

Kapitel 4

Der GRIPS-Vergleich

Dieses Kapitel geht auf die Ergebnisse des internationalen GRIPS- (GCM-Reality Intercomparison for SPARC) Vergleiches für die Sonnenexperimente ein, die bereits kurz in Kapitel 2 (Abschnitt 2.4.2) gezeigt wurden. Die Ergebnisse dieses Vergleiches dienen als Vorstudien zu den in Kapitel 5, 6 und 7 vorgestellten Ergebnissen.

Im Rahmen von GRIPS wurde ein Unterprojekt initiiert und von Dr. K. Kodera koordiniert, um Modellstudien zum Einfluss der Sonnenvariabilität auf das Klima unter einheitlichen Vorgaben durchzuführen. Mit diesem Vergleich sollten die sehr widersprüchlichen Ergebnisse verschiedener Modellstudien zum Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus untersucht werden und ihre Diskrepanzen zu Beobachtungsstudien aufgedeckt werden. An den Auswertungen dieses Vergleiches war ich maßgeblich beteiligt (Matthes et al., 2003). Tab. 4.1 zeigt alle an dem GRIPS-Vergleich der Sonnenexperimente beteiligten Gruppen und ihre Modelle. Neben dem NASA Goddard Institute for Space Studies (GISS) in New York (USA), dem Imperial College of Science, Technology and Medicine (IC) in London (UK), dem Meteorological Research Institute (MRI) in Tsukuba (Japan), waren unsere Arbeitsgruppe mit dem FUB-CMAM und die University of Illinois Urbana-Champaign (UIUC, USA) an dem Vergleich beteiligt. In Tab. 4.2 sind die in den Modellen verwendeten Strahlungsschemata sowie Details zu den eingebauten Strahlungs- und Ozonänderungen zu finden. Das UIUC-Modell unterscheidet sich von den anderen Modellen, da es keine Ozonklimatologie besitzt, sondern Ozon interaktiv berechnet wird, und sich der Modelloberrand in einer Höhe von 1 hPa (48 km) befindet. Daher ist dieses Modell in den beiden Tabellen von den anderen Modellen getrennt abgebildet. In Pawson et al. (2000) ist ein Vergleich der Modell-Klimatologien für die Kontrolleexperimente sowie ihrer Jahr-zu-Jahr Variabilität zu finden, auf den hier im Detail nicht eingegangen werden soll. Im Rahmen von GRIPS wurden einheitliche Gleichgewichtssimulationen für je 20 Modelljahre unter konstanten Sonnenfleckenmaximum und -minimum Bedingungen durchgeführt, wie sie bereits für das FUB-CMAM in Abschnitt 3.3 beschrieben wurden. Alle Modelle benutzten die wellenlängenabhängigen Strahlungsflussänderungen von Lean et al. (1997) und Ozonänderungsfelder, mit denen die jeweilige Ozonklimatologie angepasst wurde. Neben den bereits beschriebenen Ozonänderungsfeldern von Haigh (1994) (vgl. Abschnitt 2.4.2), die mit einem 2-D Modell berechnet wurden und in Tab. 4.2 mit „IC“ abgekürzt sind, verwendeten zwei der Modelle ein anderes Ozonänderungsfeld von einer interaktiven Chemieparametrisierung des GISS-Modelles (Shindell et al., 1999), die in Tab. 4.2 mit „GISS“ abgekürzt ist. Die Chemieparametrisierung im GISS-Modell ist in der Lage, Ozonänderungen aufgrund von Strahlungs- und Temperaturänderungen zu berücksichtigen. Allerdings wird Ozon in diesem Modell nicht

Gruppe	Modell/ Referenz	Horizontale Auflösung	Modelloberrand/ Anzahl der Flächen	Schwerewellen
GISS	GISS Rind et al. (1988a,b)	$8^\circ \times 10^\circ$	0,002 hPa (85 km)/ L23	orographische, konvektive, Scherin- stabilitäten
IC	Unified Modell Swinbank et al. (1998)	$2,5^\circ \times 3,75^\circ$	0,1 hPa (64 km)/ L58	orographische ($p > 20$ hPa), MRF*
MRI	MRI/JMA98 Shibata et al. (1999)	T42 ($2,8^\circ \times 2,8^\circ$)	0,01 hPa (80 km)/ L45	MRF
FUB	FUB-CMAM Langematz und Pawson (1997), Pawson et al. (1998), Langematz (2000)	T21 ($5,6^\circ \times 5,6^\circ$)	0,0068 hPa (83 km)/ L34	MRF
UIUC	UIUC 24L Rozanov et al. (2001)	$4^\circ \times 5^\circ$	1 hPa (48 km)/ L24	orographische

Tabelle 4.1: Übersicht der am GRIPS-Vergleich der Sonnenexperimente beteiligten Gruppen und ihrer Modelle (deutsche Version von Tab. 1 aus Matthes et al., 2003). *MRF: Mesosphärische Rayleigh-Reibung.

transportiert und ist daher nicht mit einer sonst verwendeten interaktiven Ozonparametrisierung wie z. B. im UIUC-Modell zu vergleichen.

Die Benutzung gleicher Ausgangsdaten erlaubte einen besseren Vergleich der verschiedenen Modellresultate. Die sich ergebenden Simulationsunterschiede sind also entweder auf die unterschiedlichen Strahlungsparametrisierungen oder auf die unterschiedlichen Modellklimatologien und die sich daraus ergebende unterschiedliche interne Modellvariabilität zurückzuführen. Das japanische Modell (MRI) führte die Modellsimulationen sogar für beide Ozonänderungsfelder (MRI-I und MRI-G) durch. Diese Vorgabe erlaubte zusätzlich die Sensitivität des Modelles bezüglich der vorgegebenen Ozonänderungsfelder zu untersuchen. In Tab. 4.2 wird noch einmal deutlich, dass die im Rahmen dieser Arbeit weiterentwickelte Strahlungsparametrisierung für das FUB-CMAM eine klare Verbesserung gegenüber den Parametrisierungen in anderen Modellen darstellt.

Im Folgenden werden die Ergebnisse für vier Modelle (GISS, IC, FUB, MRI) gezeigt, wobei das MRI-Modell zweimal vertreten ist (MRI-I, MRI-G). Im späteren Verlauf wird zum Vergleich das fünfte Modell (UIUC) hinzugenommen.

Gruppe	SW Strahlungsparametrisierung	Anzahl der geänderten spektralen Intervalle im SW	Referenz-Ozonklimatologie/Ozonänderungsfeld
GISS	Hansen et al. (1983)	analytische Absorptionsfunktion, 115-900 nm in 5 bis 10 nm Schritten für O ₃ , 300-900 nm: 6 Bänder für andere Gase	LIMS Satellitendaten parametrisiertes Ozon GISS
IC	Edwards und Slingo (1996)	200-23800 nm: 6	Keating et al. (1987) (p<22,5 hPa); sonst: SBUV (McPeters, pers. Mitteilung) IC
MRI	Briegleb (1992) Shibata und Uchiyama (1994)	250-350 nm: 7 350-700 nm: 7	Wang et al. (1995) (p<0,28 hPa), Keating et al. (1987) (p>0,28 hPa) GISS & IC (MRI-G), (MRI-I)
FUB	Foucart und Bonnel (1980), Shine und Rickaby (1989) erweitert, Strobel (1978)	206,2-852,5 nm: 44	Fortuin und Langematz (1994) aktualisiert IC
UIUC	Chou (1990, 1992) Chou und Lee (1996) Chou und Suarez (1999)	175-700 nm: 8	interaktiv berechnet -

Tabelle 4.2: Übersicht der kurzwelligen (SW) Strahlungsparametrisierungen sowie Details zu den Strahlungs- und Ozonänderungen in den einzelnen Modellen, IC: nach Haigh (1994), GISS: nach Shindell et al. (1999), (deutsche Version von Tab. 2 aus Matthes et al., 2003).

4.1 Das Temperatursignal

In Abb. 2.13 (Abschnitt 2.4.2) ist bereits die Diskrepanz des Temperatursignales im Jahresmittel zu Beobachtungen diskutiert worden. Trotz des einheitlichen Auftretens eines starken Temperatursignales in der tropischen und subtropischen Stratosphäre, variiert insbesondere die meridionale Struktur der Signale von Modell zu Modell. Besonders auffällig sind die Unterschiede in den hohen Breiten der Nord- und Südhemisphäre (Abb. 2.13), die vermutlich auf die unterschiedliche interne Modellvariabilität zurückzuführen sind. Bemerkenswert ist auch die unterschiedliche Ausprägung des Temperatursignales für das MRI-Modell, welches mit beiden Ozonänderungsfeldern integriert wurde. In den hohen Breiten der Nordhemisphäre findet

man in der unteren und mittleren Stratosphäre ein entgegengesetztes Temperatursignal für das MRI-I- und das MRI-G-Experiment. Dieses Beispiel verdeutlicht, wie sensibel das Modell auf das vorgegebene Ozonänderungsfeld reagiert und wie unterschiedlich die Simulationsergebnisse in ein und demselben Modell sein können. Aber auch die Unterschiede zwischen den einzelnen Modellen lassen auf die Bedeutung der Modellklimatologie und der Strahlungsparametrisierung schließen. Das UIUC-Modell, welches das Ozon interaktiv berechnete, zeigte keine nennenswerte Verbesserung des simulierten Temperatursignales (nicht gezeigt). Dieses Modell enthält allerdings im Gegensatz zu den anderen Modellen keine Mesosphäre und damit nur eine unvollständige Berücksichtigung von Prozessen in der Mittleren Atmosphäre (vgl. auch Tab. 4.1).

4.2 Das Wintersignal

4.2.1 Wind

Aufgrund der unterschiedlichen Struktur der zonal gemittelten Temperaturdifferenzen (Abb. 2.13), ergeben sich auch für die zonalen Winddifferenzen auf der Nordhemisphäre (Abb. 2.14) erhebliche Unterschiede zwischen den Modellen. Das GISS-Modell ist das einzige, welches ansatzweise eine polwärtige Abwärtsbewegung der Westwindanomalien von November bis Februar zeigt. Das Auftreten von negativen (Ostwind-) oder positiven (Westwind-) Anomalien in allen anderen Modellen erscheint unsystematisch. Besonders auffällig ist das unterschiedliche und im Februar sogar entgegengesetzte Signal im MRI-Modell für die beiden Ozonänderungsfelder (MRI-I/MRI-G). Trotz der unterschiedlichen Ergebnisse für die einzelnen Modelle erkennt man anhand des mittleren Modell-Signales (Abb. 2.14 „All“) einige Probleme der Modelle im Vergleich zu Beobachtungen. Im Nordwinter werden die beobachteten Zirkulationsänderungen in der Stratosphäre, wie z. B. die polwärtige Abwärtsbewegung der Winddifferenzen zwischen Sonnenfleckmaximum und -minimum (siehe Abschnitt 2.4.1), noch nicht zufriedenstellend simuliert. Die Größenordnung der Winddifferenzen ist in den Modellen sehr viel geringer als in Beobachtungen und die beobachtete starke Variabilität im nordhemisphärischen Frühwinter (Dezember in den Beobachtungen) in der subtropischen oberen Stratopausenregion fehlt in den Modellen (vgl. Abb. 2.5). Im Südwinter (Abb. 4.1) zeigt bisher keines der Modelle eine Übereinstimmung mit den beobachteten Signalen (vgl. Abb. 2.5), wieder besonders deutlich erkennbar an dem mittleren Modell-Signal. Lediglich das FUB-CMAM zeigt in einem Monat (Juni) ein zu Beobachtungen vergleichbares Signal (vgl. auch Kodera et al., 2003), welches in den Folgemonaten allerdings verschwindet.

4.2.2 Geopotentielle Höhe

Auch die Differenzen der 30-hPa (24 km) geopotentiellen Höhe im Januar (Abb. 4.2) zeigen die Unterschiede sowohl zwischen den Modellen als auch zu Beobachtungen. Es sollte darauf hingewiesen werden, dass es grundsätzlich schwierig ist, eine stratosphärische Höhe aus Beobachtungen mit exakt dieser Höhe in den Modellen zu vergleichen. Die Modelle zeigen meist einen in der Vertikalen nach oben verschobenen Windstrahlstrom. Ein Vergleich mit den Beobachtungen ist aus diesem Grund nur qualitativ möglich.

Der im Sonnenfleckmaximum um 420 gpm stärkere Polarwirbel und das stärkere Aläutenhoch werden von keinem der Modelle in annähernder Größenordnung wiedergegeben. Im allgemeinen

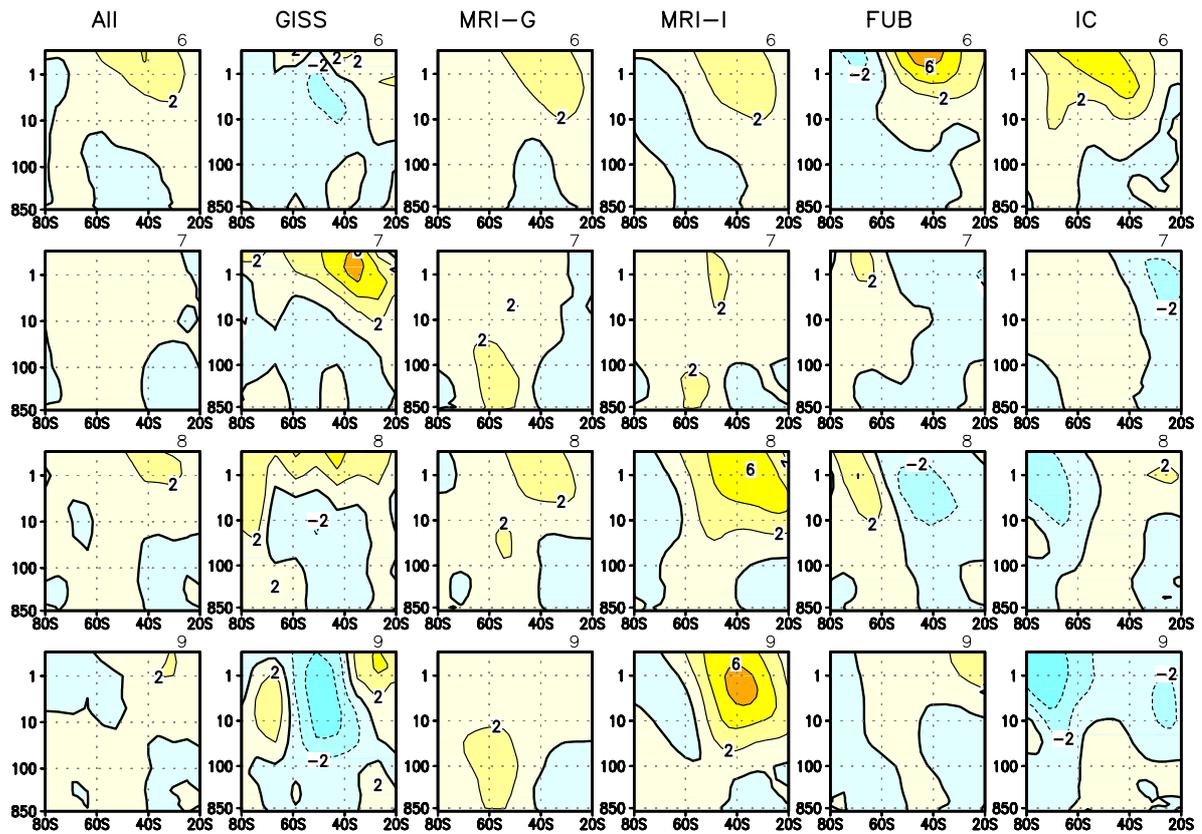


Abbildung 4.1: Wie Abb. 2.14 nur für die Südhemisphäre von Juni (6) bis September (9).

simuliert zwar jedes Modell einen stärkeren Polarwirbel, aber die Werte schwanken von Modell zu Modell erheblich. Das FUB-CMAM zeigt ein Welle-1-Muster und ein besonders schwaches Signal im Polarwirbelbereich. Passend zu dem stärkeren Signal in der Ausbildung des Polarnachtstrahlstromes im MRI-I- im Vergleich zum MRI-G-Experiment, ist auch die Ausbildung des Polarwirbels für das MRI-I-Experiment stärker. Bemerkenswert ist auch das Signal im GISS-Modell, welches in den zonal gemittelten Feldern am besten im Vergleich mit Beobachtungen, in den räumlichen Mustern jedoch sehr viel schlechter abschneidet. Die räumlichen Muster der Differenzen auf der Südhemisphäre werden von keinem der Modelle wiedergegeben (nicht gezeigt). Allerdings wird der prinzipielle Unterschied in der Stärke der hemisphärischen Signale reproduziert: die Signale sind auf der Nordhemisphäre aufgrund der stärkeren Wellenaktivität stärker als auf der Südhemisphäre.

Das nordhemisphärische Sommersignal

Das Sommersignal wird von den Modellen bisher stark unterschätzt (Abb. 4.3). Während das Signal in den Beobachtungen durchgehend positiv ist und die stärksten Differenzen von 60-80 gpm um 50°N auftreten, treten im FUB-CMAM und im MRI-I-Experiment zwar positive Werte auf, jedoch fehlen die starken Signale besonders in niedrigeren Breiten. Sowohl das GISS-Modell als auch das MRI-G-Experiment zeigen ein zu Beobachtungen entgegengesetztes (negatives) Signal. Zusammenfassend lässt sich sagen, dass insbesondere die Größenordnung

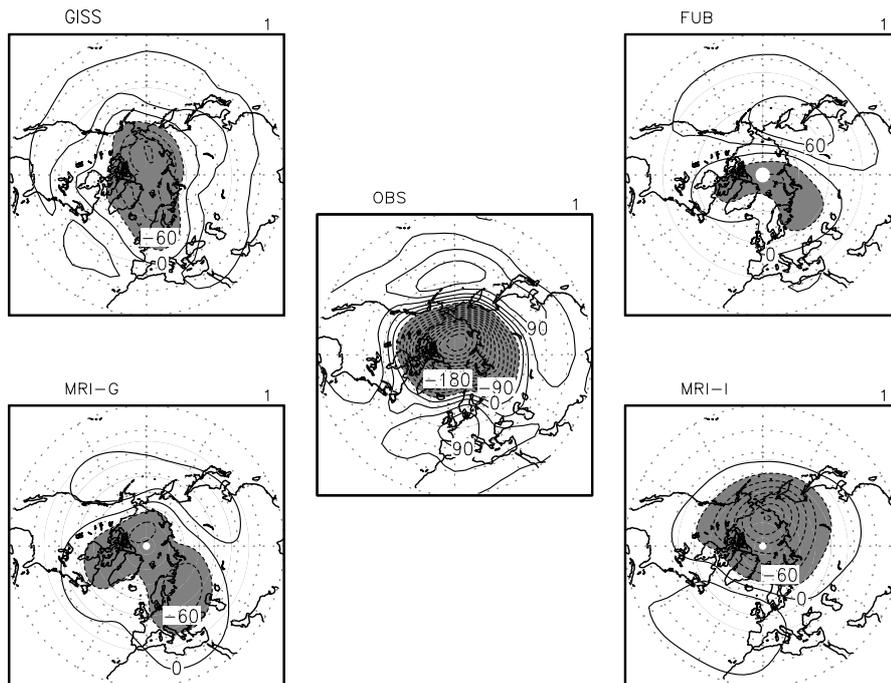


Abbildung 4.2: Polarstereographische Projektion der Differenzen zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum in der 30-hPa geopotentiellen Höhe für den nordhemisphärischen Winter (Januar) von 20°N bis 90°N für das GISS- und das FUB-Modell sowie für das MRI-G- und das MRI-I-Experiment und die NCEP/CPC-Beobachtungen von 1979 bis 1998 (vgl. Abb. 2.5), Isolinienabstand: 30 gpm, Differenzen größer als -30 gpm sind schattiert (Fig. 7 aus: Matthes et al., 2003).

der Signale in niedrigen Breiten unterschätzt wird. Die geringe Variabilität in niedrigen Breiten könnte durch das Fehlen der QBO in den GCMs erklärt werden. Daher kann die beobachtete Wechselwirkung zwischen Sonnenfleckenzyklus und QBO mit diesen GCM-Simulationen nicht untersucht werden.

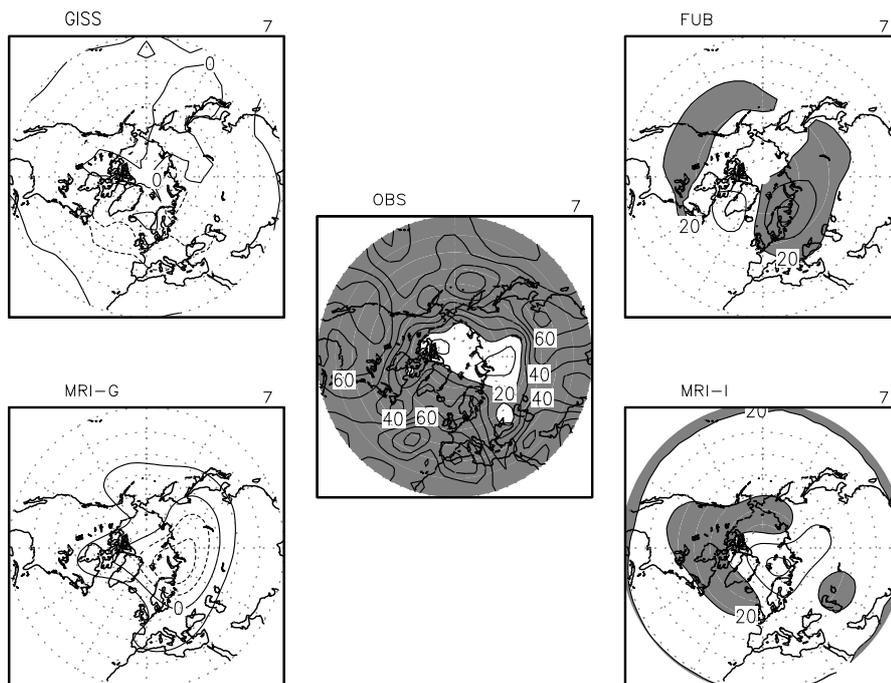


Abbildung 4.3: Wie Abb. 4.2 nur für den Juli, Isolinienabstand: 10 gpm, Differenzen größer als +20 gpm sind schattiert (Fig. 9 aus: Matthes et al., 2003).

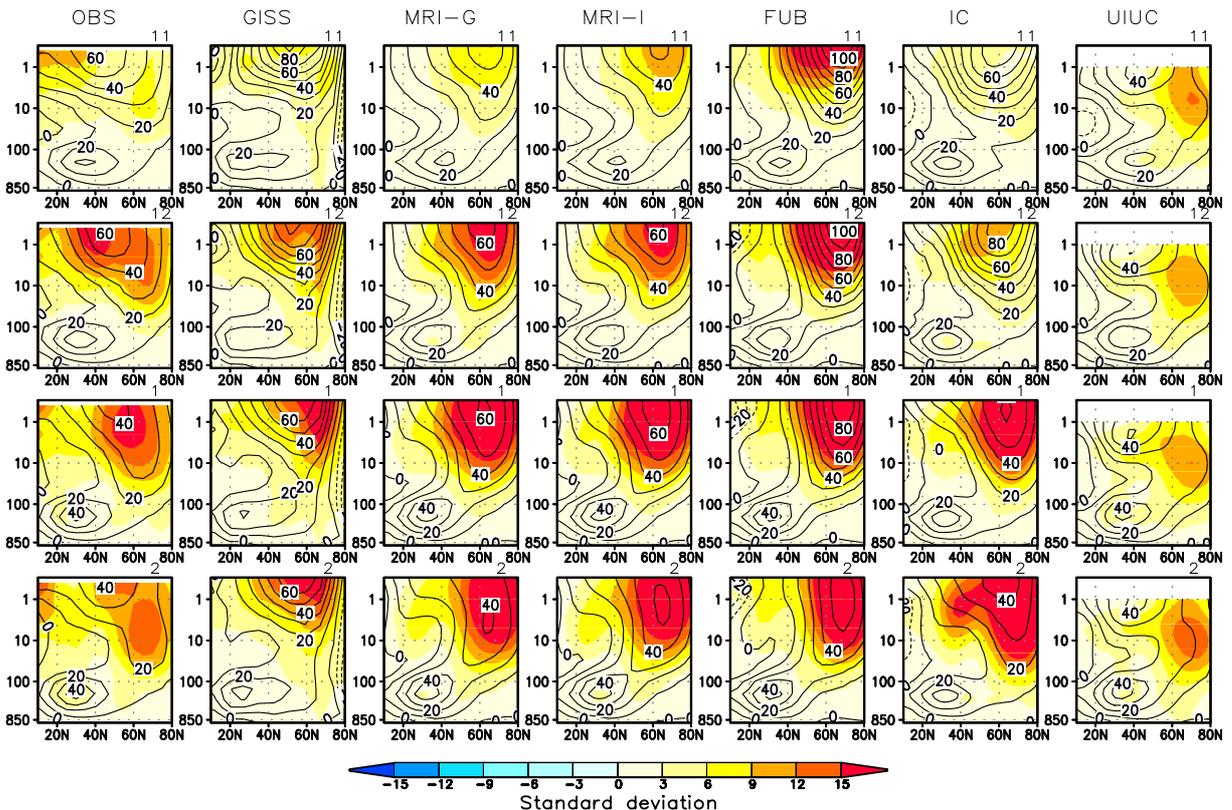


Abbildung 4.4: Klimatologisches Mittel des zonal gemittelten zonalen Windes für das Sonnenfleckennmaximum im nordhemisphärischen Winter (10-80°N, November bis Februar), Isolinienabstand: 10 m/s, farbig dargestellt ist die Standardabweichung mit einem Abstand von 3 m/s. Von links nach rechts: Beobachtungen (6 Jahre der NCEP-CPC Daten), GISS-Modell, MRI-G-Experiment, MRI-I-Experiment, FUB-Modell, IC-Modell und UIUC-Modell (für dieses Modell sind nur 15 Jahre integriert worden) (Fig. 10 aus Matthes et al., 2003).

4.3 Die Klimatologie der Modelle

11-jährige Variationen der solaren Einstrahlung verursachen nicht-lineare Wechselwirkungen in der Winterstratosphäre, weshalb man neben den Unterschieden zwischen Sonnenfleckennmaximum und -minimum, die die eben gezeigten Probleme aufweisen, auch die Unterschiede in den Klimatologien betrachten sollte (Abb. 4.4). Wie bereits in Abschnitt 3.4 für das FUB-CMAM diskutiert, ist die Simulation des Westwindstrahlstromes in der Stratosphäre problematisch. Der Strahlstrom ist nicht zum Äquator geneigt, die Variabilität zu stark auf die mittleren und hohen Breiten beschränkt und die dynamisch aktive Saison beginnt für die meisten Modelle früher als in Beobachtungen. Die beobachtete Doppelstruktur in der Standardabweichung an der Stratopause im Dezember, die zu dem subtropischen Strahlstrom um 30°N und dem Polarnachtstrahlstrom um 60°N (definiert nach Kodera und Kuroda (2002)) gehört, wird bis auf das GISS-Modell von keinem der Modelle wiedergegeben. Dies passt zu den Differenzen des zonalen Windes (Abb. 2.14), die für das GISS-Modell am ehesten den Beobachtungen entsprechen. Im Januar und Februar sind die Winde in den Modellen etwa 10 bis 30 m/s stärker als in Beobachtungen. Der Unterschied in der MRI-I- und MRI-G-Klimatologie ist ebenfalls interessant, da er nur durch die unterschiedlichen Ozonänderungsfelder entsteht. Während das MRI-I-Experiment dazu tendiert, stärkere Winde zu produzieren, sind diese für das MRI-G-Experiment schwächer. Genau dieses Verhalten zeigte sich auch in den Winddifferenzen in Abb. 2.14: das MRI-I-Experiment simulierte als einziges einen stärkeren Polarnachtstrahlstrom

im Sonnenfleckenmaximum. Einige der Modelle zeigen ein zweites Maximum in der Standardabweichung in den Subtropen nicht wie in Beobachtungen im Dezember, sondern im Februar (FUB, IC). Dieses tritt gemeinsam mit einer positiven Westwinddifferenz auf (vgl. Abb. 2.14). In Beobachtungen zeigte sich, dass der starke Anstieg der Standardabweichung im Dezember genau mit dem Auftreten der stärksten Winddifferenzen zusammentrifft (vgl. Kodera et al., 2003). Da die Modelle eine zu geringe Standardabweichung an der subtropischen Stratopause aufweisen, fehlt vermutlich ein zu Beobachtungen vergleichbares Sonnensignal. Der Westwindstrahlstrom im UIUC-Modell zeigt, dass der zu geringe Modelloberrand (1 hPa/48 km) die Ausbreitung planetarischer Wellen und damit eine zu Beobachtungen vergleichbare Variabilität verhindert.

4.4 Ergebnisse des GRIPS-Modellvergleiches

Dieser Modell-Vergleich zeigte, dass ein Hauptgrund für die auftretenden Unterschiede in den unrealistischen Klimatologien der Modelle zu finden ist, die eine adäquate Simulation des Sonnensignales verhindern (Matthes et al., 2003; Kodera et al., 2003). Neben den Unterschieden in den Modellklimatologien spielen aber auch die Unterschiede in den Strahlungsschemata sowie die vorgegebenen Ozonänderungsfelder eine Rolle. Die Modellklimatologie hat einen Einfluss auf die Ausbreitungsbedingungen für planetarische Wellen, auf die Wechselwirkung zwischen Wellen und Grundströmung und damit auch auf die Ausbildung der Brewer-Dobson Zirkulation in der Stratosphäre, welche in Beobachtungen durch den Sonnenfleckenzyklus moduliert wird (Kodera und Kuroda, 2002). So lange wie die Klimatologie der Modelle nicht richtig repräsentiert ist, kann man also kein zu Beobachtungen vergleichbares Sonnensignal erwarten. Eine Verbesserung der Modellklimatologie und damit der Modelldynamik könnte zu einer verbesserten Repräsentation des Sonnensignales in den Modellen führen.

4.5 Resultierende Veränderungen im Berliner Modell

Die Ergebnisse des GRIPS-Vergleiches wurden genutzt, um weitere Studien mit dem FUB-CMAM durchzuführen. Da keines der Modelle des GRIPS-Vergleiches eine modellinterne QBO und nur das FUB-CMAM eine zu Beobachtungen vergleichbare SAO besitzt, wurde dies als Ansatzpunkt für eine Verbesserung des äquatorialen Windprofils genutzt. Als erstes wurde eine künstliche QBO-Westphase nur in der unteren Stratosphäre implementiert (kwqbo-max/kwqbomin) (vgl. Abschnitt 3.3). In einem weiteren Schritt wurden die äquatorialen Winde in der gesamten Stratosphäre an beobachtete äquatoriale Windprofile angepasst (kwmaeqbof/kwmieqbof, kwmawqbof/kwmiwqbof). Ausschlaggebend für den letzten Schritt waren die Ergebnisse von Gray et al. (2001a,b), die sowohl in mechanistischen Modell- als auch Beobachtungsstudien zeigten, dass äquatoriale Winde über die gesamte Höhe der Stratosphäre für die Jahr-zu-Jahr Variabilität der hohen Breiten der Nordhemisphäre entscheidend sind.

4.6 Das Sonnensignal im Jahresmittel

Als Einstieg in die Diskussion dieser verschiedenen Experimente in den folgenden Kapiteln ist in Abb. 4.5 das Jahresmittel der Temperaturdifferenzen für die drei mit dem FUB-CMAM durchgeführten Experimentenpaare gezeigt.

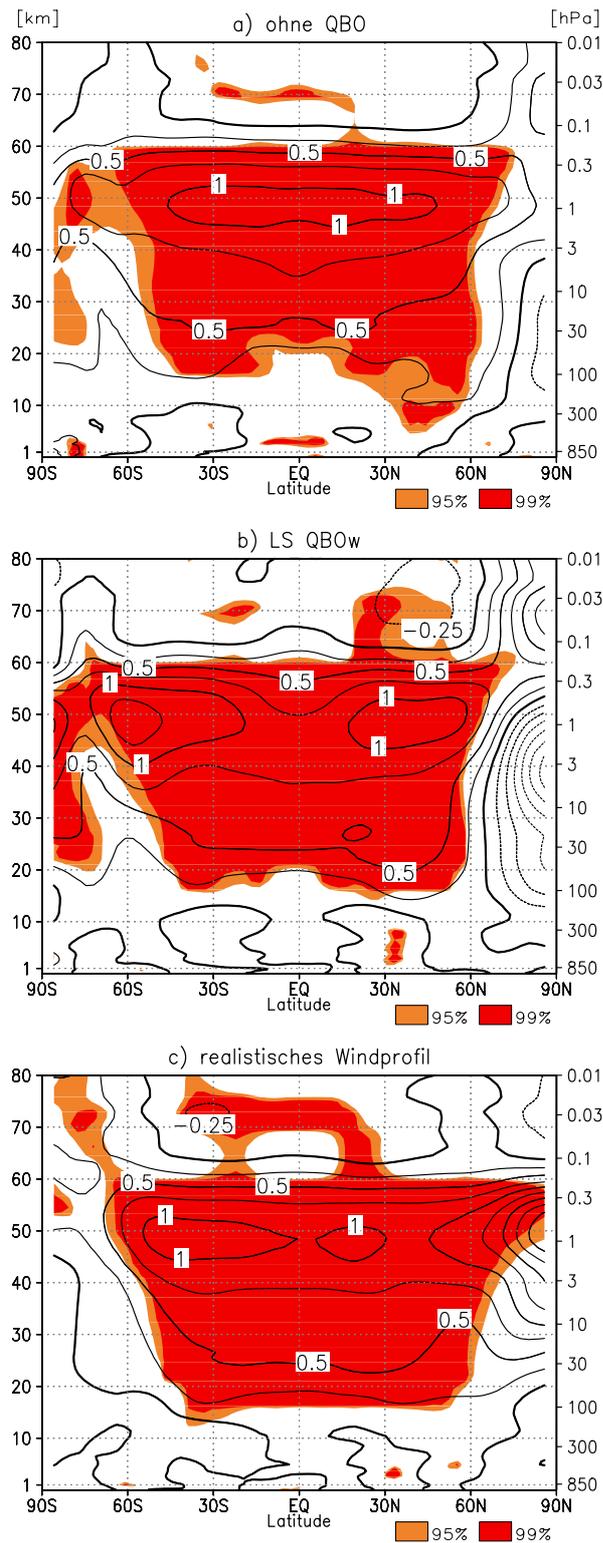


Abbildung 4.5: Jahresmittel der zonal gemittelten Temperaturdifferenzen zwischen dem langjährigen Mittel des Sonnenfleckensmaximum- und -minimum-Experimentes für a) ohne QBO (kwsomax-kwsomin) (Fig. 9 aus Labitzke und Matthes, 2003), b) künstliche QBO-Westphase nur in der unteren Stratosphäre (kwqbo_{max}-kwqbo_{min}) und c) mittleres Sonnensignal (max-min) unter Berücksichtigung realistischer Windprofile (Fig. 3b aus Matthes et al., 2004); Isolinienabstand: 0,25 Kelvin (K). Orange (rote) Schattierungen geben die zu 95% (99%) statistisch signifikanten Gebiete an, die mit einem Student-t-Test berechnet wurden.

Die Abb. 4.5a ist mit der Abb. 2.13 für das FUB-Modell bis auf die zusätzliche Angabe der statistischen Signifikanzen identisch. In Abb. 4.5b ist die Differenz für die Experimente mit einer künstlichen QBO-Westphase in der unteren Stratosphäre und in Abb. 4.5c das mittlere Sonnensignal ($\max=(\max W+\max E)/2$; $\min=(\min W+\min E)/2$) für das dritte Experimentenpaar mit realistischeren äquatorialen Winden dargestellt. Generell ist es im Sonnenfleckenmaximum in einem großen Gebiet von der oberen Atmosphäre (60 km/ $\sim 0,1$ hPa) bis zur Erdoberfläche und vom Nord- zum Südpol wärmer als im Sonnenfleckenminimum, das maximale Temperatursignal tritt im Bereich der Stratopause auf. Das stratosphärische Signal ist mit Ausnahme der hohen Breiten statistisch signifikant, während man in der Troposphäre nur kleine signifikante Gebiete im Bereich von 30° bis 60°N findet. Das simulierte Temperatursignal stimmt in niedrigen und mittleren Breiten prinzipiell mit anderen Modellstudien überein (Abb. 2.13), besitzt aber die in Abschnitt 2.4.2 bereits diskutierten Diskrepanzen zu Beobachtungen: das zweite Temperaturmaximum in der unteren Stratosphäre und das negative Signal in der mittleren Stratosphäre werden vom Modell nicht reproduziert.

Die Temperaturdifferenzen für die drei Experimentenpaare unterscheiden sich jedoch deutlich voneinander. Während die maximale Temperaturdifferenz in Abb. 4.5a (+1,1 K) an der äquatorialen Stratopausenregion auftritt und damit einen reinen Strahlungseffekt widerspiegelt (vgl. auch Kapitel 5), zeigen die Temperaturdifferenzen in Abb. 4.5b und 4.5c mehrere Maxima an der Stratopause. Diese sind vom Äquator verschoben und der stärkste Temperaturunterschied tritt in Abb. 4.5c mit +2 K in hohen nördlichen Breiten auf.

In der Mesosphäre tritt in allen drei Modell-Experimentenpaaren ein zum Teil signifikantes negatives Temperatursignal auf. Dies ist insofern interessant, als man ein solches Signal in anderen Modellstudien nicht findet (Abschnitt 2.4.2) und ein gesichertes mesosphärisches Temperatursignal aus Beobachtungen noch nicht existiert (Abschnitt 2.4.1). Allerdings kann mit der vorhandenen mesosphärischen Datenbasis nicht eindeutig geklärt werden, ob dieses Modellsignal realistisch ist oder auf modellinterne Näherungen, wie z. B. den Newtonian Cooling Ansatz in der IR-Strahlung oberhalb von 60 km, eine fehlende Parametrisierung der Lyman-alpha Linie oder die nicht vorgegebene solare Variabilität für kürzere Wellenlängen (kleiner 200 nm), zurückzuführen ist.

Eine genaue Analyse der Signale in hohen Breiten, welche durch dynamische Prozesse auf der jeweiligen Winterhemisphäre bestimmt werden, erfolgt in Kapitel 5 und 6. Alleine aus den Jahresmitteln kann man bereits Folgendes schließen:

1. Das Experiment ohne QBO spiegelt den reinen Strahlungseffekt aufgrund der geänderten Einstrahlungsbedingungen wider (Abb. 4.5a) (vgl. Kapitel 5).
2. Die Hinzunahme einer QBO – entweder zu einer künstlichen QBO-Westphase nur in der unteren Stratosphäre oder zu realistischen Windprofilen durch die gesamte Stratosphäre – führt offensichtlich zu einer zusätzlichen dynamischen Antwort des Modelles auf die geänderten Einstrahlungsbedingungen (Abb. 4.5b,c).
3. In dem Experiment mit realistischen Windprofilen (Abb. 4.5c) dreht sich das Vorzeichen der Temperaturanomalien in den hohen Breiten der Nordhemisphäre im Vergleich zu den beiden anderen Experimenten um (Abb. 4.5a,b).

Während die ersten beiden Punkte im folgenden Kapitel eingehend untersucht werden, erfolgt eine Diskussion der Veränderungen durch Hinzunahme einer künstlichen und einer realistischeren QBO im Kapitel 6.