and M. P. Chipperfield, 2005: A new coupled chemistry–climate model for the stratosphere: The importance of coupling for future O₃–climate predictions. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 281–303.
- Ueda, H., A. Iwai, K. Kuwako, and M. E. Hori, 2006: Impact of anthropogenic forcing on the Asian summer monsoon as simulated by eight GCMs. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L06703, doi:10.1029/2005GL025336.
- Uppala, S. M., and Coauthors, 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2961–3012.
- von Clarmann, T., and Coauthors, 2003: Retrieval of temperature and tangent altitude pointing from limb emission spectra recorded from space by the Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding (MIPAS). *J. Geophys. Res.*, **108**, 4736, doi:10.1029/2003JD003602.
- , and Coauthors, 2009: Retrieval of temperature, H₂O, O₃, HNO₃, CH₄, N₂O, ClONO₂ and ClO from MIPAS reduced resolution nominal mode limb emission measurements. *Atmos. Meas. Tech.*, **2**, 159–175. [Available online at <http://www.atmos-meas-tech.net/2/159/2009/>.]
- WMO, 2003: *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002*. Global Ozone Research Monitoring Project Rep. 47, 498 pp.
- , 2007: *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006*. Ozone Research Monitoring Project Rep. 50, 572 pp.

2.2 Zusammenfassung¹

Die Repräsentanz der Zirkulation des indischen Sommermonsuns (ISM) wird in einigen derzeitigen Klima-Chemie Modellen (CCMs) bewertet. Die hauptsächliche Bewertung konzentriert sich auf die Antizyklone, die sich in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre bildet und die zugehörigen Änderungen im Wasserdampf und Ozon in den Monaten Juli und August in der rezenten Vergangenheit. Die synoptischen Strukturen sind beschrieben und die CCMs verglichen mit Re-Analyse Modellen. Mehrjährige Mittel und schwache Monsun- gegenüber starken Monsun-Fällen, klassifiziert durch den Monsun-Hadley Index (MHI), werden diskutiert. Die Autoren finden, dass die derzeitigen CCMs die durchschnittliche synoptische Struktur der ISM Antizyklone, im Vergleich zur 40-jährigen ECMWF Re-Analyse (ERA-40) und der NCEP-NCAR Re-Analyse, gut erfassen. Die damit zusammenhängende Auswirkung auf Wasserdampf und Ozon in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre, wie sie mit dem ‚Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding‘ (MIPAS) auf *Envisat* beobachtet wird, ist bei den meisten Modellen zu einem gewissen Grad erfasst. Die Ähnlichkeiten für die Fälle des starken gegenüber schwachen Monsuns sind begrenzt, und selbst unter heutigen Bedingungen stimmen die Modelle für extreme Ereignisse nicht gut überein. Einige Charakteristika sind dennoch in den Reanalysen und mehr als einem Modell vorhanden, z.B. steigt Ozon in 380 K östlich des ISM an. Mit der für diese Studie vorhandenen Datengrundlage ist es schwer die zukünftigen Änderungen der ISM zu beurteilen. Der hier benutzte, modellierte Monsunaktivitäts-Index zeigt eine leichte Abschwächung in einem zukünftigen Klima, und der modellierte Anstieg des Wasserdampfs scheint in der Antizyklone in 360 K und manchmal darüber enthalten zu sein. Die Autoren schlussfolgern, dass derzeitige CCMs die durchschnittliche großräumige Struktur des ISM im Juli und August gut erfassen, die großen Unterschiede bei der zwischenjährlichen Variabilität, lassen die Beurteilung der voraussichtlichen zukünftigen Änderungen der ISM Zirkulation sehr ungewiss erscheinen.

¹Dies ist die direkte Übersetzung der englischsprachigen Zusammenfassung von Kapitel 2.

Kapitel 3

Zwischenjährliche Variabilität der tropischen UTLS während des borealen Sommers in CCMVal-2 Simulationen und Beobachtungen

3.1 Einleitung

Die Untersuchungen für dieses Kapitel wurden im Rahmen des EU Forschungsprojektes StratoClim durchgeführt und sind zur Veröffentlichung eingereicht bei ‚Atmospheric Chemistry and Physics‘ (s.u.).

Im Vergleich zu Kapitel 2 ist die Datenbasis für den Modellvergleich in diesem Kapitel deutlich besser. Grundlage für die Untersuchung bilden die CCMVal-2 REF-B1 Simulationen, die von 1960–2004 ausgewertet wurden. Die größere Anzahl der zur Verfügung stehenden Modelle (10) erfordert die Darstellung der Ergebnisse nach Mittelung über die CCMs als Multi-Modell Mittel, um die Anzahl der Abbildungen zu begrenzen. Die H₂O und O₃ Mischungsverhältnisse auf den isentropen Flächen 360, 370 und 380 K sind aber im Anhang C dokumentiert.

Auch in diesem Kapitel werden zunächst die klimatologischen Mittel in Bezug auf die ASM Zirkulation, die Temperaturen und die H₂O und O₃ Mischungsverhältnisse in der UTLS im Vergleich zu ERA-Interim Re-Analysen und MIPAS Satellitenbeobachtungen beurteilt.

Die Kompositanalyse der H₂O und O₃ Mischungsverhältnisse auf Basis des Monsun-Hadley Index (MHI) in Kapitel 2 konnte für einige CCMs zeigen, dass ein intensiverer

ASM zu höheren H_2O und niedrigeren O_3 Mischungsverhältnissen in der AMA führt. Es wurden aber auch die Schwächen des Index deutlich. Da bei der Berechnung die Gebiete fest definiert waren, wurde bei CCMs mit verschobener AMA die Monsunzirkulation nicht vollständig erfasst. Die zwischenjährliche Variabilität wird in diesem Kapitel mit einem multiplen linearen Regressionsmodell (MLR) untersucht. Der Monsunindex zur Beschreibung der zwischenjährlichen ASM Variabilität wird dabei aus dem Geschwindigkeitspotential abgeleitet und kann den Unterschieden der einzelnen CCMs besser gerecht werden als der MHI. Das MLR enthält weitere Basisfunktionen, wie z.B. den Niño3.4 Index und die QBO.

Dieses Kapitel ist bei 'Atmospheric Chemistry and Physics' eingereicht als:

- Kunze, M., P. Braesicke, U. Langematz, und G. Stiller (2015), Interannual variability of the boreal summer tropical UTLS in observations and CCMVal-2 simulations, *Atmos. Chem. Phys. Diss.*, eingereicht.

Eigener Beitrag:

- M. Kunze hat das Programm für die multiple lineare Regression geschrieben (Fortran90), alle Auswertungen durchgeführt, die Abbildungen angefertigt und das Manuskript geschrieben.

Interannual variability of the boreal summer tropical UTLS in observations and CCMVal-2 simulations

Kunze Markus¹, Peter Braesicke², Ulrike Langematz¹, and Gabriele Stiller²

¹Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin, Carl-Heinrich-Becker-Weg 6–10, 12165 Berlin, Germany

²Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie, H.-v.-Helmholtz-Platz 1, 76344 Leopoldshafen, Germany.

Correspondence to: Markus Kunze (markus.kunze@met.fu-berlin.de)

Abstract. During boreal summer the upper troposphere/lower stratosphere (UTLS) in the northern hemisphere shows a distinct maximum in water vapour (H₂O) mixing ratios and a coincident minimum in ozone (O₃) mixing ratios, both confined within the Asian monsoon anticyclone (AMA). This well known feature has been related to transport processes emerging above the convective systems during the Asian summer monsoon (ASM), further modified by the dynamics of the AMA. We assess the ability of chemistry climate models (CCMs) to reproduce the climatological characteristics and variability of H₂O, O₃ and temperature in the UTLS during the boreal summer in comparison to MIPAS satellite observations and ERA-Interim re-analyses. By using a multiple linear regression model the main driving factors, the strength of the ASM, the quasi-biennial oscillation (QBO), and the El Niño-Southern Oscillation (ENSO), are separated. The results of the regression analysis show for ERA-Interim and the CCMs enhanced H₂O and reduced O₃ mixing ratios within the AMA for stronger ASM seasons. The CCM results can further confirm earlier studies which emphasize the importance of the Tibetan Plateau/southern slope of the Himalayas as the main source region for H₂O in the AMA. The results suggest that H₂O is transported towards higher latitudes at the north-eastern edge of the AMA, rather than transported towards low equatorial latitudes to be fed into the tropical pipe. The regression patterns related to ENSO show a coherent signal for temperatures and H₂O mixing ratios for ERA-Interim and the CCMs, and suggest a weakening of the ASM during ENSO warm events. The QBO modulation of the lower stratospheric temperature near the Equator is well represented in the CCMs. Its influence on H₂O and O₃ mixing ratios is consistent but weaker.

20 1 Introduction

The future evolution of the abundances of chemically active trace gases has a major influence on the development of stratospheric ozone (O₃) concentrations. In addition to the chemical composition of the stratosphere, the trace gases also influence the radiation budget of the atmosphere. To identify

the major transport processes responsible for troposphere–stratosphere transport (TST), is therefore
25 an important issue.

The transport of tracers from the troposphere to the stratosphere is largely realized through the tropical tropopause layer (TTL) (Fueglistaler et al., 2009, and references therein). It consists of a rapid rise by convection to the lower boundary of the TTL, slow ascent forced by radiative heating in the TTL and the wave driven further ascent within the Brewer-Dobson circulation (BDC).
30 The amount of water vapour (H_2O) that enters the stratosphere depends on the lowest temperature encountered during ascent, where moist air is freeze dried until the H_2O mixing ratios are as low as the saturation mixing ratio of the region passed through (Brewer, 1949). In addition to the slow vertical transport, that takes place in a fast horizontally directed flow (Holton and Gettelman, 2001), there is evidence for direct injections of H_2O into the stratosphere by convection overshooting the
35 tropopause (e.g. Sherwood and Dessler, 2000), or direct injections of ice particles into the lower stratosphere, that sublime and moisten the lower stratosphere (Corti et al., 2008).

In recent years the off–equatorial Asian summer monsoon (ASM) has also been emphasized to contribute to the transport of trace gases from the troposphere to the stratosphere (Gettelman et al., 2004; Bannister et al., 2004; Fu et al., 2006; Wright et al., 2011; Randel et al., 2010, 2015). Observational and model studies (e.g. Rosenlof et al., 1997; Pan et al., 1997; Gettelman et al., 2004; Randel and Park, 2006; Park et al., 2007; Kunze et al., 2010; Ploeger et al., 2013) have shown that during boreal summer the maximum in H_2O coincides with a minimum in O_3 , confined to the Asian monsoon anticyclone (AMA) in the upper troposphere/ lower stratosphere (UTLS). The AMA can be explained as a dynamic response to diabatic heating by the underlying convective activity (Gill,
45 1980). It has been shown that the area of main convective activity, identified by low values of outgoing longwave radiation (OLR) in the Bay of Bengal (BoB) and its surroundings, is displaced to the southeast of the AMA and the H_2O maximum at 100 hPa (e.g. Park et al., 2007). As analysed by Park et al. (2009) the convective systems transport tracers from the source region up to ~ 200 hPa. At that altitude, near the level of main convective outflow, the divergent flow further advects the tracers
50 mainly to the south–west and to the north–east towards the North Pacific Ocean. These outflows in the longitudinal direction have been classified as transverse circulations by Yang et al. (1992) and Webster et al. (1998), with the outflow to the north–east identified as part of the Walker circulation, and the outflow in the latitudinal direction classified as lateral circulation which is part of the reversed Hadley circulation. In contrast, the role of the orography of the Tibetan Plateau (TP) and
55 heating above the TP in forming the AMA has been studied by Liu et al. (2007) with a simplified general circulation model (GCM). They found heating above the TP to be the predominant forcing of the upper level anticyclonic flow.

In order to analyse the origins and the transport pathways of constituents in the UTLS of the ASM region backward trajectories studies have widely been used (e.g. Jensen and Pfister, 2004; Fueglistaler et al., 2004; James et al., 2008; Kremser et al., 2009; Ploeger et al., 2011; Wright et al.,
60

2011; Bergman et al., 2013). To estimate the relative role of specific regions within the ASM area, four main source regions are usually compared: the BoB and the Indian subcontinent (IND) (both regions sometimes combined as MON), the southern slope of the Himalayas (SS), and the TP. Fu et al. (2006) and Wright et al. (2011) identified the regions of the TP and the SS as most important
65 to bypass the lowest cold point and moisten the air within the AMA. This is consistent with Heath and Fuelberg (2014), who used a model system that explicitly resolved convection to show that 90% of the air parcels influenced by convection within the AMA are connected to the convection over the TP and the SS. They emphasised that, due to the high elevation of the TP, convection does not necessarily have to be particularly strong to reach the AMA. In contrast, Chen et al. (2012) identified
70 the TP and the SS to be only of minor importance as source region for tracers in the tropopause layer, and highlighted that the region extending from the western Pacific to the South China Seas is most important.

The extra tropical lower stratosphere exhibits a strong seasonal cycle in H₂O mixing ratios, which Ploeger et al. (2013) argued to be almost entirely created by horizontal transport on isentropic levels
75 from low latitudes. They show that filaments of high H₂O mixing ratios at 390 K, drawn out of the ASM region on the eastern side of the AMA, are responsible for H₂O transport from low to high latitudes during boreal summer. The potential of this kind of H₂O transport out of the ASM region for moistening the extra tropical lower stratosphere was already investigated by Dethof et al. (1999). Whereas there is agreement about the ASM in moistening the lower stratosphere at higher latitudes,
80 the discussion of the role of the ASM contributing to the moist phase of the stratospheric tropical H₂O tape–recorder signal is controversial. E.g., Wright et al. (2011) found only a minor contribution of the ASM to the mean tropical stratospheric H₂O, while others studies (e.g. Gettelman et al., 2004; Bannister et al., 2004) highlighted the large impact of the ASM on the moist phase of the tropical H₂O tape–recorder. Randel et al. (2010) argued for a direct link between the pollutants produced
85 in the East–Asian region and enhanced hydrogen cyanid (HCN) mixing ratios in the tropical lower stratosphere transported upward through the upper tropospheric AMA.

Superimposed on the climatological H₂O, and O₃ concentrations in the UTLS, described so far, is an interannual variability caused by internal modes of variability like El Niño Southern Oscillation (ENSO), and the Quasi–Biennial Oscillation (QBO), or the ASM. Additional variability arises from
90 external forcing, like the 11-year solar cycle, or from sporadic events like volcanic eruptions. These components are not independent of each other, as for example the ASM itself is influenced by ENSO (e.g. Webster and Yang, 1992), the QBO (Giorgetta et al., 1999) or the 11-year solar cycle (van Loon and Meehl, 2012). As shown by Kunze et al. (2010), the strength of the ASM has some influence on the observed H₂O maximum and O₃ minimum mixing ratios confined by the AMA, with increasing
95 H₂O and decreasing O₃ mixing ratios during strong ASM seasons. However, a recent study by Randel et al. (2015), suggested that increasing H₂O mixing ratios within the AMA can also be related to weaker ASM seasons.

The aim of this study is to assess, by a comparison to satellite data, chemistry climate model (CCM) simulations of the recent past with respect to their ability to capture the H₂O and O₃ climatological distribution in the UTLS during the ASM. In addition, the ASM related mean circulation and temperature patterns will be compared with a re-analysis dataset. Further we want to identify the relative importance of the ASM, in comparison to ENSO and the QBO, in modulating the H₂O and O₃ mixing ratios in the UTLS. The paper is organised as follows: After introducing the data (Section 2) and methods (Section 3) aspects of the climatological state of the CCMs in the UTLS are compared with observations and re-analyses during July/August (JA) in Section 4. The interannual variability of the temperature and the H₂O and O₃ concentrations is then investigated in Section 5, followed by a summary and the conclusions in Section 6.

2 Models and Data

We use data from CCMs collected for Phase II of the Chemistry-Climate-Model validation activity (CCMVal-II) for Stratospheric Processes and their Role in Climate (SPARC). We focus on the so-called REF-B1 simulations of the recent past covering the period from 1960–2004. The SPARC Report No 5 on Chemistry-Climate-Model validation (SPARC CCMVal, 2010) gives a comprehensive overview of the details of the CCMs used in this study, therefore only the main features are summarized in section 2.1.

2.1 Chemistry Climate Model data

Here, we use monthly mean data of temperature, zonal and meridional wind, vertical velocity, H₂O, O₃, longwave and shortwave heating rates, varying in longitude, latitude, pressure, and time. Only a subset of the CCMs, participating in the CCMVal-II activity have provided all required data to the CCMVal archive which limits the analyses to the CCMs listed in Table 1. Most CCMs have their upper boundary in the upper mesosphere or lower thermosphere, E39CA is the only model with an upper boundary in the middle stratosphere at 10 hPa. The vertical resolution in the UTLS region (300–100 hPa) ranges from 5 (EMAC-FUB and SOCOL) to 15 (E39CA) levels.

2.1.1 Model runs

The specifications of the CCMVal REF-B1 scenario were designed to produce best estimate model simulations of the recent past from 1960–2006 (Eyring et al., 2008). They define a transient setup that includes all anthropogenic and natural forcings, with greenhouse gases (GHGs) according to IPCC (2001) (updated with NOAA observations to 2006), ozone depleting substances (ODSs) according to WMO (2007), prescribed monthly varying sea surface temperatures (SSTs) and sea ice concentrations (SICs) from the global HadISST1 data set (Rayner et al., 2006). To account for the effect of the major volcanic eruptions on the temperatures in the stratosphere and troposphere, addi-

Table 1. Main characteristics and specifications of the Chemistry-Climate models used. More comprehensive information can be found in Morgenstern et al. (2010).

CCM	Horiz. Res.	Levels/ Upp. Bound.	Levels: 300–100 hPa	QBO
CCSRNIES	T42	34 / 0.012 hPa	6	nudged
CMAM	T31	71 / 0.00081 hPa	7	no
CNRM-ACM	T42/T21	60 / 0.07 hPa	8	no
E39CA	T30	39 / 10 hPa	15	nudged
EMAC	T42	90 / 0.01 hPa	12	weakly nudged
EMAC-FUB	T42	39 / 0.01 hPa	5	nudged
GEOSCCM	2° x 2.5°	72 / 0.015 hPa	7	no
SOCOL	T30	39 / 0.01 hPa	5	nudged
UMUKCA-UCAM	2.5° x 3.75°	60 / 84 km	7	internal
WACCM	1.9° x 2.5°	66 / 5.96x10 ⁻⁶ hPa	7	nudged

tional heating rates for the stratosphere and cooling of the surface have been prescribed or calculated from an aerosol data set, where possible. The effect of volcanic aerosol on heterogeneous chemistry is taken into account by prescribing a surface area density data set. The solar variability of the 11–year solar cycle and the 27–day solar rotational period is included in some simulations by spectrally resolved solar irradiances on a daily basis (Lean et al., 2005). The quasi–biennial oscillation (QBO) is not included in all CCMs (see Table 1). In a subset of CCMs it is nudged, or it develops internally (UMUKCA-UCAM, EMAC) in CCMs with sufficiently high vertical resolution and an adequate gravity wave parametrization. EMAC has an internally generated QBO and weak nudging is applied to force the model towards the observed timing of the QBO phase.

140 2.2 Re-analyses and satellite data

The European Centre for Medium–Range Weather Forecasts (ECMWF) interim re-analyses (ERA-Interim) data from 1979–2014 (Dee et al., 2011) are used in this study to assess the monsoonal wind structure, the velocity potential, and the streamfunction. The ERA-Interim water vapor and ozone data are used in regression analyses, when longer time series covering a large part of the modelled time period are necessary. The period used for the ERA-Interim data does not exactly match the period of the REF-B1 simulations of the CCMs, but due to the overlapping period from 1979–2004, covering nearly 60% of the REF-B1 period, a comparison with ERA-Interim is still useful. The quality of the ERA-Interim ozone data has been assessed by Dragani (2011), showing a better quality compared to the previous ERA-40 re-analysis (Uppala et al., 2005).

150 As observational reference for the climatological JA water vapor and ozone mixing ratios on the 380 and 370 K isentropic level we use the Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding (MIPAS) satellite data of H₂O (Milz et al., 2009; von Clarmann et al., 2009) and O₃

(Steck et al., 2007; von Clarmann et al., 2009). MIPAS measures H₂O and O₃, among numerous other species, as a limb emission midinfrared sounder with high spectral resolution from a sun-synchronous polar orbit at about 800 km altitude. It covers the atmosphere from cloud top to 70 km by scanning from top to bottom with a step width of 1.5 km (UTLS, since 2005) to 8 km (mesosphere, before 2005). Data are recorded every 400 km along the orbit, with 14.4 orbits per day, providing one profile per day roughly every 4° latitude and 12.5° longitude. Cloud contamination reduces the achievable coverage.

The atmospheric distributions of H₂O and O₃ used in this study were derived using the MIPAS level-2 data processor at the Institut für Meteorologie und Klimaforschung–Instituto de Astrofísica de Andalucía (von Clarmann et al., 2003) from observations of 57 days overall during July and August 2003, and 2005–2009 (6 years). The precision, accuracy, and vertical resolution of single profiles in the relevant altitude range of H₂O (O₃) is 5–6%, 8–17%, and 2.3–3.3 km (3.8–12.6%, 9.6–17.0%, 2.4–2.9 km), respectively (von Clarmann et al., 2009).

NOAA interpolated monthly average outgoing longwave radiation (OLR) (Liebman and Smith, 1996) from 1975–2013 are used as a proxy for deep convection.

3 Methods

3.1 Climatology of the AMA

We derive climatologies to assess the average impact of the ASM on the upper tropospheric circulation, temperatures, H₂O and O₃ mixing ratios, by means of multi-model averages (MMOD). By nature, the MMOD will graduate the occasionally large differences among individual CCMs, in comparison to the re-analysis and satellite observation. Characteristic quantities derived as box averages, or extreme values within a certain area related to the monsoon anticyclone are derived for the individual models to assess the model spread of the CCMs, in comparison to the MMOD and the observational reference. The spread in statistics for individual CCMs is an indication for the robustness of the MMOD.

3.2 Interannual variability of the AMA

The variability of the temperatures and the H₂O and O₃ mixing ratios is assessed with a multiple linear regression model, to estimate the relative importance of the ASM circulation, ENSO and the QBO for these quantities in the UTLS.

3.2.1 Separating tropical circulations

To quantify the inter-annual variability of the ASM circulation, a monsoon circulation index is calculated as described in Tanaka et al. (2004). The method is based on the separation of the horizontal flow in the upper troposphere. According to the Helmholtz theorem, the horizontal flow can

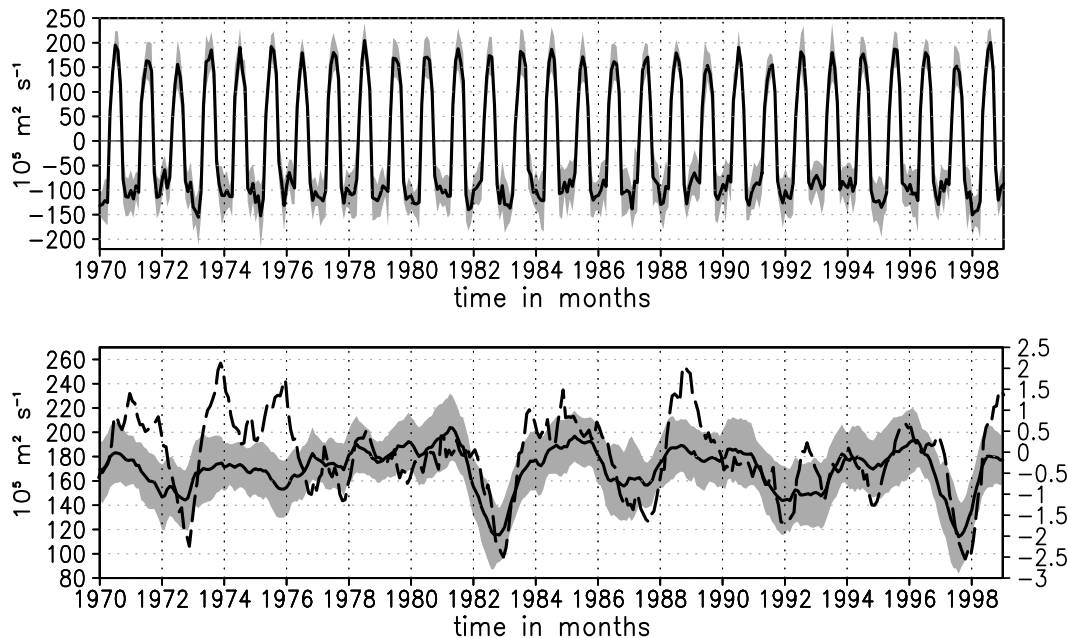


Figure 1. Time series of indices for the period 1970–1999. Top: index for the monsoon circulation (MIDX); bottom: index for the Walker circulation (solid) and for comparison the Niño3.4 index derived from the HadISST1 dataset (dashed), multiplied by -1 for better comparison. Grey shadings indicate one standard deviation of the multi-model mean statistics.

be separated into a rotational, nondivergent ($\mathbf{v}_{h/r}$) and a divergent, irrotational component ($\mathbf{v}_{h/d}$): $\mathbf{v}_h = \mathbf{v}_{h/r} + \mathbf{v}_{h/d}$, with $\nabla \cdot \mathbf{v}_{h/r} = 0$ and $\nabla \times \mathbf{v}_{h/d} = 0$. This allows to express the horizontal flow by a combination of streamfunction ψ and velocity potential χ in the following way: $\mathbf{v}_h = \mathbf{k} \times \nabla \psi + \nabla \chi$.

Following Tanaka et al. (2004) tropical circulations (Hadley-, Walker-, and monsoon circulation) can be identified by further separating the velocity potential χ .

$$\chi(t, x, y) = [\chi(t, y)] + \bar{\chi}^*(x, y) + \chi^{*'}(t, x, y), \quad (1)$$

where in a first step $\chi(t, x, y)$ is separated into the the zonal mean $[\chi(t, y)]$, representing the Hadley circulation, and the eddy component $\chi^*(t, x, y)$. The eddy component can be further separated into a time mean component $\bar{\chi}^*(x, y)$, representing the Walker circulation and a transient component $\chi^{*'}(t, x, y)$, representing the monsoon circulation.

During the ASM season, the strength of $\chi^{*'}(t, x, y)$ can directly be related to the intensity of the ASM, with strong upper tropospheric divergent flow where the most intense convective systems are located. As focus is on the influence of the ASM on the UTLS, we chose the velocity potential at 150 hPa to derive an index for the monsoon circulation (MIDX) close to the lower stratosphere. The MIDX is defined as the maximum in monthly mean $\chi^{*'}(t, x, y)$ located over south-east Asia from May to September, and the minimum over the same area during the remainder of each year.

Due to this definition the MIDX changes from positive values during May–September to negative values during October–April, when the upper tropospheric flow over south–east Asia is convergent (Fig. 1). A time varying Walker circulation index (WIDX) is produced as the time mean of the eddy component of the velocity potential $\bar{\chi}^*(x, y)$, using the running mean of twelve individual months. The values of the WIDX are defined as the maximum in monthly mean $\bar{\chi}^*(x, y)$ over the western Pacific. During ENSO warm events the Walker circulation weakens, which is reflected in a decreasing WIDX. A comparison of the WIDX (multi–model average) with the Niño3.4 index derived from the HadISST1 dataset (Fig. 1) shows some similarities, especially for the strongest ENSO warm events during 1982/83 and 1997/98, whereas the Niño3.4 index describes larger ENSO variability. As all CCMs prescribe SSTs of the HadISST1 dataset, they react in a similar way with respect to the Walker circulation.

3.2.2 Multiple linear regression model

To identify the temperature and trace gas changes of the lowermost stratosphere associated with the ASM circulation, ENSO, and the phase of the QBO we use a multiple linear regression (MLR) model, as described in SPARC CCMVal (2010). The following basis functions are applied: a constant offset, a linear trend, the QBO, the MIDX, the Niño3.4 index, the 10.7cm solar flux, and basis functions for three major volcanic eruptions (Agung, El Chichón, and Pinatubo), that are realized by using an idealized function with a rapid increase and an exponential decay (Bodeker et al., 1998). The time series of the MIDX are calculated separately for each CCM and the ERA-Interim data according to Tanaka et al. (2004), as described in Section 3.2.1. The QBO basis function consists of the time series of the zonal mean zonal wind in 50 hPa averaged over the two innermost tropical latitudes, derived for each individual CCM simulation and the ERA-Interim data. The regression model contains in addition an orthogonal version of the 50 hPa QBO, to account for the fact that within the vertical range of the QBO two distinct phases are present. The Niño3.4 index is calculated as an area averaged, standardised anomaly of the HadISST1 SST for the Niño3.4 region 170–120°W, 5°S–5°N. An alternative ENSO index is derived with the WIDX (see Sec. 3.2.1). Because the WIDX is strongly correlated with the Niño3.4 index for the ERA-Interim data ($r = 0.7$), only the Niño3.4 index is included in the MLR. The regression model is applied to time series of n JA averages. The trend and the long–term average are removed for the basis functions $QBO(t)$, $QBO_{orthog}(t)$, $MIDX(t)$, $N34(t)$, and $solar(t)$.

$$\begin{aligned}
y(t) = & \beta_{offset} offset + \beta_{tr} trend(t) + \\
& \beta_{qbo} QBO(t) + \beta_{qbo_{or}} QBO_{orthog}(t) + \\
& \beta_{midx} MIDX(t) + \beta_{n34} N34(t) + \beta_{sfl} solar(t) + \\
& \beta_{vol} Volcano(t) + \varepsilon(t), \quad t = 1, n
\end{aligned} \tag{2}$$

The regression equation 2 models the time series of a quantity $y(t)$ by linearly fitting the time series of the basis functions to it by means of least squares estimates, resulting in the fit parameters β_j , and a residual $\varepsilon(t)$. Results of the MLR are discussed in Section 5, for the fit parameters β_{midx} , β_{n34} , and β_{qbo} , that are multiplied by a factor of 1.0, 2.5, and 25.0 respectively to account for a typical amplitude of the proxy time series. Please see appendix A for the calculation of significances, and appendix B for information about the treatment of the autocorrelations.

4 The climatological state of the Asian Summer Monsoon during July and August

The diabatic heating associated with the convective systems of the ASM causes a divergent outflow in the UTLS and eventually, as a large-scale organised response, the anticyclone (e.g. Garny and Randel, 2013). Liu et al. (2007) highlighted the role of diabatic heating over the Tibetan Plateau in generating a minimum in potential vorticity, coincident with the AMA. The AMA has been recognised to influence the transport pathways of various trace gases (e.g. CO, CH₄, H₂O, HCN), entering the stratosphere in the tropical UTLS (Fu et al., 2006; Randel et al., 2010; Wright et al., 2011). As pointed out by Goswami et al. (1999), the northward migration of strong convective activity during the ASM leads to a regional reversal of the Hadley circulation, with ascent near 20°N and descent near the Equator. This is partly, on the eastern flank of the AMA, a manifestation of the strong anticyclonic circulation. In this section the climatological features of the ASM in the CCMs are assessed by comparing the multi-model mean (MMOD) of their JA average circulation and H₂O and O₃ mixing ratios in the UTLS with ERA-Interim and MIPAS data.

4.1 The monsoon anticyclone and related zonal and meridional flow

The divergence-free part of the horizontal flow is described with the stream function (Sec. 3.2.1). Figure 2 (top) shows that during the mature phase of the ASM the horizontal flow in the UTLS over southern Asia is dominated by an anticyclonic stream function, extending from 40°W – 160°E in the longitudinal and from the Equator – 50°N in the latitudinal direction. A second anticyclone exists over North America, related to the North American monsoon. The large values of the cyclonic stream function in the southern hemisphere (more than $350 \times 10^5 m^2 s^{-1}$) are associated with the polar vortex. The bar chart on the right of Figure 2 (top) shows the maximum climatological JA stream function for each model within the region indicated by the black rectangle in Figure 2 (top). The CCMs show a large spread in their maximum stream function values. Four CCMs strongly underestimate the ERA-Interim stream function, leading to a weaker MMOD stream function than in ERA-Interim. As explained, the divergent part of the upper tropospheric circulation can be described by the velocity potential χ (Fig. 2, bottom). During JA χ has the largest positive values centred near 15°N in the western Pacific. The stream lines in Fig. 2 (bottom) show the divergent horizontal flow, directed from the maximum χ towards the minimum, extending from the gulf of Guinea to southern

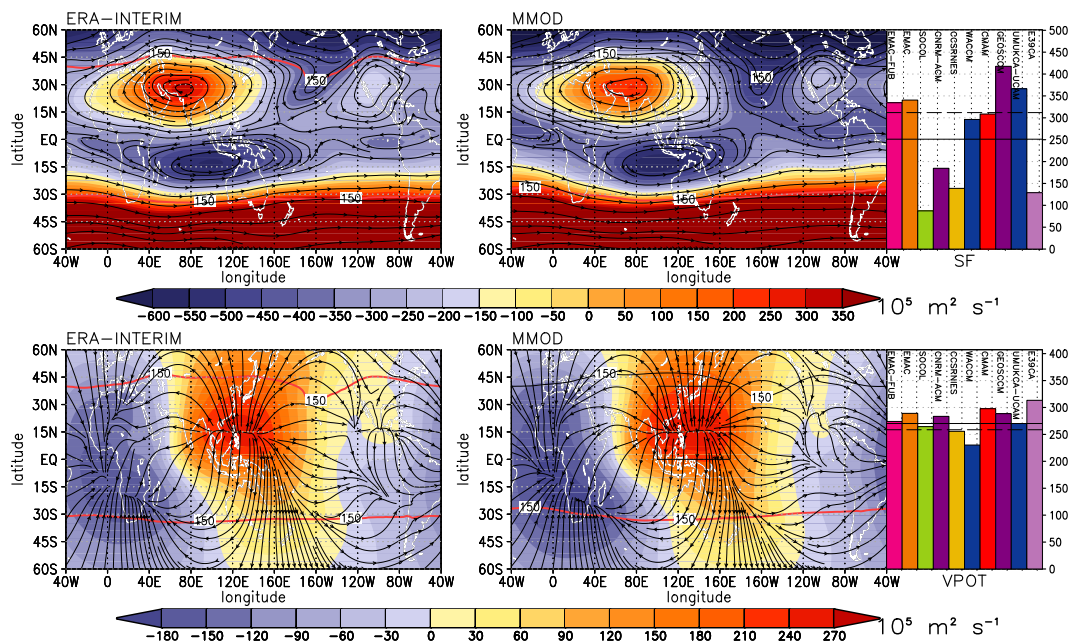


Figure 2. Top: long-term monthly mean stream function (in $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) for JA at 150 hPa in $60^\circ\text{S} - 60^\circ\text{N}$; left: ERA-Interim (35 years); right: the multi-model average (45 years). Streamlines of the rotational horizontal wind. Indicated with the red solid contour is the intersect of the tropopause with 150 hPa. The maximum of individual models within the area marked by the black rectangle is displayed as bar chart, where the solid horizontal line represents the multi-model average and the dashed horizontal line represent the maximum of ERA-Interim. Bottom: as above but for the velocity potential (in $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) with streamlines of the divergent horizontal wind.

Africa. The positive peak values in χ are thought to be related with regions of upwelling, coinciding with the onset of the divergent winds, and vice versa for the negative peak values in χ . There is quite good agreement between the ERA-Interim data and the MMOD in the location and strength of the up- and downwelling, and also the maxima of the individual CCMs in the region of upwelling, indicated by the bar chart on the left side of Fig. 2 (bottom), have only relative small deviations from the MMOD.

The regional anticyclonic circulation is a large deviation from the zonal mean. To distinguish between tropospheric and stratospheric levels and their interactions in the AMA region, the analysis of the cross sections (Fig. 3 and 4) is done with data interpolated to pressure levels relative to the tropopause pressure. Shown are deviations from the zonal average of the zonal wind component (shaded), and the temperature (contoured). To account for differences among the CCMs in the location of the AMA, we show the deviations of an average that spans 30° in longitude, centred at the longitude where the 150 hPa eastward directed divergence-free zonal wind maximizes. There is a strengthening of the zonal wind component on the northern flank of the AMA with a maximum near 40°N (Fig. 3). Regional averages to the west and the east (Fig. 4) of the AMA, show anomalies in the

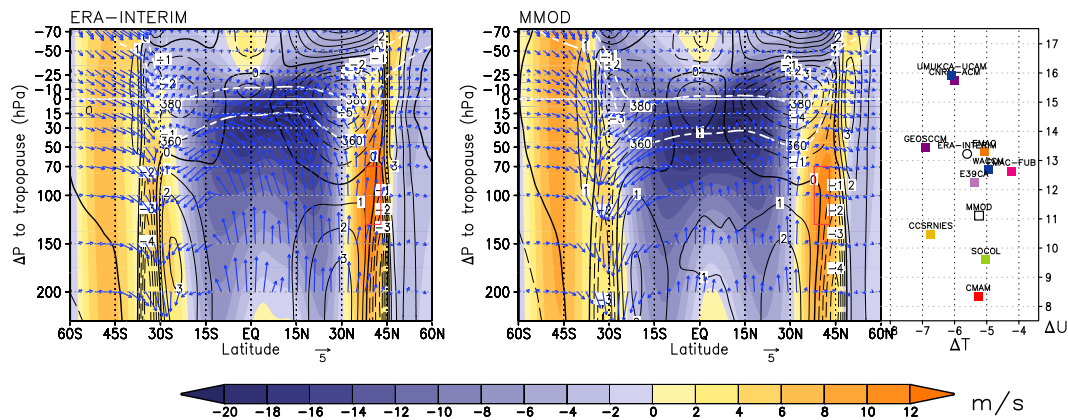


Figure 3. Latitude–height sections of JA long-term mean anomaly of the zonal velocity averaged over 30° in longitudes, centred where the 150 hPa eastward directed divergence free zonal wind maximizes, from the zonal average (shaded). All data interpolated to pressure levels relative to the tropopause height. Left: ERA-Interim (35 years); right: the multi-model average (45 years). Black contours show the temperature anomalies of the respective latitude sections from the zonal average. White dashed contours indicate the 360 and 380 K isentropic levels. Blue arrows denote the meridional (in m/s) and vertical velocity (in mm/s). The maximum of the zonal wind anomaly and the minimum of the temperature anomaly near the tropopause are displayed as scatter plot for individual models (squares), the multi-model average, and ERA-Interim (circle).

meridional wind component, which are a consequence of the anticyclonic circulation. Centred at the tropopause and 30°N , negative temperature anomalies in the UTLS are present in all three selected regions (Fig. 3 and 4). This lower than average cooling within the AMA is related to the convective activity during the ASM (Park et al., 2007), but the negative temperature anomaly located in the core region and the eastern flank of the AMA can also be due to adiabatic cooling in regions of uplift (s. Fig. 3 and 4 bottom) above the convective systems. At the western flank of the AMA, negative temperature anomalies are prevailing as well, despite the downward directed vertical velocity, that implies adiabatic warming. The 360 K isentropic level, located in the UT at lower latitudes and in the LS at higher latitudes, intersects the tropopause near 42°N . The 380 K isentropic level is located in the stratosphere except for a small region near 35°N , where it is intersecting the tropopause. The behaviour of the isentropes, reaching higher pressures within the monsoon region, is reflecting the larger energy content of the ASM region. To visualise the spread of the CCMs relative to the MMOD and the ERA-Interim, the temperature anomalies and the anomalies of the zonal (Fig. 3) and meridional (Fig. 4) wind components are displayed as scatter–plot on the right side of each figure. The circulation and temperature anomalies simulated by the individual CCMs all point to the same direction, although there exists considerable spread with regard to the strength of the anomalies.

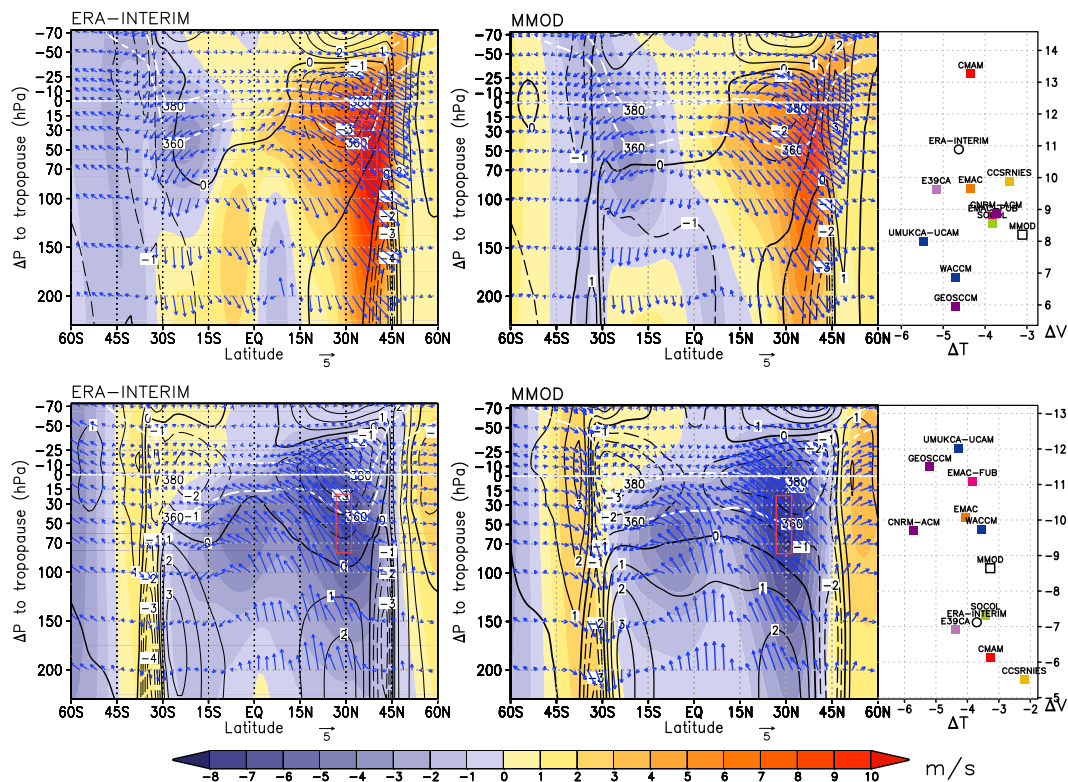


Figure 4. As Fig. 3 but for the meridional velocity averaged over 30° in longitudes; top: centred at the western flank of the AMA where the 150 hPa northward directed divergence free meridional wind maximizes, relative to the zonal average; bottom: centred at the eastern flank of the AMA where the 150 hPa southward directed divergence free meridional wind maximizes, relative to the zonal average.

4.2 Mean temperatures, water vapour and ozone mixing ratios in the UTLS

H_2O mixing ratios on isentropic levels show large values confined to the center of the AMA at 360 K, which spread out to the north–west and east of the AMA at 370 and 380 K (Fig. 5). The low values of the observed outgoing longwave radiation ($< 205 \text{ W m}^{-2}$), as indicated by the grey shading, identify the BoB and the western coast of Myanmar to be the region of the strongest convection during JA. The MIPAS H_2O maximum at 360 K is located north–west of the region with strongest convection, and at higher levels (370 and 380 K) the maximum is even farther away from its supposed source region. In the CCMs H_2O mixing ratios show a similar behaviour, although the values are much higher and tend to spread out more to the north–east. To indicate the potential for further vertical uplift, the net diabatic heating rate is shown on isentropic levels. Positive values indicate ascent to levels of higher potential temperature. The mean radiative heating rates of the CCMs at the 360 K level are only positive at latitudes south of $\sim 20^\circ\text{N}$ (including the BoB). This indicates the possibility of slow uplift with upward transport of tracers in this region. For the region of the H_2O maximum, centred around 30°N at 360 and 370 K, however, the net radiative heating rates

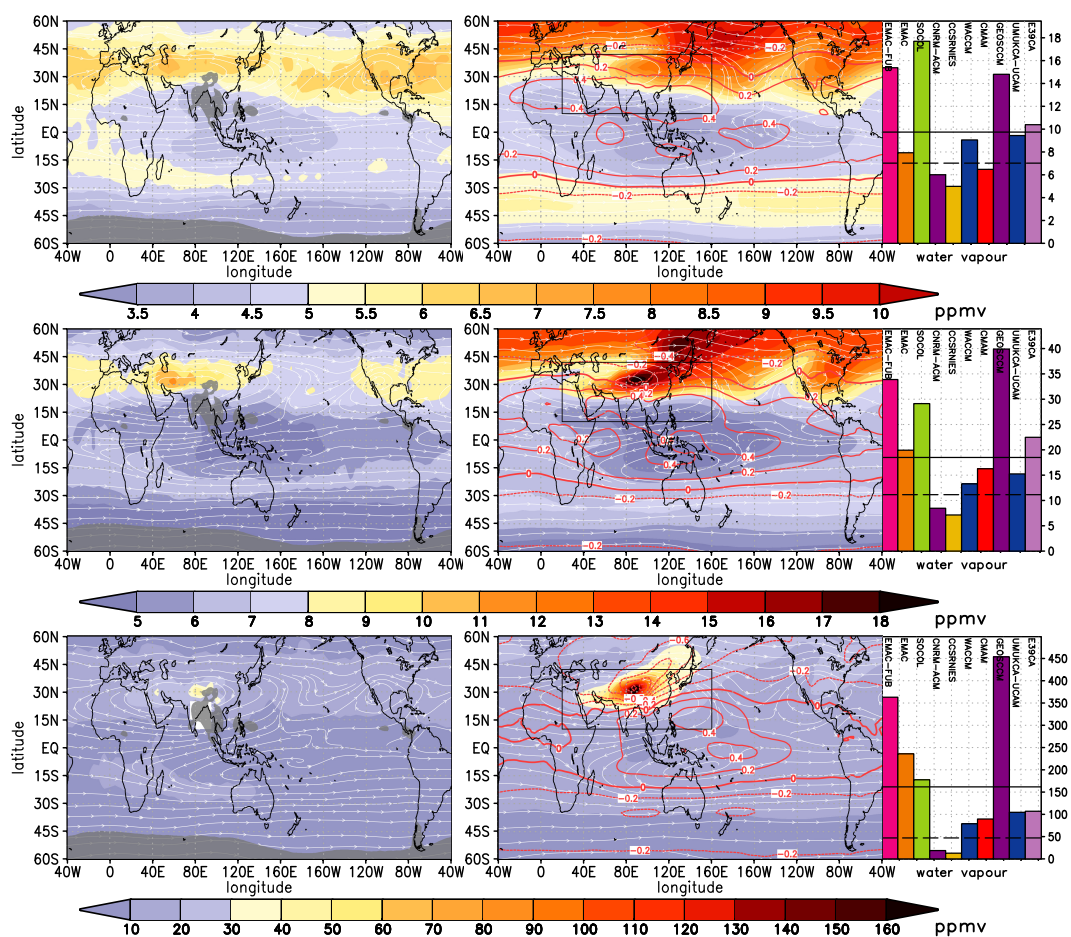


Figure 5. Long-term monthly mean H_2O mixing ratios in ppmv for JA at 360, 370, and 380 K (from bottom to top) for latitudes from $60^\circ\text{S} - 60^\circ\text{N}$; left: MIPAS (2003, 2005–2011), overlaid grey shaded regions where the $\text{OLR} \leq 205 \text{ W m}^{-2}$; right: the multi-model average (45 years). Overlaid as streamlines are the horizontal wind components; red contours indicate the net radiative heating rates in K day^{-1} . The maximum of individual models within the area marked by the black rectangle is displayed as bar chart, where the solid horizontal line represents the MMA and the dashed horizontal line represents the maximum of MIPAS.

are negative, indicating descent. This highlights the important role of horizontal transport within the AMA, moving tracers away from the regions of convective outflow.

The signatures of the monsoon circulation in UTLS tracer extrema, derived here from monthly mean CCM and MIPAS data as one single extremum, exhibit a considerable day-to-day variability related to the variability of the AMA. The anticyclone often splits, with one centre over Iran and a second centre over China (Garny and Randel, 2013). The AMA is thus a quite dynamic system, with intra-seasonal variability also in the tracer concentrations of the UTLS.

At 360 and 370 K the MIPAS H_2O mixing ratios are still isolated within the AMA, in contrast to the CCMs, and the maxima in H_2O mixing ratios in the AMA decrease from 48 (360 K) to

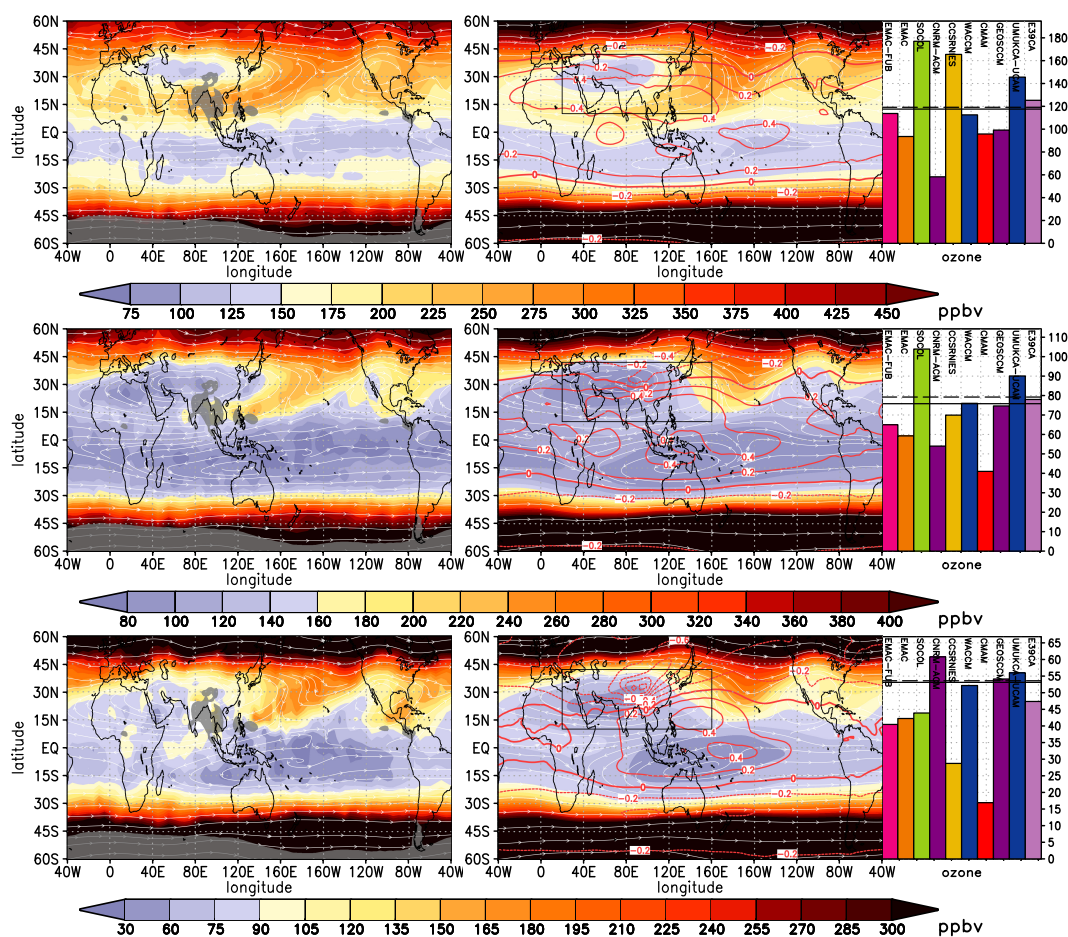


Figure 6. As Fig. 5 but for ozone in ppbv. The minimum of individual models within the area marked by the black rectangle is displayed as bar chart, where the solid horizontal line represents the MMOD and the dashed horizontal line represents the minimum of MIPAS.

11 ppmv (370 K) with increasing height (dashed line in the bar chart of Fig. 5). The lower level (360 K) is influenced by the latent heat release from convective activity above the TP, as indicated by the temperature maximum north of the centre of the AMA, which is present in both, ERA-Interim and the multi-model average (Fig. 7). With increasing height the local temperature minimum is developing within the AMA and extending northward. This temperature structure in the ASM region is also obvious in the latitude–height sections (s. Fig. 3 and 8).

Between 360 and 380 K dehydration reduces the H₂O mixing ratios to 7 ppmv but this maximum is not as well pronounced as at lower levels. Most CCMs overestimate the H₂O mixing ratios, some by more than a factor of three at 370 K. With only two CCMs underestimating the H₂O mixing ratios within the AMA, the MMOD of the maximum mixing ratio reaches 18 ppmv (solid line in the bar chart of Fig. 5) and more than 9 ppmv at 380 K. H₂O transport occurs to higher latitudes, as can be seen from the MMOD of the CCMs, but this is not confirmed by the MIPAS data which show lower

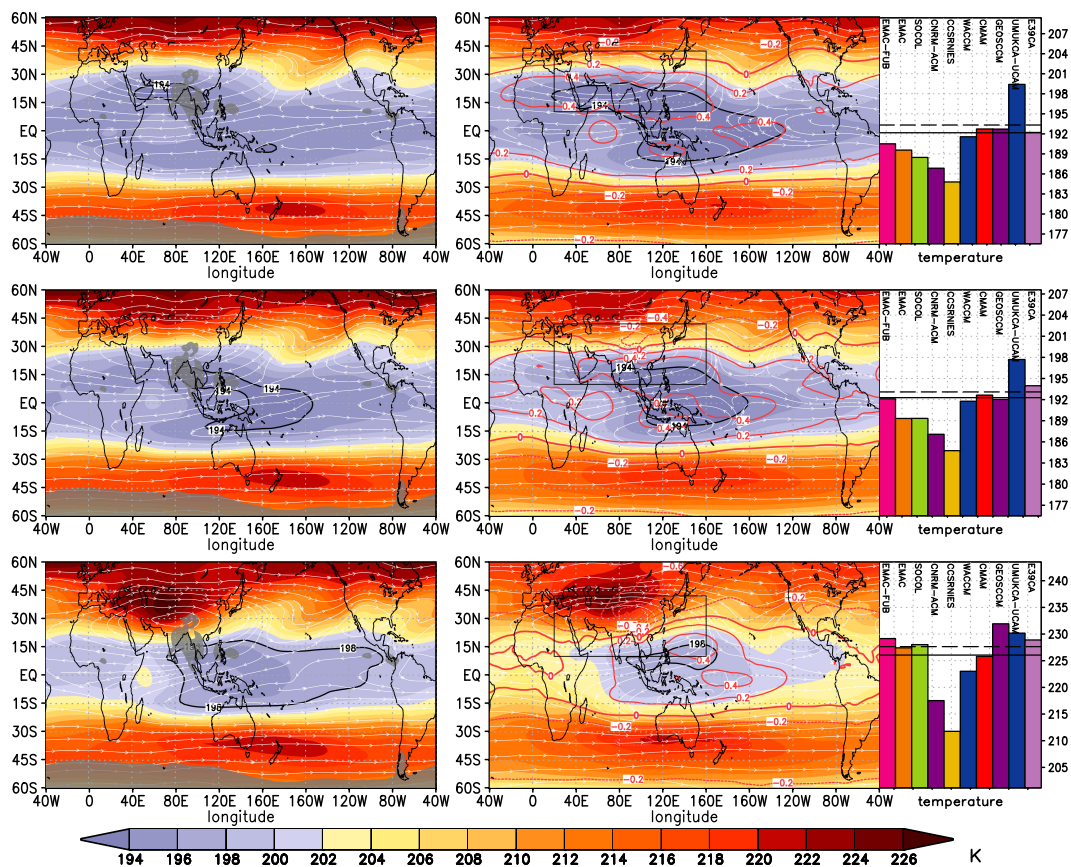


Figure 7. As Fig. 6 but for temperature. Left column: JA ERA-Interim temperature averaged from 1979–2014. Contour lines for the lowest temperatures of the multi-model average are given in black: 296 K (at 360 K), 294 K (at 370 and 380 K). At 370 and 380 K the minimum (at 360 K the maximum) of individual models within the area marked by the black rectangle is displayed as bar chart, where the solid horizontal line represents the MMOD and the dashed horizontal line represents the value for ERA-Interim MIPAS.

H₂O mixing ratios northward of 45°N. The MMOD of the CCMs shows strong coherence between the northern hemispheric temperature structures at 370 and 380 K (Fig. 7) and the corresponding H₂O mixing ratio fields, with the exception of the ASM and the North American monsoon regions that serve as a source region for H₂O. As indicated by the bar chart of Figure 5, the individual CCMs show large deviations in H₂O extrema from the MMOD in the ASM region, largest at 360 K and less pronounced at higher levels.

A particular feature of the UTLS above the ASM are the low O₃ mixing ratios confined within the AMA, which are caused by upwelling of lower tropospheric air (Randel and Park, 2006; Park et al., 2007). As shown by Braesicke et al. (2011) with GCM simulations using prescribed lower or higher O₃ mixing ratios within the AMA, lower O₃ mixing ratios have the tendency to strengthen, and cool the AMA and vice versa. The MIPAS data show low O₃ mixing ratios at all three isentropic

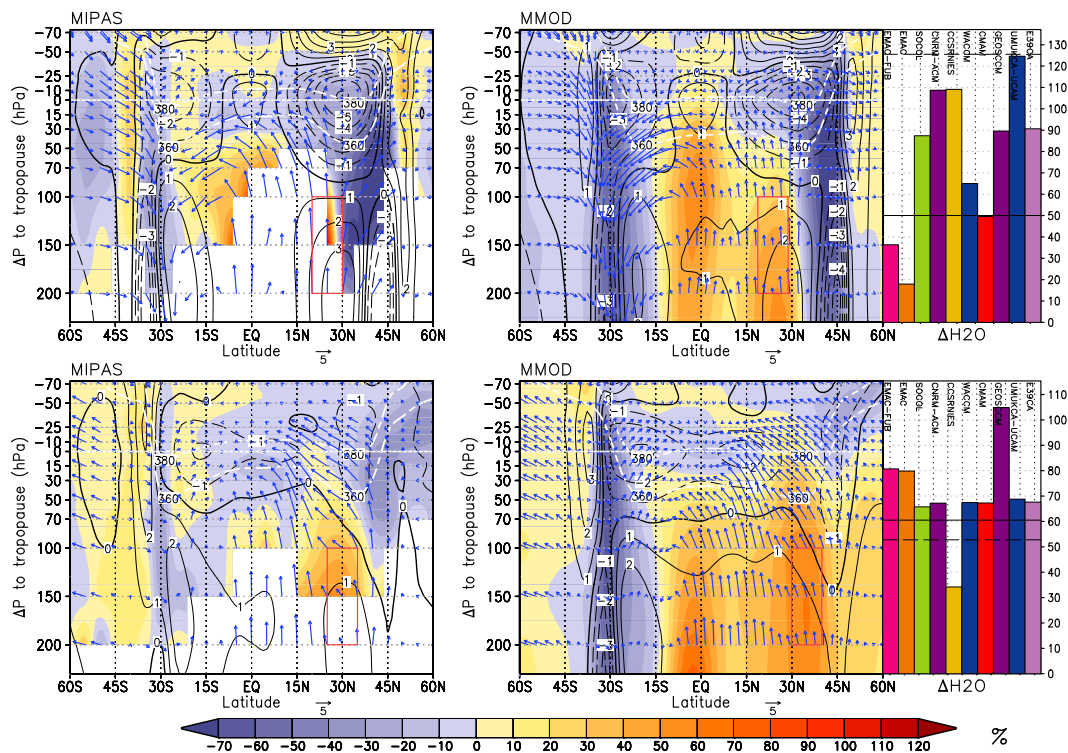


Figure 8. Latitude–height sections for pressure levels relative to the tropopause pressure, from the 60°S – 60°N for the multi-model JA long-term mean (45 years) anomaly of water vapour mixing ratios in % averaged as in Fig. 3 (top), and averaged between 120° – 160°E (bottom) relative to the zonal average, shading interval is 10%. Black contours show the temperature anomalies of the latitude sections from the zonal average. White dashed contours indicate the 360 and 380 K isentropic levels. Blue arrows denote the meridional (in m/s) and vertical velocity (in mm/s). The maximum of the H₂O anomaly within the region enclosed by the red rectangle for individual models is displayed as bar chart, where the solid horizontal line represents the multi-model average, and the dashed horizontal line represents the maximum of the MIPAS data.

levels (Fig. 6) with the most pronounced ozone minimum at 370 K. Similar to the H₂O maximum, the location of the MIPAS O₃ minimum is northwest of the region of the most intense convective activity. Unlike for H₂O, there is quite good agreement of the MMOD O₃ mixing ratios with the MIPAS data. O₃ in the UTLS can better serve as a passive tracer than H₂O, due to its relatively long lifetime in the UTLS, and as it is not affected by dehydration. As indicated by MIPAS O₃ data, tongues of air with high O₃ mixing ratios are transported on the eastern flank of the AMA towards lower latitudes and form a ring of high O₃ mixing ratios around the centre of the AMA at 360 K.

In Figure 8 mean anomalies in two regions of the AMA are shown for H₂O mixing ratios, temperature, meridional and vertical transport. The first sectional average, as for Figure 3 represents the core region of the AMA, whereas the second region is averaged over fixed longitudes from 120° – 160°E, representing the eastern edge of the AMA where meridional winds are southward and uplift

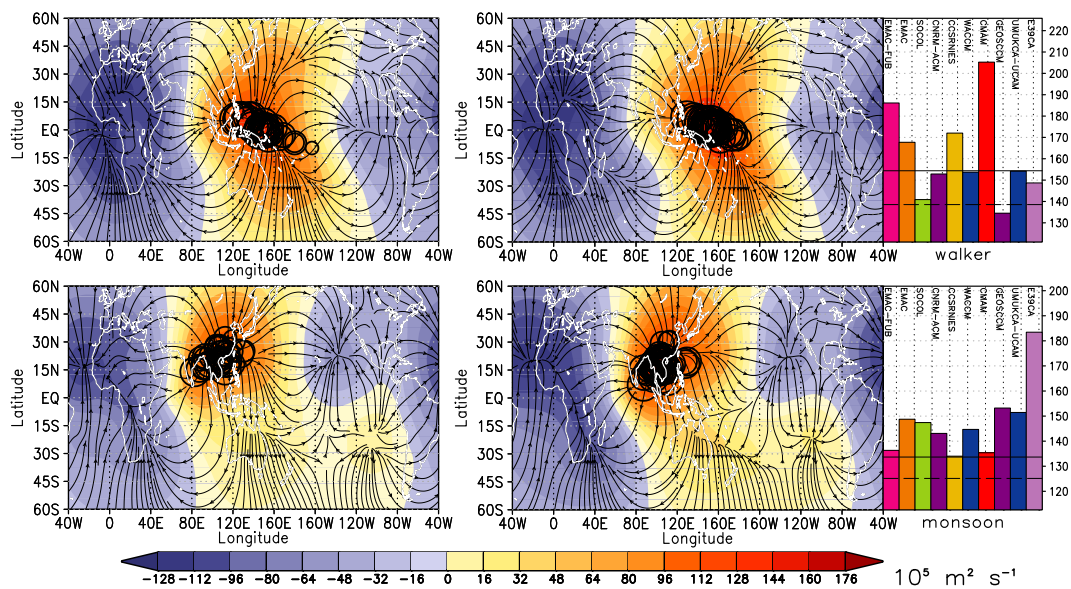


Figure 9. Top: Annual mean climatology of the MMOD velocity potential at 150 hPa after subtracting the zonal average, representing the divergent flow associated with the Walker circulation; (left) for ERA-Interim (1979–2014); (right) for the multi-model average of the CCMs. Bottom: JA climatology of the velocity potential at 150 hPa after subtracting the zonal average and annual average, representing the divergent flow associated with the ASM. Black circles mark the position of the maximum velocity potential for individual years. The bar charts on the right indicate the maximum climatological velocity potential for the individual CCMs; the solid horizontal line represents the MMOD and the dashed horizontal line represents the maximum of ERA-Interim.

355 prevails. Two regions with enhanced H_2O mixing ratios are present in both sectional averages, one
 one centred near the Equator and the other near 30°N . The MMOD of the eastern sectional average shows
 H_2O enhancement, reaching the equatorial stratosphere, coincident with an upward and southward
 directed meridional circulation. Although the general features of the CCMs, with two regions of
 enhanced H_2O mixing ratios, is also visible in the MIPAS data, the direct link of H_2O transport into
 360 the stratosphere, as suggested by the MMOD, cannot be confirmed by the MIPAS data.

4.3 Upper tropospheric monsoon circulation

As described in Section 3.2.1 the horizontal flow can be separated into a a rotational part and a
 divergent part, the velocity potential. It can be further separated into a time mean component and a
 transient component, representing the Walker and monsoon circulations respectively (Tanaka et al.,
 365 2004)).

Figure 9 shows the separation of the velocity potential into a component representing the Walker
 circulation (Fig. 9, top) and a component representing the monsoon circulation (Fig. 9, bottom).
 The position of the maximum upwelling for individual years is marked with open circles, where
 the size of the circle represents the strength of the upwelling. For the annual average the region of

370 strongest upwelling, related to the Walker circulation (Fig. 9, top), is located over the equatorial western Pacific, in most years to the north–west of New Guinea. The main region of downwelling is extending from the central Sahara to western Africa, whereas a secondary centre of downwelling is located off the coast of Peru.

The centre of the strongest upwelling related to the monsoon circulation (Fig. 9, bottom) is located
375 over south–east Asia, with the centres of individual years located in a region extending from the BoB to eastern China. This area partly overlaps with the region of the lowest OLR (see Fig. 5) and therefore the monsoon circulation index, derived from the maxima in the seasonal decomposition of the velocity potential, is a good indicator for the overall strength of the monsoon circulation. Although the ERA-Interim climatological average of both decompositions, annual average associated with the
380 Walker circulation and seasonal average associated with the monsoon circulation, is slightly lower than for the MMOD, the shape and the locations of the maxima for individual years in the CCMs is quite similar.

5 Interannual variability of temperature, H₂O and O₃ in the UTLS

So far we have characterised the climatological behaviour. Here, we characterise the dominant inter-
385 nal modes of inter annual variability like ENSO, the QBO, or the monsoonal variability. Although there is evidence of a coupling between the ASM and ENSO through the Walker circulation (e.g., Webster and Yang, 1992; Ju and Slingo, 1995), we make an attempt to separate the influence of the ASM and ENSO on the UTLS temperatures, the H₂O, and O₃ mixing ratios by applying a multiple linear regression model as described in Section 3.2.2. We analyse the influence of the monsoon
390 circulation, ENSO and QBO on the transport characteristic of the AMA.

The regression coefficients of the individual CCMs are combined by a simple average for the CCMs listed in Table 1. The results of the *t*-tests of the multiple linear regression results for the individual CCMs are combined by using the *Z*-transform method (Stouffer et al., 1949; Whitlock, 2005). Regions where the combined regression coefficients are not significant are marked by grey
395 shading, overlaid on the colour shading used to emphasize the regions with the largest regression coefficients (s. Appendix A for more details).

5.1 Influence of the monsoon circulation

The influence of the strength of the Asian summer monsoon on H₂O, and O₃ mixing ratios in CCMs and ERA-40 data has been analysed in Kunze et al. (2010) by separating the data according to the monsoon Hadley index (MHI) in weak and strong ASM seasons. During stronger ASM seasons,
400 H₂O and O₃ were found to be anticorrelated, with lower O₃ and higher H₂O mixing ratios within the AMA, as a result of stronger convective activity during stronger ASM seasons. In contrast to the MHI, the now used MIDX is a more direct measure for the ASM strength. Randel et al. (2015) used

a different approach in distinguishing between wet and dry phases in the AMA, to identify the conditions leading to either dry or wet H₂O extrema. During the wet phase they found reduced convection over the regions of strongest convective activity. The corresponding temperature anomalies, linked to reduced convection, show a dipole structure with warmer conditions on the southern edge of the AMA during wet phases and vice versa. They therefore conclude that during weaker ASM seasons less effective dehydration in the warm anomaly at the southern edge of the AMA is responsible for the higher H₂O mixing ratios within the AMA.

In order to further elucidate the role of the monsoon intensity on UTLS temperature, H₂O and O₃ content, we perform a MLR analysis using the MIDX. As MIDX is direct measure of the strength in upwelling, the regression patterns represent the changes due to an increase in ASM activity. Positive regression coefficients in strong monsoon years (MIDX \gg 0) indicate regions that tend to be warmer or have increased H₂O and O₃ mixing ratios. Negative regression coefficients indicate regions where strong monsoons lead to cooling and decreased H₂O and O₃ mixing ratios.

The MIDX regression coefficients for the JA average NOAA OLR (10a) show a similar pattern as shown by Randel et al. (2015) (their Fig. 5a) for the wet case with a significant decrease in OLR, indicating colder cloud tops, i.e. stronger convective activity, over the Indian subcontinent and the Arabian sea. For stronger monsoon seasons we also get an increase in convective activity over the BoB, the western coast of Myanmar, and Taiwan, which is in contrast to the results of Randel et al. (2015). This decrease of OLR with monsoon activity is partly coincident with the regions of strongest convection, indicated by the OLR $<$ 205 W m⁻² (white contour line in Fig. 10a). The MIDX regressed on ERA-Interim 100 hPa temperatures reproduces the anomalous dipole temperature structure with lower temperatures at the northern and higher temperatures at the southern edge of the AMA, but the patterns are more similar to the inverse of that shown by Randel et al. (2015) (their Figure 8b) for the dry case, with a significant warming to the southeast of the AMA, and two cold anomalies located on the western side and on the northeastern flank of the AMA (Fig. 10b). From our analyses for the MIDX regression on ERA-Interim temperatures and H₂O mixing ratios (Fig. 10c) we conclude that during a stronger monsoon season H₂O mixing ratios should increase within the AMA. The reason for the discrepancy with Randel et al. (2015) may be related to the different approach. Their analyses work the other way round, based on the wet and dry anomalies confined in the AMA, and the associated temperature and OLR anomalies, whereas we are obtaining the wet anomaly as a result of the regression with the MIDX.

The analyses on the 380 K isentropic surface (Fig. 11a) show similar anomaly patterns within the Asian monsoon region as analysed for 100 hPa. The MIDX regressed on the ERA-Interim H₂O and O₃ mixing ratios shows a significant increase in H₂O and a decrease in O₃, within the AMA. The negative O₃, caused by the inflow of lower tropospheric air with low O₃ mixing ratios, similar to the temperature anomalies, seems to be related to the anomalous horizontal flow as indicated by the streamlines of the horizontal wind components, regressed on the MIDX.

The regression coefficients of the MIDX on MMOD CCM temperatures, H₂O, and O₃ on the 360, 370, and 380 K isentropic surfaces (Fig. 12) indicate large areas with significant influences of the ASM, not only confined to the ASM region. On the 360 K level in the upper troposphere, a temperature increase with increasing ASM activity by about 5 K is located within the AMA over the TP coinciding with an increase in H₂O by 65%. The TP acts as an elevated heat source in the mid-troposphere which makes a major contribution in forming the AMA, as shown by Liu et al. (2007). Convective events released over the TP more often reach the tropopause than over the BoB (Fu et al., 2006). South to the AMA, the regression results on the 370 and 380 K isentropes indicate a cooling over the eastern Indian ocean and western Pacific warm pool, coinciding with decreasing H₂O concentrations. These patterns of temperature anomalies, corresponding to strong ASM seasons, contrast the temperature pattern on 380 K for ERA-Interim (Fig. 11a, left), showing a positive temperature anomaly at the south-eastern edge of the AMA. However, the positive H₂O anomalies within the AMA prevail on the 370 and 380 K isentropes.

The largest MMOD O₃ decrease of 36% on the 360 K isentropic level is located over the Eastern Mediterranean Sea, the western flank of the AMA, and a secondary O₃ decrease by 24% is located over north-eastern China at the eastern flank of the AMA. The pattern of the O₃ regression coefficients is slightly decreasing but persistent in height. The strongest MMOD temperature and H₂O signals of the MIDX seem to be decoupled from that in O₃, which might be an indication for the more complex nature of H₂O, as it can change its phase during transport in regions of dehydration. With increasing height, on 370 and 380 K, the influence of the monsoon circulation on temperature within the AMA is decaying, whereas a temperature dipole becomes obvious with decreasing temperatures over Indonesia and the western Pacific warm pool and increasing temperatures over the subtropical regions of the central Pacific during strong monsoon seasons. Increasing H₂O concentrations are still present in the AMA at 370 and 380 K, although weaker than at 360 K, with 24% and 14% respectively.

5.2 Influence of ENSO

The ENSO influence on the zonal mean temperatures from in nine re-analyses datasets has been analysed by Mitchell et al. (2014), showing a warming in the tropical troposphere during ENSO warm events. Towards the tropical tropopause region this warming turns into a cooling. However, the main ENSO signature on temperatures in the tropics has strong longitudinal variation, mainly over the Pacific, which partly cancel each other when analysing zonal averages (Randel et al., 2000).

The Niño3.4 regression coefficients on ERA-Interim temperatures and H₂O mixing ratios (Figure 11b) emphasize the zonal asymmetric response with the typical horse shoe pattern of decreasing temperatures with increasing SSTs in the Niño3.4 region during an ENSO warm event. Simultaneously anticyclonic circulation cells to the northwest and southwest, and low H₂O mixing ratios develop. This kind of pattern was first identified by Gill (1980) in an idealised model as the dynamic response

to a heat source centred at the Equator. A similar pattern was also found in re-analysis fields in the TTL by Gettelman et al. (2001) and Zhou et al. (2001) to be caused by El Niño events. The Niño3.4 regression on ERA-Interim O₃ mixing ratios shows an unexpected positive response in the central Pacific, whereas a negative signal would be more plausible, due to the outflow of O₃-poor above the eastward shifted convection during El Niño events.

We find the strongest impact on the CCM temperatures at the 370 K level with two centres located at 15°S and 15°N near 160°W, slightly decaying at 380 K and less pronounced at 360 K (Figure 13). The shift of convection towards the central Pacific with less intense convection over Indonesia creates a dipole consisting of a cold and dry anomaly in the UTLS above the central Pacific and a warm and wet anomaly above the western Pacific warm pool. These structures are quite the opposite to the regression patterns from the MIDX time series, indicating the higher probability of strong ASM seasons during La Niña events. The influence of ENSO warm events on the UTLS temperatures and H₂O mixing ratios in the ASM region is less pronounced than the influence derived for the MIDX, and even though warming prevails for ENSO warm events above the ASM region, there is no significant increase in H₂O mixing ratios north of 30°N. The higher H₂O concentrations during ENSO warm events span from the western Pacific towards Africa in the longitudinal direction and extend only to near south of 30°N in the ASM region. To the north over the TP the Niño3.4 regression coefficients on H₂O indicate an insignificant decrease in mixing ratios. The highest percentage changes in O₃ concentrations during ENSO warm events are found at 360 K, again with a typical horse shoe-like pattern, showing a stronger impact in the northern subtropics. The influence of ENSO on O₃ seems to be weaker on the 370 and 380 K level.

The comparison of the Niño3.4 with the MIDX regression coefficients (Figure 12), reveals the similarity of the strong ASM cases with La Niña conditions which we suppose to be opposite the El Niño conditions as shown in Figure 13. This is supported by the results of the Niño3.4 regression with ERA-Interim data, showing also a double peak structure of decreasing temperatures in the subtropics of the central Pacific and increasing temperatures above the western Pacific warm pool during El Niño events. This temperature pattern is also reflected to a certain degree in the H₂O mixing ratios, whereas the regression results for O₃ are not significant.

5.3 Influence of the Quasi Biennial Oscillation

The QBO is characterised by downward propagating vertical shear zones of the zonal wind. Westerly (easterly) shear zones are creating positive (negative) temperature anomalies, according to the thermal wind balance. To maintain the QBO in temperatures, a secondary mean meridional circulation (MMC) arises with equatorial relative downwelling (upwelling) in westerly (easterly) shear zones of the zonal wind (Plumb and Bell, 1982). The QBO therefore modulates the strength of the prevailing upwelling in the equatorial lower and middle stratosphere. To ensure continuity, the air is forced to move upward (downward) in the subtropics when relative downwelling (upwelling) occurs at the

Equator. Above and below the region of maximum relative downwelling, convergent and divergent motion close this QBO induced MMC. The QBO thereby affects the temperatures at the tropical tropopause (Zhou et al., 2001), and has the ability to modify the H₂O concentrations entering the lower stratosphere (Giorgetta and Bengtsson, 1999). The QBO induced MMC is known to also affect O₃ transport with downwelling of O₃ rich air in a westerly shear zone, thereby generating a QBO in O₃ mixing ratios (e.g. Cordero et al., 1997; Logan et al., 2003).

The QBO regression coefficients can be interpreted to represent the changes of the temperatures and the H₂O and O₃ mixing ratios forced by a mean amplitude between the easterly to westerly phase of the QBO. The modulation of the ERA-Interim 380 K temperatures by the QBO (Figure 11c) shows a significant increase in the inner tropics extending from the eastern Pacific to the Indian Ocean, and some regions of decreasing temperatures in the subtropics, consistent with the QBO induced circulation changes. The changes in H₂O mixing ratios are consistent with the temperature changes, with increasing H₂O mixing ratios in the inner tropics where temperature increase is induced, and decreasing H₂O mixing ratios in the extra tropics. There is a remarkable gap in the QBO regression pattern for the temperatures and H₂O mixing ratios over the equatorial western Pacific, as probably some of the QBO induced variability might be described by the Niño3.4 index. The insignificant O₃ regression patterns shown for 380 K are very similar on the isentropic levels 360 and 370 K (not shown), and do not show a plausible response to the QBO, which might be caused by assimilating total column ozone.

To emphasize the height dependence of the QBO influence, the QBO regression results on the CCM data that include a QBO in Figure 14 are shown for the 360 and 400 K isentropic surfaces. The temperatures increase close to the Equator at 400 K, as the adiabatic cooling is suppressed in the regions of less upwelling. The strongest increase of more than 1.5 K occurs near equatorial Africa. The temperature decreases in the subtropics in both hemispheres as a result of the QBO induced MMC that creates anomalous rising of air.

The QBO regressions on the 400 K H₂O mixing ratios show the expected increase near the Equator, due to the anomalously high equatorial temperatures, and also an increase in 400 K O₃, due to anomalous downwelling of O₃ rich air. The QBO signal is more clear and consistent among the CCMs for temperature than for the O₃ and the H₂O mixing ratios. Similar to the ERA-Interim data, there is a deviation from the zonal nature of the QBO signal, as pronounced in temperatures, over the equatorial central Pacific. The influence of the QBO diminishes at lower isentropic levels near the Equator, but subtropical latitudes still seem to be affected by the phase of the QBO, with a non-significant tendency for decreasing temperatures and H₂O mixing ratios above the TP at 360 K.

6 Summary and Conclusions

The first part of the paper assessed the ability of a number of CCMVal-2 CCMs to reproduce the climatological H₂O and O₃ distributions, the circulation patterns, and temperatures in the UTLS associated with the Asian summer monsoon (ASM). The climatological O₃ mixing ratios of the multi-model mean (MMOD) on isentropic surfaces (360–380 K) in the UTLS are in good agreement with MIPAS observations. There are, however, quite large differences with respect to the H₂O mixing ratios, in particular a moist bias in high latitudes in the MMOD. Both tracers show considerable deviations of their extreme values within the Asian monsoon anticyclone (AMA) in the individual models, however the relative O₃ minimum and H₂O maximum is captured by all models. Evident from the H₂O mixing ratios on isentropic levels is also some missing confinement within the AMA in most models, but rather a strong north–eastward transport on the isentropes.

The horizontal and meridional circulation patterns, related to the AMA, are slightly weaker represented in the CCMs compared to ERA-Interim, except for the meridional winds at the eastern flank of the AMA. The CCMs are warmer in tropical and subtropical latitudes during JA at the 360 K surface, compared to ERA-Interim, but get colder at 370, and 380 K. However, CCMs show a weaker ASM induced temperature anomaly than ERA-Interim. We have to stress that individual models deviate from this overall behaviour of the MMOD.

The second part of the paper identified factors, influencing the interannual variability of temperatures, H₂O, and O₃ in the UTLS. We performed a multiple linear regression analysis, including a derived monsoon circulation index (MIDX), the Niño3.4 index, and the QBO. By definition, the MIDX is a measure of strength of the ASM in the upper troposphere at 150 hPa. Regressing the MIDX on ERA-Interim temperatures suggests for strong ASM seasons an upper tropospheric warming south-east of the AMA and two separated areas of cooling, one in the western part of the AMA and one to the northeast of the AMA. Regressing the MIDX on NOAA OLR data indicates decreases of OLR in many regions during July and August, thus indicating an increase in deep convection south of the AMA core. Regions where MIDX correlates to OLR differences or temperature changes are largely dislocated. While the OLR differences reflect the areas of strongest convection in the ASM, the subtropical dipole of temperature changes with centres over Iran and north-eastern China reflects the dynamical response to the diabatic convective heating. The corresponding regression patterns for H₂O and O₃ mixing ratios emphasize the ability of strong ASM seasons to moisten the air within the AMA, despite a colder tropopause region, whereas O₃ mixing ratios tend to be lower. Hence, we can not support the results of Randel et al. (2015) that a weaker ASM season induces increased H₂O mixing ratios within the AMA. These differences may however be due to the different approaches used in both studies.

The regressions of the MIDX on the temperatures of the CCMs indicate that the CCMs do not capture the warming to the south-east, as shown for the ERA-Interim temperatures. Instead UTLS temperatures at 360 K increase with monsoon intensity in the ASM region centred above the Tibetan

Plateau (TP), which enhances the seasonal high climatological temperatures over the elevated TP. The anomalous warming coincides with increased H₂O and decreased O₃ mixing ratios. At 370 and
585 380 K increased H₂O is still present above the TP but the region of increased H₂O is extending to the north–east, confirming the potential of the ASM in moistening the lowermost stratosphere at higher latitudes during boreal summer (e.g. Rosenlof et al., 1997; Dethof et al., 1999; Ploeger et al., 2013). The pattern of decreased O₃ concentrations during strong ASM seasons is quite persistent on all three isentropic levels, that are located at the western and northeastern edge of the AMA.

590 It is well known that ENSO and ASM strength are not independent, e.g. after an ENSO warm event the strength of the ASM is often reduced (Ju and Slingo, 1995). In our study some patterns of the regression coefficients of the Niño3.4 index mirror, as expected, the MIDX regression patterns near the Equator between 15°S–15°N, reflecting the shift of the most intense convection to the central Pacific during ENSO warm events. We note that the ENSO modulation of the ASM is non–negligible
595 and that non–linear interactions may exist, that are likely to complicate the unambiguous detection of the MIDX signal.

The results from the regression of the QBO time series on temperature, H₂O and O₃ mixing ratios confirm the expected modulation of the transport in the UTLS by the QBO induced meridional circulation. The CCMs can reproduce the QBO induced temperature anomalies on the 400 K isentropic
600 surface, i.e. a warming near the Equator and cooling in the subtropics, as well as the O₃ transport anomalies, and to a certain degree the H₂O anomalies that are related to the temperature changes.

The results of the CCMs during strong ASM seasons, confirm the importance of the TP and the southern slope of the Himalayas for the H₂O transport to the UTLS above the ASM region (e.g. Fu et al., 2006; Wright et al., 2011; Bergman et al., 2013). The coinciding positive temperature
605 anomalies suggest transport through this region, rather than transport through the southern flank of the AMA, where temperatures are lower during strong ASM seasons. Results from CCMs and re–analyses further indicate that H₂O is transported towards higher latitudes on isentropic levels as suggested previously by Dethof et al. (1999) and Ploeger et al. (2013), rather than fed into the tropical UTLS to contribute to the H₂O tape recorder seasonality, as proposed by other studies (e.g.
610 Bannister et al., 2004; Gettelman et al., 2004).

Appendix A: Estimating the significance of averaged regression coefficients

The statistical significance of the estimated fit parameters is tested with a two–tailed Student *t*-test of the null hypothesis $H_0 : \beta_j = 0$ with the alternative hypothesis $H_1 : \beta_j \neq 0$. The regression parameters of the individual CCMs are averaged to get a combined response of all CCMs as a multi
615 model average. To decide about the significance of the combined regression parameters, the weighted

Z-test (see Whitlock, 2005, and references therein) is used which combines the p-values from the MLR of the individual ($i = 1, \dots, k$) CCMs.

$$Z_w = \frac{\sum_{i=1}^k w_i Z_i}{\sqrt{\sum_{i=1}^k w_i^2}} \quad (\text{A1})$$

The weighted Z-transform (Z_w) is created by applying the weights $w_i = se^{-2}$ (inverse of the squared standard error of the regression coefficients) to the standard normal deviates Z_i , that are created from the p_i -values of the t -test on the individual regression coefficients as $Z_i = \Phi^{-1}(p_i)$, with Φ^{-1} the inverse normal cumulative distribution function. The resulting Z_w indicate that, at least for one of the CCMs, $H_0 : \beta_j = 0$ is rejected, when the 97.5% quantile is reached, corresponding to a $Z_w \leq -1.96$.

625 Appendix B: Autocorrelations of the residuals

Inherent to all kinds of meteorological time series data is their tendency to exhibit autocorrelations. The independence of the individual data values is therefore often not fulfilled. This has the serious consequence of underestimated uncertainties, derived from the multiple linear regression model indicating significance for insignificant results. To avoid this the residuals ($\varepsilon(t), t = 1, n$) are tested for autocorrelations with a second order autoregressive model, $\varepsilon(t) = \rho_1 \varepsilon(t-1) + \rho_2 \varepsilon(t-2) + a(t)$, after the regression model has run for a first time. The autoregressive parameters ρ_1 and ρ_2 are then used to transform the model according to Tiao et al. (1990), e.g. $y'(t) = y(t) - \rho_1 y(t-1) - \rho_2 y(t-2)$. The transformation is applied in the same way to the time series of the response variable and the time series of the basis functions. Whereas the uncertainties of the original response and basis functions are set to one for the first run of the least square regression, they are calculated according to Box and Jenkins (1970) for the second run with

$$\sigma_t = \sqrt{\left(\frac{1 - \rho_2}{1 + \rho_2}\right) \frac{\sigma_\varepsilon^2}{[(1 - \rho_2)^2 - \rho_1^2]}} \quad (\text{B1})$$

where σ_ε^2 is the variance of the residuals.

Acknowledgements. We acknowledge the modelling groups for making their simulations available for this analysis, the Chemistry-Climate Model Validation (CCMVal) Activity for WCRP's (World Climate Research Programme) SPARC (Stratospheric Processes and their Role in Climate) project for organizing and coordinating the model data analysis activity, and the British Atmospheric Data Center (BADC) for collecting and archiving the CCMVal model output. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) ERA-Interim data used in this study have been obtained from the ECMWF data server. Interpolated OLR data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>. MK was supported by the European Community within the StratoClim project (grant no. 603557).

References

- Bannister, R. N., O'Neill, A., Gregory, A. R., and Nissen, K. M.: The role of the south-east Asian monsoon and other seasonal features in creating the 'tape-recorder' signal in the Unified Model, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 130, 1531–1554, doi:10.1256/qj.03.106, <http://dx.doi.org/10.1256/qj.03.106>, 2004.
- 650 Bergman, J. W., Fierli, F., Jensen, E. J., Honomichl, S., and Pan, L. L.: Boundary layer sources for the Asian anticyclone: Regional contributions to a vertical conduit, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118, 2560–2575, doi:10.1002/jgrd.50142, 2013.
- Bodeker, G. E., Boyd, I. S., and Matthews, W. A.: Trends and variability in vertical ozone and temperature profiles measured by ozonesondes at Lauder, New Zealand: 1986–1996, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 103, 28 661–28 681, doi:10.1029/98JD02581, 1998.
- 655 Box, G. and Jenkins, G.: *Time Series Analysis Forecasting and Control*, Holden-Day, Merrifield, Va., 1970.
- Braesicke, P., Smith, O. J., Telford, P., and Pyle, J. A.: Ozone concentration changes in the Asian summer monsoon anticyclone and lower stratospheric water vapour: An idealised model study, *Geophys. Res. Lett.*, 38, doi:10.1029/2010GL046228, <http://dx.doi.org/10.1029/2010GL046228>, 103810, 2011.
- 660 Brewer, A. W.: Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 75, 351–363, 1949.
- Chen, B., Xu, X. D., Yang, S., and Zhao, T. L.: Climatological perspectives of air transport from atmospheric boundary layer to tropopause layer over Asian monsoon regions during boreal summer inferred from Lagrangian approach, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 5827–5839, doi:10.5194/acp-12-5827-2012, 2012.
- 665 Cordero, E. C., Kawa, S. R., and Schoeberl, M. R.: An analysis of tropical transport: Influence of the quasi-biennial oscillation, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 102, 16 453–16 461, doi:10.1029/97JD01053, <http://dx.doi.org/10.1029/97JD01053>, 1997.
- Corti, T., Luo, B. P., de Reus, M., Brunner, D., Cairo, F., Mahoney, M. J., Martucci, G., Matthey, R., Mitev, V., dos Santos, F. H., Schiller, C., Shur, G., Sitnikov, N. M., Spelten, N., Vössing, H. J., Borrmann, S., and Peter, T.: Unprecedented evidence for deep convection hydrating the tropical stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 35, doi:10.1029/2008GL033641, 110810, 2008.
- 670 Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F.: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 137, 553–597, doi:10.1002/qj.828, <http://dx.doi.org/10.1002/qj.828>, 2011.
- 675 Dethof, A., O'Neill, A., Slingo, J. M., and Schmit, H. G. J.: A mechanism for moistening the lower stratosphere involving the Asian summer monsoon, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 125, 1079–1106, 1999.
- Dragani, R.: On the quality of the ERA-Interim ozone reanalyses: comparisons with satellite data, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 137, 1312–1326, doi:10.1002/qj.821, 2011.
- Eyring, V., Chipperfield, M. P., Giorgetta, M. A., Kinnison, D., Manzini, E., Matthes, K., Newman, P. A., Pawson, S., Shepherd, T. G., and Waugh, D. W.: Overview of the New CCMVal Reference and Sensitivity Simulations
- 685

- in Support of Upcoming Ozone and Climate Assessments and the Planned SPARC CCMVal Report, SPARC newsletter, 30, 20–26, 2008.
- 690 Fu, R., Hu, Y., Wright, J. S., Jiang, J. H., Dickinson, R. E., Chen, M., Filipiak, M., Read, W. G., Waters, J. W., and Wu, D. L.: Short circuit of water vapor and polluted air to the global stratosphere by convective transport over the Tibetan Plateau, PNAS, 103, 5664–5669, doi:10.1073/pnas.0601584103, <http://www.pnas.org/content/103/15/5664.abstract>, 2006.
- Fueglistaler, S., Wernli, H., and Peter, T.: Tropical troposphere-to-stratosphere transport inferred from trajectory calculations, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109, doi:10.1029/2003JD004069, <http://dx.doi.org/10.1029/2003JD004069>, 2004.
- 695 Fueglistaler, S., Dessler, A. E., Dunkerton, T. J., Folkins, I., Fu, Q., and Mote, P. W.: Tropical tropopause layer, *Rev. Geophys.*, 47, RG1004, doi:10.1029/2008RG000267, 2009.
- Garny, H. and Randel, W. J.: Dynamic variability of the Asian monsoon anticyclone observed in potential vorticity and correlations with tracer distributions, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 118, 13,421–13,433, doi:10.1002/2013JD020908, <http://dx.doi.org/10.1002/2013JD020908>, 2013.
- 700 Gettelman, A., Randel, W. J., Massie, S., Wu, F., Read, W. G., and Russell, J. M.: El Niño as a Natural Experiment for Studying the Tropical Tropopause Region, *J. Climate*, 14, 3375–3392, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<3375:ENOAAN>2.0.CO;2, 2001.
- Gettelman, A., Kinnison, D. E., Dunkerton, T. J., and Brasseur, G.: Impact of monsoon circulations on the upper troposphere and lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 109, doi:10.1029/2004JD004878, 2004.
- 705 Gill, A. E.: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 106, 447–462, doi:10.1002/qj.49710644905, <http://dx.doi.org/10.1002/qj.49710644905>, 1980.
- Giorgetta, M. A. and Bengtsson, L.: Potential role of the quasi-biennial oscillation in the stratosphere-troposphere exchange as found in water vapor in general circulation model experiments, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 104, 6003–6019, doi:10.1029/1998JD200112, <http://dx.doi.org/10.1029/1998JD200112>, 1999.
- 710 Giorgetta, M. A., Bengtsson, L., and Arpe, K.: An investigation of QBO signals in the east Asian and Indian monsoon in GCM experiments, *Climate Dynamics*, 15, 435–450, doi:10.1007/s003820050292, <http://dx.doi.org/10.1007/s003820050292>, 1999.
- Goswami, B. N., Krishnamurthy, V., and Annamalai, H.: A broad-scale circulation index for the interannual variability of the Indian summer monsoon, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 125, 611–633, 1999.
- 715 Heath, N. K. and Fuelberg, H. E.: Using a WRF simulation to examine regions where convection impacts the Asian summer monsoon anticyclone, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 2055–2070, doi:10.5194/acp-14-2055-2014, 2014.
- Holton, J. R. and Gettelman, A.: Horizontal transport and the dehydration of the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2799–2802, doi:10.1029/2001GL013148, 2001.
- 720 IPCC: Climate Change 2001: The Scientific Basis, in: Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by et al., J. T. H., p. 881, Cambridge University Press, Cambridge UK and New York, USA, 2001.
- James, R., Bonazzola, M., Legras, B., Surbled, K., and Fueglistaler, S.: Water vapor transport and dehydration above convective outflow during Asian monsoon, *Geophys. Res. Lett.*, 35, doi:10.1029/2008GL035441, 725 2008.

- Jensen, E. and Pfister, L.: Transport and freeze-drying in the tropical tropopause layer, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109, doi:10.1029/2003JD004022, <http://dx.doi.org/10.1029/2003JD004022>, 2004.
- Ju, J. and Slingo, J.: The Asian summer monsoon and ENSO, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 121, 1133–1168, doi:10.1002/qj.49712152509, 1995.
- 730 Kremser, S., Wohltmann, I., Rex, M., Langematz, U., Dameris, M., and Kunze, M.: Water vapour transport in the tropical tropopause region in coupled Chemistry-Climate Models and ERA-40 reanalysis data, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 2679–2694, doi:10.5194/acp-9-2679-2009, 2009.
- Kunze, M., Braesicke, P., Langematz, U., Stiller, G., Bekki, S., Brühl, C., Chipperfield, M., Dameris, M., Garcia, R., and Giorgetta, M.: Influences of the Indian summer monsoon on water vapor and ozone
- 735 concentrations in the UTLS as simulated by Chemistry-Climate models, *J. Climate*, 23, 3525–3544, doi:10.1175/2010JCLI3280.1, <http://dx.doi.org/10.1175/2010JCLI3280.1>, 2010.
- Lean, J., Rottman, G., Harder, J., and Kopp, G.: *SORCE Contributions to New Understanding of Global Change and Solar Variability*, in: *The Solar Radiation and Climate Experiment (SORCE)*, edited by Rottman, G., Woods, T., and George, V., pp. 27–53, Springer New York, doi:10.1007/0-387-37625-9_3, [http://dx.doi.org/](http://dx.doi.org/10.1007/0-387-37625-9_3)
- 740 [10.1007/0-387-37625-9_3](http://dx.doi.org/10.1007/0-387-37625-9_3), 2005.
- Liebman, B. and Smith, C.: Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 1275–1277, 1996.
- Liu, Y., Hoskins, B., and Blackburn, M.: Impact of Tibetan Orography and Heating on the Summer Flow over Asia, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 85B, 1–19, doi:10.2151/jmsj.85B.1, 2007.
- 745 Logan, J. A., Jones, D. B. A., Megretskaia, I. A., Oltmans, S. J., Johnson, B. J., Vömel, H., Randel, W. J., Kimani, W., and Schmidlin, F. J.: Quasi-biennial oscillation in tropical ozone as revealed by ozonesonde and satellite data, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 108, doi:10.1029/2002JD002170, <http://dx.doi.org/10.1029/2002JD002170>, 2003.
- Milz, M., Clarmann, T. v., Bernath, P., Boone, C., Buehler, S. A., Chauhan, S., Deuber, B., Feist, D. G., Funke, B., Glatthor, N., Grabowski, U., Griesfeller, A., Haefele, A., Höpfner, M., Kämpfer, N., Kellmann, S., Linden, A., Müller, S., Nakajima, H., Oelhaf, H., Remsberg, E., Rohs, S., Russell III, J. M., Schiller, C., Stiller, G. P., Sugita, T., Tanaka, T., Vömel, H., Walker, K., Wetzell, G., Yokota, T., Yushkov, V., and Zhang, G.: Validation of water vapour profiles (version 13) retrieved by the IMK/IAA scientific retrieval processor based on full resolution spectra measured by MIPAS on board Envisat, *Atmospheric Measurement Techniques*, 2, 379–
- 755 399, doi:10.5194/amt-2-379-2009, 2009.
- Mitchell, D. M., Gray, L. J., Fujiwara, M., Hibino, T., Anstey, J. A., Ebisuzaki, W., Harada, Y., Long, C., Misios, S., Stott, P. A., and Tan, D.: Signatures of naturally induced variability in the atmosphere using multiple reanalysis datasets, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, doi:10.1002/qj.2492, 2014.
- Morgenstern, O., Giorgetta, M. A., Shibata, K., Eyring, V., Waugh, D. W., Shepherd, T. G., Akiyoshi, H., Austin, J., Baumgaertner, A. J. G., Bekki, S., Braesicke, P., Brühl, C., Chipperfield, M. P., Cugnet, D., Dameris, M., Dhomse, S., Frith, S. M., Garny, H., Gettelman, A., Hardiman, S. C., Hegglin, M. I., Jöckel, P., Kinnison, D. E., Lamarque, J.-F., Mancini, E., Manzini, E., Marchand, M., Michou, M., Nakamura, T., Nielsen, J. E., Olivié, D., Pitari, G., Plummer, D. A., Rozanov, E., Scinocca, J. F., Smale, D., Teysseèdre, H., Toohey, M., Tian, W., and Yamashita, Y.: Review of the formulation of present-generation stratospheric chemistry-climate

- 765 models and associated external forcings, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 115, doi:10.1029/2009JD013728, <http://dx.doi.org/10.1029/2009JD013728>, d00M02, 2010.
- Pan, L., Solomon, S., Randel, W., Lamarque, J.-F., Hess, P., Gille, J., Chiou, E.-W., and McCormick, M. P.: Hemispheric asymmetries and seasonal variations of the lowermost stratospheric water vapor and ozone derived from SAGE II data, *J. Geophys. Res.*, 102, 28 177–28 184, doi:10.1029/97JD02778, <http://dx.doi.org/10.1029/97JD02778>, 1997.
- 770 Park, M., Randel, W. J., Gettelman, A., Massie, S. T., and Jiang, J. H.: Transport above the Asian summer monsoon anticyclone inferred from Aura Microwave Limb Sounder tracers, *J. Geophys. Res.*, 112, D16 309, doi:10.1029/2006JD008 294, 2007.
- Park, M., Randel, W. J., Emmons, L. K., and Livesey, N. J.: Transport pathways of carbon monoxide in the Asian summer monsoon diagnosed from Model of Ozone and Related Tracers (MOZART), *J. Geophys. Res.*, 114, D08 303, doi:10.1029/2008JD010621, 2009.
- 775 Ploeger, F., Fueglistaler, S., Grooß, J.-U., Günther, G., Konopka, P., Liu, Y., Müller, R., Ravegnani, F., Schiller, C., Ulanovski, A., and Riese, M.: Insight from ozone and water vapour on transport in the tropical tropopause layer (TTL), *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11, 407–419, doi:10.5194/acp-11-407-2011, <http://www.atmos-chem-phys.net/11/407/2011/>, 2011.
- 780 Ploeger, F., Günther, G., Konopka, P., Fueglistaler, S., Müller, R., Hoppe, C., Kunz, A., Spang, R., Grooß, J.-U., and Riese, M.: Horizontal water vapor transport in the lower stratosphere from subtropics to high latitudes during boreal summer, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 118, 8111–8127, doi:10.1002/jgrd.50636, <http://dx.doi.org/10.1002/jgrd.50636>, 2013.
- 785 Plumb, R. A. and Bell, R. C.: A model of the quasi-biennial oscillation on an equatorial beta-plane, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 108, 335–352, doi:10.1002/qj.49710845604, <http://dx.doi.org/10.1002/qj.49710845604>, 1982.
- Randel, W. J. and Park, M.: Deep convective influence on the Asian summer monsoon anticyclone and associated tracer variability observed with Atmospheric Infrared Sounder (AIRS), *J. Geophys. Res.*, 111, D12 314, doi:10.1029/2005/JD006 490, 2006.
- 790 Randel, W. J., Wu, F., and Gaffen, D. J.: Interannual variability of the tropical tropopause derived from radiosonde data and NCEP reanalyses, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 105, 15 509–15 523, doi:10.1029/2000JD900155, <http://dx.doi.org/10.1029/2000JD900155>, 2000.
- Randel, W. J., Park, M., Emmons, L., Kinnison, D., Bernath, P., Walker, K. A., Boone, C., and Pumphrey, H.: Asian Monsoon Transport of Pollution to the Stratosphere, *Science*, 328, 611–613, doi:10.1126/science.1182274, <http://www.sciencemag.org/content/328/5978/611.abstract>, 2010.
- 795 Randel, W. J., Zhang, K., and Fu, R.: What controls stratospheric water vapor in the NH summer monsoon regions?, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, doi:10.1002/2015JD023622, 2015.
- Rayner, N. A., Brohan, P., Parker, D. E., Folland, C. K., Kennedy, J. J., Vanicek, M., Ansell, T. J., and Tett, S. F. B.: Improved Analyses of Changes and Uncertainties in Sea Surface Temperature Measured In Situ since the Mid-Nineteenth Century: The HadSST2 Dataset, *J. Climate*, 19, 446–469, doi:10.1175/JCLI3637.1, 2006.
- 800 Rosenlof, K. H., Tuck, A. F., Kelly, K. K., Russell, J. M., and McCormick, M. P.: Hemispheric asymmetries in water vapor and inferences about transport in the lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 102, 13 213–13 234, doi:10.1029/97JD00873, <http://dx.doi.org/10.1029/97JD00873>, 1997.

- 805 Sherwood, S. C. and Dessler, A. E.: On the control of stratospheric humidity, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2513–2516, doi:10.1029/2000GL011438, <http://dx.doi.org/10.1029/2000GL011438>, 2000.
- SPARC CCMVal: SPARC Report No 5 (2010) Chemistry-Climate Model Validation, WCRP-132, WMO/TD-No. 1526, 2010.
- Steck, T., von Clarmann, T., Fischer, H., Funke, B., Glatthor, N., Grabowski, U., Höpfner, M., Kellmann, S.,
810 Kiefer, M., Linden, A., Milz, M., Stiller, G. P., Wang, D. Y., Allaart, M., Blumenstock, T., von der Gathen, P., Hansen, G., Hase, F., Hochschild, G., Kopp, G., Kyrö, E., Oelhaf, H., Raffalski, U., Redondas Marrero, A., Remsberg, E., Russell III, J., Stebel, K., Steinbrecht, W., Wetzell, G., Yela, M., and Zhang, G.: Bias determination and precision validation of ozone profiles from MIPAS-Envisat retrieved with the IMK-IAA processor, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7, 3639–3662, doi:10.5194/acp-7-3639-2007, 2007.
- 815 Stouffer, S., Suchman, E., DeVinney, L., Star, S., and Williams, R. J.: Adjustment during Army Life, *The American Soldier*, 1, 1949.
- Tanaka, H. L., Ishizaki, N., and Kitoh, A.: Trend and interannual variability of Walker, monsoon and Hadley circulations defined by velocity potential in the upper troposphere, *Tellus A*, 56, 250–269, doi:10.3402/tellusa.v56i3.14410, 2004.
- 820 Tiao, G. C., Reinsel, G. C., Xu, D., Pedrick, J. H., Zhu, X., Miller, A. J., DeLuisi, J. J., Mateer, C. L., and Wuebbles, D. J.: Effects of autocorrelation and temporal sampling schemes on estimates of trend and spatial correlation, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 95, 20 507–20 517, doi:10.1029/JD095iD12p20507, <http://dx.doi.org/10.1029/JD095iD12p20507>, 1990.
- Uppala, S. M., Kallberg, P. W., Simmons, A. J., Andrae, U., da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J. K.,
825 Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G. A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R. P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M. A., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., H^olm, E., Hoskins, B. J., Isaksen, I., Janssen, P. A. E. M., Jenne, R., McNally, A. P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N. A., Saunders, R. W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K. E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., and
830 Woollen, J.: The ERA-40 re-analysis, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131, 2961–3012, doi:10.1256/qj.04.176, 2005.
- van Loon, H. and Meehl, G. A.: The Indian summer monsoon during peaks in the 11 year sunspot cycle, *Geophys. Res. Lett.*, 39, doi:10.1029/2012GL051977, 2012.
- von Clarmann, T., Höpfner, M., Funke, B., López-Puertas, M., Dudhia, A., Jay, V., Schreier, F., Ridolfi, M.,
835 Ceccherini, S., Kerridge, B. J., Reburn, J., and Siddans, R.: Modelling of atmospheric mid-infrared radiative transfer: the AMIL2DA algorithm intercomparison experiment, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 78, 381–407, doi:10.1016/S0022-4073(02)00262-5, 2003.
- von Clarmann, T., Höpfner, M., Kellmann, S., Linden, A., Chauhan, S., Funke, B., Grabowski, U., Glatthor, N., Kiefer, M., Schieferdecker, T., Stiller, G., and Versick, S.: Retrieval of temperature, H₂O, O₃, HNO₃, CH₄,
840 N₂O, ClONO₂ and ClO from MIPAS reduced resolution nominal mode limb emission measurements, *Atmos. Meas. Tech.*, 2, 159–175, doi:10.5194/amt-2-159-2009, <http://www.atmos-meas-tech.net/2/159/2009/>, 2009.
- Webster, P. J. and Yang, S.: Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 118, 877–926, 1992.

- 845 Webster, P. J., Magaña, V. O., Palmer, T. N., Shukla, J., Tomas, R. A., Yanai, M., and Yasunari, T.: Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction, *J. Geophys. Res.: Oceans*, 103, 14 451–14 510, doi:10.1029/97JC02719, 1998.
- Whitlock, M.: Combining probability from independent tests: the weighted Z-method is superior to Fisher's approach, *J. Evol. Biol.*, 18, 1368–1373, doi:10.1111/j.1420-9101.2005.00917.x, 2005.
- 850 WMO: Scientific assessment of ozone depletion: 2006, *Ozone Res. Monit. Proj. Rep. No. 50*, 572 pp., Geneva, Switzerland, 2007.
- Wright, J. S., Fu, R., Fueglistaler, S., Liu, Y. S., and Zhang, Y.: The influence of summertime convection over Southeast Asia on water vapor in the tropical stratosphere, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 116, doi:10.1029/2010JD015416, <http://dx.doi.org/10.1029/2010JD015416>, 2011.
- 855 Yang, S., Webster, P., and Min, D.: Longitudinal heating gradient: Another possible factor influencing the intensity of the Asian summer monsoon circulation, *Adv. Atmos. Sci.*, 9, 397–410, doi:10.1007/BF02677073, 1992.
- Zhou, X.-L., Geller, M. A., and Zhang, M.: Cooling trend of the tropical cold point tropopause temperatures and its implications, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 106, 1511–1522, doi:10.1029/2000JD900472, <http://dx.doi.org/10.1029/2000JD900472>, 2001.
- 860

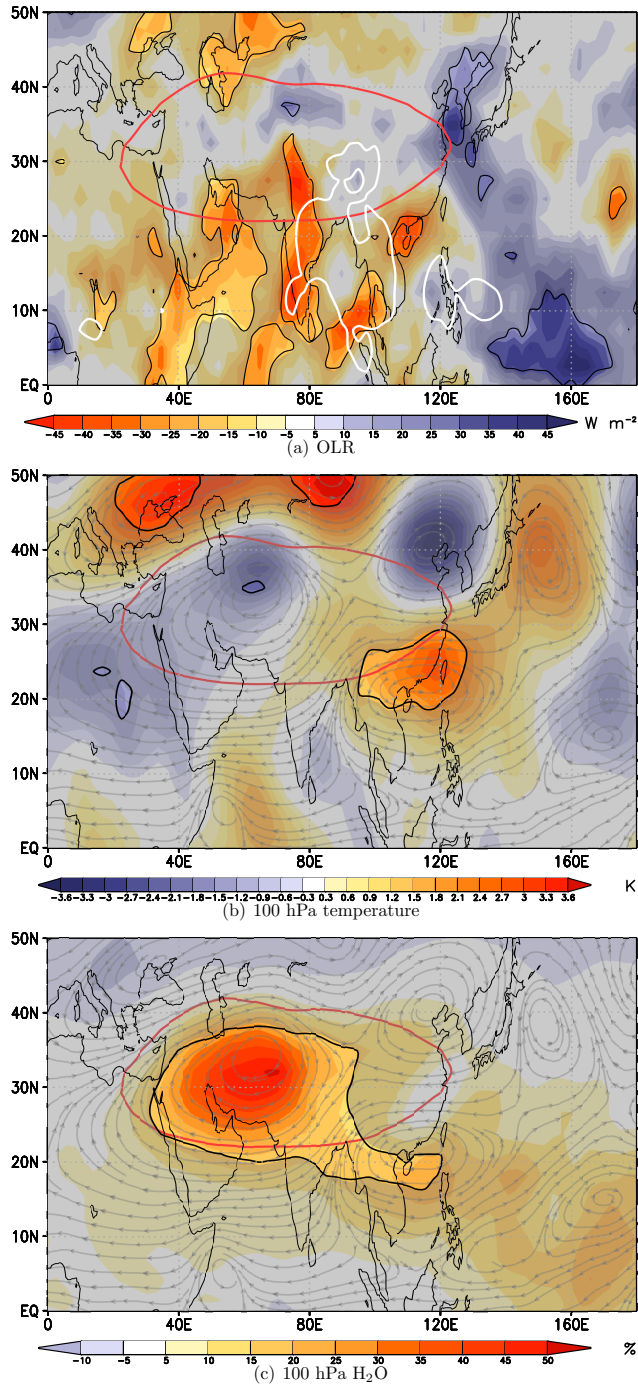


Figure 10. Regression coefficients from MLR for the MIDX of JA average data, with (a) NOAA OLR, (b) ERA-Interim 100 hPa temperature, (c) ERA-Interim 100 hPa H₂O. The 205 W m⁻² contour line of NOAA OLR is plotted in white on (a). Red contours of the 16750 m geopotential height at 100 hPa mark the position of the AMA. Grey streamlines on (b) and (c) mark the horizontal wind components, regressed on the MIDX. Overlaid grey shading indicates regions where the regression is not significant at the 95% level.

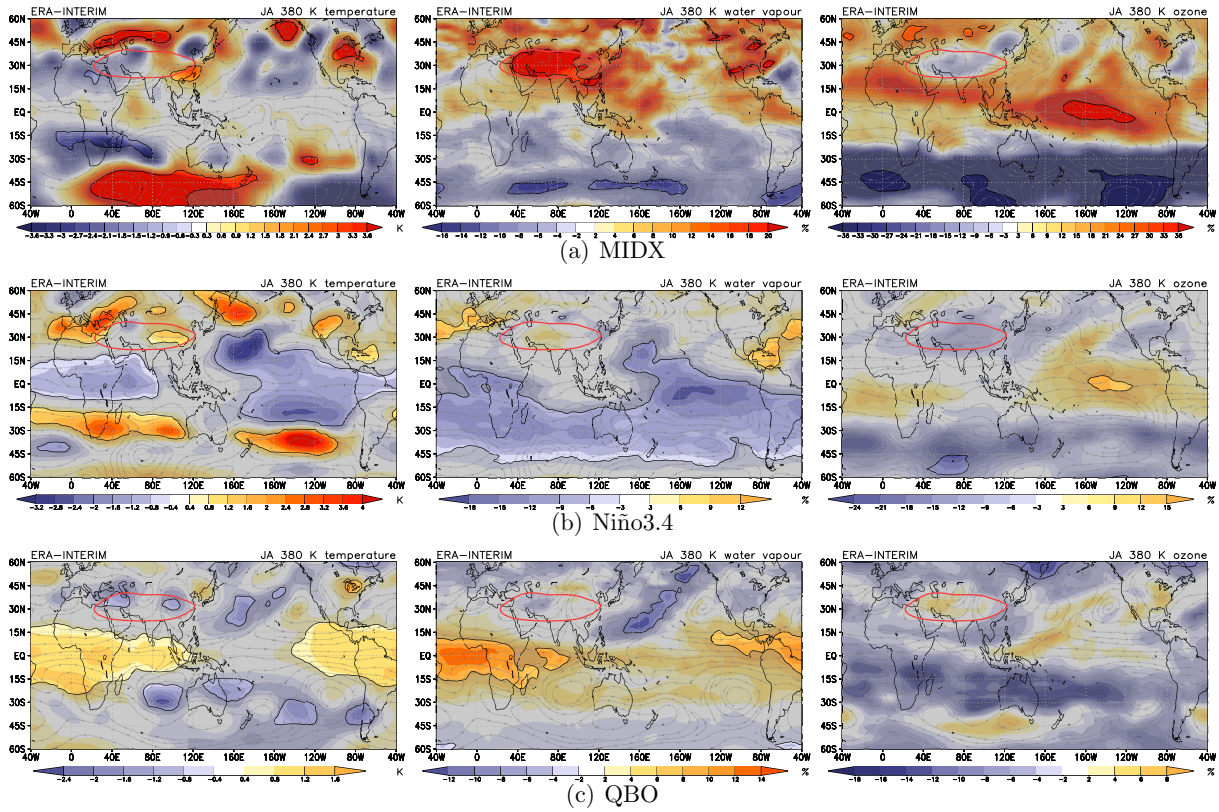


Figure 11. Regression coefficients from MLR of ERA-Interim data, for (a) the monsoon circulation index, (b) the Niño3.4 index, (c) the QBO time series, with temperature (left), water vapor (middle) and ozone (right) on the 380 K isentropic level. The regression coefficient for the H₂O and O₃ mixing ratios are displayed in % of the long-term average of the respective JA average. The red contour level for the 380 K Montgomery streamfunction of $3625 \times 10^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ marks the position of the AMA. Overlaid grey shading marks regions where the regression is not significant at the 95% level.

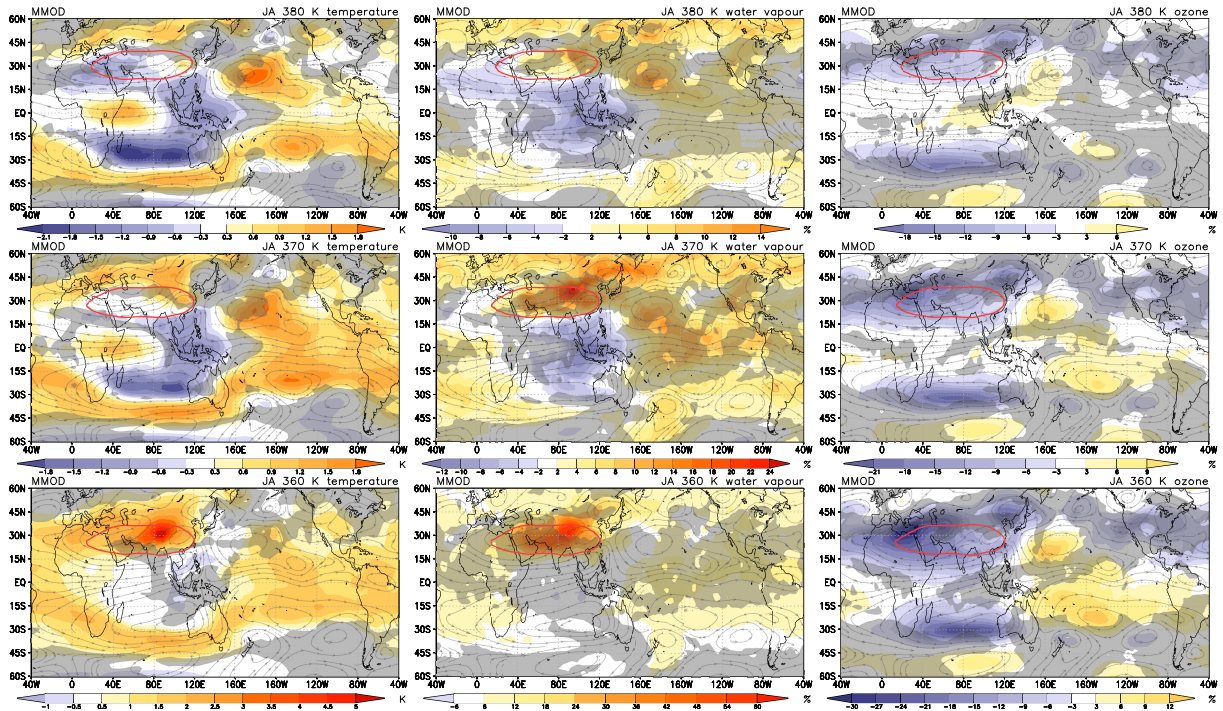


Figure 12. Multi model average of the CCMs of the regression coefficient of the monsoon circulation index (MIDX) with temperature (left), H₂O (middle) and O₃ (right) on isentropic levels 360, 370, and 380 K (from bottom to top). The regression coefficients of the H₂O and O₃ mixing ratios are displayed in % of the long-term average of the respective JA average. Grey streamlines show the horizontal wind components, regressed on the MIDX. The red contours of the Montgomery streamfunction (360 K: 3513, 370 K: 3570, 380 K: 3625, in $10^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) mark the position of the AMA. Overlaid grey shading marks regions where the regression is not significant at the 97.5% level.

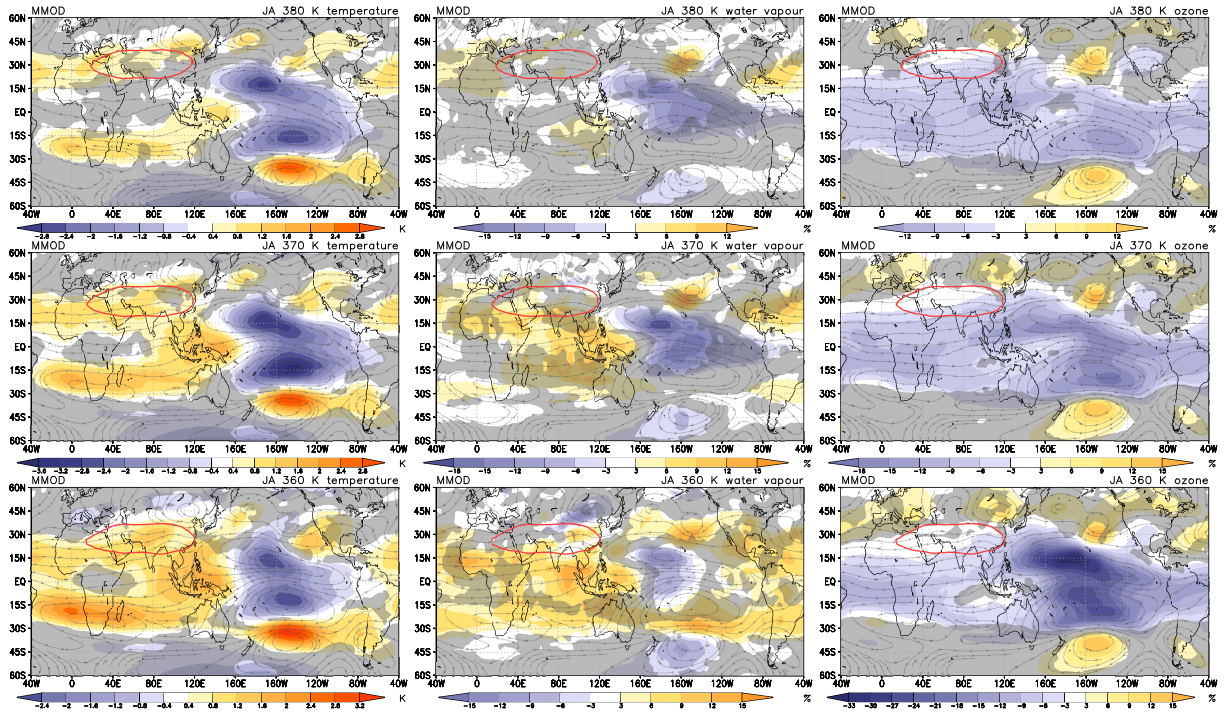


Figure 13. As Figure 12 but for the Niño3.4 index.

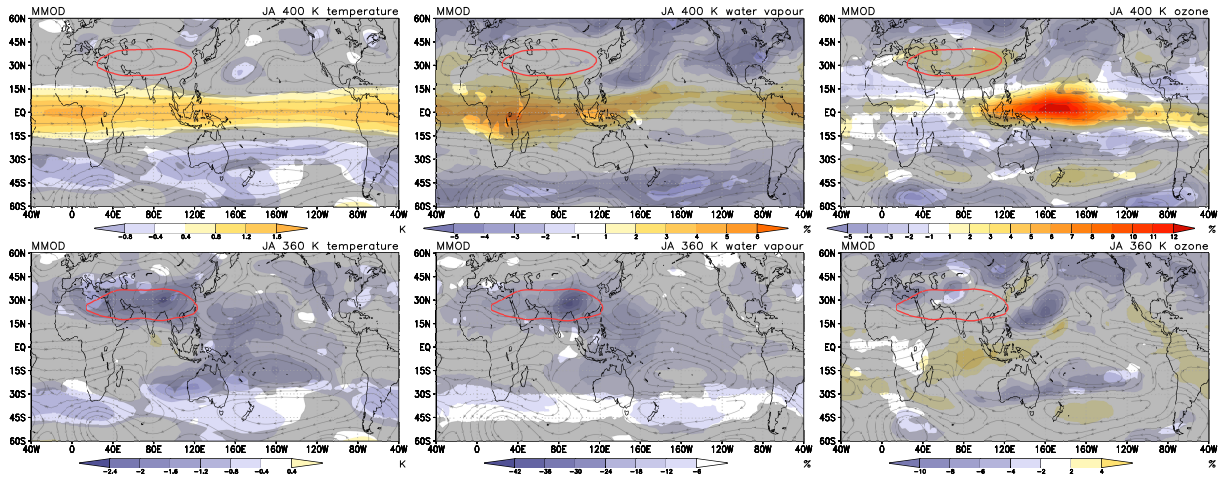


Figure 14. As Figure 12 but for the Quasi Biennial Oscillation on the isentropic levels 360 and 400 K (from bottom to top), including the CCMs: CCSRNIIES, EMAC, EMAC-FUB, E39CA, SOCOL, UМУKCA-UCAM, and WACCM. The contour level for the 400 K Montgomery streamfunction is $3730 \times 10^2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$,

3.2 Zusammenfassung¹

Während des borealen Sommers zeigt sich in der oberen Troposphäre/unteren Stratosphäre (UTLS) ein deutliches Maximum der Wasserdampf (H_2O)-Mischungsverhältnisse und ein gleichzeitiges Minimum der Ozon (O_3)-Mischungsverhältnisse, beide eingeschlossen innerhalb der Antizyklone des asiatischen Sommermonsuns (AMA). Dieses gut bekannte Merkmal ist mit Transportprozessen in Beziehung gebracht worden, die oberhalb der konvektiven Systeme während des asiatischen Sommermonsuns (ASM) auftreten und weiter durch die Dynamik der AMA modifiziert werden. Wir bewerten die Fähigkeit von Klima-Chemie Modellen (CCMs) die klimatologischen Charakteristika und die Variabilität von H_2O , O_3 und der Temperatur in der UTLS während des borealen Sommers zu reproduzieren im Vergleich zu MIPAS Satellitenbeobachtungen und ERA-Interim Re-Analysen. Mit Hilfe eines multiplen linearen Regressionsmodells werden die hauptsächlich antreibenden Faktoren, die Stärke des ASM, die ‚Quasi-Biennial Oscillation‘ (QBO) und die ‚El Niño/Southern Oscillation‘ (ENSO), separiert. Die Ergebnisse der Regressionsanalyse zeigen für ERA-Interim und die CCMs erhöhte H_2O und reduzierte O_3 -Mischungsverhältnisse innerhalb der AMA für starke ASM-Jahre. Die Ergebnisse der CCMs können ferner frühere Studien bestätigen, die die Wichtigkeit des Hochlandes von Tibet und die südlichen Abhänge des Himalajas als wichtigste Quellregion von H_2O in der AMA betonen. Die Ergebnisse legen nahe, dass H_2O eher am nordöstlichen Rand der AMA in Richtung hoher Breiten transportiert wird als in Richtung niedriger, äquatorialer Breiten, um in die ‚tropical pipe‘ eingespeist zu werden. Die mit ENSO in Beziehung stehenden Regressionsmuster zeigen ein folgerichtiges Signal für die Temperaturen und H_2O Mischungsverhältnisse für ERA-Interim und die CCMs, und legen eine Abschwächung des ASM während ENSO Warmereignissen nahe. Die QBO-Modulation der Temperatur der unteren Stratosphäre in der Nähe des Äquators ist in den CCMs gut repräsentiert. Ihr Einfluss auf die H_2O - und O_3 -Mischungsverhältnisse ist konsistent aber schwächer.

¹Dies ist die direkte Übersetzung der englischsprachigen Zusammenfassung von *Kunze et al. (2015, eingereicht)*.

Kapitel 4

Untersuchung des Problems der schwachen jungen Sonne mit einem Modell der allgemeinen Zirkulation

4.1 Einleitung

Die Untersuchungen für dieses Kapitel wurden im Rahmen der Helmholtz-Gemeinschaft Deutscher Forschungszentren (HGF)-Allianz ‚Planetenenwicklung und Leben‘ durchgeführt und sind als *Kunze et al.* (2014) veröffentlicht (s.u.).

Im Gegensatz zu den Untersuchungen in den Kapiteln 2 und 3 wird in diesem Kapitel nur das EMAC Modell verwendet und dies auch nur im Modus eines GCMs. Neben einer Kontrollsimulation werden sehr idealisierte Zeitscheibensimulationen durchgeführt. Die ursprüngliche Motivation der Untersuchung, nämlich zu einer Lösung des Problems der schwachen jungen Sonne (FYS) beizutragen, hat auch die Randbedingungen der Simulationen bestimmt. Es sind Szenarien, die für die Beschreibung des Klimas im Archaikum geeignet sind.

Ausgehend von einer Kontrollsimulation mit Randbedingungen der heutigen Erde (Jahr 2000) (1), werden die Szenarien Schritt für Schritt den Bedingungen während des Archaikums angepasst:

- (2) Simulation mit einem globalen Ozean (sonst wie (1));
- (3) Simulation ohne Ozon und Sauerstoff (anoxische Bedingungen, sonst wie (1));

- (4) Simulation mit einem globalen Ozean unter anoxischen Bedingungen (sonst wie (1));
- (5) Simulation mit der spektralen Verteilung einer jungen Sonne und einer um 18% reduzierten TSI (sonst wie (4));
- (6) Simulation mit 10-fach erhöhtem CO₂ Gehalt (sonst wie (5));
- (7) Simulation mit einer um 23% reduzierten TSI (sonst wie (6));
- (8) Simulation mit der spektralen Verteilung der heutigen Sonne und einem um 18% reduzierten TSI (sonst wie (6)).

Die Tabelle 3 der in diesem Kapitel integrierten Veröffentlichung gibt eine Übersicht dieser Simulationen. Die Ergebnisse dieses Kapitels im Hinblick auf das übergeordnete Thema dieser Arbeit, über Aspekte des tropischen Klimas und seiner Variabilität, sind interessant durch die Möglichkeit zu untersuchen wie sich extreme Szenarien (2-4) auf die Konvektion, die Wolken, die Hadley-Zirkulation und die mittlere Atmosphäre auswirken.

Dieses Kapitel ist veröffentlicht als:

- Kunze, M., M. Godolt, U. Langematz, J. Grenfell, A. Hamann-Reinus, und H. Rauer (2014), Investigating the early Earth faint young Sun problem with a general circulation model, *Planet. Space Sci.*, 98(0), 77–92, doi:10.1016/j.pss.2013.09.011, <http://dx.doi.org/10.1016/j.pss.2013.09.011>.

Eigener Beitrag:

- M. Kunze hat das Modell weiterentwickelt (Anh. A und B), das Design der Modellsimulationen festgelegt, diese durchgeführt und ausgewertet, die Abbildungen angefertigt und das Manuskript geschrieben.

Aus rechtlichen Gründen ist der originale Artikel nicht Teil dieser Online-Veröffentlichung.
Die Seiten 87–102 sind daher nur über Science Direct erhältlich:
<http://dx.doi.org/10.1016/j.pss.2013.09.011>.

4.2 Zusammenfassung¹

Das Problem der schwachen jungen Sonne, d.h. der Widerspruch einer um 15–25% reduzierten solaren Leuchtkraft während des Archaikums mit den geologischen Anzeichen für relativ hohe Oberflächentemperaturen, die flüssiges Wasser erlaubt hätten, ist größtenteils noch ungelöst². Es wurde vorgeschlagen, die Abkühlung einer schwachen jungen Sonne, z.B. durch höhere Treibhausgaskonzentrationen während des Archaikums, auszugleichen. Die für die Lösung des Problems nötigen Mengen an Kohlenstoffdioxid (CO₂) können aber nicht durch Proxydaten gestützt werden, und die Abschätzungen über andere, zusätzliche Treibhausgase klaffen auseinander.

In unserer Studie untersuchen wir das Problem mit Hilfe des Klimamodells EMAC unter Verwendung eines für das Archaikum gültigen, spektral aufgelösten Datensatzes der Strahlungsflussdichten. Unsere Versuchsanordnung besteht aus einer Reihe von Modellsimulationen, die es erlauben die Rolle der Kontinente, des Ozon- und Sauerstoffgehalts der Atmosphäre, der solaren Leuchtkraft, und der CO₂-Konzentrationen bei der Beeinflussung des archaischen Klimas zu untersuchen.

Die Vorgabe eines globalen Ozeans an Stelle der heutigen Kontinente führt zu einer Erhöhung der Oberflächentemperaturen um ~ 3 K und einer Intensivierung des hydrologischen Zyklus. Die Anregung planetarischer Wellen und deren vertikale Ausbreitung in die mittlere Atmosphäre sind reduziert, wodurch sich der Polarnachtjet verstärkt und die Brewer-Dobson Zirkulation verlangsamt. Leicht geringere global gemittelte Jahresmitteltemperaturen ergeben sich für eine anoxische Atmosphäre. Die Abwesenheit der Erwärmungsraten durch Ozon in der mittleren Atmosphäre führt dort zu sehr niedrigen Temperaturen, einem verschwindenden Polarnachtjet und zu sehr trockenen Bedingungen, wohingegen sich der subtropische Jet und die Hadley-Zirkulation verstärken. Die Reduzierung der solaren Leuchtkraft auf 82% des heutigen Wertes führt zu einem global mit einer Eisschicht bedeckten Planeten und sehr trockenen Bedingungen. Die Vorgabe von CO₂ Konzentrationen, die dem 10-fachen des heutigen Wertes entsprechen, und der selben solaren Leuchtkraft führt zu einem breiten Gürtel mit flüssigem Oberflächenwasser während des gesamten Jahres, obwohl die global gemittelten Jahresmitteltemperaturen unterhalb des Gefrierpunktes von Wasser sind. Bei der Reduzierung der solaren Leuchtkraft auf 77% des heutigen Wertes und den selben Mengen an CO₂ wird der Gürtel eisfreien Ozeanwassers schmaler, die Bedingungen legen aber weiterhin eine bewohnbare Umwelt nahe, die mit abgeschätzten CO₂ Konzentrationen aus Paläoböden konsistent ist.

¹Dies ist die direkte Übersetzung der englischsprachigen Zusammenfassung von *Kunze et al.* (2014).

²Diese Aussage spiegelt den Erkenntnisstand von 2012 wider. Untersuchungen von *Wolf und Toon* (2013, 2014), die mit ähnlichen GCM Simulationen das FYS Problem untersucht haben, zeigen, dass es relativ einfach ist in den Tropen Bedingungen zu erhalten, die die Entwicklung von Leben unterstützen.

Kapitel 5

Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

In dieser Arbeit werden Aspekte des tropischen Klimas und seiner Variabilität untersucht. Es werden besonders die Ausprägung und Variabilität des asiatischen Sommermonsuns in der UTLS betrachtet. Dabei bildet die Validierung von CCMs den Schwerpunkt. Ergänzt werden die Untersuchungen mit GCM-Sensitivitätsstudien unter stark veränderten Randbedingungen.

5.1 Ergebnisse

Die in der Einleitung formulierten wissenschaftlichen Fragestellungen werden hier auf Grundlage der in den Kapiteln 2 – 4 dargestellten Ergebnisse beantwortet.

1) Sind die CCMs in der Lage den klimatologischen Zustand im Bereich der UTLS korrekt abzubilden?

Dynamik: In Bezug auf die Repräsentanz der AMA in 150 hPa zeigen die CCMs gegenüber den Re-Analysen große Abweichungen für individuelle CCMs hinsichtlich der Intensität der AMA, die größtenteils auf korrespondierende Temperaturanomalien unterhalb der AMA zurückzuführen sind. Die Abweichungen der CCMs untereinander werden auch deutlich bei den meridionalen Zirkulationsanomalien am westlichen und östlichen Rand der AMA und der charakteristischen Abkühlung im Tropopausenbereich. Hier zeigt sich, dass die Ausprägung der AMA hinsichtlich der Stromfunktion nur schwach mit den meridionalen Zirkulationsanomalien korreliert.

H₂O: In Bezug auf die H₂O-Maxima in der AMA zeigen die CCMs im Vergleich zu MIPAS ein sehr differenziertes Bild. Besonders auf der 360 K Fläche konstanter potentieller Temperatur gibt es sowohl große negative wie positive Abweichungen gegenüber MIPAS, die mit zunehmender Höhe aber geringere Beträge aufweisen. Das Maximum ist mit zunehmender Höhe weniger gut in der AMA eingeschlossen, sowohl bei MIPAS als auch bei den CCMs. Diese zeigen in 370 und 380 K sehr hohe Konzentrationen in hohen Breiten, was auf übermäßig hohen Transport aus der Troposphäre schließen lässt. Modelle mit höherer vertikaler Auflösung in der UTLS (E39CA und EMAC) zeigen hier deutlich realistischere Konzentrationen, wobei die Verwendung eines Lagrange-Transport-Modells bei E39CA (*Reithmeier und Sausen, 2002*) der Grund für die realistischeren Konzentrationen sein dürfte, wie der Vergleich mit E39C zeigt.

O₃: Die O₃-Minima in der AMA werden im Vergleich zu MIPAS deutlich besser repräsentiert als die H₂O-Maxima. Auch die Abweichungen der CCMs untereinander sind hier sehr viel geringer. In Bezug auf die horizontale Struktur der O₃-Konzentrationen zeigen die CCMs in 380 K im Mittel eine sehr gute Übereinstimmung mit MIPAS, mit einem deutlich in der AMA eingeschlossenen O₃-Minimum. In 370 und 360 K werden die Übereinstimmungen geringer.

2) Wird die zwischenjährliche Variabilität in der UTLS durch die CCMs wiedergegeben?

Variabilität durch den ASM: Die Untersuchung der ASM Variabilität auf Basis des MHI zeigt für die Komposittdifferenzen der starken gegenüber den schwachen Monsun-Fällen für die ERA-40 Re-Analysen eine Tendenz zu höheren H₂O- und niedrigeren O₃-Konzentrationen bei starkem Monsun. Die CCMs zeigen kein einheitliches Muster. Eine Bestätigung der ERA-40 Ergebnisse ist aber bei einigen Modellen zu erkennen. Die MLR des MIDX auf CCM-Daten zeigt ein konsistenteres Signal in der Temperatur und den H₂O- und O₃-Konzentrationen, mit höheren Temperaturen und H₂O-Konzentrationen über dem Hochland von Tibet in 360 K bei stärkerem ASM. Mit zunehmender Höhe ändert sich das Temperatursignal in eine Abkühlung im Bereich der AMA, wobei das H₂O-Signal bestehen bleibt, sich jedoch abschwächt. Das MIDX O₃-Signal ist durch eine starke Abnahme im Bereich der AMA geprägt.

Variabilität durch ENSO: Die MLR des Niño3.4-Index auf CCM-Daten zeigt erwartungsgemäß die stärksten Signale im Zentralpazifik, mit abnehmenden Temperaturen,

H₂O- und O₃-Konzentrationen in der TTL von 360–380 K. Besonders die Temperaturanomalien haben die typische Hufeisenform, die schon von anderen Autoren gezeigt wurde (u.a. *Gettelman et al.*, 2001). Der Einfluss von ENSO auf die ASM-Region zeigt eine geringe Erwärmung in der AMA, jedoch keinen Einfluss auf die H₂O-Konzentrationen.

Variabilität durch die QBO: Die MLR der QBO auf die CCM-Daten zeigt eine zonal-symmetrische Erwärmung in der Nähe des Äquators in 400 K. Aufgrund der wärmeren TTL steigen auch die H₂O-Konzentrationen an. Die O₃-Konzentrationen sind erhöht, was auf einen verringerten vertikalen Transport schließen lässt. Im Gegensatz zu den Temperaturanomalien weisen die H₂O- und O₃-Anomalien keine durchgehend zonal-symmetrische Struktur auf.

3) Ergeben sich Änderungen der Monsunzirkulation in einem Zukunftsszenario mit ansteigenden Treibhausgaskonzentrationen?

Nur zwei CCMVal-1 CCMs (WACCM, MAECHAM4) wurden betrachtet, wodurch die Aussagekraft begrenzt ist. Es zeigt sich aber ein konsistentes Abschwächen der meridionalen Monsunzirkulation mit zunehmenden GHGs westlich und östlich der AMA, sowohl in der UTLS als auch in der unteren Troposphäre in beiden Modellen. Das wurde auch in anderen Studien mit GCMs gezeigt (u.a. *May*, 2002, *Ueda et al.*, 2006).

4) Welche Änderungen in den Spurenstoffen im Bereich der Monsunantizyklone sind in der Zukunft zu erwarten?

Die mit zunehmenden GHGs abgeschwächte Monsunzirkulation bewirkt ein Absenken der Tropopause, die oberhalb des ASM üblicherweise besonders hoch reicht. Die H₂O-Konzentrationen nehmen im Bereich der AMA und nordöstlich davon zu. Während die Änderungen der H₂O-Konzentrationen konsistent in beiden Modellen auftreten, zeigen die Änderungen der O₃-Konzentrationen kein einheitliches Bild.

5) Wie wirken sich extreme Szenarien auf das Klima der Tropen aus?

Globaler Ozean: Durch die Vorgabe eines globalen Ozeans, bei ansonsten gleichbleibenden Verhältnissen des Jahres 2000, zeigt sich durch die verringerte Oberflächenalbedo eine im globalen Mittel um 3,8 K erhöhte Temperatur. Daraus ergibt sich ein verstärkter hydrologischer Zyklus, mit höheren Flüssen an latenter Wärme an der Oberfläche, verstärkter Hadley-Zirkulation, Zunahme der Bewölkung und intensiveren Niederschlägen. Durch die fehlende Orographie werden keine planetaren Wellen bzw. orographischen

Schwerewellen mehr angeregt. Dies hat zu Folge, dass deutlich weniger Wellen in die Stratosphäre und Mesosphäre propagieren und der Eliassen-Palm Fluss stark abnimmt, was zu einer Intensivierung des Polarnacht-Strahlstroms führt. Die Verringerung der Wellendissipation führt zu einer Abschwächung der BDC, wodurch sich die TTL erwärmt.

Anoxische Atmosphäre: Die Vorgabe einer anoxischen Atmosphäre und eines globalen Ozeans, bei ansonsten gleichbleibenden Verhältnissen des Jahres 2000, zeigt eine Verringerung der Oberflächentemperaturen in den Tropen, trotz einer höheren Transparenz gegenüber der kurzwelligen Strahlungsflüsse, die nicht mehr in der mittleren Atmosphäre absorbiert werden. Andererseits ist in der O₃-freien Atmosphäre der GHE reduziert und führt damit zur Abkühlung der Oberfläche. Dieses Ergebnis für die anoxische Atmosphäre, aber auch das Ergebnis nur für den globalen Ozean, steht im Gegensatz zu den Ergebnissen von *Jenkins* (1995, 1999), die eine Erhöhung der Oberflächentemperaturen in einer anoxischen Atmosphäre nahelegen. Höhere Flüsse sensibler und latenter Wärme führen zu einer weiteren Intensivierung der Hadley-Zirkulation und zu intensiverem Niederschlag direkt am Äquator.

6) Wie wirkt sich die erhöhte UV-Strahlung einer frühen Sonne auf das Klima der archaischen Erde aus?

Der Vergleich einer Simulation mit Vorgabe eines realistischeren, in den ultravioletten Spektralbereich verschobenen, solaren Spektrums für die frühe Sonne gegenüber einer Simulation, die das heutige solare Spektrum (NRLSSI, *Lean et al.*, 2005) auf 82% skaliert, zeigt, dass die Oberflächentemperatur bei der Verwendung eines realistischeren Spektrums das FYS Problem noch verstärkt. Die globalgemittelte Temperatur ist gegenüber der Simulation mit dem skalierten heutigen Spektrum um 1,3 K niedriger. Die Ergebnisse aus Kapitel 4 haben gezeigt, dass eine bewohnbare Erde möglich ist trotz der um 18% (23%) reduzierten solaren Intensität 2,5 Ga (3,5 Ga) vor heute.

5.2 Diskussion

Der ASM stellt eine der größten Quellen der zwischenjährlichen Variabilität in der Nordhemisphäre dar (*Annamalai et al.*, 1999). Diese Variabilität in CCMs korrekt wiedergeben zu können ist, besonders im Hinblick auf die Extrema der Spurengase im Bereich der AMA und dem Transport von H₂O in die Stratosphäre, die Auswirkungen auf die Ozonchemie haben, von großer Wichtigkeit. CCMs werden für die Prognose der zukünftigen Entwicklung der Ozonschicht eingesetzt und sollten daher eine gute Repräsentanz der wichtigsten Antriebe für die Variabilität des Klimas besitzen.

Auch wenn die Multi-Modell-Mittel (MMM) der CCMs die Extrema von H_2O und O_3 im Vergleich zu MIPAS relativ gut reproduzieren können, ist dies teilweise auf den Effekt von sich gegenseitig kompensierenden großen positiven und negativen Abweichungen gegenüber MIPAS zurückzuführen, wie der Vergleich der MMM-Konzentrationen in Kapitel 3 mit den H_2O - und O_3 -Konzentrationen der individuellen CCMs im Anhang C zeigt. Die Auswertung der MMM ist dennoch sinnvoll, da es mit ihnen möglich ist eine Abschätzung über die Fähigkeit der CCMs, die klimatologischen Charakteristika des ASM zu reproduzieren, in ihrer Gesamtheit vorzunehmen.

Der von *Randel et al.* (2015) gezeigte Zusammenhang einer schwächeren ASM-Aktivität mit höheren H_2O -Konzentrationen in der AMA konnte mit der MLR des MIDX auf die NOAA-OLR (National Oceanic and Atmospheric Administration outgoing long-wave radiation, *Liebmann und Smith*, 1996) und die ERA-Interim Temperaturen und H_2O -Konzentrationen nicht bestätigt werden. Für die CCMs zeigt sich vielmehr, dass die durch den ASM hervorgerufenen negativen Temperaturanomalien in der AMA bei einem intensiveren ASM verstärkt werden und es zu erhöhten H_2O - und niedrigeren O_3 -Konzentrationen im Bereich der AMA kommt. Dieses Ergebnis legt nahe, dass der Transport des H_2O nicht durch die Regionen erfolgt, die bei einem stärkeren ASM die stärkste Abkühlung aufweisen. Damit können Studien bestätigt werden, die mit Hilfe von Trajektorien die Transportwege der Spurengase in der AMA untersucht haben (u.a. *Fu et al.*, 2006, *James et al.*, 2008, *Wright et al.*, 2011) und zeigen konnten, dass die erhöhten H_2O -Konzentrationen in der AMA durch Transporte unter Umgehung des kältesten Punktes hervorgerufen werden. Die hier vorgenommenen Analysen können Transporte nicht direkt nachweisen oder quantifizieren, wie es mit Trajektorienmodellen möglich ist. An Hand der Ergebnisse auf den drei isentropen Flächen können aber mögliche Quellregionen als plausibel erachtet werden. Auf diese Weise legen die Ergebnisse für die CCMs und ERA-Interim nahe, dass die Region des Hochlandes von Tibet als Quellregion zu den hohen H_2O -Konzentrationen in der AMA beiträgt, wie auch von *Fu et al.* (2006), *James et al.* (2008) und *Wright et al.* (2011) gezeigt wurde. Die CCMs weisen weiter darauf hin, dass der Transport in den höheren Schichten mehr nach Nordosten gerichtet ist als Richtung Äquator.

Die durch ENSO-Warmereignisse hervorgerufenen Anomalien legen nahe, dass die Dehydrierung der Luft oberhalb der Gebiete mit hoch reichender Konvektion stattfindet, die dort eine negative Temperaturanomalie in der TTL hervorruft und damit auch lokal zu niedrigeren H_2O -Konzentrationen führt. Die mit dem ASM in Verbindung stehende hoch reichende Konvektion ist demgegenüber in höhere Breiten verlagert und führt zu einer Abkühlung, die gegenüber den Konvektionsgebieten nach Nordwesten verschoben ist. Die Ergebnisse für die durch ENSO hervorgerufene Variabilität bestätigen frühere Studien, die für ENSO-Warmereignisse eine Abschwächung des ASM festgestellt haben

(u.a. *Ju und Slingo*, 1995).

Die von einer abwärtswandernden QBO-Westphase induzierte, zu erwartende positive Temperaturanomalie wird von den CCMs gut wiedergegeben. Es zeigen sich aber bei den entsprechenden Anomalien der H₂O- und O₃-Konzentrationen über dem Zentralpazifik Abweichungen von einer zonal-symmetrischen Struktur, die auf mögliche Interaktionen zwischen ENSO und QBO hindeuten.

Die ergänzenden GCM-Sensitivitätsstudien betrachten die Veränderungen des Klimas auf sehr langen Zeitskalen und sind im Zusammenhang dieser Arbeit interessant in Bezug auf die Änderungen des Klimas in den Tropen. Obwohl EMAC nur ohne interaktive Chemie als GCM verwendet wurde, konnten interessante Wechselwirkungen zwischen Strahlung und Dynamik identifiziert werden. Während die Vorgabe eines globalen Ozeans die zu erwartenden Änderungen hervorgerufen hat, zeigte sich durch die Vorgabe einer anoxischen Atmosphäre eine Abkühlung der Oberfläche, da die Zunahme der kurzwelligen Netto-Strahlungsflüsse an der Oberfläche durch eine größere Abnahme der nach unten gerichteten terrestrischen Strahlungsflüsse, die als Verringerung des GHE interpretiert werden kann, mehr als kompensiert wurde. Dabei bewirkt die Abnahme des GHE durch das fehlende O₃ eine Abnahme der Oberflächentemperatur, die durch die Temperatur-H₂O Rückkopplung den GHE noch weiter verringert. Die reduzierte Wellendissipation in einer Simulation mit globalem Ozean verlangsamt die BDC. Dies zeigt sich durch die deutlich erhöhten Temperaturen in der TTL, die wiederum zu einer Zunahme der H₂O-Konzentrationen in der mittleren Atmosphäre führen.

Die Randbedingungen der Simulation zum FYS-Problem in Kapitel 4 stehen, bezogen auf das Thema dieser Arbeit, etwas abseits, sollen hier aber doch kurz erwähnt werden, da sie eine Lösung für die sogenannte „schwache Form des FYS-Problem“ darstellen, da es bei dieser Lösung zugefrorene Polkappen gibt. Die Ergebnisse der Simulationen mit EMAC bei 77% (3,8 Ga vor heute) und 82% (2,5 Ga vor heute) der aktuellen solaren Intensität und 10 PAL CO₂, konsistent mit Proxydaten aus Paläoböden, legen eine bewohnbare Erde nahe, auf der es einen weiten Bereich mit offenen Ozeanflächen gibt, obwohl die globalgemittelte Temperatur unterhalb des Gefrierpunktes von Wasser liegt. Bei der Verwendung von RC-Modellen wird die globalgemittelte Temperatur als Kriterium für die Bewohnbarkeit eines Planeten festgelegt. Fast zeitgleich mit den Untersuchungen in Kapitel 4 veröffentlichten *Wolf und Toon* (2013) und *Wolf und Toon* (2014) ebenfalls eine Lösung für die schwache Form des FYS-Problems.

Anhang A

Weiterentwicklung des FUBRad

A.1 Strahlungsübertragung in EMAC

Die diabatischen Temperaturtendenzen und die Strahlungsflüsse werden in EMAC durch Strahlungsparametrisierungen berechnet, die durch das Sub-Modell RAD4ALL (RAD ab EMAC Version 2.42) zur Verfügung gestellt werden. Die kurzwelligeren (solaren) Strahlungsflüsse (engl.: shortwave, SW) und Erwärmungsraten werden durch die Parametrisierung von *Fouquart und Bonnel* (1980) berechnet (nachfolgend mit FB1980 abgekürzt), die langwelligeren (terrestrischen) (engl.: longwave, LW) durch die Parametrisierung von *Mlawer et al.* (1997). Die aktuelle in ECHAM5 implementierte Version der Parametrisierung von FB1980 unterteilt das solare Spektrum in 4 Banden, mit einer Bande im ultravioletten und sichtbaren Bereich (UV-VIS) von 250–690 nm und drei Banden im nahen Infrarot (NIR) von 690–4000 nm. Die vertikalen Profile der Transmissivität der Atmosphäre werden in den 4 Banden berechnet, die dann mit den Anteilen der totalen solaren Einstrahlung (engl.: total solar irradiance, TSI) am oberen Rand der Atmosphäre (engl.: top of the atmosphere, ToA) der Banden multipliziert werden um die SW-Strahlungsflüsse zu erhalten. Weitere Details der FB1980 Parametrisierung gibt *Roeckner et al.* (2003).

Die Auswirkungen der solaren Variabilität über den 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus, die für die TSI nur etwa 0,07% beträgt aber für die UV Strahlung von 240–300 nm mit 4%, bei 200 nm mit 6% und bei 121,5 nm (Lyman- α) mit über 50% deutlich größer ausfällt (*Gray et al.*, 2010), können durch die eine UV-VIS Bande der FB1980 Parametrisierung nicht ausreichend wiedergegeben werden. Um die durch die große Variabilität des UV hervorgerufene Variabilität der solaren Erwärmungsraten zu modellieren, kann in EMAC das Sub-Sub-Modell FUBRad optional verwendet werden (*Nissen et al.*, 2007, *Kunze et al.*, 2014). FUBRad ist eine Parametrisierung der Strahlungsübertragung der solaren

Strahlung von 121,5–690 nm für die Stratosphäre und Mesosphäre. Es ersetzt das eine UV-VIS Band des FB1980 Schemas bei Drücken kleiner als 70 hPa durch wahlweise 55 oder 106 Banden und kann damit die große Variabilität im Bereich der UV Strahlung angemessen berücksichtigen. Bei der Verwendung des FUBRad wird in der Schicht von der Oberfläche bis 70 hPa für die UV-VIS Bande und für die drei NIR Banden in der gesamten Atmosphäre weiterhin die FB1980 Parametrisierung genutzt.

A.2 Strahlungsübertragung der solaren Strahlung in der mittleren Atmosphäre – Realisierung in FUBRad

Historische Entwicklung

Die erste Implementierung des FUBRad wurde von *Pawson et al. (1991)* und *Lange-matz (1991)* für das FUB-CMAM vorgenommen, basierend auf den Parametrisierungen von *Strobel (1978)* und *Shine und Rickaby (1989)*. Der spektrale Bereich von 125 nm (Schumann–Runge Kontinuum) bis 852,5 nm (Chappuis Bande) wurde abgedeckt, und das eine UV-VIS Band der FB1980 SW–Parametrisierung in der Stratosphäre und Mesosphäre durch 12 Banden ersetzt.

Eine Verfeinerung der spektralen Auflösung zwischen 206,5 und 362,5 nm wurde durch *Matthes (2003)* vorgenommen. Die in *WMO (1986)* angegebene spektrale Auflösung der Herzberg-, Hartley- und Huggins–Banden wurde implementiert, wodurch die spektrale Auflösung in diesem Spektralbereich von 8 auf 44 Banden erhöht wurde (insgesamt 48). Eine realistischere Simulation der Effekte des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf die Erwärmungsraten in der mittleren Atmosphäre konnte mit dieser Aktualisierung durchgeführt werden (*Matthes et al., 2004*).

Mit der ersten Implementierung des FUBRad als Sub-Sub-Modell des Sub-Modells RAD4ALL für EMAC (*Nissen et al., 2007*) wurde das Schema um eine Parametrisierung der Erwärmungsraten durch die O₂ Absorption der Lyman- α Strahlung (121,5 nm) nach *Chabrilat und Kockarts (1997)* erweitert. Die obere Wellenlänge der Chappuis Bande wurde auf 682,5 nm reduziert, und die dazugehörige Strahlungsflussdichte auf den Wert von 322 W m⁻² skaliert, um ein Überlappen mit der ersten Bande des NIR zu vermeiden. Ergänzt wurden die Effizienz-Faktoren (*Mlynczak und Solomon, 1993*) bei der Berechnung der Erwärmungsraten im Bereich der Hartley Banden, des Schumann-Runge Kontinuum und der Lyman- α Linie. Damit wird berücksichtigt, dass nicht die gesamte absorbierte Energie zur Erwärmung der Atmosphäre beiträgt, sondern ein Teil davon in chemische Energie umgewandelt oder als 'airglow' emittiert wird.

Berechnung des Strahlungsflussprofils

Für alle weiteren Betrachtungen soll die Modellvorstellung einer planparallelen Atmosphäre angenommen werden, bei der die Sphärizität der atmosphärischen Schichten vernachlässigt wird und die Eigenschaften der absorbierenden Medien nur von der vertikalen Koordinate abhängig sind (z.B. *Liou, 2002*). Die monochromatische Netto-Strahlungsflussdichte F_λ , in $\text{W m}^{-2} \text{nm}^{-1}$ in einer Schicht z ist gegeben durch

$$F_\lambda(z) = F_\lambda \downarrow(z) - F_\lambda \uparrow(z) \quad (\text{A.1})$$

mit der nach unten gerichteten, ankommenden monochromatischen Strahlungsflussdichte $F_\lambda \downarrow(z)$, und der nach oben gerichteten monochromatischen Strahlungsflussdichte $F_\lambda \uparrow(z)$ der nach oben reflektierten und gestreuten kurzwelligen Strahlung.

Eine sehr vereinfachte Form der Strahlungsübertragungsgleichung (SÜG) lässt sich aufstellen, wenn nur die kurzwellige Strahlung betrachtet und die Streuung vernachlässigt wird. Mit dieser Einschränkung fällt der Term der Quellfunktion in der SÜG weg. Die Änderung der monochromatischen Strahlungsflussdichte F_λ durch absorbierende Bestandteile in der Atmosphäre entlang eines Weginkrements ds kann dann beschrieben werden durch

$$dF_\lambda = -F_\lambda \sigma(\lambda) n ds \quad (\text{A.2})$$

(z.B. *Brasseur und Solomon, 2005*). Dabei sind $\sigma(\lambda)$ der von der Wellenlänge λ abhängige Absorptionsquerschnitt in cm^2 und n die Teilchenkonzentration des absorbierenden Mediums in cm^{-3} . Der differentielle Weg ds der Strahlung durch die atmosphärische Schicht ist abhängig von der Mächtigkeit dz der Schicht und dem Zenitwinkel θ : $ds = \cos^{-1} \theta dz = \sec \theta dz$.

Die Integration der Gleichung A.2 von einer Höhe z bis ∞ (ToA), führt zu einer Form des Lambert–Beerschen Gesetzes

$$F_\lambda(z) = F_\lambda(\infty) e^{-\sec \theta \sigma(\lambda) \int_z^\infty n dz'}. \quad (\text{A.3})$$

Als absorbierende Medien sind in FUBRad bisher nur O_2 und O_3 implementiert. Wird Gleichung A.3 getrennt für die abwärts- und aufwärts-gerichteten Strahlungsflussdichten angewendet, ergeben sich die beiden folgenden Gleichungen, die in FUBRad implementiert sind. Die nach unten gerichtete Strahlungsflussdichte $F_\lambda \downarrow$ in einer Modellzweischicht z kann berechnet werden aus der Abschwächung der ToA ankommenden Strahlungsflussdichte $F_\lambda(\infty)$ durch die Absorption durch O_3 und O_2 in einer Schicht,

die sich von ∞ bis z erstreckt:

$$F_{\lambda} \downarrow (z) = F_{\lambda}(\infty) e^{-\sec \theta (\sigma_{O_3} \int_z^{\infty} n_{O_3} dz' + \sigma_{O_2} \int_z^{\infty} n_{O_2} dz')} \quad (\text{A.4})$$

mit σ_{O_3} , σ_{O_2} den Absorptionsquerschnitten in cm^2 , und n_{O_3} , n_{O_2} den Teilchenkonzentrationen von O_3 und O_2 in cm^{-3} .

In FUBRad wird Rayleigh–Streuung an Luftmolekülen und Mie–Streuung an Aerosolen oder Wolken nicht berücksichtigt. Die Rückstreuung der an der Atmosphäre (d.h. an Luftmolekülen, Aerosolen und Wolken) und der Erdoberfläche reflektierten, kurzwelligeren Strahlung ist aber enthalten. Die aufwärtsgerichtete kurzwellige Strahlungsflussdichte $F_{\lambda} \uparrow$ in einer Schicht z wird nur abgeschwächt durch die Absorption durch O_3 . Der optische Weg setzt sich nun zusammen aus dem absorbierenden O_3 entlang des Weges ToA bis z_{70hPa} (unterste Schicht von FUBRad) und dem absorbierenden O_3 entlang des Weges aufwärts von z_{70hPa} bis zur Schicht z . Der zweite Teil des optischen Weges wird mit dem Diffusivitätsfaktor $r = 1.9$ multipliziert.

$$F_{\lambda} \uparrow (z) = alb_{tsw} F_{\lambda}(\infty) e^{-\sigma_{O_3} (\sec \theta \int_{z_{70}}^{\infty} n_{O_3} dz' + r \int_{z_{70}}^z n_{O_3} dz')} \quad (\text{A.5})$$

Die Albedo der gesamten troposphärischen Schicht für den UV-VIS Bereich der Strahlung (alb_{tsw}) wird bestimmt aus dem Verhältnis der aufwärtsgerichteten zu den abwärtsgerichteten Strahlungsflussdichten an der untersten FUBRad Schicht:

$$alb_{tsw} = \frac{F_{UV-VIS} \uparrow (z_{70hPa})}{F_{UV-VIS} \downarrow (z_{70hPa})} \quad (\text{A.6})$$

Bei der Berechnung von alb_{tsw} werden nur noch Wellenlängen zwischen 277,5 und 690 nm (Huggins und Chappuis Banden) berücksichtigt, da alle kürzeren Wellenlängen bereits in höheren Luftschichten vollständig absorbiert sind und somit nicht mehr zurückgestreut werden können.

Die Annahme einer planparallelen Atmosphäre ist bei großen Zenitwinkeln ($\theta > 75^\circ$) immer weniger gerechtfertigt. Der Vorfaktor $\sec \theta$ in den Exponenten der Gleichungen A.4 und A.5 muss dann ersetzt werden durch die Chapman-Funktion (z.B. *Smith und Smith*, 1972). In FUBRad und FB1980 wird eine Näherung für die Chapman-Funktion verwendet (*Rodgers*, 1967):

$$M = \frac{35}{\sqrt{1224 \cos^2 \theta + 1}}. \quad (\text{A.7})$$

Diese Näherung ersetzt für alle Zenitwinkel den Vorfaktor $\sec \theta$.

Die Ankopplung an die Parametrisierung von FB1980 erfolgt über die Berechnung des Anteils der abwärtsgerichteten UV-VIS Strahlungsflussdichte, die bei der untersten Schicht des FUBRad noch nicht absorbiert ist

$$F_{UV-VIS-frac} = \frac{F_{UV-VIS} \downarrow (z_{70hPa})}{F_{UV-VIS} \downarrow (\infty)}. \quad (\text{A.8})$$

Berechnung der kurzwelligen Erwärmungsraten

Die diabatische Erwärmungsrate Q_{sw} durch kurzwellige Strahlung, in K s^{-1} , ergibt sich aus der Berechnung der vertikalen Änderung der Netto-Strahlungsflussdichte.

$$Q_{sw} = \frac{\cos \theta}{\rho c_p} \frac{dF_\lambda}{dz} \quad (\text{A.9})$$

mit $\frac{dF_\lambda}{dz}$ der Strahlungsflussdivergenz, θ dem Zenitwinkel, c_p der spezifischen Wärmekapazität bei konstantem Druck und ρ der Dichte der Luft. Die Profile der Netto-Strahlungsflussdichten ergeben sich, für die einzelnen spektralen Bereiche zusammengefasst, aus den abwärts- und aufwärtsgerichteten (soweit vorhanden) Strahlungsflussdichten. Mit Gleichung A.9 können dann die Erwärmungsraten für das Herzberg-Kontinuum, die Hartley-, Huggins- und Chappuis-Banden getrennt berechnet werden.

A.3 Erweiterung von FUBRad

Eine Weiterentwicklung der FUBRad SW Parametrisierung war unabdingbar, um die EMAC Simulationen für die Untersuchung des FYS¹ Problems (Kapitel 4) durchführen zu können. Die notwendige Ankoppelung des EMAC an einen Mischungsschichtozean (Anhang B) hat die Probleme der bisherigen Implementierung aufgezeigt.

Kurzwellige Strahlungsflüsse in der alten Version

- Der kurzwellige Strahlungsfluss in der Troposphäre ist zu gering, da in der Parametrisierung der Erwärmungsraten der Chappuis Bande von *Shine und Rickaby* (1989) die Strahlungsflussdichte als skalierbarer Parameter verwendet wird, um in Kombination mit dem Absorptionsquerschnitt die korrekten Erwärmungsraten zu erhalten.

¹engl.: faint young sun (schwache junge Sonne)

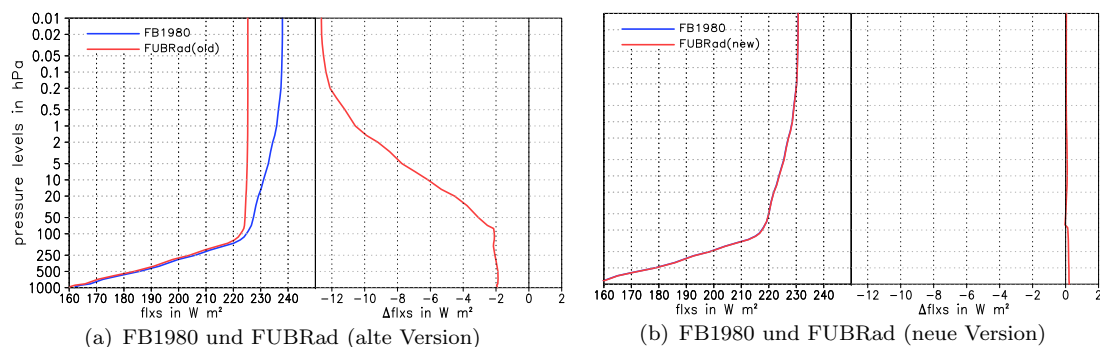


ABBILDUNG A.1: Jahresgemittelte Profile der kurzwelligen Netto-Strahlungsflussdichten in Abhängigkeit von den Druckflächen; bei Verwendung der FB1980 SW Parametrisierung (blau); bei Verwendung der FUBRad SW Parametrisierung bei $p < 70$ hPa (rot). Der jeweils linke Teil der Abbildungen zeigt die absoluten Profile, der jeweils rechte Teil zeigt die Differenz zwischen FUBRad und FB1980. (a) bei Verwendung der alten Version des FUBRad; (b) bei Verwendung der neuen Version des FUBRad.

- Das Profil der kurzwelligen Strahlung (Variable `flxs`) ist nicht mit den Flüssen des FUBRad ergänzt, und kann damit nicht als diagnostische Größe für die Beurteilung der Strahlungsbilanz herangezogen werden.

Die Abbildung A.1 dokumentiert beide Probleme anhand des Profils der kurzwelligen Strahlungsflussdichte und der Profile der Differenzen. Dargestellt sind die Profile für FUBRad (in rot) und FB1980 (in blau; ohne die Verwendung von FUBRad) in Abbildung A.1(a) für die alte Version von FUBRad und in Abbildung A.1(b) für die neue Version. Die rechte Seite der Abbildungen zeigt jeweils die Differenzen der Profile dargestellt als FUBRad–FB1980.

Die Simulationen sind mit EMAC 1.10 ohne interaktive Chemie für jeweils 30 Jahre durchgeführt worden, wobei nur die letzten 20 Jahre für die Auswertung herangezogen wurden. Die Bedingungen für alle Simulationen entsprechen dem Jahr 2000 für die Treibhausgase (CO_2 , CH_4 , N_2O , CFCs). Die Meeresoberflächentemperaturen (engl.: sea surface temperatures, SSTs) und Meereiskonzentrationen (engl.: sea ice concentrations, SICs) sind als Mittel von 1995–2004 vorgeschrieben und das Ozon entsprechend *Fortuin und Langematz* (1995). Die solare Aktivität entspricht einem mittleren Zustand.

Bei der Verwendung des FUBRad in der alten Version zeigt das Profil der kurzwelligen Strahlungsflussdichten dort, wo FUBRad eingesetzt wird einen konstanten Verlauf, da die berechneten Strahlungsflussdichten nicht mit dem Profil der FB1980 Parametrisierung kombiniert werden. Die diagnostischen Größen, die von diesem Profil abgeleitet werden, sind daher fehlerbehaftet, wie z. B. `sflux0` (kurzwelliger Netto-Strahlungsfluss

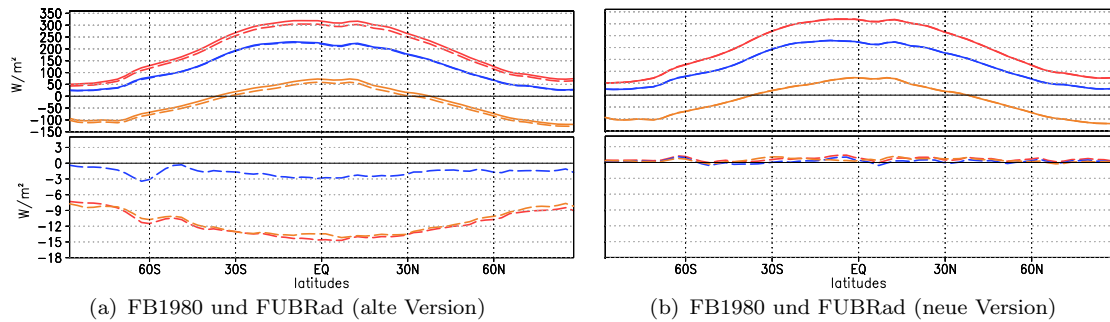


ABBILDUNG A.2: Jahresgemittelte Profile in Abhängigkeit von der geographischen Breite für den kurzwelligen Netto-Strahlungsfluss ToA (rot); den kurzwelligen Netto-Strahlungsfluss am Erdboden (blau); der Summe aus kurzwelligem Netto-Strahlungsfluss und langwelliger Ausstrahlung ToA (orange). Dargestellt sind die Ergebnisse unter Verwendung der FB1980 SW Parametrisierung (durchgezogen) und unter Verwendung der FUBRad SW Parametrisierung (gestrichelt). Links: Vergleich der FB1980 mit der alten Version der FUBRad SW Parametrisierung; rechts: Vergleich mit der neuen Version der FUBRad SW Parametrisierung. Im unteren Teil der Abbildungen sind jeweils die Differenzen zwischen FUBRad und FB1980 dargestellt.

ToA), der für die Beurteilung der Strahlungsbilanz herangezogen wird. Auch am Erdboden ergibt sich ein Defizit der kurzwelligen Strahlung von etwa -2 W m^{-2} , da der Quotient nach Gleichung A.8 nicht mit den vollständigen Strahlungsflussdichten berechnet wird. Die Darstellung des Jahresmittels der Strahlungsdefizite in Abhängigkeit von der Breite (Abb. A.2a, unten) zeigt, dass das ToA Defizit am Äquator bis zu -15 W m^{-2} und an der Oberfläche bis zu -3 W m^{-2} betragen kann.

Während das Strahlungsdefizit am oberen Rand des Modells nur die diagnostischen Größen betrifft, setzt sich an der Oberfläche das Problem bei der Berechnung der Energiebilanz fort, das sich dadurch auch auf die Oberflächentemperatur auswirkt. Das Ausmaß des Defizits ist aber von der Beschaffenheit der Oberfläche abhängig (Abb. A.3a, unten) und zeigt sich besonders ausgeprägt über Wasser.

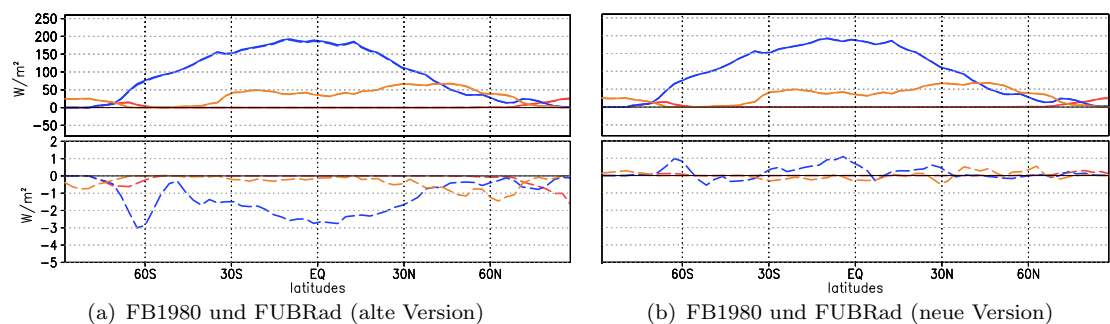


ABBILDUNG A.3: Wie Abbildungen A.2 für den kurzwelligen Netto-Strahlungsfluss, über Eis (rot), über Wasser (blau) und über Land (orange).

TABELLE A.1: Auflösung der FUBRad SW-Parametrisierung (*Nissen et al.*, 2007, Tabelle 1, aktualisiert). Die Aktualisierungen sind rot hervorgehoben (*Kunze et al.*, 2014).

Bande	Gas	Wellenlänge(nm)	Intervalle	Ref.
Lyman- α	O ₂	121,6	1	a
Schumann-Runge Kontinuum	O ₂	125,0 – 175,0	3	b
Schumann-Runge Banden	O ₂	175,0 – 205,0	1	b
Herzberg Kont./Hartley Banden	O ₂ , O ₃	206,2 – 243,9	15	b, c
Hartley Banden	O ₃	243,9 – 277,8	10	b, c
Huggins Banden	O ₃	277,8 – 362,5	18	c
nicht absorbierend		362,5 – 407,5 (425)	1	
Chappuis Banden	O ₃	407,5 (425) – 690,0	57 (6)	c
Gesamtanzahl:			106 (55)	

Referenzen a *Chabrilat und Kockarts (1997)*
 b *Strobel (1978)*
 c *Shine und Rickaby (1989)*

Die FUBRad SW Strahlungsparametrisierung konnte, trotz der hier dokumentierten Probleme, erfolgreich eingesetzt werden, da sie in den Modellen FUB-CMAM, FUB-CMAMCHEM² und EMAC bisher nur in Konfigurationen mit vorgeschriebenen SSTs und SICs eingesetzt wurde. Bei der Verwendung von FUBRad in EGMAM³, einem Modell mit interaktivem Ozean in *Bal et al. (2011)* und *Hood et al. (2013)* wird eine Problemlösung nicht dokumentiert.

Aktualisierungen

Das erste Problem, das die ToA diagnostischen Größen betrifft, ist durch die Kombination der Strahlungsflussdichten der 3 NIR Banden der FB1980 Parametrisierung mit den Strahlungsflussdichten der FUBRad Parametrisierung zu lösen. Die Kombination findet statt, nachdem die Erwärmungsraten beider Parametrisierungen getrennt berechnet wurden, um ein kontinuierliches Profil der Erwärmungsraten zu gewährleisten.

In der von *Shine und Rickaby (1989)* angegebenen Parametrisierung für die Erwärmungsraten im Bereich der Chappuis-Banden (407,5–852,5 nm) wird die Strahlungsflussdichte als skalierbarer Parameter verwendet (angegeben werden 364,9 W m⁻²). Die für den Bereich von 407,5–690 nm integrierte Strahlungsflussdichte ergibt aber bereits einen Wert von 503,5 W m⁻² bei der Verwendung der spektral aufgelösten Strahlungsflussdichten von *Lean et al. (2005)*. Der von *Shine und Rickaby (1989)* verwendete Parameter repräsentiert somit nicht die in den Chappuis-Banden zu erwartenden Strahlungsflussdichten. Um diese verwenden zu können, ist die spektrale Auflösung der Chappuis-Banden in der aktualisierten Version von FUBRad auf wahlweise 6 oder 57 Banden erhöht

²Freie Universität Berlin-Climate Middle Atmosphere Model, bei Verwendung des interaktiven Chemie-Moduls CHEM entsprechend gekennzeichnet.

³ECHO-G Middle Atmosphere Model, ECHO-G: gekoppeltes Atmosphären/Ozean Modell basierend auf ECHAM4/HOPE-G.

TABELLE A.2: Bandengrenzen und Absorptionsquerschnitte von O₃ der Chappuis-Banden des FUBRad in der Auflösung mit 55 Banden. Für die Banden 1–5 aus *WMO* (1986) (Tabelle 7-8); O₃ Absorptionsquerschnitt der Bande 6 aus *Bogumil et al.* (2003) bei 682,6 nm für 243 K.

Wellenlänge(nm)	Absorptionsquerschnitt (O ₃)
425 – 475	$2,34 \times 10^{-22}$
475 – 525	$1,25 \times 10^{-21}$
525 – 575	$3,39 \times 10^{-21}$
575 – 625	$4,46 \times 10^{-21}$
625 – 675	$2,47 \times 10^{-21}$
675 – 690	$1,32 \times 10^{-21}$

worden (Tabelle A.1). Die Bandengrenzen und Absorptionsquerschnitte der höheren Auflösungen entsprechen *WMO* (1986), für die 57 Banden *Tabelle 7-4* (407,5–687,5 nm, 5 nm Auflösung), und für die 6 Banden *Tabelle 7-8* (425–675 nm, 50 nm Auflösung). Die jeweils letzte Bande bei beiden Auflösungen hat nur die halbe Bandbreite, da die obere Grenze der Chappuis-Banden bei 690 nm liegt. Die Absorptionsquerschnitte für diese verkleinerten Banden sind aus *Bogumil et al.* (2003) entnommen. Die Temperaturabhängigkeit der Absorptionsquerschnitte in den Chappuis-Banden ist nicht sehr groß, es wurden Werte bei 243 K für die Bande 6 (675–690 nm) wie angegeben in Tabelle A.2 und für die Bande 57 (687,5–690 nm) bei 688,67 nm übernommen. Beide Absorptionsquerschnitte können als repräsentativ für die angegebenen Banden angesehen werden, da die Absorptionsquerschnitte in diesem Bereich nahezu linear mit der Wellenlänge variieren.

Die O₃ Absorptionsquerschnitte in der Bande von 362,5–407,5 nm sind etwa zwei Größenordnungen kleiner als die mittleren Absorptionsquerschnitte der Chappuis-Banden und werden aus diesem Grund vernachlässigt. Die Strahlungsflussdichte in dieser Bande muss aber berücksichtigt werden. In der alten Version wurde ein konstanter Wert der Strahlungsflussdichte von $54,25 \text{ W m}^{-2}$ angenommen. In der neuen Version verschiebt sich die obere Grenze dieses nicht absorbierenden Bandes, wenn in den Chappuis-Banden die Auflösung von 6 Banden gewählt wird auf 425 nm, und eine Variation der Strahlungsflussdichte in dieser Bande mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus ist ebenfalls gegeben. Aus diesen Gründen wird die Strahlungsflussdichte des nicht absorbierenden Bandes ebenfalls im Eingabedatensatz des FUBRad berücksichtigt.

Nach der Implementierung der hier beschriebenen Änderungen sind die Differenzen zwischen den Profilen der kurzwelligen Netto-Strahlungsflussdichten (FUBRad – FB1980) nahezu verschwunden (Abb. A.1b, rechts; Abb. A.2b, rechts). Für den kurzwelligen Netto-Strahlungsfluss über Wasser ergeben sich zwar noch Differenzen von etwa +/-1

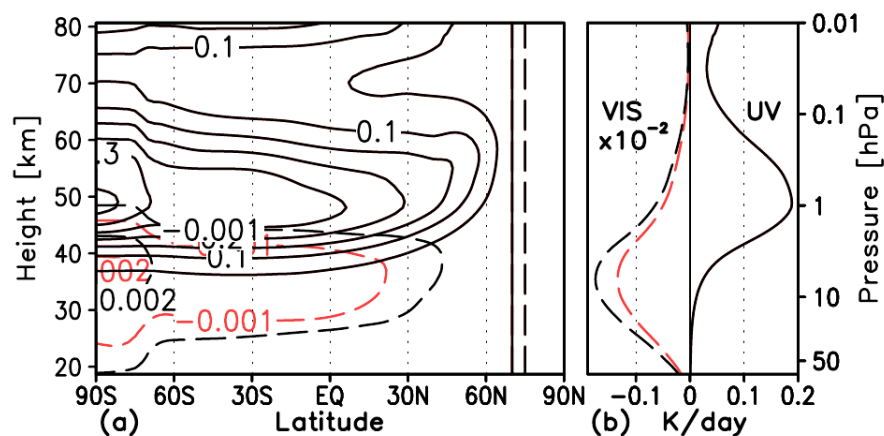


ABBILDUNG A.4: Aus *Ermolli et al. (2013)* (Aktualisiert von *Oberländer et al. (2012)*) (a) Differenz der zonal gemittelten Erwärmungsraten zwischen 2004 und 2007 in K Tag^{-1} für *SORCE SSI* Daten, und (b) Differenz des Signals der global gemittelten 2004–2007 kurzwelligen Erwärmungsraten zwischen *SORCE-SSI* und *NRLSSI* Daten. Durchgezogene Linien zeigen den UV Spektralbereich und gestrichelte Linien den sichtbaren (VIS) Spektralbereich. Rote gestrichelte Linien in (a) und (b) zeigen die Differenzen der zonal gemittelten und globalen Erwärmungsraten bei Verwendung der originalen *FUBRad* Version mit einer Chappuis-Bande; schwarze gestrichelte Linien zeigen das verstärkte solare Signal nach der Erweiterung der spektralen Auflösung in der Chappuis-Bande auf 6 Banden. Die Simulationen wurden unter Dauer-Januar Bedingungen durchgeführt.

W m^{-2} (Abb. A.3b, rechts), diese sind aber auf Unterschiede in den voneinander unabhängig durchgeführten Simulationen (z.B. bei der Wolkenbedeckung) zurückzuführen.

Die Auswirkungen der erhöhten spektralen Auflösung auf die Erwärmungsraten im Januar in den Chappuis-Banden zeigt Abbildung A.4 aus *Ermolli et al. (2013)*. Dargestellt wird in (a) das solare Signal (2004 – 2007) der Erwärmungsraten bei der Vorgabe von spektral aufgelösten Strahlungsflussdichten (engl.: Solar Spectral Irradiance, SSI) der *SORCE* Mission. Die *SORCE SSI* Daten zeichnen sich durch eine größere Amplitude der Strahlungsflussdichten im UV Spektralbereich über den 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus aus, haben aber eine negative Amplitude im Spektralbereich des VIS und NIR. Die mit gestrichelten Linien dargestellten Erwärmungsraten in den Chappuis-Banden zeigen daher ein negatives solares Signal in den Erwärmungsraten. Durch die Verwendung einer höheren Auflösung in den Chappuis-Banden (6 Banden, dargestellt in schwarz statt einem, dargestellt in rot), ist das solare Signal stärker ausgeprägt. Abbildung A.4(b) zeigt die Unterschiede des solaren Signals der global gemittelten Erwärmungsraten, getrennt für den UV und VIS Spektralbereich, zwischen den *SORCE SSI* Daten und dem bisherigen Standarddatensatz *NRLSSI*. Die größere Amplitude des *SORCE SSI* im UV zeigt sich auch in einem stärkeren solaren Signal bei den Erwärmungsraten im UV. Die höhere Auflösung in den Chappuis-Banden zeigt sich in einer Vergrößerung der Unterschiede im negativen solaren Signal der Erwärmungsraten im VIS.

Ausblick

Im Hinblick auf die Erweiterung von EMAC in die Thermosphäre (xEMAC), ist eine Aktualisierung der Parametrisierung im Bereich des Schumann–Runge Kontinuums und der Schumann–Runge Banden wünschenswert. Dieser Spektralbereich ist bisher durch die Parametrisierung von *Strobel* (1978) abgedeckt und hat Defizite bezüglich der Vorgabe der Variabilität der spektral aufgelösten Strahlungsflussdichten. Diese können nicht direkt vorgegeben werden, sondern nur über die Variation eines Skalierungsfaktors. Erste Ansätze für die Aktualisierung im Bereich der Schumann-Runge Banden sind durch die Implementierung der Parametrisierungen von *Koppers und Murtagh* (1996) und *Kockarts* (1994) als Teil des FUBRad erfolgt. Beide Parametrisierungen können nun alternativ genutzt werden.

Erste Testsimulationen mit den neuen Parametrisierungen der Schumann–Runge Banden haben gezeigt, dass die technische Implementierung erfolgreich abgeschlossen ist. Zu erfolgen hat nun noch der Vergleich mit einer detaillierten Line-by-Line Berechnung.

Anhang B

Das Sub-Modell MLOCEAN

B.1 ECHAM5 Mischungsschichtozean

In das GCM ECHAM5 ist ein Mischungsschichtozean (MLO) integriert und damit eine Alternative zu den üblicherweise in einem GCM vorgeschriebenen SSTs und SICs gegeben. Der Einsatzbereich eines MLO sind üblicherweise Zeitscheibensimulationen, die viele Jahre unter den selben Randbedingungen simulieren. Neben einer Kontrollsimulation werden Sensitivitätssimulationen mit geänderten Randbedingungen durchgeführt, die gerade über den Ozeanoberflächen eine hohe Sensitivität erwarten lassen (z.B. Simulationen mit verschiedenen CO₂ Vorgaben).

Der MLO berechnet als Ersatz für die sonst vorgeschriebenen Meeresoberflächentemperaturen (SSTs) die Temperatur der Mischungsschicht des Ozeanwassers, die Dicke, den Anteil des Eises relativ zur Gitterbox und die Temperatur des Meereises. Physikalisch ist der MLO, bis auf die Flusskorrektur und die Mächtigkeit der Mischungsschicht, identisch mit dem Modell für Landseen (Kap. 6.3 in *Roeckner et al.*, 2003). Die hier gegebene Beschreibung der physikalischen Grundlagen ist deshalb in weiten Teilen identisch mit *Roeckner et al.* (2003). Angewendet wird der MLO an Gitterboxen mit 100% Wasseranteil, an denen die Land/See Maske weniger als 0,5 beträgt, um von den Landseen abzugrenzen.

Berechnung der Temperatur der Mischungsschicht

Die grundlegende Gleichung für die Berechnung der Temperatur T_m der Mischungsschicht mit der Mächtigkeit h_m ist folgendermaßen gegeben

$$c_p \rho_w h_m \frac{\partial T_m}{\partial t} = H - Q \tag{B.1}$$

mit c_p der spezifischen Wärmekapazität des Ozeanwassers bei konstantem Druck, ρ_w der Dichte des Ozeanwassers, H dem Netto-Wärmefluss an der Oberfläche und Q der Flusskorrektur. Der Ausdruck $c_p \rho_w h_m$ kann zu C_m der Wärmekapazität der Mischungsschicht zusammengefasst werden. Der Netto-Wärmefluss wird berechnet als Summe

$$H = Q_{sw} + Q_{lw} + Q_{sens} + Q_{lat} \quad (\text{B.2})$$

mit den kurzwelligen (Q_{sw}) und langwelligen (Q_{lw}) Netto-Strahlungsflüssen und den Flüssen sensibler (Q_{sens}) und latenter (Q_{lat}) Wärme an der Oberfläche.

Bei der Berechnung der Temperatur T_m werden zwei Schritte durchlaufen. In einem ersten Schritt wird die vorläufige Temperatur T_m^* berechnet

$$T_m^* = T_m^n + \frac{\Delta t}{C_m} (H + R_f - Q) \quad (\text{B.3})$$

mit T_m^n der Temperatur des aktuellen Zeitschritts, Δt dem Zeitschritt und R_f dem Residualterm, der nicht realisierte Eisbildung des vorigen Zeitschritts berücksichtigt ($R_f \leq 0$). Dies wird immer dann relevant, wenn die Abkühlung im vorigen Zeitschritt nicht ausreichend war um eine Eisschicht h_i von mindestens 0,1 m ($h_{min} = 0,1\text{m}$) zu bilden. Der Term Q ist die Flusskorrektur des MLO, die benötigt wird um die Effekte der nicht durch den MLO berücksichtigten vertikalen und horizontalen Wärmeflüsse des Ozeans zu ersetzen. Die Flusskorrektur des MLO muss mit Hilfe einer Modellsimulation bestimmt werden, die mit vorgeschriebenen klimatologischen SSTs und SICs durchgeführt wird, wobei die Randbedingungen ansonsten identisch sind mit einer geplanten Simulation mit MLO:

$$Q = H_{clim} - C_m \frac{\partial T_{clim}}{\partial t}. \quad (\text{B.4})$$

Der klimatologische Netto-Wärmefluss H_{clim} wird aus den Ergebnissen der Hilfssimulation bestimmt, die eine ausreichende Anzahl an Jahren simuliert haben sollte, um eine stabile Klimatologie zu ergeben. Die Temperatur T_{clim} ist die klimatologische vorgeschriebene SST.

Nach der Berechnung der vorläufigen Temperatur T_m^* werden in einem zweiten Schritt Bedingungen getestet, die über die prognostizierte Temperatur T_m^{n+1} entscheiden.

- **Fall 1:** $T_m^* \geq T_0 \implies T_m^{n+1} = T_m^*; R_f = 0; h_i^{n+1} = 0.$

Die vorläufige Temperatur ist über oder gleich dem Gefrierpunkt von Ozeanwasser und entspricht damit der prognostizierten Temperatur. Der Residualterm und die Eisdicke sind 0.

- **Fall 2:** $T_m^* < T_0$ und es gibt nicht realisierte Eisbildung $\frac{C_m}{\Delta t}(T_m^* - T_0) > -\frac{\rho_i L_f h_{min}}{\Delta t}$ mit ρ_i der Dichte des Meereises und L_f der latenten Verdampfungswärme. Die Abkühlung ist in diesem Fall nicht ausreichend, da die resultierende Eisschicht unter h_{min} geblieben wäre. Der Residualterm wird genutzt um die Abkühlung bis zum folgenden Zeitschritt zu speichern:

$$R_f = \frac{C_m}{\Delta t}(T_m^* - T_0). \quad (\text{B.5})$$

Es gilt: $T_m^{n+1} = T_0$; $h_i^{n+1} = 0$.

- **Fall 3:** $T_m^* < 0$ und $R_f \leq -\frac{\rho_i L_f h_{min}}{\Delta t}$. Die Abkühlung ist groß genug um eine Eisschicht mit $h_i \geq h_{min}$ zu bilden.

Es gilt: $T_m^{n+1} = T_0$; $R_f = 0$ und

$$h_i^{n+1} = -\frac{C_m}{\rho_i L_f}(T_m^* - T_0). \quad (\text{B.6})$$

Berechnung der Eisdicke

Änderungen der Eisdicke h_i erfolgen durch die folgenden vier Prozesse:

- Zuwachs am unteren Rand der Eisschicht erfolgt durch: Wärmeflüsse H_c , die durch das Eis weitergeleitet werden;
- Verringerung: Abschmelzen an der Oberfläche M_i ;
- Verringerung: Sublimation von Eis $E_i < 0$;
- Zuwachs: Ablagerung von Eis $E_i > 0$;

$$\rho_i \frac{\partial h_i}{\partial t} = \frac{H_c - M_i}{L_f} + E_i. \quad (\text{B.7})$$

Das Abschmelzen an der Oberfläche M_i wird im Zusammenhang mit der Oberflächentemperatur des Eises berechnet. H_c ist definiert als

$$H_c = -\frac{\kappa_i}{h_{eff}}(T_i - T_0) \quad (\text{B.8})$$

mit T_i der Temperatur der Eisschicht ($T_i \leq T_0$), κ_i der Wärmeleitfähigkeit von Eis und h_{eff} der effektiven Dicke des Eises, wenn der Effekt einer Schneeschicht h_{sni} auf die weitergeleiteten Wärmeflüsse des Eises berücksichtigt werden. Es gilt:

$$h_{eff} = h_i + \left(\frac{\kappa_i}{\kappa_s}\right)h_{sni} \quad (\text{B.9})$$

mit κ_s der Wärmeleitfähigkeit von Schnee. Ähnlich wie die Temperatur wird auch die Eisdicke in zwei Schritten berechnet. Im ersten Schritt wird die vorläufige Eisdicke h_i^* berechnet:

$$h_i^* = h_i^n + \frac{\Delta i}{\rho_i L_f} (H_c - M_i) + \frac{\Delta t}{\rho_i} E_i \quad (\text{B.10})$$

mit h_i^n der Eisdicke des aktuellen Zeitschritts. In einem zweiten Schritt werden nun wieder drei Bedingungen getestet, die über den endgültigen, prognostizierten Wert h_i^{n+1} entscheiden. Damit überhaupt eine Eisschicht entstehen kann muss die Minstdicke von h_{min} erreicht werden.

- **Fall 1:** $h_i^* \geq h_{min} \implies h_i^{n+1} = h_i^*; R_m = 0; I_{frac} = 1.$

Die vorläufige Eisdicke ist groß genug und wird übernommen, der Eisbedeckungsgrad I_{frac} ist 1 und der Residualterm R_m ist 0.

- **Fall 2:** $0 < h_i^* < h_{min} \implies h_i^{n+1} = h_{min}.$ In diesem Fall tritt nicht vollständig realisiertes Abschmelzen auf. Ein Teil der Wärme wurde bereits verwendet, um die Eisschicht auf eine Dicke von weniger als h_{min} zu reduzieren. Da die Wärme aber nicht reicht die Eisschicht komplett zu schmelzen, wird die restliche Wärme in R_m gespeichert und für die Berechnung der Temperatur benutzt:

$$R_m = \frac{\rho_i L_f (h_{min} - h_i^*)}{\Delta t} > 0. \quad (\text{B.11})$$

- **Fall 3:** $h_i^* \leq 0 \implies h_i^{n+1} = 0.$ In diesem Fall konnte das Eis komplett abgeschmolzen werden. Darüber hinaus vorhandene Wärme (wenn $h_i^* < 0$) wird benutzt um die Temperatur des Ozeanwassers zu erhöhen:

$$T_w = T_0 - \frac{\rho_i L_f h_i^*}{C_w}. \quad (\text{B.12})$$

Berechnung der Eistemperatur

Die Temperatur an der Eisoberfläche berechnet sich aus dem Wärmebudget an der Oberfläche einer dünnen Eisschicht mit $h_0 = 0,1$ m:

$$C_i = \frac{\partial T_i}{\partial t} = H + R_m + H_c \quad (\text{B.13})$$

mit dem Netto-Wärmefluss H (Gl. B.2), R_m dem Residualterm des nicht realisierten Schmelzens (Fall 2 bei der Berechnung der Eisdicke) und H_c dem Wärmefluss durch Wärmeleitung. Mit dem Übergang zur Gleichung für finite Differenzen erhält man die folgende Form für die vorläufige Eistemperatur T_i^* :

$$T_i^* = T_i + \frac{\Delta t}{C_i} \left(H + R_m - \frac{\kappa_i}{h_{eff}} (T_i^* - T_0) \right) \quad (\text{B.14})$$

oder äquivalent:

$$T_i^* = \frac{1}{\left(\frac{C_i}{\Delta t} + \frac{\kappa_i}{h_{eff}} \right)} \left(H + R_m + \frac{C_i}{\Delta t} T_i^n + \frac{\kappa_i}{h_{eff}} T_0 \right). \quad (\text{B.15})$$

Es werden die folgenden zwei Fälle unterschieden:

- **Fall 1:** $T_i^* \leq T_0$. In diesem Fall ist die neue Oberflächentemperatur gegeben durch $T_i^{n+1} = T_i^*$.
- **Fall 2:** $T_i^* > T_0$. In diesem Fall wird die neue Oberflächentemperatur auf den Gefrierpunkt gesetzt $T_i^* = T_0$ und der residuale Wärmefluss, d.h. die Eis-Schmelze M_i wird berechnet mit

$$M_i = \left(\frac{C_i}{\Delta t} + \frac{\kappa_i}{h_{eff}} \right) (T_i^* - T_0), \quad (\text{B.16})$$

und bei der Berechnung der Eisdicke des folgenden Zeitschritts benutzt.

Die Schneedicke auf der Eisschicht (h_{sni} in m) wird berechnet mit der folgenden Budget Gleichung:

$$\rho_w \frac{\partial h_{sni}}{\partial t} = S + E_{sni} - M_{sni} \quad (\text{B.17})$$

mit S der Schneefallrate, $E_{sni} < 0$ der Sublimation, $E_{sni} > 0$ der Ablagerung und M_{sni} der Schneeschmelze, die analog zur Eisschmelze berechnet wird. Es ist zu beachten, dass es nicht zum Schmelzen des Eises kommt, solange der Schnee nicht vollständig verschwunden ist.

B.2 MLO Implementierung als Sub-Modell MLOCEAN für EMAC

Um in EMAC als Sub-Modell verwendet werden zu können, ist im Rahmen der Vorbereitungen für die Simulationen des Kapitels 4 der MLO von ECHAM5 reimplementiert worden als MESSy-konformes Sub-Modell. Die Implementierung erfordert eine ‚submodel interface layer‘ (SMIL), die das ‚submodel core layer‘ (SMCL), mit den physikalischen Implementierung des Prozesses, in diesem Fall der thermodynamische MLO, an das Basismodell (ECHAM5) ankoppelt.

Die SMCL des Sub-Modells MLOCEAN besteht aus den folgenden Dateien:

- `messy_mlocean.f90`: enthält die Unter-Routinen zum Einlesen der `CTRL` namelist und der Flusskorrektur, sowie zwei Unter-Routinen für die zeitliche Interpolation der Flusskorrektur. Es gibt zwei Möglichkeiten die Flusskorrektur zur Verfügung zu stellen:
 - 1) als vorher berechnete Flusskorrektur aus den Energieflüssen der Kontrollsimulation und den dabei verwendeten SSTs ;
 - 2) als Energiebilanz an der Wasseroberfläche aus den langwelligen und kurzwelligen Strahlungsflüssen und den latenten und sensiblen Wärmeflüssen.
- `messy_mlocean_mlo.f90`: enthält die Unter-Routine zur Berechnung der Temperatur des Ozeans und ein Unterprogramm zur Berechnung der Temperatur des Eises.
- `messy_mlocean_plasim.f90`: ist zur Zeit noch nicht einsatzbereit. Hiermit soll eine weitere Alternative für den ECHAM5 MLO gegeben werden.

Über die `CTRL` namelist kann die Mächtigkeit der Mischungsschicht variiert werden (`mldmix`, default: 50 m). Es gibt zwei Parameter, die eine Basisflusskorrektur des Meeres festlegen, getrennt für die Nord- und Süd-Hemisphäre (`fbase_north`, default: 0 W m⁻²), `fbase_south`, default: 20 W m⁻²). Der Parameter `fbase_south` wird für Simulationen mit einem globalen Ozean auf 0 gesetzt. Der Parameter `nfluxcorr` (default: 2, Energiebilanz an der Oberfläche) kann genutzt werden um die Flusskorrektur-Variante auszuwählen.

Die SMIL des Sub-Modells MLOCEAN besteht aus der Datei:

- `messy_mlocean_e5.f90`: enthält neben den Infrastruktur-Unter-Routinen, die das Speicher-Management, die Kopplung oder Initialisierung der Variablen vornehmen, eine Unter-Routine zum Einlesen der `CPL` namelist, eine Unter-Routine zum Ansteuern der MLO Varianten (zur Zeit gibt es nur den ECHAM5 MLO), eine Unter-Routine die die gewählte Variante der Flusskorrektur nutzt, um die richtige Unter-Routine der SMCL anzusteuern, die dann die Berechnung bzw. zeitliche Interpolation vornimmt.

Über die `CPL` namelist kann die Datei der Flusskorrektur ausgewählt werden (`fn_mlo_fluxcorr`).

Anhang C

H₂O und O₃

Mischungsverhältnisse in der UTLS

Die H₂O- und O₃-Mischungsverhältnisse der individuellen CCMs auf den isentropen Flächen 360, 370 und 380 K, die in das Multi-Modell-Mittel in Kapitel 3 eingegangen sind, werden im Vergleich zu MIPAS und ERA-Interim dokumentiert.

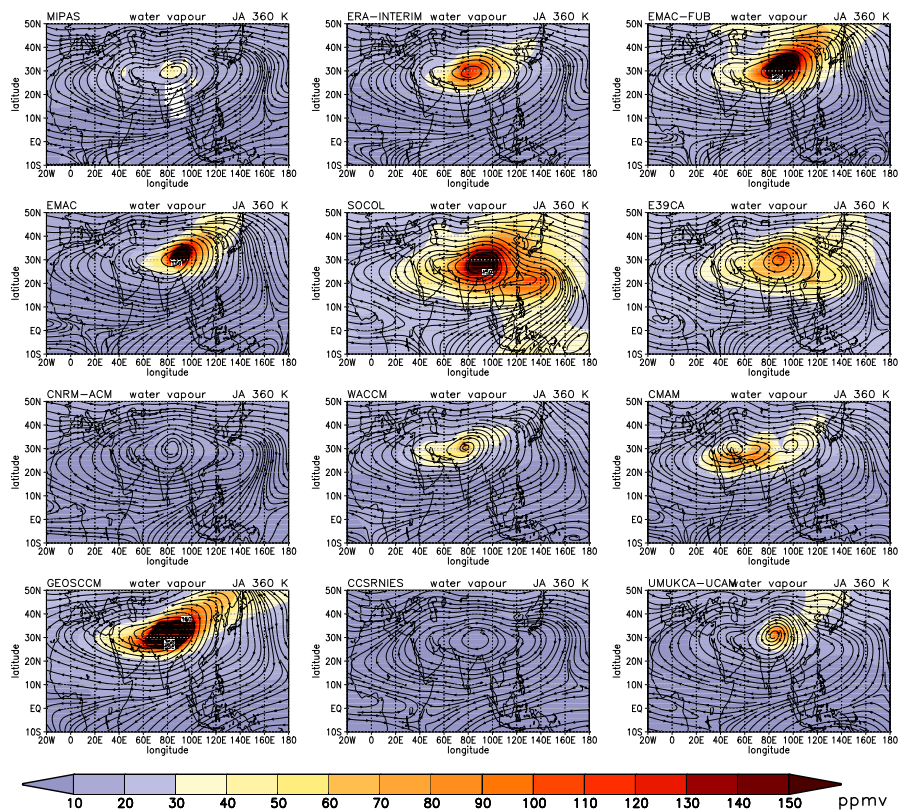


ABBILDUNG C.1: H_2O -Mischungsverhältnisse auf der 360 K isentropen Fläche für die individuellen CCMs, ERA-Interim und MIPAS.

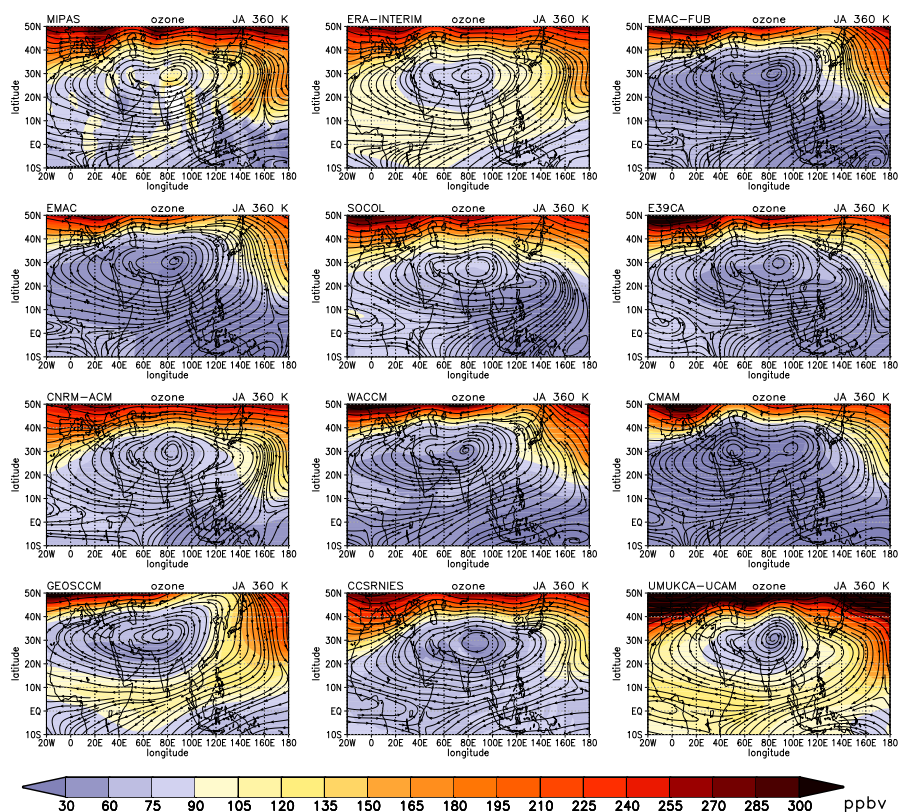


ABBILDUNG C.2: O_3 -Mischungsverhältnisse auf der 360 K isentropen Fläche für die individuellen CCMs, ERA-Interim und MIPAS.

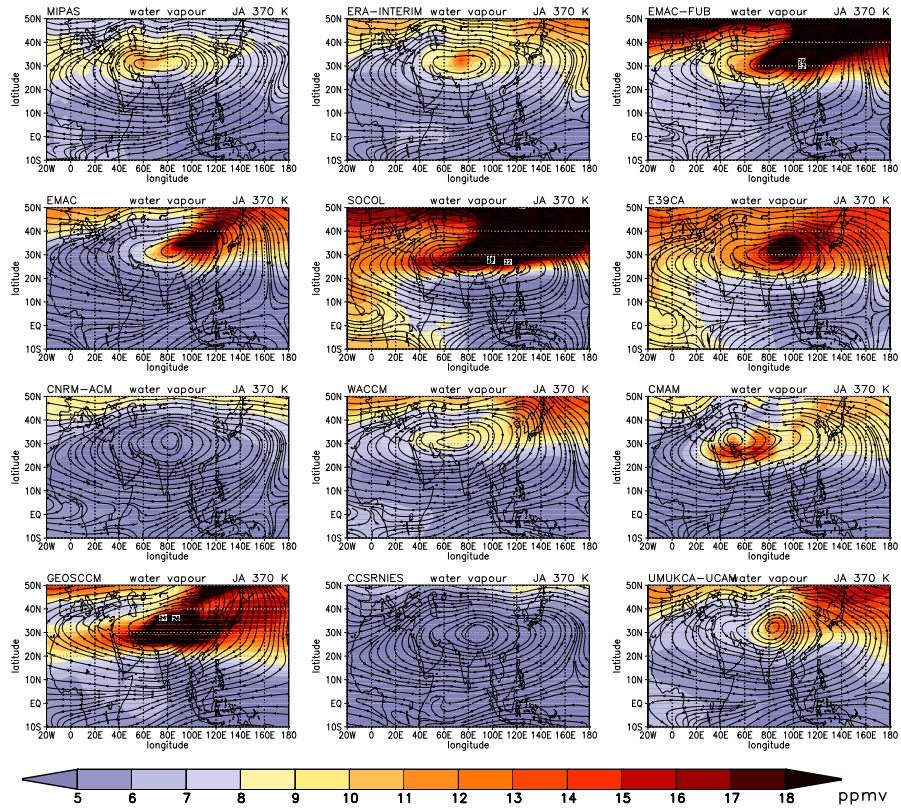


ABBILDUNG C.3: H_2O -Mischungsverhältnisse auf der 370 K isentropen Fläche für die individuellen CCMs, ERA-Interim und MIPAS.

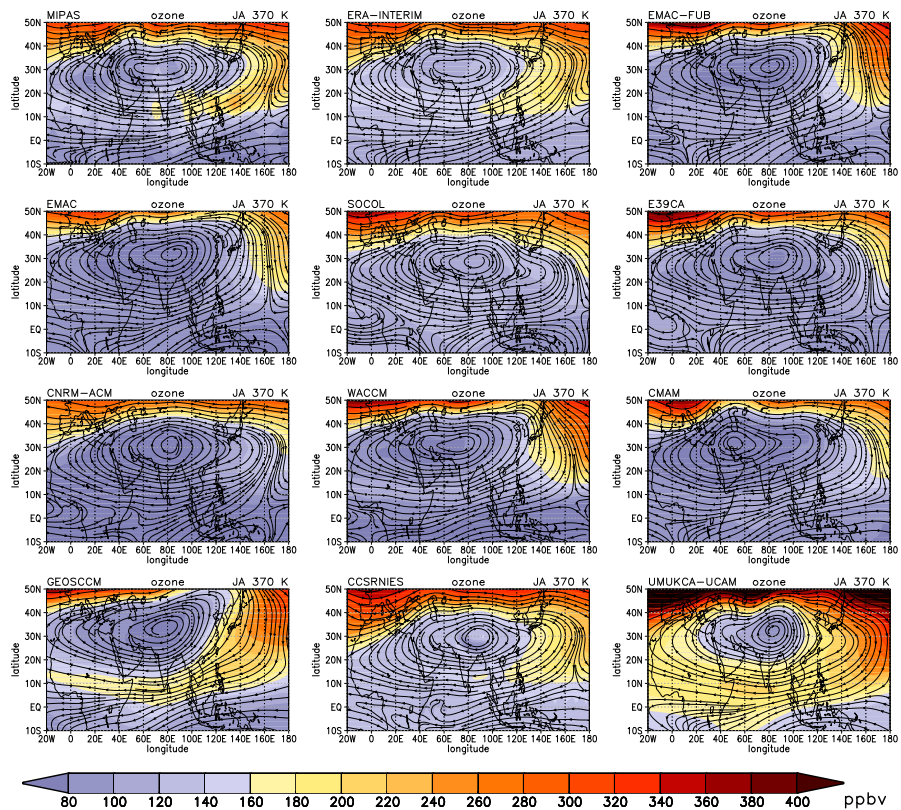


ABBILDUNG C.4: O_3 -Mischungsverhältnisse auf der 370 K isentropen Fläche für die individuellen CCMs, ERA-Interim und MIPAS.

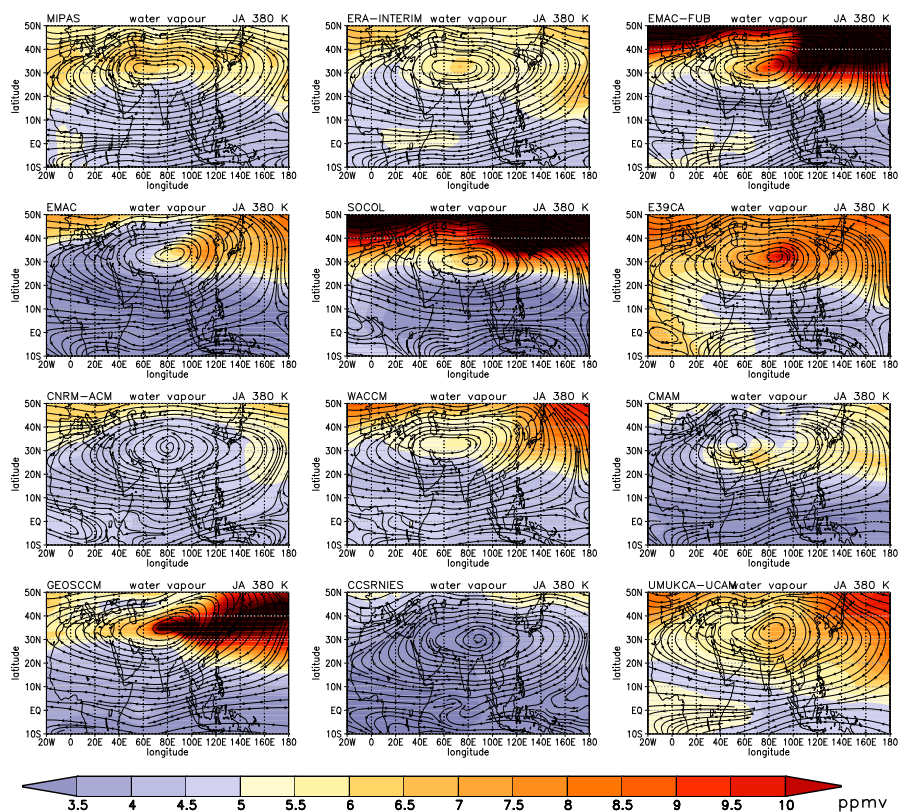


ABBILDUNG C.5: H_2O -Mischungsverhältnisse auf der 380 K isentropen Fläche für die individuellen CCMs, ERA-Interim und MIPAS.

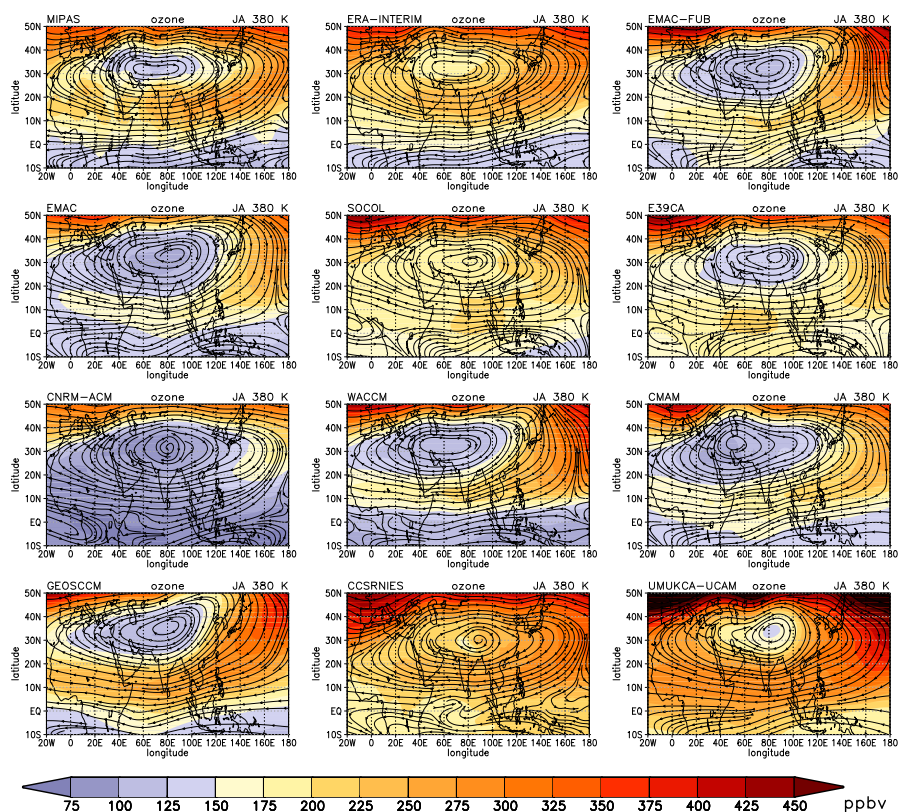


ABBILDUNG C.6: O_3 -Mischungsverhältnisse auf der 380 K isentropen Fläche für die individuellen CCMs, ERA-Interim und MIPAS.

Abkürzungen

AMA	A sian M onsoon A nticyclone
ASM	A sian S ummer M onsoon
ATTILA	A tmospheric T racer T ransport in a L Agrangian model
BDC	B rewer D obson C irculation
CHEM	C hemie Submodell
CCM	C hemistry C limate M odel
CCMVal	CCM Validation Activity for SPARC
E39C	E CHAM4.L39(DLR) mit CHEM
E39CA	E39C ATTILA
ECMWF	E uropean C entre for M edium-Range W eather F orecasts
ECHAM	E uropean C entre H amburg GCM
ECHAM5	E CHAM 5. Generation
EMAC	E CHAM/MESSy A tmospheric C hemistry
ENSO	E l Niño S outhern O scillation
ENVISAT	E nvironmental S atellite
ERA	E CMWF R e A nalysis
ERA-40	Eine 45-Jahre ERA von September 1957 bis August 2002
ERA-Interim	Eine ERA beginnend January 1979, weiter fortschreitend
FUB-CMAM	F reie U niversität B erlin C limatic M iddle A tmosphere M odel
FUB-CMAM-CHEM	FUB-CMAM gekoppelt mit CHEM
FUBRad	FUB Radiation Scheme
FYS	F aint Y oung S un
GHE	G reen H ouse E ffect
GHG	G reen H ouse G as
GCM	G eneral C irculation M odel

HALOE	H alogen O ccultation E xperiment
IPCC	I ntergovernmental P anel of C limate C hange
ISM	I ndian S ummer M onsoon
MAECHAM4	M iddle A tmosphere E CHAM 4 . Generation
MAECHAM4CHEM	MAECHAM4 gekoppelt mit CHEM
MESSy	M odular E arth S ubmodel S ystem
MIPAS	M ichelson I nterferometer for P assive A tmospheric S ounding
MLR	M ultiples L ineares R egressionsmodell
MHI	M onsoon H adley I ndex
NCEP	N ational C enters for E nvironmental P rediction
NCAR	N ational C enter for A tmospheric R esearch
NOAA	N ational O ceanic and A tmospheric A dministration
NRLSSI	N aval R esearch L aboratory S SI
OLR	O utgoing L ongwave R adiation
PAL	P resent A tmospheric L evel
PV	P otentielle V orticity
RC	R adiative C onvective
REF1	R eference S zenario 1 (rezente V ergangenheit) für CCMVal Phase 1
REF2	R eference S zenario 2 (Z ukunft) für CCMVal Phase 1
REF-B1	R eference S zenario 1 (rezente V ergangenheit) für CCMVal Phase 2
SAGE	S tratospheric A erosol and G as E xperiment
SCOUT-O3	S tratospheric- C limate L inks with E mphasis on the UTLS
SPARC	S tratosphere-troposphere P rocesses A nd their R ole in C limate
StratoClim	S tratospheric and upper tropospheric processes for better C limate predictions
SRES	S pecial R eport on E missions S cenarios
SSI	S olar S pectral I rradiance
TST	T roposphere to S tratosphere T ransport
TTL	T ropical T ransition L ayer
UNEP	U nited N ations E nvironment P rogramme
UTLS	U pper T roposphere/ L ower S tratosphere
WACCM	W hole A tmosphere C ommunity C limate M odel
WMO	W orld M eteorological O rganisation

Literaturverzeichnis

- Annamalai, H., J. Slingo, K. Sperber, und K. Hodges (1999), The Mean Evolution and Variability of the Asian Summer Monsoon: Comparison of ECMWF and NCEP/N-CAR Reanalyses, *Mon. Weather Rev.*, *127*, 1157–1186.
- Bal, S., S. Schimanke, T. Spanghel, und U. Cubasch (2011), On the robustness of the solar cycle signal in the pacific region, *Geophysical Research Letters*, *38*(14), doi:10.1029/2011GL047964, 114809.
- Bergman, J. W., E. J. Jensen, L. Pfister, und Q. Yang (2012), Seasonal differences of vertical-transport efficiency in the tropical tropopause layer: On the interplay between tropical deep convection, large-scale vertical ascent, and horizontal circulations, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *117*(D5), doi:10.1029/2011JD016992.
- Bergman, J. W., F. Fierli, E. J. Jensen, S. Honomichl, und L. L. Pan (2013), Boundary layer sources for the asian anticyclone: Regional contributions to a vertical conduit, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *118*(6), 2560–2575, doi:10.1002/jgrd.50142.
- Bodeker, G. E., I. S. Boyd, und W. A. Matthews (1998), Trends and variability in vertical ozone and temperature profiles measured by ozonesondes at Lauder, New Zealand: 1986–1996, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, *103*(D22), 28,661–28,681, doi:10.1029/98JD02581.
- Bogumil, K., J. Orphal, T. Homann, S. Voigt, P. Spietz, O. Fleischmann, A. Vogel, M. Hartmann, H. Kromminga, H. Bovensmann, J. Frerick, und J. Burrows (2003), Measurements of molecular absorption spectra with the SCIAMACHY pre-flight model: instrument characterization and reference data for atmospheric remote-sensing in the 230–2380 nm region, *J. Photochem. Photobiol. A: Chemistry*, *157*(2–3), 167–184, doi:10.1016/S1010-6030(03)00062-5.
- Brasseur, G. P., und S. Solomon (2005), *Aeronomy of the Middle Atmosphere*, *Atmospheric and Oceanographic Sciences Library*, Bd. 32, Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg, doi:10.1007/1-4020-3824-0.

- Brewer, A. W. (1949), Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, *75*, 351–363.
- Brinkop, S., M. Dameris, P. Jöckel, H. Garny, S. Lossow, und G. Stiller (2015), The millennium water vapour drop in chemistry-climate model simulations, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, *15*(17), 24,909–24,953, doi:10.5194/acpd-15-24909-2015.
- Chabrillat, S., und G. Kockarts (1997), Simple parameterization of the absorption of the solar lyman–alpha line, *Geophys. Res. Lett.*, *24*, 2659–2662.
- Chandra, S., J. R. Ziemke, W. Min, und W. Read (1998), Effects of 1997 – 1998 El Niño on tropospheric ozone and water vapor, *Geophys. Res. Lett.*, *25*(17), 3867–3870.
- Chandra, S., J. R. Ziemke, M. R. Schoeberl, L. Froidevaux, W. G. Read, P. F. Levelt, und P. K. Bhartia (2007), Effects of the 2004 El Niño on tropospheric ozone and water vapor, *Geophys. Res. Lett.*, *34*(6), doi:10.1029/2006GL028779, 106802.
- Chen, B., X. D. Xu, S. Yang, und T. L. Zhao (2012), Climatological perspectives of air transport from atmospheric boundary layer to tropopause layer over Asian monsoon regions during boreal summer inferred from Lagrangian approach, *Atmos. Chem. Phys.*, *12*(13), 5827–5839, doi:10.5194/acp-12-5827-2012.
- Cordero, E. C., S. R. Kawa, und M. R. Schoeberl (1997), An analysis of tropical transport: Influence of the quasi-biennial oscillation, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, *102*(D14), 16,453–16,461, doi:10.1029/97JD01053.
- Danielsen, E. F. (1982), A dehydration mechanism for the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, *9*(6), 605–608, doi:10.1029/GL009i006p00605.
- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut, und F. Vitart (2011), The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, *137*, 553–597, doi:10.1002/qj.828.
- Ermolli, I., K. Matthes, T. Dudok de Wit, N. A. Krivova, K. Tourpali, M. Weber, Y. C. Unruh, L. Gray, U. Langematz, P. Pilewskie, E. Rozanov, W. Schmutz, A. Shapiro, S. K. Solanki, und T. N. Woods (2013), Recent variability of the solar spectral irradiance and its impact on climate modelling, *Atmos. Chem. Phys.*, *13*(8), 3945–3977, doi:10.5194/acp-13-3945-2013.

- Evans, S. J., R. Toumi, J. E. Harries, M. R. Chipperfield, und J. M. Russell (1998), Trends in stratospheric humidity and the sensitivity of ozone to these trends, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, *103*(D8), 8715–8725, doi:10.1029/98JD00265.
- Eyring, V., D. E. Kinnison, und T. G. Shepherd (2005), Overview of planned coupled chemistry-climate simulations to support upcoming ozone and climate assessments, *SPARC Newsl.*, *25*, 11–17.
- Eyring, V., N. Butchart, D. Waugh, H. Akiyoshi, J. Austin, S. Bekki, G. Bodeker, B. Boville, C. Brühl, M. P. Chipperfield, E. Cordero, M. Dameris, M. Deushi, V. E. Fioletov, S. Frith, R. Garcia, A. Gettelman, M. Giorgetta, V. Grewe, L. Jourdain, D. Kinnison, E. Mancini, E. Manzini, M. March, D. Marsh, T. Nagashima, P. A. Newman, J. Nielsen, S. Pawson, G. Pitari, D. Plummer, E. Rozanov, M. Schraner, T. G. Shepherd, K. Shibata, R. Stolarski, H. Struthers, W. Tian, und M. Yoshiki (2006), Assessment of temperature, trace species, and ozone in chemistry-climate model simulations of the recent past, *J. Geophys. Res.*, *111*, D22,308, doi:10.1029/2006JD007327.
- Eyring, V., D. W. Waugh, G. E. Bodeker, E. Cordero, Akiyoshi, J. Austin, S. R. Beagley, B. Boville, P. Braesicke, C. Brühl, N. Butchart, M. P. Chipperfield, M. Dameris, R. Deckert, M. Deushi, S. M. Frith, R. R. Garcia, A. Gettelman, M. Giorgetta, D. E. Kinnison, E. Mancini, E. Manzini, D. R. Marsh, S. Matthes, T. Nagashima, P. A. Newman, J. E. Nielsen, S. Pawson, G. Pitari, D. A. Plummer, E. Rozanov, M. Schraner, J. F. Scinocca, K. Semeniuk, T. G. Shepherd, K. Shibata, B. Steil, R. Stolarski, W. Tian, und M. Yoshiki (2007), Multimodel projections of stratospheric ozone in the 21st century, *J. Geophys. Res.*, *112*, D16,303, doi:10.1029/2006JD008332.
- Fadnavis, S., K. Semeniuk, L. Pozzoli, M. G. Schultz, S. D. Ghude, S. Das, und R. Katakatar (2013), Transport of aerosols into the UTLS and their impact on the Asian monsoon region as seen in a global model simulation, *Atmos. Chem. Phys.*, *13*(17), 8771–8786, doi:10.5194/acp-13-8771-2013.
- Farquhar, J., H. Bao, und M. Thiemens (2000), Atmospheric Influence of Earth’s Earliest Sulfur Cycle, *Science*, *289*(5480), 756–758, doi:10.1126/science.289.5480.756.
- Feulner, G. (2012), The faint young Sun problem, *Rev. Geophys.*, *50*, doi:10.1029/2011RG000375.
- Fortuin, J. P., und U. Langematz (1995), Update on the global ozone climatology and on concurrent ozone and temperature trends, *Proc. SPIE 2311, Atmospheric Sensing and Modelling*, *207*, doi:10.1117/12.198578.
- Fouquart, Y., und B. Bonnel (1980), Computations of solar heating of the Earth’s atmosphere: A new parameterization, *Beitr. Phys. Atmos.*, *53*, 35–62.

- Fu, R., Y. Hu, J. S. Wright, J. H. Jiang, R. E. Dickinson, M. Chen, M. Filipiak, W. G. Read, J. W. Waters, und D. L. Wu (2006), Short circuit of water vapor and polluted air to the global stratosphere by convective transport over the Tibetan Plateau, *PNAS*, *103*(15), 5664–5669, doi:10.1073/pnas.0601584103.
- Fueglistaler, S., und P. H. Haynes (2005), Control of interannual and longer-term variability of stratospheric water vapor, *J. Geophys. Res.*, *110*, D24,108, doi:10.1029/2005JD006,019.
- Fueglistaler, S., H. Wernli, und T. Peter (2004), Tropical troposphere-to-stratosphere transport inferred from trajectory calculations, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *109*(D3), doi:10.1029/2003JD004069.
- Fueglistaler, S., M. Bonazzola, P. H. Haynes, und T. Peter (2005), Stratospheric water vapor predicted from the lagrangian temperature history of air entering the stratosphere in the tropics, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, *110*(D8), doi:10.1029/2004JD005516, D08107.
- Fueglistaler, S., A. E. Dessler, T. J. Dunkerton, I. Folkins, Q. Fu, und P. W. Mote (2009), Tropical tropopause layer, *Rev. Geophys.*, *47*, RG1004, doi:10.1029/2008RG000267.
- Garny, H., und W. J. Randel (2013), Dynamic variability of the asian monsoon anticyclone observed in potential vorticity and correlations with tracer distributions, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, *118*(24), 13,421–13,433, doi:10.1002/2013JD020908.
- Garny, H., und W. J. Randel (2015), Transport pathways from the Asian monsoon anticyclone to the stratosphere, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, *15*(18), 25,981–26,023, doi:10.5194/acpd-15-25981-2015.
- Gettelman, A., und P. de F. Forster (2002), A climatology of the tropical tropopause layer, *J. Meteor. Soc. Japan, Ser.II*, *80*(4B), 911–924, doi:10.2151/jmsj.80.911.
- Gettelman, A., W. J. Randel, S. Massie, F. Wu, W. G. Read, und J. M. Russell (2001), El niño as a natural experiment for studying the tropical tropopause region, *J. Climate*, *14*, 3375–3392, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<3375:ENOAAN>2.0.CO;2.
- Gettelman, A., D. E. Kinnison, T. J. Dunkerton, und G. Brasseur (2004), Impact of monsoon circulations on the upper troposphere and lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, *109*, doi:10.1029/2004JD004,878.
- Gill, A. E. (1980), Some simple solutions for heat-induced tropical circulation, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, *106*(449), 447–462, doi:10.1002/qj.49710644905.

- Giorgetta, M. A., L. Bengtsson, und K. Arpe (1999), An investigation of QBO signals in the east Asian and Indian monsoon in GCM experiments, *Climate Dynamics*, 15(6), 435–450, doi:10.1007/s003820050292.
- Goswami, B. N., V. Krishnamurthy, und H. Annamalai (1999), A broad-scale circulation index for the interannual variability of the Indian summer monsoon, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 125, 611–633.
- Gough, D. O. (1981), Solar interior structure and luminosity variations, *Solar Physics*, 74, 21–34, doi:10.1007/BF00151270.
- Gray, L. J., J. Beer, M. Geller, J. D. Haigh, M. Lockwood, K. Matthes, U. Cubasch, D. Fleitmann, G. Harrison, L. Hood, J. Luterbacher, G. A. Meehl, D. Shindell, B. van Geel, und W. White (2010), Solar influences on climate, *Rev. Geophys.*, 48, doi:doi:10.1029/2009RG000282.
- Güdel, M. (2007), The Sun in Time: Activity and Environment, *Living Reviews in Solar Physics*, 4(3), doi:10.1007/lrsp-2007-3.
- Haynes, P. H., M. E. McIntyre, T. G. Shepherd, C. J. Marks, und K. P. Shine (1991), On the 'Downward Control' of Extratropical Diabatic Circulations by Eddy-Induced Mean Zonal Forces, *J. Atmos. Sci.*, 48(4), 651–678, doi:10.1175/1520-0469(1991)048<0651:OTCOED>2.0.CO;2.
- Holland, H. D. (2002), Volcanic gases, black smokers, and the great oxidation event, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(21), 3811 – 3826, doi:10.1016/S0016-7037(02)00950-X.
- Holton, J. R., und A. Gettelman (2001), Horizontal transport and the dehydration of the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 28(14), 2799–2802, doi:10.1029/2001GL013148.
- Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood, und L. Pfister (1995), Stratosphere-troposphere exchange, *Reviews of Geophysics*, 33(4), 403–439, doi:10.1029/95RG02097.
- Hood, L. L., S. Schimanke, T. Spanghel, S. Bal, und U. Cubasch (2013), The Surface Climate Response to 11-Yr Solar Forcing during Northern Winter: Observational Analyses and Comparisons with GCM Simulations, *J. Climate*, 26, 7489–7506, doi:10.1175/JCLI-D-12-00843.1.
- Hurst, D. F., S. J. Oltmans, H. Vömel, K. H. Rosenlof, S. M. Davis, E. A. Ray, E. G. Hall, und A. F. Jordan (2011), Stratospheric water vapor trends over Boulder, Colorado: Analysis of the 30 year Boulder record, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 116(D2), doi:10.1029/2010JD015065, d02306.

- IPCC (2000), *Emission Scenarios. A Special Report of IPCC Working Group III*, Cambridge, University Press, Cambridge, UK.
- Jackson, D. R., S. J. Driscoll, E. J. Highwood, J. E. Harries, and J. M. Russell (1998), Troposphere to stratosphere transport at low latitudes as studies using HALOE observations of water vapour 1992–1997, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, *124*(545), 169–192, doi:10.1002/qj.49712454508.
- James, R., M. Bonazzola, B. Legras, K. Surbled, and S. Fueglistaler (2008), Water vapor transport and dehydration above convective outflow during Asian monsoon, *Geophys. Res. Lett.*, *35*(L20810), doi:10.1029/2008GL035441.
- Jenkins, G. S. (1995), Early Earth’s climate: Cloud feedback from reduced land fraction and ozone concentrations, *Geophys. Res. Lett.*, *22*, 1513–1516, doi:10.1029/95GL00818.
- Jenkins, G. S. (1999), Examining the sensitivity of Earth’s climate to the removal of ozone, landmasses and enhanced ocean heat transport in the GENESIS global climate model, *Global Planet. Change*, *20*, 257–279, doi:10.1016/S0921-8181(98)00070-8.
- Jensen, E., and L. Pfister (2004), Transport and freeze-drying in the tropical tropopause layer, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *109*(D2), doi:10.1029/2003JD004022.
- Jöckel, P., R. Sander, A. Kerkweg, H. Tost, and J. Lelieveld (2005), Technical Note: The Modular Earth Submodel System (MESSy) - a new approach towards Earth System Modeling, *Atmos. Chem. Phys.*, *5*(2), 433–444, doi:10.5194/acp-5-433-2005.
- Jöckel, P., H. T. A., Pozzer, C. Brühl, J. Buchholz, L. Ganzeveld, P. Hoor, A. Kerkweg, M. G. Lawrence, R. Sander, B. Steil, G. Stiller, M. Tanarhte, D. Taraborrelli, J. van Aardenne, and J. Lelieveld (2006), The atmospheric chemistry general circulation model ECHAM5/MESSy1: consistent simulation of ozone from the surface to the mesosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, *6*(12), 5067–5104, doi:10.5194/acp-6-5067-2006.
- Ju, J., and J. Slingo (1995), The asian summer monsoon and enso, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, *121*(525), 1133–1168, doi:10.1002/qj.49712152509.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collin, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, B. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne, and D. Joseph (1996), The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *77*, 437–471.

- Kasting, J. F., und D. Catling (2003), Evolution of a Habitable Planet, *Annual Review of Astronomy and Astrophysics*, *41*(1), 429–463, doi:10.1146/annurev.astro.41.071601.170049.
- Kirk-Davidoff, D. B., D. P. Schrag, und J. G. Anderson (2002), On the feedback of stratospheric clouds on polar climate, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(11), 51–1–51–4, doi:10.1029/2002GL014659.
- Klose, B., und H. Klose (2015), *Meteorologie*, Springer-Lehrbuch, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, doi:10.1007/978-3-662-43578-6.
- Kockarts, G. (1994), Penetration of solar radiation in the Schumann-Runge bands of molecular oxygen: a robust approximation, *Ann. Geophysicae*, *12*, 1207–1217, doi:10.1007/BF03191317.
- Koppers, G. A. A., und D. P. Murtagh (1996), Model studies of the influence of O₂ photodissociation parameterizations in the Schumann-Runge bands on ozone related photolysis in the upper atmosphere, *Ann. Geophys.*, *14*(1), 68–79, doi:10.1007/s00585-996-0068-9.
- Kremser, S., I. Wohltmann, M. Rex, U. Langematz, M. Dameris, und M. Kunze (2009), Water vapour transport in the tropical tropopause region in coupled Chemistry-Climate Models and ERA-40 reanalysis data, *Atmos. Chem. Phys.*, *9*(8), 2679–2694, doi:10.5194/acp-9-2679-2009.
- Kunze, M., P. Braesicke, U. Langematz, G. Stiller, S. Bekki, C. Brühl, M. Chipperfield, M. Dameris, R. Garcia, und M. Giorgetta (2010), Influences of the Indian summer monsoon on water vapor and ozone concentrations in the UTLS as simulated by Chemistry-Climate models, *J. Climate*, *23*, 3525–3544, doi:10.1175/2010JCLI3280.1.
- Kunze, M., M. Godolt, U. Langematz, J. Grenfell, A. Hamann-Reinus, und H. Rauer (2014), Investigating the early Earth faint young Sun problem with a general circulation model, *Planet. Space Sci.*, *98*(0), 77–92, doi:10.1016/j.pss.2013.09.011, planetary evolution and life.
- Langematz, U. (1991), Eine dreidimensionale Modellsimulation der Zirkulation in der Mittleren Atmosphäre mit Aspekten troposphärisch–stratosphärischer Wechselwirkungen, Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin.
- Lean, J., G. Rottman, J. Harder, und G. Kopp (2005), *SORCE Contributions to New Understanding of Global Change and Solar Variability*, in *The Solar Radiation and Climate Experiment (SORCE)*, herausgegeben von G. Rottman, T. Woods, und V. George, S. 27–53, Springer New York, doi:10.1007/0-387-37625-9_3.

- Levine, J. G., P. Braesicke, N. R. P. Harris, N. H. Savage, und J. A. Pyle (2007), Pathways and timescales for troposphere-to-stratosphere transport via the tropical tropopause layer and their relevance for very short lived substances, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, *112*(4), 1–15, doi:10.1029/2005JD006940.
- Liebmann, B., und C. Smith (1996), Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *77*, 1275–1277.
- Liou, K. N. (2002), *An Introduction to Atmospheric Radiation, 2nd edition*, Academic Press, San Diego, California.
- Liu, Y., B. Hoskins, und M. Blackburn (2007), Impact of Tibetan Orography and Heating on the Summer Flow over Asia, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, *85B*, 1–19, doi:10.2151/jmsj.85B.1.
- Logan, J. A., D. B. A. Jones, I. A. Megretskaja, S. J. Oltmans, B. J. Johnson, H. Vömel, W. J. Randel, W. Kimani, und F. J. Schmidlin (2003), Quasi-biennial oscillation in tropical ozone as revealed by ozonesonde and satellite data, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, *108*(D8), doi:10.1029/2002JD002170.
- Manabe, S., und R. T. Wetherald (1967), Thermal Equilibrium of the Atmosphere with a Given Distribution of Relative Humidity, *J. Atmos. Sci.*, *24*(3), 241–259, doi:10.1175/1520-0469(1967)024<0241:TEOTAW>2.0.CO;2.
- Matthes, K. (2003), Der Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus und der QBO auf die Atmosphäre - eine Modellstudie, Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin.
- Matthes, K., U. Langematz, L. L. Gray, K. Kodera, und K. Labitzke (2004), Improved 11-year solar signal in the Freie Universität Berlin Climate Middle Atmosphere Model (FUB-CMAM), *J. Geophys. Res.: Atmos.*, *109*(D6), doi:10.1029/2003JD004012, d06101.
- May, W. (2002), Simulated changes of the indian summer monsoon under enhanced greenhouse gas conditions in a global time-slice experiment, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(7), 1118, doi:10.1029/2001GL013,808.
- Milz, M., T. v. Clarmann, P. Bernath, C. Boone, S. A. Buehler, S. Chauhan, B. Deuber, D. G. Feist, B. Funke, N. Glatthor, U. Grabowski, A. Griesfeller, A. Haefele, M. Höpfner, N. Kämpfer, S. Kellmann, A. Linden, S. Müller, H. Nakajima, H. Oelhaf, E. Remsberg, S. Rohs, J. M. Russell III, C. Schiller, G. P. Stiller, T. Sugita, T. Tanaka, H. Vömel, K. Walker, G. Wetzell, T. Yokota, V. Yushkov, und G. Zhang (2009), Validation of water vapour profiles (version 13) retrieved by the IMK/IAA scientific retrieval

- processor based on full resolution spectra measured by MIPAS on board Envisat, *Atmospheric Measurement Techniques*, 2(2), 379–399, doi:10.5194/amt-2-379-2009.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, und S. A. Clough (1997), Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave, *J. Geophys. Res.*, 102, 16,663–16,682.
- Mlynczak, M. G., und S. Solomon (1993), A detailed evaluation of the heating efficiency in the middle atmosphere, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 98(D6), 10,517–10,541, doi:10.1029/93JD00315.
- Mooley, D. A., und B. Parthasarathy (1984), Fluctuations in All-India summer monsoon rainfall, *Climate Change*, 6, 287–301.
- Mote, W. P., K. H. Rosenlof, M. E. McIntyre, E. S. Carr, J. C. Gille, J. R. Holton, J. S. Kinnersley, H. C. Pumphrey, J. M. R. III, und J. W. Waters (1996), An atmospheric tape recorder: The imprint of tropical tropopause temperatures on stratospheric water vapour, *J. Geophys. Res.*, 101, 3989–4006.
- Nance, R. D., J. B. Murphy, und M. Santosh (2014), The supercontinent cycle: A retrospective essay, *Gondwana Research*, 25(1), 4 – 29, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.12.026.
- Newell, R. E., und S. Gould-Stewart (1981), A Stratospheric Fountain?, *J. Atmos. Sci.*, 38(12), 2789–2796, doi:10.1175/1520-0469(1981)038<2789:ASF>2.0.CO;2.
- Nissen, K. M., K. Matthes, U. Langematz, und B. Mayer (2007), Towards a better representation of the solar cycle in general circulation models, *Atmos. Chem. Phys.*, 7(20), 5391–5400, doi:10.5194/acp-7-5391-2007.
- Oberländer, S., U. Langematz, K. Matthes, M. Kunze, A. Kubin, J. Harder, N. A. Krivova, S. K. Solanki, J. Pagaran, und M. Weber (2012), The influence of spectral solar irradiance data on stratospheric heating rates during the 11 year solar cycle, *Geophys. Res. Lett.*, 39(1), doi:10.1029/2011GL049539, L01801.
- Oltmans, S. J., H. Vömel, D. J. Hofmann, K. H. Rosenlof, und D. Kley (2000), The increase in stratospheric water vapor from balloon-borne, frostpoint hygrometer measurements at Washington, D.C. and Boulder, Colorado, *Geophys. Res. Lett.*, 27(21), 3453–3456, 10.1029/2000GL012,133.
- Pan, L., S. Solomon, W. Randel, J.-F. Lamarque, P. Hess, J. Gille, E.-W. Chiou, und M. P. McCormick (1997), Hemispheric asymmetries and seasonal variations of the lowermost stratospheric water vapor and ozone derived from SAGE II data, *J. Geophys. Res.*, 102(D23), 28,177–28,184, doi:10.1029/97JD02778.

- Park, M., W. J. Randel, A. Gettelman, S. T. Massie, and J. H. Jiang (2007), Transport above the Asian summer monsoon anticyclone inferred from Aura Microwave Limb Sounder tracers, *J. Geophys. Res.*, *112*, D16,309, doi:10.1029/2006JD008,294.
- Pavlov, A., and J. Kasting (2002), Mass-Independent Fractionation of Sulfur Isotopes in Archean Sediments: Strong Evidence for an Anoxic Archean Atmosphere, *Astrobiology*, *2*(1), 27–41, doi:10.1089/153110702753621321.
- Pawson, S., U. Langematz, A. Meyer, P. Strauch, S. Leder, and K. Rose (1991), A comparison of the climatology of a troposphere–stratosphere–mesosphere model with observations, *Clim. Dyn.*, *5*(3), 161–174, doi:10.1007/BF00251807.
- Ploeger, F., S. Fueglistaler, J.-U. Grooß, G. Günther, P. Konopka, Y. Liu, R. Müller, F. Ravagnani, C. Schiller, A. Ulanovski, and M. Riese (2011), Insight from ozone and water vapour on transport in the tropical tropopause layer (TTL), *Atmospheric Chemistry and Physics*, *11*(1), 407–419, doi:10.5194/acp-11-407-2011.
- Plumb, R. A., and R. C. Bell (1982), A model of the quasi-biennial oscillation on an equatorial beta-plane, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, *108*(456), 335–352, doi:10.1002/qj.49710845604.
- Potter, B. E., and J. R. Holton (1995), The role of monsoon convection in the dehydration of the lower tropical stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, *52*, 1034–1050, doi:10.1175/1520-0469(1995)052<1034:TROMCI>2.0.CO;2.
- Press, W., S. Teukolsky, W. Vetterling, and B. Flannery (1996), *Numerical Recipes in Fortran 90*, 550 S., Cambridge University Press.
- Randel, W. J., and M. Park (2006), Deep convective influence on the Asian summer monsoon anticyclone and associated tracer variability observed with Atmospheric Infrared Sounder (AIRS), *J. Geophys. Res.*, *111*, D12,314, doi:10.1029/2005/JD006,490.
- Randel, W. J., F. Wu, H. Vömel, G. E. Nedoluha, and P. Forster (2006), Decreases in stratospheric water vapor after 2001: Links to changes in the tropical tropopause and the Brewer-Dobson circulation, *J. Geophys. Res.*, *111*, D12,312, doi:10.1029/2005JD006744.
- Randel, W. J., M. Park, L. Emmons, D. Kinnison, P. Bernath, K. A. Walker, C. Boone, and H. Pumphrey (2010), Asian monsoon transport of pollution to the stratosphere, *Science*, *328*(5978), 611–613, doi:10.1126/science.1182274.
- Randel, W. J., K. Zhang, and R. Fu (2015), What controls stratospheric water vapor in the NH summer monsoon regions?, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, doi:10.1002/2015JD023622.

- Reithmeier, C., und R. Sausen (2002), Attila: atmospheric tracer transport in a lagrangian model, *Tellus B*, 54(3).
- Rodgers, C. D. (1967), The Radiative Heat Budget of the troposphere and lower stratosphere, *Tech. Rep. No. A2, Planetary Circulation Project*, Dept. of Meteorology, Mass. Instit. Technology, Cambridge, Mass.
- Roeckner, E., G. Bäuml, L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, Giorgetta, S. Hagemann, I. Kirchner, L. Kornblueh, E. Manzini, A. Rhodin, U. Schlese, U. Schulzweida, und A. Tompkins (2003), The atmospheric general circulation model ECHAM5, Part I, *Tech. Rep. No. 349*, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Rosenlof, K., E.-W. Chiou, W. Chu, D. Johnson, K. Kelly, H. Michelsen, G. Nedoluha, E. Remsberg, G. Toon, und M. McCormick (2001), Stratospheric water vapor increases over the past half-century, *Geophys. Res. Lett.*, 28(7), 1195–1198, 10.1029/2000GL012,502.
- Rosenlof, K. H., A. F. Tuck, K. K. Kelly, J. M. Russell, und M. P. McCormick (1997), Hemispheric asymmetries in water vapor and inferences about transport in the lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 102(D11), 13,213–13,234, doi:10.1029/97JD00873.
- Sagan, C., und G. Mullen (1972), Earth and Mars: Evolution of atmospheres and surface temperatures, *Science*, 177(4043), pp. 52–56.
- Scherer, M., H. Vömel, S. Fueglistaler, S. J. Oltmans, und J. Staehelin (2008), Trends and variability of midlatitude stratospheric water vapour deduced from the re-evaluated Boulder balloon series and HALOE, *Atmos. Chem. Phys.*, 8(5), 1391–1402.
- Schopf, J. W. (2006), Fossil evidence of Archaean life, *Philos. T. Roy. Soc. B*, 361(1470), 869–885, doi:10.1098/rstb.2006.1834.
- Seidel, D. J., und W. J. Randel (2006), Variability and trends in the global tropopause estimated from radiosonde data, *J. Geophys. Res.*, 111, D21,101, doi:10.1029/2006JD007,363.
- Shepherd, T. G. (2007), Transport in the Middle Atmosphere, *J. Meteor. Soc. Japan, Ser. II*, 85B, 165–191, doi:10.2151/jmsj.85B.165.
- Sherwood, S. C., und A. E. Dessler (2000), On the control of stratospheric humidity, *Geophys. Res. Lett.*, 27(16), 2513–2516, doi:10.1029/2000GL011438.
- Sherwood, S. C., und A. E. Dessler (2001), A Model for Transport across the Tropical Tropopause, *J. Atmos. Sci.*, 58(7), 765–779, doi:10.1175/1520-0469(2001)058<0765:AMFTAT>2.0.CO;2.

- Shine, K. P., und J. A. Rickaby (1989), Solar radiative heating due to the absorption by ozone, in *Ozone in the atmosphere*, herausgegeben von R. D. Bojkov und P. Fabian, S. 597–600, A Deepack Publishing, Hampton, Va, USA.
- Smith, C. A., R. Toumi, und J. D. Haigh (2000), Seasonal trends in stratospheric water vapour, *Geophys. Res. Lett.*, *27*(12), 1687–1690, doi:10.1029/1999GL011160.
- Smith, F. L., und C. Smith (1972), Numerical evaluation of chapman’s grazing incidence integral $ch(x, \chi)$, *J. Geophys. Res.*, *77*(19), 3592–3597, doi:10.1029/JA077i019p03592.
- SPARC CCMVal (2010), SPARC Report No 5 (2010) Chemistry-Climate Model Validation, WCRP-132, WMO/TD-No. 1526.
- Steck, T., T. von Clarmann, H. Fischer, B. Funke, N. Glatthor, U. Grabowski, M. Höpfner, S. Kellmann, M. Kiefer, A. Linden, M. Milz, G. P. Stiller, D. Y. Wang, M. Allaart, T. Blumenstock, P. von der Gathen, G. Hansen, F. Hase, G. Hochschild, G. Kopp, E. Kyrö, H. Oelhaf, U. Raffalski, A. Redondas Marrero, E. Remsberg, J. Russell III, K. Stebel, W. Steinbrecht, G. Wetzel, M. Yela, und G. Zhang (2007), Bias determination and precision validation of ozone profiles from MIPAS-Envisat retrieved with the IMK-IAA processor, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *7*(13), 3639–3662, doi:10.5194/acp-7-3639-2007.
- Stenke, A., und V. Grewe (2005), Simulation of stratospheric water vapor trends: impact on stratospheric ozone chemistry, *Atmos. Chem. Phys.*, *5*(5), 1257–1272, doi:10.5194/acp-5-1257-2005.
- Strobel, D. F. (1978), Parameterization of the atmospheric heating rate from 15 to 120 km due to o₂ and o₃ absorption of solar radiation, *J. Geophys. Res.*, *83*, 6225–6230.
- Tanaka, H. L., N. Ishizaki, und A. Kitoh (2004), Trend and interannual variability of walker, monsoon and hadley circulations defined by velocity potential in the upper troposphere, *Tellus A*, *56*, 250–269, doi:10.3402/tellusa.v56i3.14410.
- Taylor, S. R., und S. M. McLennan (1995), The geochemical evolution of the continental crust, *Rev. Geophys.*, *33*, 241–265, doi:doi:10.1029/95RG00262.
- Tiao, G. C., G. C. Reinsel, D. Xu, J. H. Pedrick, X. Zhu, A. J. Miller, J. J. DeLuisi, C. L. Mateer, und D. J. Wuebbles (1990), Effects of autocorrelation and temporal sampling schemes on estimates of trend and spatial correlation, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, *95*(D12), 20,507–20,517, doi:10.1029/JD095iD12p20507.
- Ueda, H., A. Iwai, K. Kuwako, und M. E. Hori (2006), Impact of anthropogenic forcing on the Asian summer monsoon as simulated by eight GCMs, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, doi:doi:10.1029/2005GL025336.

- Uppala, S. M., P. W. Kallberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. da Costa Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. H^olm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo, and J. Woollen (2005), The ERA-40 re-analysis, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, *131*, 2961–3012, doi:10.1256/qj.04.176.
- von Clarmann, T., M. Höpfner, S. Kellmann, A. Linden, S. Chauhan, B. Funke, U. Grabowski, N. Glatthor, M. Kiefer, T. Schieferdecker, G. Stiller, and S. Versick (2009), Retrieval of temperature, H₂O, O₃, HNO₃, CH₄, N₂O, ClONO₂ and ClO from MIPAS reduced resolution nominal mode limb emission measurements, *Atmos. Meas. Tech.*, *2*(1), 159–175, doi:10.5194/amt-2-159-2009.
- WMO (1986), *Atmospheric ozone 1985*, Bd. 1, Global Ozone Res. Monit. Proj. Rep. No. 16, 505 pp., Geneva, Switzerland.
- WMO (2003), *Scientific assessment of ozone depletion: 2002*, Ozone Res. Monit. Proj. Rep. No. 47, 498 pp., Geneva, Switzerland.
- Wolf, E., and O. Toon (2014), Controls on the Archean Climate System Investigated with a Global Climate Model, *Astrobiology*, *14*(3), 241–253, doi:10.1089/ast.2013.1112.
- Wolf, E. T., and O. B. Toon (2013), Hospitable Archean Climates Simulated by a General Circulation Model, *Astrobiology*, *13*(7), doi:10.1089/ast.2012.0936.
- Wright, J. S., R. Fu, S. Fueglistaler, Y. S. Liu, and Y. Zhang (2011), The influence of summertime convection over southeast asia on water vapor in the tropical stratosphere, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, *116*(D12), doi:10.1029/2010JD015416.
- Yoshida, M., and Y. Hamano (2015), Pangea breakup and northward drift of the Indian subcontinent reproduced by a numerical model of mantle convection, *Scientific Reports*, *5*, 8507, doi:10.1038/srep08407.
- Zhang, Q., G. Wu, and Y. Qian (2002), The Bimodality of the 100 hPa South Asia High and its Relationship to the Climate Anomaly over East Asia in Summer, *J. Meteor. Soc. Japan, Ser. II*, *80*(4), 733–744, doi:10.2151/jmsj.80.733.
- Zhou, X.-L., M. A. Geller, and M. Zhang (2001), Cooling trend of the tropical cold point tropopause temperatures and its implications, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, *106*(D2), 1511–1522, doi:10.1029/2000JD900472.

Publikationsliste

Teil dieser Dissertation:

- **Kunze, M.**, P. Braesicke, U. Langematz, und G. Stiller (2015), Interannual variability of the boreal summer tropical UTLS in observations and CCMVal-2 simulations, *Atmos. Chem. Phys. Diss.*, eingereicht.
- **Kunze, M.**, M. Godolt, U. Langematz, J. Grenfell, A. Hamann-Reinus, und H. Rauer (2014), Investigating the early Earth faint young Sun problem with a general circulation model, *Planet. Space Sci.*, *98*(0), 77–92, doi:10.1016/j.pss.2013.09.011.
- **Kunze, M.**, P. Braesicke, U. Langematz, G. Stiller, S. Bekki, C. Brühl, M. Chipperfield, M. Dameris, R. Garcia, und M. Giorgetta (2010), Influences of the Indian summer monsoon on water vapor and ozone concentrations in the UTLS as simulated by Chemistry-Climate models, *J. Climate*, *23*, 3525–3544, doi:10.1175/2010JCLI3280.1.

Andere (in umgekehrt chronologischer Reihenfolge):

1. Godolt, M., J. Grenfell, A. Hamann-Reinus, D. Kitzmann, **M. Kunze**, U. Langematz, P. von Paris, A. Patzer, H. Rauer, und B. Stracke (2015), 3D climate modeling of Earth-like extrasolar planets orbiting different types of host stars, *Planet. Space Sci.*, *111*, 62–76, doi:10.1016/j.pss.2015.03.010.
2. Jöckel, P., H. Tost, A. Pozzer, **M. Kunze**, O. Kirner, C. A. M. Brenninkmeijer, S. Brinkop, D. S. Cai, C. Dyroff, J. Eckstein, F. Frank, H. Garny, K.-D. Gottschaldt, P. Graf, V. Grewe, A. Kerkweg, B. Kern, S. Matthes, M. Mertens, S. Meul, M. Neumaier, M. Nützel, S. Oberländer-Hayn, R. Ruhnke, T. Runde, R. Sander, D. Scharffe, und A. Zahn (2015), Earth System Chemistry Integrated Modelling (ESCiMo) with the Modular Earth Submodel System (MESSy, version 2.51), *Geosci. Model Dev. Discuss.*, *8*(10), 8635–8750, doi:10.5194/gmdd-8-8635-2015.
3. Karami, K., P. Braesicke, **M. Kunze**, U. Langematz, M. Sinnhuber, und S. Versick (2015), Modelled thermal and dynamical responses of the middle atmosphere to EPP-induced ozone changes, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, *15*(22), 33,283–33,329, doi:10.5194/acpd-15-33283-2015.
4. Matthes, K., R. Thiéblemont, **M. Kunze**, und M. Toohey (2015), Interactions of different sources of variability, in *Earth's climate response to a changing Sun*,

- herausgegeben durch T. D. de Wit, I. Ermolli, M. Haberreiter, H. Kambezidas, M. Lam, J. Liliensten, K. Matthes, I. Mironova, H. Schmidt, A. Seppälä, E. Tanskanen, K. Tourpali, und Y. Yair, pp. 247–253, EPD Sciences, Les Ulis Cedex, France, doi:10.1051/978-2-7598-1733-7, koordiniert durch: Jean Liliensten, Thierry Dudok de Wit, Katja Matthes.
5. Labitzke, K. und **M. Kunze** (2012a), Interannual variability and trends in the stratosphere, in *Climate And Weather of the Sun-Earth System (CAWSES): Highlights from a priority program*, herausgegeben durch F.-J. Lübken, Springer, Dordrecht, Niederlande.
 6. Labitzke, K. und **M. Kunze** (2012b), Interactions between the stratosphere, the sun and the QBO during the northern summer, *J. Atmosph. Solar-Terr. Phys.*, 75-76, 141–146, doi:10.1016/j.jastp.2011.04.011.
 7. Oberländer, S., U. Langematz, K. Matthes, **M. Kunze**, A. Kubin, J. Harder, N. A. Krivova, S. K. Solanki, J. Pagaran, and M. Weber (2012), The influence of spectral solar irradiance data on stratospheric heating rates during the 11 year solar cycle, *Geophys. Res. Lett.*, 39(1), doi:10.1029/2011GL049539, L01801.
 8. Park, J., H. Lühr, **M. Kunze**, B. G. Fejer, und K. W. Min (2012), Effect of sudden stratospheric warming on lunar tidal modulation of the equatorial electrojet, *J. Geophys. Res.*, 117(A3), A03,306, doi:10.1029/2011JA017351.
 9. Grenfell, J. L., **M. Kunze**, U. Langematz, P. Mieth, und B. Steil (2010), The 27-day solar rotational cycle in the Freie Universität Berlin Climate Middle Atmosphere Model with interactive chemistry (FUB CMAM CHEM), *J. Atmosph. Solar-Terr. Phys.*, 72(9-10), 705–712, doi:10.1016/j.jastp.2010.03.012.
 10. Manzini, E., K. Matthes, C. Blume, G. Bodeker, C. Cagnazzo, N. Calvo, A. Charlton-Perrez, A. Douglass, P. Fogli, L. Gray, J. Kim, K. Kodera, **M. Kunze**, C. Ortiz, B. Randel, T. Reichler, G. Stenchikov, C. Timmreck, M. Toohey, und S. Yoden (2010), Chapter 8: natural variability of stratospheric ozone, in *SPARC CCMVal (2010), SPARC Report on the Evaluation of Chemistry-Climate Models*, herausgegeben durch D. W. W. V. Eyring, T. G. Shepherd, pp. 305–346, WMO, SPARC Report No. 5, WCRP-132, WMO/TD-No. 1526.
 11. Kremser, S., I. Wohltmann, M. Rex, U. Langematz, M. Dameris, und **M. Kunze** (2009), Water vapour transport in the tropical tropopause region in coupled Chemistry-Climate Models and ERA-40 reanalysis data, *Atmos. Chem. Phys.*, 9(8), 2679–2694, doi:10.5194/acp-9-2679-2009.

12. Labitzke, K. und **M. Kunze** (2009b), Variability in the stratosphere: The sun and the QBO, in *Climate and Weather of the Sun-Earth System (CAWSES): Selected Papers from the 2007 Kyoto Symposium*, herausgegeben durch T. Tsuda, R. Fujii, K. Shibata, pp. 257–278, TERRAPUB, Tokyo.
13. Labitzke, K. und **M. Kunze** (2009a), On the remarkable Arctic winter in 2008/2009, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, *114*, D00I02, doi:10.1029/2009JD012273.
14. Labitzke, K., **M. Kunze**, und S. Brönnimann (2008), Sunspots, the QBO, and the Stratosphere in the North Polar Region: An Update, in *Climate Variability and Extremes during the Past 100 Years*, herausgegeben durch S. Brönnimann, J. Luterbacher, H. F. D. Tracy Ewen, R. S. Stolarski, und U. Neu, pp. 347 – 357, Springer Berlin Heidelberg.
15. Langematz, U. und **M. Kunze** (2008), Dynamical Changes in the Arctic and Antarctic Stratosphere during spring, in *Climate Variability and Extremes during the Past 100 Years*, herausgegeben durch S. Brönnimann, J. Luterbacher, T. Ewen, H. F. Diaz, R. S. Stolarski, und U. Neu, pp. 293 – 301, Springer Berlin Heidelberg.
16. Hoffmann, P., W. Singer, D. Keuer, W. K. Hocking, **M. Kunze**, und Y. Murayama (2007), Latitudinal and longitudinal variability of mesospheric winds and temperatures during stratospheric warming events, *J. Atmosph. Solar-Terr. Phys.*, *69*, 2355–2366, doi:10.1016/j.jastp.2007.06.010.
17. Huebener, H., U. Cubasch, U. Langematz, T. Spangehl, F. Niehorster, I. Fast, und **M. Kunze** (2007), Ensemble climate simulations using a fully coupled ocean-troposphere-stratosphere general circulation model, *Phil. Trans. R. Soc. A*, *365*(1857), 2089–2101, doi:10.1098/rsta.2007.2078.
18. Labitzke, K., **M. Kunze**, und S. Brönnimann (2006), Sunspots, the QBO and the stratosphere in the North Polar Region – 20 years later, *Meteorol. Z.*, *15*(3), 355–363, doi:10.1127/0941-2948/2006/0136.
19. Langematz, U. und **M. Kunze** (2006), An update on dynamical changes in the Arctic and Antarctic stratospheric polar vortices, *Climate Dynamics*, *27*(6), 647–660, doi:10.1007/s00382-006-0156-2.
20. Labitzke, K. und **M. Kunze** (2005), Stratospheric temperatures over the Arctic: Comparison of three data sets, *Meteorol. Z.*, *14*, 65–74, doi:10.1127/0941-2948/2005/0014-0065.
21. Langematz, U., J. L. Grenfell, K. Matthes, P. Mieth, **M. Kunze**, B. Steil, und C. Brühl (2005a), Chemical effects in 11-year solar cycle simulations with the Freie

- Universität Berlin Climate Middle Atmosphere Model with online chemistry (FUB-CMAM-CHEM), *Geophys. Res. Lett.*, *32*(13), L13,803, doi:10.1029/2005GL022686.
22. Langematz, U., A. Claussnitzer, K. Matthes, und **M. Kunze** (2005b), The climate during the Maunder Minimum: a simulation with the Freie Universität Berlin Climate Middle Atmosphere Model (FUB-CMAM), *J. Atmosph. Solar-Terr. Phys.*, *67*(1–2), 55–69, doi:10.1016/j.jastp.2004.07.017.
 23. Mieth, P., J. L. Grenfell, U. Langematz, und **M. Kunze** (2004), Sensitivity of the Freie Universität Berlin Climate Middle Atmosphere Model (FUB-CMAM) to different gravity-wave drag parameterisations, *Annales Geophysicae*, *22*(8), 2693–2713, doi:10.5194/angeo-22-2693-2004.
 24. Langematz, U., **M. Kunze**, K. Krüger, K. Labitzke, und G. L. Roff (2003), Thermal and dynamical changes of the stratosphere since 1979 and their link to ozone and CO₂ changes, *J. Geophys. Res.: Atmos.*, *108*(D1), 4027, doi:10.1029/2002JD002069.
 25. Naujokat, B., K. Krüger, K. Matthes, J. Hoffmann, **M. Kunze**, und K. Labitzke (2002), The early major warming in December 2001 – exceptional?, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(21), 2023, doi:10.1029/2002GL015316.

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich bei allen bedanken, die mich während der letzten Jahre bei meiner Arbeit unterstützt haben:

Prof. Dr. Ulrike Langematz für die Betreuung der Dissertation, und das langjährige Vertrauen.

Prof. Dr. Martin Dameris (DLR Oberpfaffenhofen) möchte ich dafür danken, dass er sich bereit erklärt hat als zweiter Gutachter die Arbeit zu bewerten.

Dr. Sophie Oberländer-Hayn möchte ich danken für das Korrekturlesen während der Endphase der Arbeit.

Prof. Dr. Peter Braesicke möchte ich danken für die Diskussionen über den asiatischen Sommermonsun und die Einladung zu einem Seminarvortrag nach Karlsruhe.

Dr. Ingo Kirchner möchte ich danken für die Hilfe bei seinem Programm *intera*.

Thomas Bergmann möchte ich danken für die immer schnelle Bereitstellung weiterer Festplattenkapazitäten.

Allen in der Arbeitsgruppe Dynamik der Atmosphäre Beschäftigten möchte für die kollegiale Unterstützung danken.

Ganz besonders möchte ich hier meiner Familie für die Unterstützung in den letzten Jahren danken.

Selbstständigkeitserklärung

Hiermit erkläre ich an Eides Statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig und ohne fremde Hilfe angefertigt, keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt und die den benutzten Quellen wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe. Diese Arbeit hat in gleicher oder ähnlicher Form noch keiner Prüfungsbehörde vorgelegen.

Berlin, den 17. Dezember 2015
