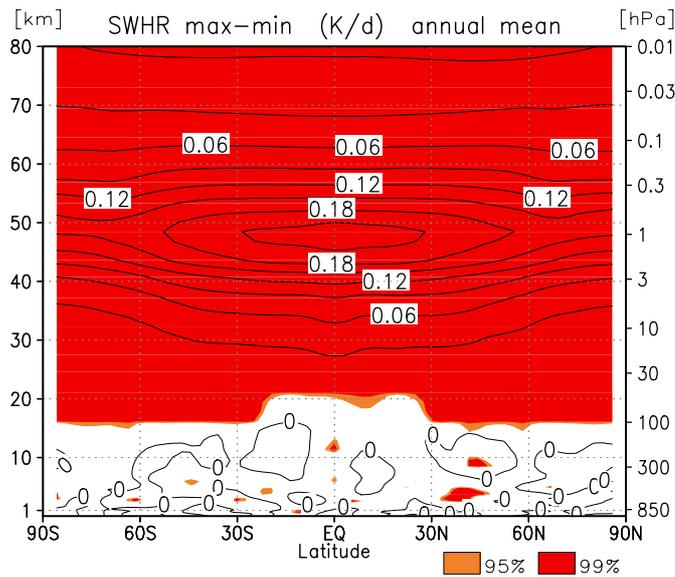


# Kapitel 5

## Der Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus im Modell

In diesem Kapitel wird versucht, den Mechanismus für den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus, wie er bisher verstanden ist (vgl. Abb. 2.15), anhand von Modellstudien mit dem FUB-CMAM nachzuvollziehen. In Kapitel 2 ist bereits ausführlich diskutiert worden, warum solche Studien von Interesse sind. Der Übersichtlichkeit halber wird als erstes ein mittleres Sonnensignal, im Folgenden wird hierfür „Sonnensignal“ als Synonym verwendet, für die letzten vier Experimente, in denen ein realistisches äquatoriales Windprofil vorgegeben wurde ( $k_{wmieqbof}/k_{wmaeqbof}$ ,  $k_{wmiwqbof}/k_{wmawqbof}$ ; siehe Tab. 3.3), untersucht. Das mittlere Sonnenfleckenmaximum wurde hierfür als Mittel aus den beiden Sonnenfleckenmaximum Experimenten unter QBO Ost- und Westbedingungen ( $\max = (\max E + \max W)/2$ ) definiert, das mittlere Sonnenfleckenminimum Experiment analog als  $\min = (\min E + \min W)/2$ . Die Sortierung der Experimente erfolgt hier bewusst ohne eine Einteilung in die Phase der QBO, um einen Vergleich mit anderen Modell- und Beobachtungsstudien zu gewährleisten, welche die QBO zu einem Großteil nicht berücksichtigen. Eine Diskussion des Sonnensignales in Abhängigkeit von der Phase der QBO erfolgt dann in Kapitel 6. Die im Folgenden präsentierten Differenzen zwischen dem mittleren Sonnenfleckenmaximum und -minimum Experiment basieren auf Monatsmitteldaten, welche über den Integrationszeitraum (15 Jahre) gemittelt wurden. Für einen Vergleich wird das Experimentenpaar ohne QBO ( $k_{wsomax}/k_{wsomin}$ , am GRIPS-Vergleich beteiligt) herangezogen, für welches ebenfalls Langzeitmittel über den gesamten Integrationszeitraum (20 Jahre) gezeigt werden. Wenn im Folgenden die Begriffe „Differenz“ oder „Anomalie“ verwendet werden, so ist immer, wenn nicht anders erwähnt, der Unterschied zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum gemeint.

Nachdem am Ende von Kapitel 4 bereits kurz die Jahresmittel der Temperaturdifferenzen gezeigt wurden, soll hier nun der direkte Effekt in der oberen Stratosphäre näher betrachtet werden. Im Anschluss folgt eine Untersuchung der Beiträge der einzelnen Jahreszeiten zum Jahresmittel, in dem sich ein kurzer Einschub der benötigten dynamischen Grundlagen befindet.



**Abbildung 5.1:** Jahresmittel der Differenz der zonal gemittelten kurzwelligen Erwärmungsrate (SWHR) zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum in Kelvin/Tag (K/d), Isolinienabstand: 0,03 K/d (Fig. 3a aus Matthes et al., 2004). Orange (rote) Schattierungen geben die 95% (99%) statistisch signifikanten Gebiete an, die mit einem Student-t-Test berechnet wurden.

## 5.1 Der direkte Effekt in der oberen Stratosphäre

Das Jahresmittel der Differenz der kurzwelligen Erwärmungsrate (Abb. 5.1) bestätigt die Aussage anderer Studien (vgl. Abschnitt 2.4.2), dass der stärkste Effekt der 11-jährig variierenden solaren Einstrahlung in der Stratopausenregion (48 km/ $\sim$ 1 hPa Höhe) zu finden ist. Im Sonnenfleckenmaximum führen die vorgegebene erhöhte solare Einstrahlung im UV-Bereich sowie die vorgegebenen erhöhten Ozonwerte im FUB-CMAM (vgl. Abschnitt 3.3) direkt zu einer statistisch signifikanten stärkeren kurzwelligen Erwärmungsrate von 0,22 Kelvin pro Tag (K/d) an der äquatorialen Stratopause. Aufgrund der Wanderung der Sonne von einer Sommerhemisphäre zur anderen erwartet man im Jahresmittel am Äquator auch das stärkste Signal. Es sollte an dieser Stelle hervorgehoben werden, dass Abb. 5.1 für alle in Tab. 3.3 aufgeführten Experimentenpaare identisch ist, da dies der reine Strahlungseffekt aufgrund von UV-Strahlungsänderungen sowie Ozonänderungen ist, welcher in allen Experimenten in gleicher Weise vorgegeben wurde.

Passend zu dem stärksten direkten solaren Strahlungseffekt an der Stratopause, erhält man den stärksten Temperatureffekt mit positiven Differenzen von mehr als einem Kelvin ebenfalls in diesem Höhenbereich (vgl. Abb. 4.5). Dies bestätigt den direkten Effekt der 11-jährig variierenden solaren UV-Strahlung auf die Temperatur aus anderen Modellstudien (vgl. auch Abb. 2.15). Die Unterschiede in den Temperaturdifferenzen für die mit dem FUB-CMAM durchgeführten Experimentenpaare zeigten (vgl. Abschnitt 4.5), dass das Experiment ohne QBO (kwsomax/kwsomin) den reinen Strahlungseffekt widerspiegelt, da sich die maximale Differenz der kurzwelligen Erwärmungsrate mit dem der Temperatur deckt, während in den Experimenten mit einer äquatorialen Windrelaxation (kwmaeqbof/kwmieqbof, kwmaeqbof/kwmiwqbof) ein zusätzlicher dynamischer Effekt auftritt.

## 5.2 Jahreszeitliche Abhängigkeit des Signales

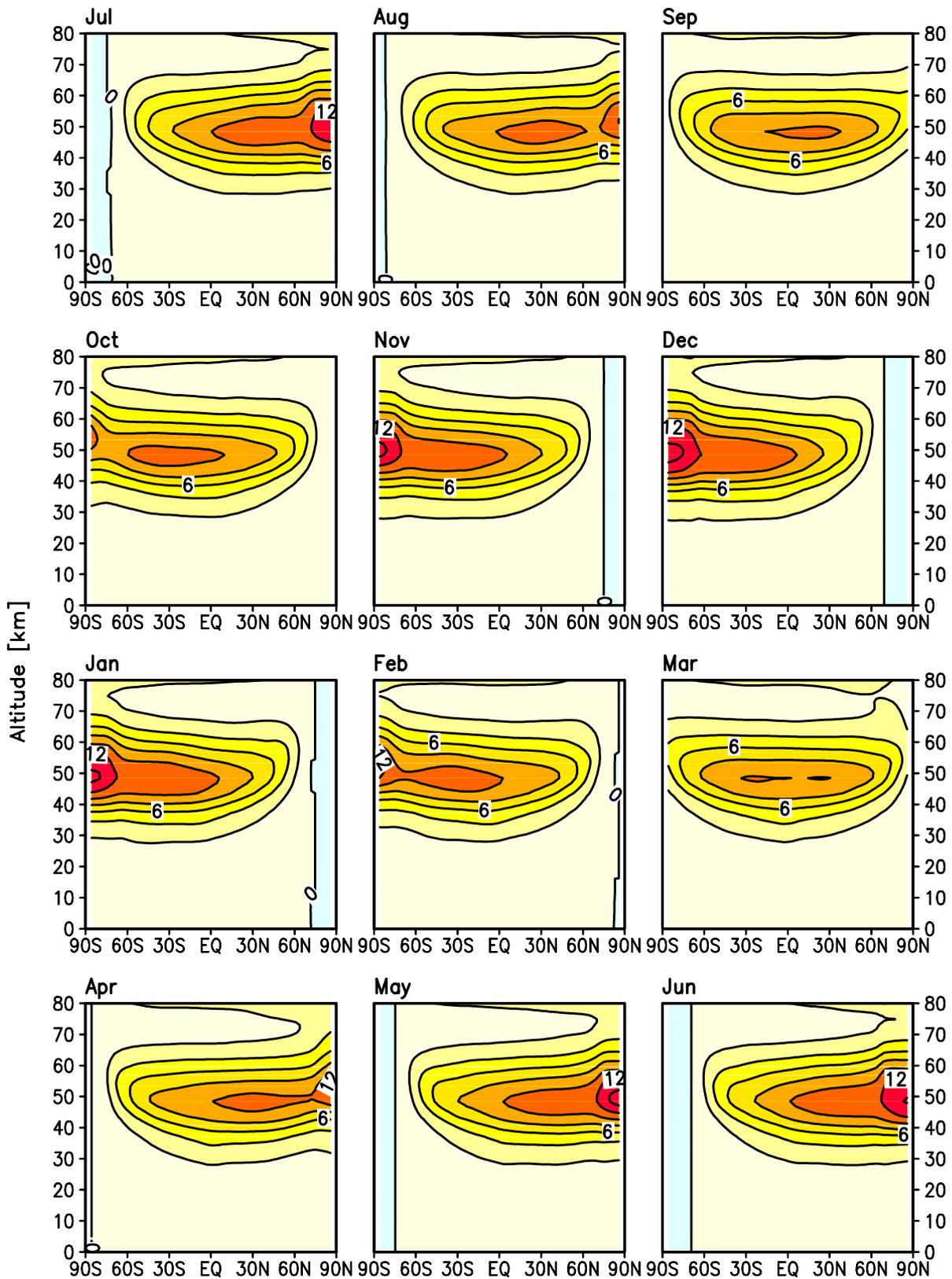
Im Folgenden wird die jahreszeitliche Variation des solaren Signales im Winter und Sommer untersucht, um die Beiträge der Jahreszeiten zum Jahresmittel des Temperatursignales aus Abb. 4.5a und Abb. 4.5c in den verschiedenen Breitenbereichen besser zu verstehen.

### 5.2.1 Der direkte Strahlungseffekt

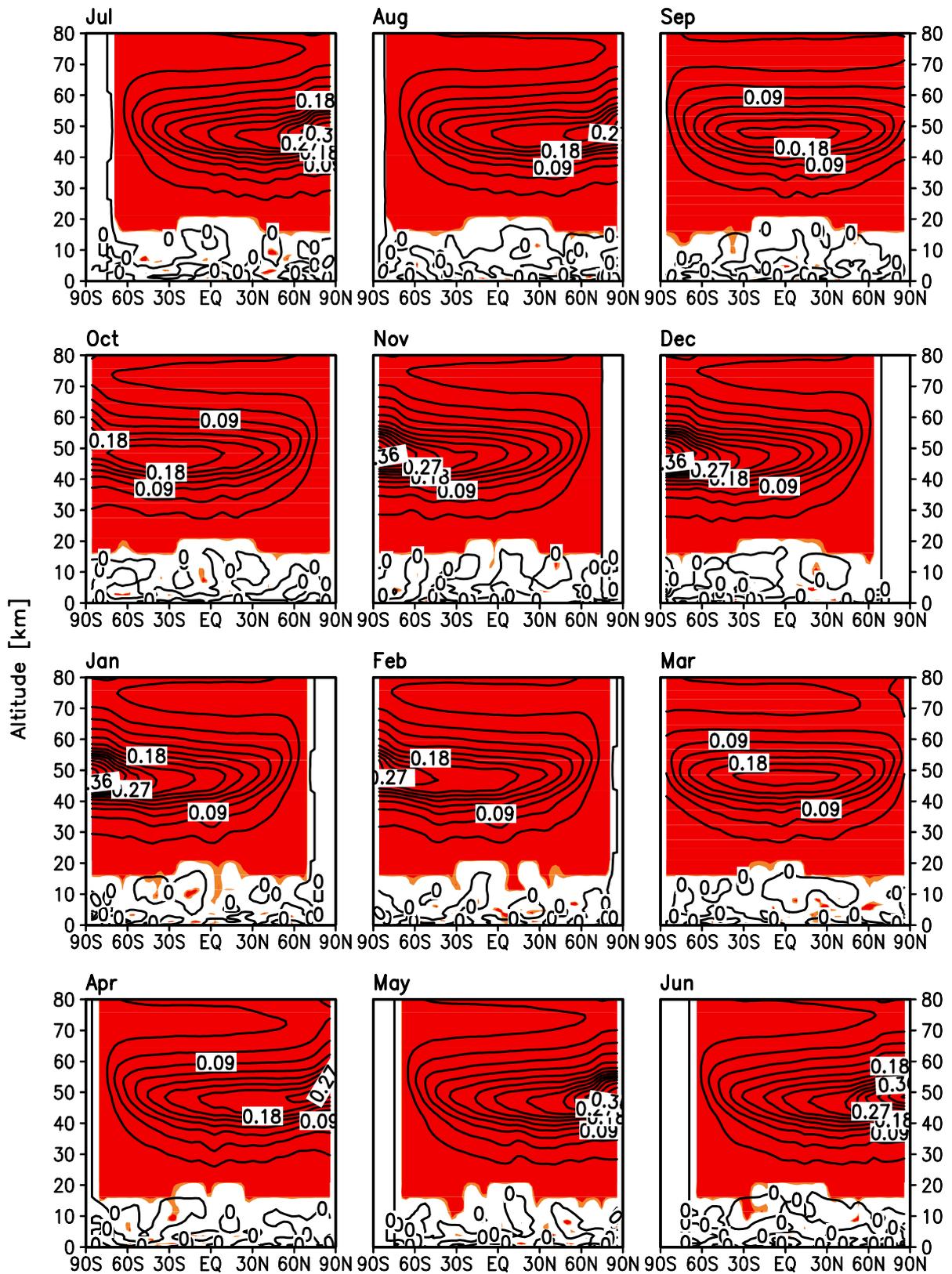
Um den direkten Strahlungseffekt für die einzelnen Monate zu zeigen, sind in Abb. 5.2 die Absolutwerte der kurzwelligen Erwärmungsrate für das Sonnenfleckenminimum und in Abb. 5.3 die Differenzen zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum dargestellt. Man erkennt in Abb. 5.2, dass die stärkste kurzwellige Erwärmungsrate im Bereich der Stratopause auftritt und mit der Sonne von einer Sommerhemisphäre zur anderen wandert. Das Maximum beträgt über dem jeweiligen Sommerpol bis zu 14 K/d und wird auf der Südhemisphäre erstmals im November und auf der Nordhemisphäre erstmals im Mai erreicht. Die Erwärmungsrate ist in den Breiten, in welche während der Polarnacht kein Sonnenlicht dringt, Null. Das Muster der Differenzen in der kurzwelligen Erwärmungsrate (Abb. 5.3) ähnelt dem der Absolutwerte. Die größten Differenzen wandern von einer Sommerhemisphäre zur anderen und erklären die im Jahresmittel über dem Äquator liegende Differenz in Abb. 5.1. Maximale Werte findet man mit mehr als 0,42 K/d, das entspricht einer prozentualen Änderung von 3%, über dem jeweiligen Sommerpol.

### Die relative Bedeutung von Strahlungs- und Ozonänderungen

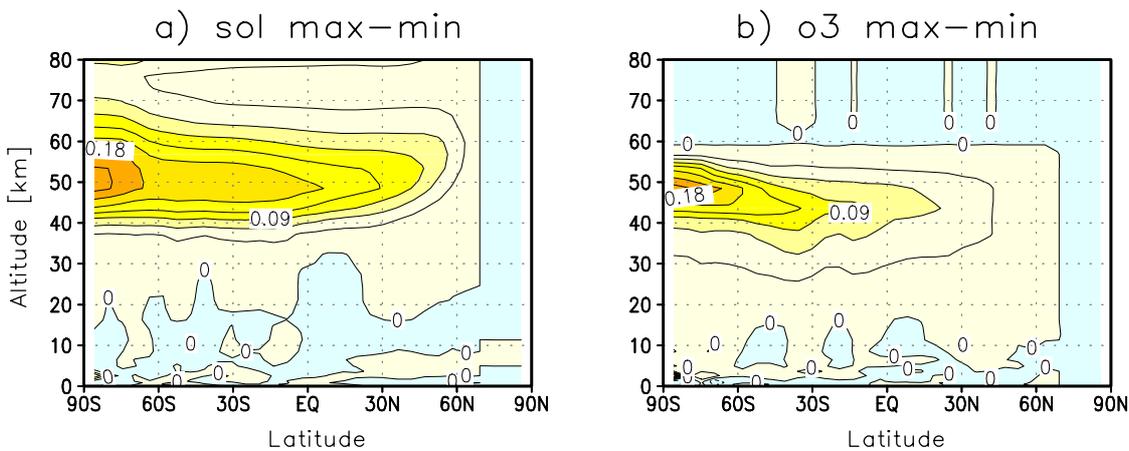
In einer Reihe verschiedener Sensitivitätsexperimente mit dem FUB-CMAM, in denen entweder nur die solare UV-Strahlung (Abb. 5.4a) oder nur das Ozon geändert wurde (Abb. 5.4b), konnte gezeigt werden, dass beide Änderungen einen vergleichbaren Einfluss auf die kurzwelligen Erwärmungsraten haben (Langematz und Matthes, in Vorbereitung). Bisher ging man davon aus, dass die Strahlungsänderungen einen sehr viel stärkeren Einfluss auf die Erwärmungsraten als die Ozonänderungen aufgrund der geänderten UV-Einstrahlung haben. Der Beitrag von reinen Strahlungs- bzw. reinen Ozonänderungen ist für beide Experimente am Sommerpol in etwa gleich und beträgt 0,21 K/d (Abb. 5.4). Lediglich die Breitenstruktur und die Höhenabhängigkeit der Differenzen unterscheidet sich. Während Differenzen von mehr als 0,09 K/d für das Experiment, in dem nur die Strahlung geändert wurde, bis in die Winterhemisphäre hineinreichen, sind sie für das Experiment, in dem nur das Ozon geändert wurde, auf die Sommerhemisphäre beschränkt. Dort befinden sich auch die stärksten vorgegebenen Ozonänderungen (vgl. Abb. 2.11). Die Differenz der kurzwelligen Erwärmungsrate beträgt in den Experimenten, in denen die Strahlung und das Ozon gleichzeitig geändert wurde, im Vergleich dazu am Sommerpol in etwa 0,4 K/d (vgl. Abb. 5.3, Januar) und kann in guter Näherung als lineare Antwort aus einer Kombination von Strahlungs- und Ozonänderungen (Abb. 5.4) interpretiert werden. Diese Sensitivitätsexperimente zeigen noch einmal sehr deutlich, dass beide Effekte bei der Simulation des Sonneneinflusses berücksichtigt werden müssen.



**Abbildung 5.2:** Absolutwerte der zonal gemittelten kurzwelligen Erwärmungsraten (SWHR) für das mittlere Sonnenfleckenminimum von Juli bis Juni; Isolinienabstand: 2 K/d.



**Abbildung 5.3:** Differenzen der zonal gemittelten kurzwelligen Erwärmungsraten (SWHR) zwischen mittlerem Sonnenfleckmaximum und -minimum von Juli bis Juni; Isolinienabstand: 0,03 K/d. Statistisch signifikante Gebiete sind wie in Abb. 5.1 farbig dargestellt.

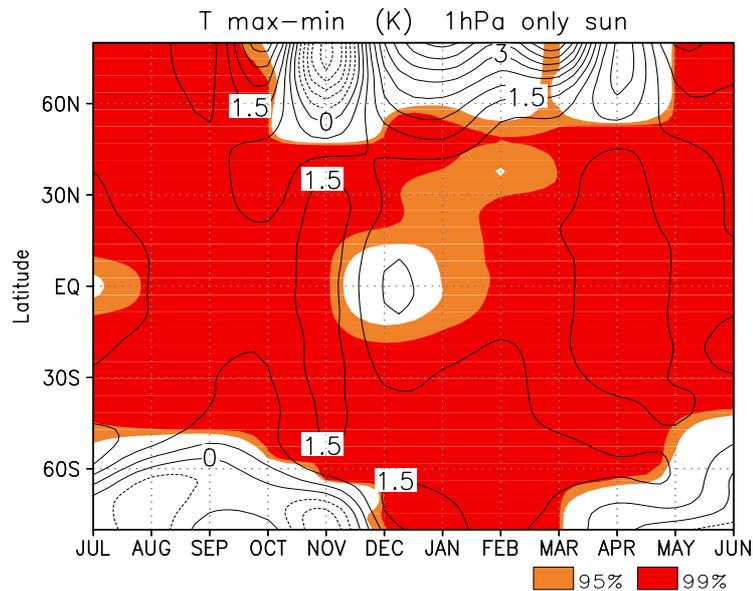


**Abbildung 5.4:** Zonal gemittelte kurzwellige Erwärmungsraten (SWHR) in K/d für a) Dauerjanuarexperimente, in welchen **nur** die UV-Strahlung geändert wurde (ulsmin1/ulsmax1), b) wie a) aber für Experimente, in welchen **nur** das Ozon geändert wurde (ulhmin1/ulhmax1), Isolinienabstand: 0,03 K/d. Diese Sensitivitätsexperimente wurden im Rahmen eines BMBF-Projektes (MESA) durchgeführt.

## Das Temperatursignal

Wie in Abb. 4.5 bereits gezeigt, tritt das stärkste Temperatursignal passend zu den stärksten Änderungen der kurzwelligen Erwärmungsraten an der Stratopause auf. In Abb. 5.5 ist genau für diese Höhe der Verlauf des Temperatursignales durch das Jahr in Abhängigkeit von der Breite dargestellt. Im allgemeinen findet man in den polaren Breiten der Winterhemisphäre Temperaturdifferenzen mit unterschiedlichen Vorzeichen, die aufgrund der starken Jahr-zu-Jahr Variabilität im Modell statistisch nicht signifikant sind. Auf der jeweiligen Sommerhemisphäre sind die Temperaturdifferenzen hingegen durchgehend positiv und statistisch signifikant. Die tropische und subtropische Stratosphäre ist ebenfalls von statistisch signifikanten positiven Anomalien geprägt. Die positiven signifikanten Temperaturdifferenzen wandern von einer Sommerhemisphäre zur anderen und spiegeln den direkten Strahlungseffekt wider. Die geringeren statistischen Signifikanzen in den Tropen im Dezember und Juli lassen sich mit einer verstärkten Variabilität aufgrund der modellinternen SAO erklären. Der stärkste Effekt auf den meridionalen Temperaturgradienten mit einer starken Erwärmung in den Tropen und einer damit einhergehenden polaren Abkühlung tritt auf der Nordhemisphäre im Frühwinter (November) auf. Im Frühwinter<sup>1)</sup> der Südhemisphäre (April) findet man ebenfalls eine starke Erwärmung in den Tropen, die mit relativen Temperaturminima in den polaren Breiten einhergeht. Die Effekte auf der Nordhemisphäre sind deutlich stärker ausgeprägt als die auf der Südhemisphäre. Das Auftreten der stärksten Erwärmung in den Tropen passt mit der sich zu diesem Zeitpunkt verstärkenden kurzwelligen Erwärmungsrate, welche im Sonnenfleckenmaximum zusätzlich verstärkt ist, zusammen (vgl. Abb. 5.2 und 5.3) und zeigt damit den direkten Strahlungseinfluss.

<sup>1)</sup>Im Modell ist die Zirkulation im April schon einem Wintermonat zuzuschreiben (vgl. Abschnitt 3.4), während der April in den Beobachtungen ein Herbstmonat ist.



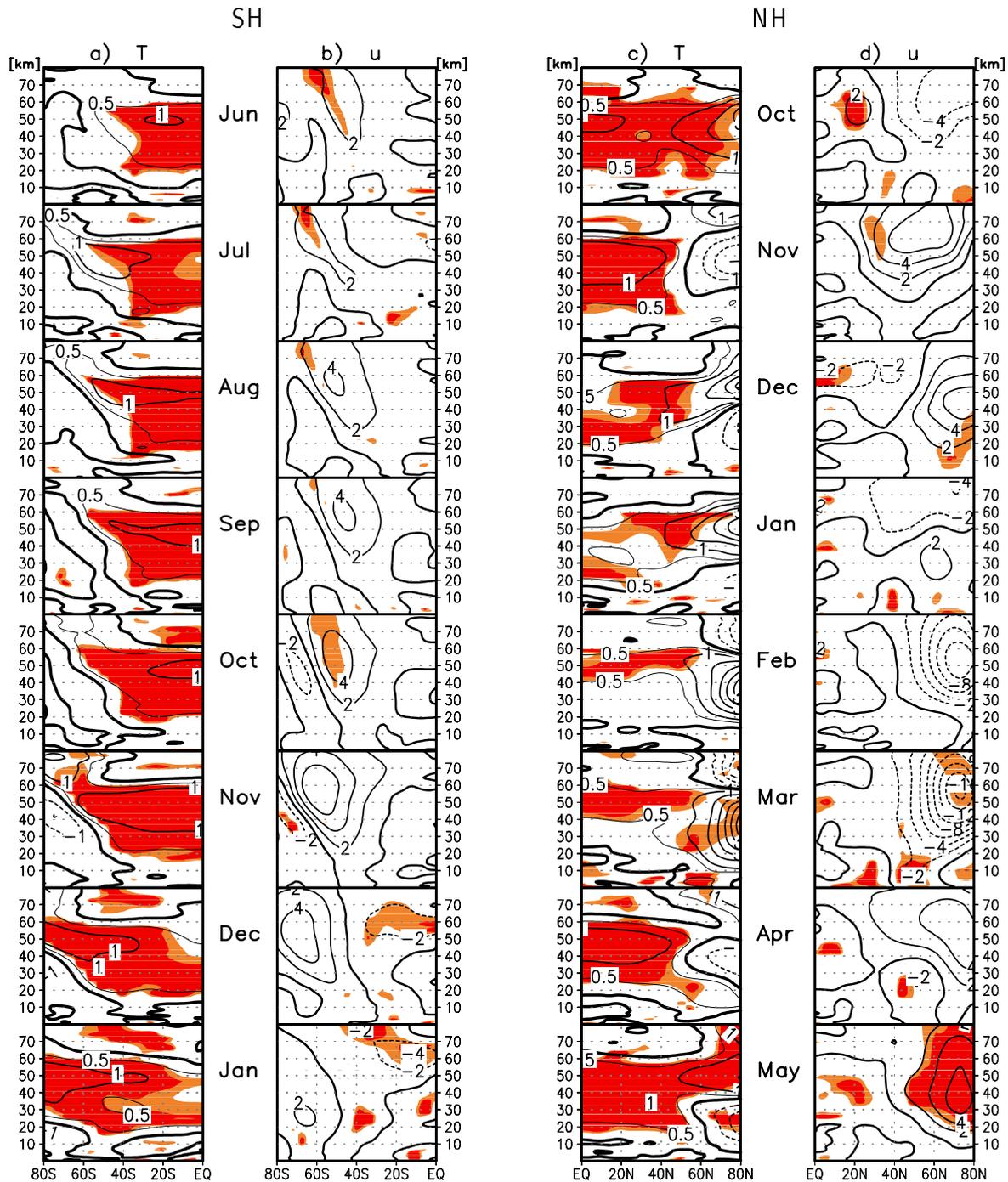
**Abbildung 5.5:** Zonal gemittelte Temperaturdifferenzen zwischen Sonnenfleckensmaximum und -minimum in 1 hPa (48 km) von 85°S bis 85°N, Isolinienabstand: 0,5 K, schattierte Gebiete geben die statistische Signifikanz an.

### 5.2.2 Das Wintersignal

Abb. 5.6 zeigt die vertikale Struktur der zonal gemittelten Temperatur- und Winddifferenzen für die Südhemisphäre von Juni bis Januar und für die Nordhemisphäre von Oktober bis Mai. Wie bereits in Abb. 5.5 gezeigt, sind die Tropen und Subtropen durch signifikante positive Differenzen gekennzeichnet, während man in polaren Breiten abwechselnd positive und negative Differenzen, die kaum signifikant sind, bekommt. Die Temperaturdifferenzen auf der Nordhemisphäre sind ab November durch ein Quadrupol Muster gekennzeichnet, welches mit der Zeit abwärts wandert, während dieses Muster auf der Südhemisphäre nicht so stark ausgeprägt ist und bis Dezember stationär bleibt. In der unteren tropischen Stratosphäre findet man im nordhemisphärischen Winter nur bis zum Januar ausgeprägte positive Temperaturdifferenzen, die im Februar und März verschwinden und erst wieder ab April auftreten. In Beobachtungen hingegen erhält man dort den ganzen Winter hindurch positive und im Vergleich zum Modell stärkere Signale.

Auf der Nordhemisphäre tritt im Oktober in der subtropischen oberen Stratosphäre (20°N und 55 km/ $\sim$ 0,3 hPa) eine statistisch signifikante Westwinddifferenz von 2 m/s gleichzeitig mit der positiven Temperaturdifferenz in der äquatorialen oberen Stratosphäre auf. Über die thermische Windrelation (Gl. 3.19) stehen horizontale Änderungen des Temperaturgradienten in Zusammenhang mit vertikalen Änderungen des zonalen Windes, d.h. dieses Windsignal ist ein Folge des direkten Temperatursignales. Die Winddifferenz verstärkt sich mit der Zeit und beginnt in Richtung Nordpol abwärts zu wandern. Im Sonnenfleckensmaximum simuliert das Modell von November bis Januar einen mehr als 6 m/s stärkeren und zum Teil statistisch signifikanten Polarnachtstrahlstrom (PNJ)<sup>2)</sup> in der Stratosphäre. Im Januar beginnt eine Ost-

<sup>2)</sup>Im Folgenden wird die Abkürzung PNJ für den Polarnachtstrahlstrom vom Englischen „polar night jet“ verwendet.



**Abbildung 5.6:** Differenzen zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum für das mittlere Sonnensignal a) der zonal gemittelten Temperatur, Isolinienabstand: 1 K (0,5 K Isolinie zusätzlich) und b) des zonal gemittelten Windes, Isolinienabstand: 2 m/s, von 0-80 km Höhe (1000-0,01 hPa) auf der Südhemisphäre (0°-80°S) von Juni bis Januar, zu 95% (99%) statistisch signifikante Gebiete sind orange (rot) dargestellt. c) wie a) und d) wie b) nur für die Nordhemisphäre (0°-80°N) von Oktober bis Mai (erweiterte Fig. 4 aus Matthes et al., 2004).

winddifferenz polwärts und abwärts zu wandern, die im Februar ( $-10$  m/s) und März ( $-16$  m/s) einen schwächeren PNJ und damit ein verstärktes Auftreten von Stratosphärenwärmungen im Sonnenfleckenmaximum andeutet. Im April und Mai beginnt wieder eine positive Winddifferenz in Richtung Nordpol zu wandern. Die Periode dieser PNJ Modulation beträgt also in etwa 3 Monate und ist mit Beobachtungen vergleichbar (Abb. 2.5 links). Das FUB-CMAM ist damit das erste Modell, welches ein realistisches Wandern der Winddifferenzen reproduziert (vgl. Abb. 2.14). Im Unterschied zu Beobachtungen hält die Modulation länger an (bis in den April und Mai), was mit dem längeren Vorhandensein des PNJs im Modell erklärt werden kann. Das heißt, so lange ein PNJ im Modell vorhanden ist, findet eine zu Beobachtungen vergleichbare Modulation statt. Da die Variabilität des PNJ hauptsächlich in hohen Breiten stattfindet und in den Subtropen im Vergleich zu Beobachtungen zu gering ist (Abschnitt 3.4), befinden sich auch die stärksten Winddifferenzen in höheren Breiten. Die Größenordnung der simulierten Winddifferenzen ist in mittleren Breiten im November ( $6$  m/s) vergleichbar mit Beobachtungen im Dezember ( $4-8$  m/s), obwohl das Initialsignal in der subtropischen oberen Stratosphäre im Modell geringer ist. Dies könnte mit der im Vergleich zu Beobachtungen geringeren Variabilität in der subtropischen Stratopausenregion, die ein allgemeines Modellproblem darstellt (vgl. Abb. 4.4), oder auch der schwächeren SAO-Westphase im Modell (vgl. Abschnitt 3.3.3) zusammenhängen, worauf in Kapitel 6 ausführlich eingegangen wird. Allerdings ist das zeitliche Auftreten im Modell etwas anders. Das Westwind-Initialsignal in der subtropischen oberen Stratosphäre tritt im Modell bereits im Oktober auf, während es in Beobachtungen einen Monat später erscheint. Grundsätzlich stimmt also die beobachtete Entwicklung der Modellsignale erstmals mit Beobachtungen überein, aber aufgrund der unterschiedlichen Ausprägung der Jahreszeiten (z. B. ein sehr kurzer Frühwinter im Modell) und damit einer unterschiedlichen Klimatologie, gibt es einige Zeitverschiebungen beim Auftreten der Sonnensignale. Statistisch signifikante Gebiete sind aufgrund der hohen Jahr-zu-Jahr Variabilität des Modells auf die tropische und subtropische Stratosphäre sowie auf Teile der Troposphäre begrenzt und treten erst ab März wieder in den hohen nordhemisphärischen Breiten der oberen Stratosphäre auf. Zu diesem Zeitpunkt nimmt die Variabilität aufgrund der sich verstärkenden Sonneneinstrahlung (vgl. Abb. 5.2), die den Übergang zur Sommerzirkulation einleitet, wieder ab. Gleichzeitig findet man aber auch mit dem Auftreten der „Final Warmings“ im April eine verstärkte Variabilität, die die fehlenden Signifikanzen in diesem Monat erklärt. Die stratosphärischen Anomalien reichen bis in die Troposphäre und sind sogar teilweise statistisch signifikant (z. B. Januar und März). Welchen Einfluss die variable Sonneneinstrahlung auf die troposphärische Zirkulation hat, wird in Kapitel 7 untersucht.

Auf der Südhemisphäre findet man von Juni bis September eine teilweise statistisch signifikante positive Westwinddifferenz in etwa  $50^{\circ}$ S, welche ihre Position kaum verändert und nur geringfügig stärker wird. Erst im Oktober tritt ein mit Beobachtungen vergleichbarer Dipol auf (Abb. 2.5 rechts), der allerdings sehr viel schwächer als in Beobachtungen ist und sich sehr langsam bis Januar polwärts und abwärts bewegt. Die Periode dieser PNJ Modulation beträgt in etwa 5 Monate und entspricht der aus Beobachtungen abgeleiteten langsameren Modulation auf der Südhemisphäre (Kuroda und Kodera, 2002). Allerdings ist die zeitliche Verschiebung der Signale auf der Südhemisphäre noch extremer als auf der Nordhemisphäre ausgeprägt. Das Dipolsignal, welches in Beobachtungen im Juni auftritt, taucht im Modell erst im Oktober auf. Dies läßt sich mit dem sehr starken PNJ auf der Südhemisphäre erklären, der extrem hohe

Windgeschwindigkeiten erreicht und sehr lange erhalten bleibt (vgl. Abschnitt 3.4). Dadurch werden vermutlich kleine Initialsignale im Frühwinter, hier gezeigt für das Sonnensignal, unterdrückt. Erst wenn der südhemisphärische PNJ sich abschwächt (ab Oktober) erkennt man ein zu Beobachtungen vergleichbares Signal, welches vermutlich aufgrund der extremen Verschiebung der Jahreszeiten nicht richtig wirken kann.

Da eine mit Beobachtungen vergleichbare Wiedergabe des Sonnensignales nur für den nordhemisphärischen Winter gewährleistet ist, wird der Schwerpunkt der weiteren Auswertungen auf der Nordhemisphäre liegen. Bisher wurden nur zonale Mittel betrachtet, hier sollen nun auch die räumlichen Muster gezeigt werden.

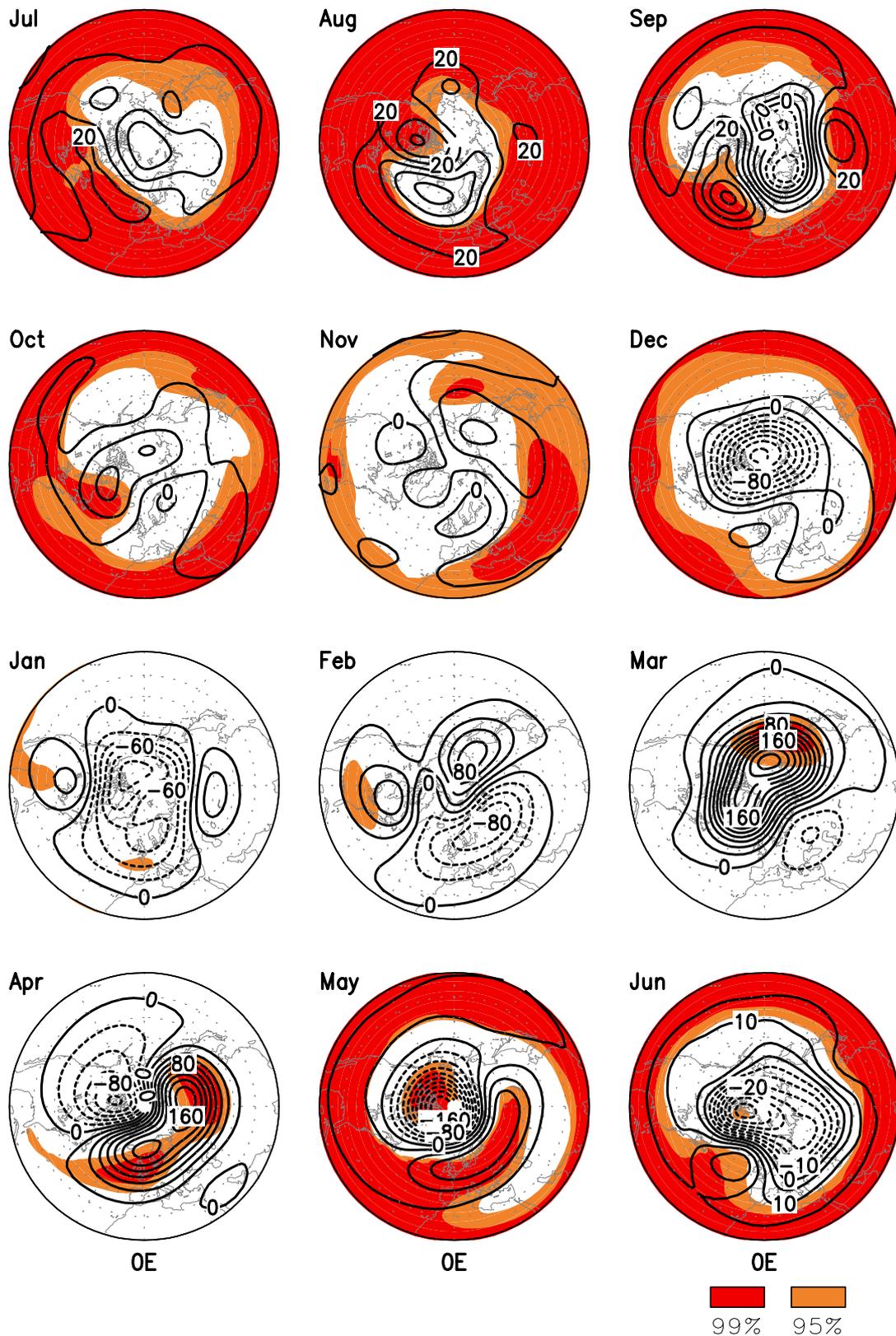
### Geopotentielle Höhe

In Abb. 5.7 sind die Differenzen der 30-hPa geopotentiellen Höhe, die ein Maß für die Änderungen in der Temperatur in den Flächen darunter darstellen, für alle Monate auf der Nordhemisphäre gezeigt. Passend zu dem realistischeren Signal im zonal gemittelten Wind, erhält man auch in den räumlichen Mustern in der unteren Stratosphäre ein klares Signal. Wie bereits erwähnt, ist der PNJ im Dezember des Sonnenfleckenmaximums verstärkt (Abb. 5.6) und damit auch der Polarwirbel, erkennbar an den negativen Differenzen von bis zu  $-140$  gpm. In niedrigeren Breiten findet man hingegen höhere geopotentielle Höhen ( $40$  gpm in  $45^\circ\text{N}$ ). Dieses Muster entspricht der Vorstellung, dass sich polare und mittlere Breiten zueinander entgegengesetzt verhalten („Luftdruckschaukel“, Labitzke und van Loon, 1988) und war bereits in den zonalen Mitteln der Temperaturdifferenzen erkennbar (Abb. 5.6). Ist die Polarregion beispielsweise durch negative Abweichungen (starker, kalter Polarwirbel) gekennzeichnet, so findet man ein positives Signal in mittleren Breiten. Diese Phase der nordhemisphärischen Zirkulation entspricht der positiven Phase der NAM<sup>3)</sup>. Statistisch signifikante Gebiete sind besonders in den Wintermonaten aufgrund der hohen Variabilität in den polaren Breiten auf die niedrigeren Breiten beschränkt. Der stärkere Polarwirbel (positive NAM-Phase) im Sonnenfleckenmaximum hält sich bis in den Februar hinein, dann beginnen positive Anomalien (negative NAM-Phase = Abschwächung des Polarwirbels) ein verstärktes Auftreten von Stratosphärenenerwärmungen anzudeuten, besonders deutlich sichtbar im März mit  $+220$  gpm. Im Vergleich zu Beobachtungen (Dezember bis Februar:  $-120$  bis  $-300$  gpm in polaren Breiten und  $+90$  bis  $+120$  gpm in niedrigeren Breiten, Labitzke, persönliche Mitteilung, 2003) wird die Größenordnung der Differenzen vom Modell besonders in niedrigen Breiten immer noch unterschätzt. Wieder erkennt man das längere Anhalten der Modulation des PNJ im Modell, der im April und Mai durch eine Welle-1-Struktur gekennzeichnet ist. Auch die in hohe Breiten verschobenen Signale im Vergleich zu Beobachtungen sind gut zu erkennen. Dadurch gibt es besonders zu niedrigeren Breiten hin stärkere Abweichungen zwischen Modell und Beobachtungen.

Bevor eine weitere dynamische Analyse der Modellexperimente für die verschiedenen Jahreszeiten durchgeführt wird, werden kurz die theoretischen Grundlagen der Dynamik der Mittleren Atmosphäre dargestellt, welche für die Auswertung der Modellexperimente benötigt werden.

---

<sup>3)</sup>Zonalsymmetrischer nordhemisphärischer Zirkulationsmodus (engl. „Northern Annular Mode“)



**Abbildung 5.7:** Polarstereographische Projektion der Differenzen der 30-hPa geopotentiellen Höhe zwischen Sonnenfleckennmaximum und -minimum auf der Nordhemisphäre von  $20^\circ$  bis  $90^\circ\text{N}$  für Juli bis Juni, Isolinienabstand: Juni-September: 5 gpm, sonst: 20 gpm. Bild für den Juli (Fig. 9 aus Matthes et al., 2004) und für den Dezember (Fig. 5 aus Matthes et al., 2004).

### Die transformierten Eulerschen Gleichungen und der Eliassen–Palm–Fluss–Vektor

In der Mittleren Atmosphäre lassen sich die klimatologischen Verhältnisse in erster Näherung als zonale Mittel darstellen (z. B. Abb. 3.15). Untersuchungen mit rein zonalsymmetrischen Modellen haben aber gezeigt, dass man auch die Abweichungen vom zonalen Mittel berücksichtigen muss, wenn man die Temperaturverteilung in der Mittleren Atmosphäre erklären möchte. Mit Hilfe des Eulerschen Mittels:

$$\bar{u}(\phi, z, t) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} u(\lambda, \phi, z, t) d\lambda, \quad (5.1)$$

und

$$u(\lambda, \phi, z, t) = \bar{u}(\phi, z, t) + u'(\lambda, \phi, z, t) \quad (5.2)$$

wird jede Variable in einen Grundzustand  $\bar{u}$  und in eine Abweichung von diesem  $u'$  aufgespalten. Dies ist eine Technik, um qualitativ atmosphärische Wellen (gestrichene Größen) und ihre Wechselwirkung mit der zonalen Grundströmung zu untersuchen. Wie bereits in Abschnitt 3.2.1 angedeutet, existiert eine durch Wellen angetriebene globale Meridionalzirkulation, welche dafür verantwortlich ist, dass die tatsächliche Temperatur in der Stratosphäre von der Strahlungsgleichgewichtstemperatur abweicht. Durch Einsetzen des Eulerschen Mittels in die primitiven Gleichungen (Gl. 3.11-3.15) ergeben sich die sogenannten gemittelten Eulerschen Gleichungen (z. B. Andrews et al., 1987):

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \frac{\bar{v}}{a \cos \phi} \frac{\partial(\bar{u} \cos \phi)}{\partial \phi} - f\bar{v} + \bar{w} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \bar{X} = -\frac{1}{a \cos^2 \phi} \frac{\partial(\overline{v'u'} \cos^2 \phi)}{\partial \phi} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial(\rho_0 \overline{w'u'})}{\partial z}, \quad (5.3)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \frac{\bar{v}}{a} \frac{\partial \bar{v}}{\partial \phi} + \bar{w} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} + f\bar{u} + \frac{\bar{u}^2}{a} \tan \phi + \frac{1}{a} \frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial \phi} - \bar{Y} = -\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial(\overline{v'^2} \cos \phi)}{\partial \phi} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial(\rho_0 \overline{w'v'})}{\partial z} - \frac{1}{a} \overline{u'^2} \tan \phi, \quad (5.4)$$

$$\frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial z} - \frac{1}{H} R \bar{\Theta} e^{-\kappa z/H} = 0, \quad (5.5)$$

$$\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial(\bar{v} \cos \phi)}{\partial \phi} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial(\rho_0 \bar{w})}{\partial z} = 0, \quad (5.6)$$

$$\frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial t} + \frac{\bar{v}}{a} \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial \phi} + \bar{w} \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial z} - \bar{Q} = -\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial(\overline{v'\Theta'} \cos \phi)}{\partial \phi} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial(\rho_0 \overline{w'\Theta'})}{\partial z}. \quad (5.7)$$

Auf den linken Seiten dieser Gleichungen wurden die zonal gemittelten Größen und auf den rechten Seiten die gemittelten Produkte der Störgrößen (Eddy-Forcing Terme) zusammengefasst. Wieder handelt es sich, wie bei den primitiven Gleichungen, um ein abgeschlossenes Gleichungssystem, welches bei geeigneter Vorgabe der Anfangs- und Randbedingungen, der mittleren Größen  $\bar{X}$ ,  $\bar{Y}$  und  $\bar{Q}$  sowie einer Parametrisierung der Störgrößen die zeitliche Entwicklung der zonal gemittelten Zirkulation prognostizieren kann. Die zeitliche Entwicklung der zonal gemittelten Größen wird also hauptsächlich von Impuls- ( $\overline{v'u'}$ ,  $\overline{w'u'}$ ) und Wärmeflüssen ( $\overline{v'\Theta'}$ ,  $\overline{w'\Theta'}$ ), welche durch Wellen hervorgerufen werden, bestimmt. Allerdings balancieren sich die Beschleunigung des Grundstromes aufgrund von Impuls- und Wärmeflusskonvergenzen durch die Wellen sowie die entgegengesetzte durch die Corioliskraft der welleninduzierten

Meridionalzirkulation hervorgerufene Beschleunigung für konservative, lineare, planetarische Wellen mit konstanter Amplitude exakt und tragen nicht zur Beschleunigung des zonalen Grundstromes bei (Nichtbeschleunigungstheorem von Charney und Drazin (1961)). In dieser Form der Gleichungen kann man also die gegenseitige Wechselwirkung zwischen Wellen und Grundströmung nicht untersuchen. Andrews und McIntyre (1976) führten deshalb die sogenannten transformierten Eulerschen Gleichungen (TEM) ein, mit denen es möglich ist, den Einfluss von Wellen auf die Grundströmung zu untersuchen.

Formal wird eine meridionale Restzirkulation (MRZ) definiert ( $\bar{v}^*, \bar{w}^*$ ):

$$\begin{aligned}\bar{v}^* &\equiv \bar{v} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\rho_0 \bar{v}' \Theta'}{\partial \bar{\Theta} / \partial z} \right), \\ \bar{w}^* &\equiv \bar{w} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \left( \frac{\cos \phi \bar{v}' \Theta'}{\partial \bar{\Theta} / \partial z} \right).\end{aligned}\quad (5.8)$$

Die neue Vertikalgeschwindigkeit  $\bar{w}^*$  repräsentiert den Teil der mittleren Vertikalgeschwindigkeit  $\bar{w}$ , deren Beitrag zur adiabatischen Temperaturänderung nicht durch Wärmeflussdivergenz aufgehoben wird.

Das Einsetzen der neuen Komponenten ( $\bar{v}^*, \bar{w}^*$ ) der mittleren meridionalen Restzirkulation in die gemittelten Eulerschen Gleichungen 5.3-5.7 liefert die TEM-Gleichungen:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{v}^* \left[ \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial (\bar{u} \cos \phi)}{\partial \phi} - f \right] + \bar{w}^* \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \bar{X} = \frac{1}{\rho_0 a \cos \phi} \nabla \cdot \mathbf{F}, \quad (5.10)$$

$$\bar{u} \left( f + \frac{\bar{u} \tan \phi}{a} \right) + \frac{1}{a} \frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial \phi} = G, \quad (5.11)$$

$$\frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial z} - \frac{R \bar{\Theta}}{H} e^{-\kappa z} = 0, \quad (5.12)$$

$$\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial (\bar{v}^* \cos \phi)}{\partial \phi} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial (\rho_0 \bar{w}^*)}{\partial z} = 0, \quad (5.13)$$

$$\frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial t} + \frac{\bar{v}^*}{a} \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial \phi} + \bar{w}^* \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial z} - \bar{Q} = - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\rho_0}{a} \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial \phi} \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial z} \bar{v}' \Theta' + \rho_0 \bar{w}' \Theta' \right). \quad (5.14)$$

Wobei der Vektor  $\mathbf{F}$  der sogenannte Eliassen-Palm-Fluss-Vektor (EP-Vektor) ist, dessen Komponenten in Kugelkoordinaten wie folgt aussehen:

$$F^{(\phi)} \equiv \rho_0 a \cos \phi \left( \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \bar{v}' \Theta' / \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial z} - \bar{v}' u' \right), \quad (5.15)$$

$$F^{(z)} \equiv \rho_0 a \cos \phi \left[ \left( f - \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial (\bar{u} \cos \phi)}{\partial \phi} \right) \bar{v}' \Theta' / \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial z} - \bar{w}' u' \right]. \quad (5.16)$$

Für die Divergenz des EP-Vektors gilt:

$$\nabla \cdot \mathbf{F} = \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \left( F^{(\phi)} \cos \phi \right) + \frac{\partial F^{(z)}}{\partial z}. \quad (5.17)$$

Die transformierten Eulerschen Gleichungen (Gl. 5.10-5.14) haben den Vorteil, dass die Wirkung der Wellenstörungen auf den zonal gemittelten Grundzustand nicht wie in den Eulerschen Mitteln der Gleichungen in Form von Wärme- und Impulsflüssen getrennt in verschiedenen Gleichungen erscheint, sondern gemeinsam durch den EP-Vektor in der Bewegungsgleichung erfasst wird. Aus der TEM-Formulierung der Gleichungen ist ersichtlich, dass Wärme- und Impulsflüsse nur gemeinsam eine Änderung der mittleren Zirkulation hervorrufen können, da beide Größen an der Divergenz des EP-Vektors beteiligt sind. Aus der quasigeostrophischen Form von  $F^{(\phi)}$  und  $F^{(z)}$  wird deutlich, dass  $F^{(\phi)}$  hauptsächlich ein Maß für den meridionalen Impuls- und  $F^{(z)}$  hauptsächlich ein Maß für den vertikalen Wärmefluss ist.

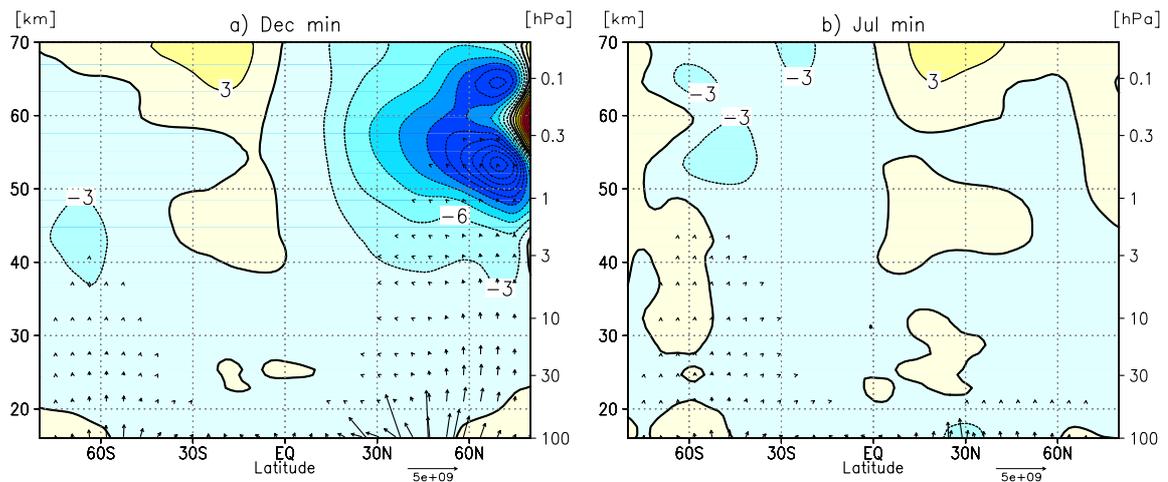
Die Divergenz des EP-Vektors ist eine wichtige diagnostische Größe, mit der man Aussagen über die Wellenausbreitung und deren Wirkung auf den zonalen Grundstrom treffen kann. Wenn die Divergenz des EP-Vektors von Null verschieden ist, findet eine Wechselwirkung zwischen Wellen und Grundströmung statt. Die Divergenz des EP-Vektors entspricht der Kraft, die eine Einheitsmasse in zentraler Richtung beschleunigt. Eine Divergenz ( $\nabla \cdot \mathbf{F} > 0$ ) führt zu einer Beschleunigung nach Osten (ostwärts gerichtete Kraft), während eine Konvergenz ( $\nabla \cdot \mathbf{F} < 0$ ) zu einer Beschleunigung nach Westen (westwärts gerichtete Kraft) führt. Herrscht eine Westwind-Grundströmung vor, wie das im Winter in der Stratosphäre der Fall ist, so führt eine Divergenz zu einer Beschleunigung und eine Konvergenz zu einer Abschwächung der Grundströmung. Eine Skalenanalyse der Impulsgleichung zeigt, dass folgende Terme dominant sind:

$$-f\bar{v}^* = \nabla \cdot \mathbf{F} + \bar{X}, \quad (5.18)$$

wobei man Reibungsprozesse in der Stratosphäre vernachlässigen kann. Das heißt, dass die zonal gemittelte Impulsbilanz in der Stratosphäre außerhalb der Tropen von dem Antrieb durch planetarische Wellen (Divergenz der mit Wellen verbundenen Impuls- und Wärmeflüsse, rechte Seite der Gleichung 5.18) und dem Antrieb durch die mittlere Meridionalzirkulation mit dem Hauptanteil des Coriolisterms (linke Seite der Gleichung) dominiert wird. Untersuchungen mit dem FUB-CMAM haben gezeigt, dass es auch im Modell zu einer teilweisen Kompensation des Wellenantriebes durch die welleninduzierte, mittlere Meridionalzirkulation in der Stratosphäre kommt (Langematz und Pawson, 1997). In der Mesosphäre gilt dies nicht mehr, da die Divergenz mit der Höhe ab und der Coriolisterm mit der Höhe zunimmt. Dort spielt der Antrieb durch kleinskalige Schwerewellen (Term  $\bar{X}$  in Gl. 5.18) eine größere Rolle, der im Modell durch einen linearen Rayleigh-Reibungsansatz approximiert ist (vgl. Kapitel 3).

### 5.2.3 Indirekte Effekte - ein möglicher Mechanismus

Die gute Übereinstimmung zwischen modelliertem und beobachtetem Sonnensignal im nordhemisphärischen Winter erlaubt eine detaillierte Diskussion der zugrunde liegenden Prozesse, um zu verstehen, ob und wie die Winterzirkulation der Stratosphäre durch die Variationen der solaren UV-Strahlung beeinflusst wird. Da die Winterzirkulation der Stratosphäre maßgeblich von planetarischen Wellen und deren Wechselwirkung mit der zonalen Grundströmung beeinflusst wird, ist eine Analyse des EP-Vektors, seiner Divergenz sowie der MRZ (siehe Abschnitt 5.2.2) notwendig. Im Winter breiten sich planetarische Wellen von der Troposphäre in die obere Stratosphäre aus (Charney und Drazin, 1961), wo sie dissipieren, ihren Wärme- und Impulsfluss übertragen und so die mittlere zonale Grundströmung abschwächen (Konvergenz  $\nabla \cdot \mathbf{F} < 0$ ). In Abb. 5.8 ist dies für den Dezember in der Nordhemisphäre und den Juli auf



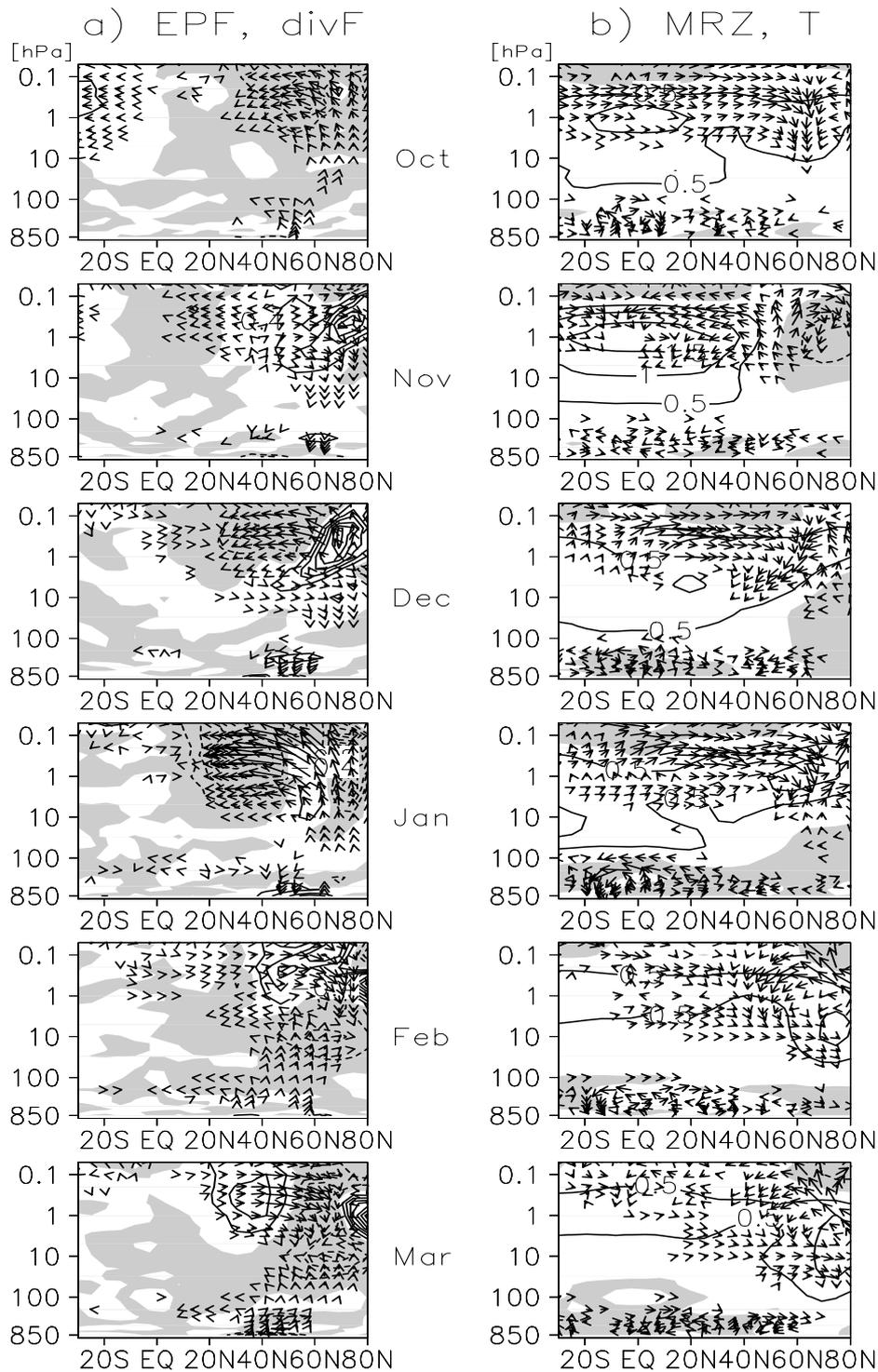
**Abbildung 5.8:** Absolutwerte der Divergenz des EP-Vektors für a) den Dezember (Isolinienabstand: 5 m/s/d) und b) den Juli (Isolinienabstand: 3 m/s/d) sowie des skalierten EP-Vektors im Sonnenfleckenminimum von 80°S bis 80°N und 16 bis 70 km (100 bis 0,05 hPa) Höhe. Die Größen wurden aus täglichen Daten berechnet und enthalten damit sowohl quasistationäre als auch transiente Wellen.

der Südhemisphäre dargestellt. Planetarische Wellen breiten sich in den mittleren Breiten der Winterhemisphäre vertikal in die Stratosphäre aus und dissipieren in den mittleren bis hohen Breiten der oberen Stratosphäre (Maximum von  $-30$  m/s/d in ca. 70°N und 53 km/ $\sim 0,4$  hPa Höhe). Auf der Südhemisphäre findet im Dezember (Südsommer) aufgrund der im Modell vorhandenen stratosphärischen Westwinde (nicht gezeigt) ebenfalls eine, wenn auch geringere, Ausbreitung von Wellen statt. Grundsätzlich ist die Wellenaktivität auf der Südhemisphäre wegen der unterschiedlichen Land-Meer Verteilung geringer als auf der Nordhemisphäre, deutlich erkennbar am EP-Vektor und den geringeren Konvergenzen im Juli. Die starken Westwinde im südhemisphärischen Winter unterdrücken die Wellenausbreitung im Modell zusätzlich. Im nordhemisphärischen Sommer können sich aufgrund der in der Stratosphäre dann herrschenden Ostwinde keine Wellen ausbreiten.

### Welle-Grundstrom Wechselwirkung

In Abb. 5.9a sind die Anomalien des EP-Vektors (Pfeile) sowie seiner Divergenz (Isolinien) und in Abb. 5.9b die Anomalien der MRZ (Pfeile) zusammen mit den Temperaturanomalien dargestellt. Anhand dieser Abbildung werden das polwärtige Abwärtswandern der Westwindinitialdifferenz (in 20°N und 55 km Höhe im Oktober und in 45°N und 60 km Höhe im November, vgl. Abb. 5.6), welche eine Folge des direkten Temperatursignales in der tropischen Stratopausenregion ist (vgl. Abschnitt 5.2.2), sowie sich daraus ergebende Zirkulationsänderungen erklärt. Bei der Diskussion der Abbildungen wird zuerst auf Abb. 5.9a und im späteren Verlauf auch auf Abb. 5.9b eingegangen.

Im November und Dezember treten teilweise signifikante (nicht gezeigt) positive Anomalien der Divergenz des EP-Vektors in der mittleren und oberen Stratosphäre von 30°N bis 70°N mit einem Maximum von 2-2.5 m/s/d in 70°N und einer Höhe von 0.3-0.5 hPa ( $\sim 53$ -56 km) auf (Abb. 5.9a). Diese positiven Anomalien geben eine relative Beschleunigung (relative Divergenz), also eine geringere Abschwächung (geringere Konvergenz) der zonalen (Westwind-) Grundströmung in diesem Bereich an (vgl. Abschnitt 5.2.2). Da die Welle-Grundstrom Wech-

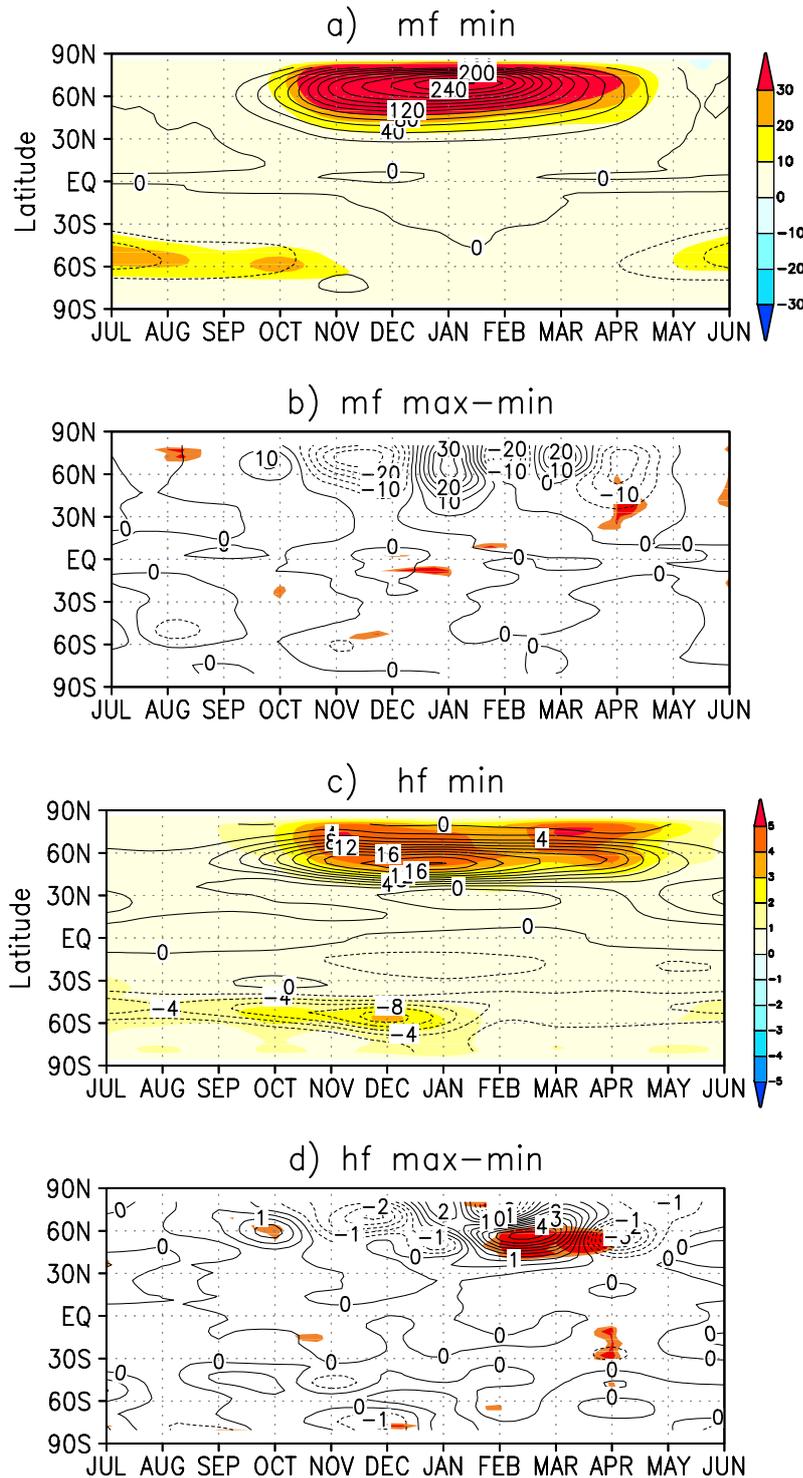


**Abbildung 5.9:** a) Differenzen zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum von 30°S bis 80°N von Oktober bis März für den EP-Vektor (Pfeile), welcher mit dem Inversen des Druckes skaliert wurde, um Änderungen in der oberen Stratosphäre hervorzuheben, und seiner Divergenz (Isolinien), Isolinienabstand: 0,4 m/s/d, negative Differenzen sind schattiert dargestellt. b) Differenzen der meridionalen Restzirkulation (MRZ) (Pfeile) skaliert wie der EP-Vektor und die zonal gemittelten Temperaturanomalien (Isolinien), Isolinienabstand: 0,5 K, negative Temperaturdifferenzen sind schattiert dargestellt. Die Größen wurden hier zusätzlich mit dem Kosinus der Breite multipliziert, um die starken Änderungen in den hohen Breiten zu dämpfen (wie Fig. 6 aus Matthes et al., 2004).

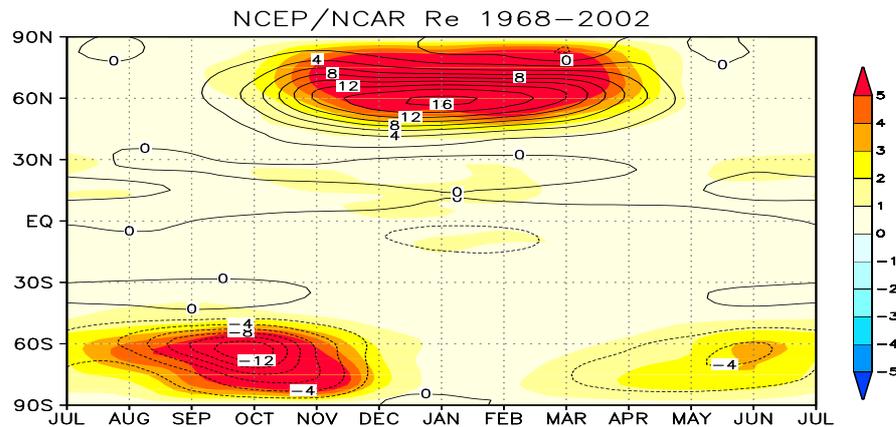
selwirkung von planetarischen Wellen bestimmt wird, bedeutet dies, dass die geringere Abschwächung der zonalen Grundströmung im Sonnenfleckmaximum auf eine schwächere Wellenaktivität zurückzuführen ist. Wie bereits erwähnt, muss eine schwächere Wellenaktivität in der Stratosphäre nicht unbedingt in Zusammenhang mit einer schwächeren troposphärischen Wellenaktivität stehen, sondern kann auch durch eine Änderung der Ausbreitungsbedingungen für Wellen in der Stratosphäre selber hervorgerufen werden. Dass dies tatsächlich so ist, erkennt man in Abb. 5.9a anhand der Anomalien des EP-Vektors. Im Sonnenfleckmaximum breiten sich im Oktober mehr Wellen südwärts aus und führen zu einer stärkeren Abschwächung der Grundströmung um  $60^\circ\text{N}$  in der oberen Stratosphäre (negative Divergenzanomalien=relative Konvergenz), die zu der negativen Windanomalie in Abb. 5.6 passt. Im Frühwinter tritt im Bereich der stärksten Westwindanomalien eine polwärts gerichtete Reflexion von Wellen auf (um  $40^\circ\text{N}$  in 1 hPa im November und um  $60^\circ\text{N}$  in 10 hPa im Dezember), welche zu einer geringeren Abschwächung der Grundströmung in dem „normalen“ Dissipationsgebiet führt (positive Divergenzanomalien=relative Divergenz=relative Beschleunigung). Dadurch kann sich wiederum die Westwindanomalie verstärken und genau wie das Gebiet relativer Divergenz polwärts und abwärts wandern. Wenn sich die Westwindanomalie verstärkt und ausdehnt (z. B. von November bis Dezember), werden planetarische Wellen wiederum an dieser Anomalie reflektiert. Durch diese positive Wechselwirkung zwischen Wellen und zonaler Windanomalie/Grundströmung, welche aus Beobachtungen bekannt ist (vgl. Abb. 2.16a), kommt es zu einer Änderung der Ausbreitungsbedingungen für planetarische Wellen und damit zu einer Änderung der Haupt-Dissipationsgebiete in der Stratosphäre. Ab Dezember findet beispielsweise äquatorwärts von der positiven Westwindanomalie und dem Gebiet positiver Divergenzanomalien eine verstärkte Ausbreitung von Wellen in Richtung Äquator statt, welche sich im Januar weiter verstärkt und zu einer signifikant stärkeren Abschwächung (Konvergenz,  $-1.5\text{ m/s/d}$ ) der Strömung zwischen  $20$  bis  $30^\circ\text{N}$  und einer Höhe von  $35$  bis  $70\text{ km}$  ( $8-0,05\text{ hPa}$ ) führt, erkennbar an den negativen Windanomalien in diesem Bereich in Abb. 5.6b. Wieder findet eine positive Rückkopplung zwischen den Wellen und der zonalen Grundströmung statt. Da die Modulation des PNJ so lange im Modell stattfindet wie ein Westwindstrahlstrom vorhanden ist (Abb. 4.5), findet auch die positive Rückkopplung zwischen Wellen und Grundströmung bis in den Mai hinein statt (in Abb. 5.9a nur bis März gezeigt). Auffällig in Abb. 5.9a ist auch die sich ab Januar aus der Troposphäre verstärkende Wellenausbreitung, die bis in den März hinein anhält. Auch bei diesen Differenzen ist, wie bereits bei den Winddifferenzen angemerkt, eine deutliche Konzentration der stärksten Signale auf die hohen Breiten zu erkennen. Dies wurde auf die Modellklimatologie zurückgeführt und erklärt die leichten zeitlichen und räumlichen Verschiebungen der Sonnensignale im Vergleich zu Beobachtungen.

### Änderungen der Wellenausbreitung

Dass die beschriebenen Änderungen der Welle-Grundstrom Wechselwirkungen nicht unbedingt mit einer Änderung der troposphärischen Wellenaktivität, sondern mit einer geänderten Wellenaktivität in der Stratosphäre einhergehen, ist in Abb. 5.10 zu sehen. Als Maß für die Wellenaktivität sind zum einen der Impulsfluss (Abb. 5.10a,b), der proportional zur Meridional Komponente des EP-Vektors ist und den Impulstransport der Wellen angibt, und zum anderen der Wärmefluss (Abb. 5.10c,d), der proportional zur Vertikalkomponente des EP-Vektors ist und den Wärmetransport durch Wellen angibt, dargestellt. In der oberen Stratosphäre ( $5\text{ hPa}/37\text{ km}$ ) findet man im Frühwinter (November, Dezember) einen geringeren Impulsfluss in mittleren und hohen Breiten (Abb. 5.10b), der auf eine verringerte Wellenaktivität schließen lässt und zu der geringeren Abschwächung der Strömung in diesem Bereich (vgl. Abb. 5.9a) passt.



**Abbildung 5.10:** Zonal gemittelter totaler Impulsfluss  $\overline{v'u'}$  in 5 hPa (37 km) von 90°S bis 90°N von Juli bis Juni. a) Absolutwerte für das mittlere Sonnenfleckenminimum-Modellexperiment, Isolinienabstand: 20 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>, schattiert: Standardabweichung. b) Differenz zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum-Modellexperiment, Isolinienabstand: 5 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>, schattiert: statistisch signifikante Gebiete. Zonal gemittelter totaler Wärmefluss  $\overline{v'T'}$  in 100 hPa (16 km) von 90°S bis 90°N von Juli bis Juni. c) Absolutwerte für das mittlere Sonnenfleckenminimum-Modellexperiment, Isolinienabstand: 2 K m/s, schattiert: Standardabweichung. d) Differenz zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum-Modellexperiment, Isolinienabstand: 0,5 K m/s, schattiert: statistisch signifikante Gebiete.



**Abbildung 5.11:** Zonal gemittelter totaler Wärmefluss  $\overline{v'T'}$  in 100 hPa (16 km) von 90°S bis 90°N von Juli bis Juni. Klimatologisches Mittel aus NCEP/NCAR Reanalysedaten von 1968-2002, Isolinienabstand: 2 K m/s, schattiert: Standardabweichung.

Gleichzeitig ist auch der Wärmefluss in der unteren Stratosphäre (100 hPa/16 km), der ein Maß für die aus der Troposphäre kommenden Wellen ist, von November bis in den Januar hinein verringert (Abb. 5.10d), was auf eine insgesamt verringerte Wellenaktivität in der Stratosphäre schließen lässt. Tatsächlich zeigt die Differenz des Impulsflusses in der oberen Stratosphäre aber im Januar bereits eine Verstärkung (Abb. 5.10b) und damit eine höhere Wellenaktivität an, die durch eine Änderung der Ausbreitungsbedingungen in der Stratosphäre selber entsteht. Erst im Februar und März erkennt man einen signifikant stärkeren Wärmefluss (Abb. 5.10d), d. h. eine verstärkte Wellenaktivität, aus der Troposphäre, auf die bereits in Abb. 5.9a hingewiesen wurde. Die Wellen dissipieren allerdings bereits in der mittleren Stratosphäre (Abb. 5.9a) und haben keinen großen Einfluss mehr auf die obere Stratosphäre, wo man im Februar beispielsweise eine geringere Wellenaktivität beobachten kann (Abb. 5.10b).

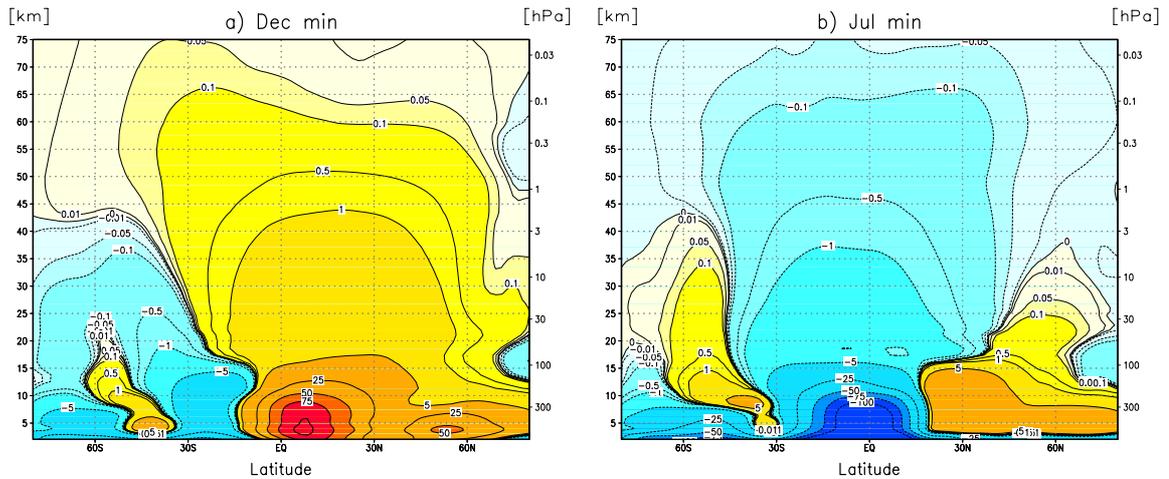
Der Antrieb der stratosphärischen Zirkulation durch planetarische Wellen (die Wellenaktivität) wird also von der unterschiedlichen solaren Einstrahlung zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum moduliert, wobei es sowohl zu einer teilweise signifikanten Änderung der Wellenausbreitung aus der Troposphäre als auch zu einer Änderung der Wellenausbreitungsbedingungen in der Stratosphäre selber kommt. Ob die Verstärkung der Wellenaktivität aus der Troposphäre sich aufgrund der Änderungen in der Stratosphäre in den Monaten davor ergibt, kann hier nur vermutet werden. Zusammenfassend lässt sich sagen, dass es im Sonnenfleckenmaximum im Frühwinter zu einer geringeren Abschwächung der Grundströmung durch eine geringe Wellenaktivität und im späteren Verlauf des Winters zu einer verstärkten Abschwächung der Grundströmung durch eine verstärkte Wellenaktivität kommt. Diese im Modell gefundenen Zusammenhänge bestätigen damit erstmals die Abschätzungen aus Beobachtungen (z. B. Kodera und Kuroda, 2002; Hood, 2003; Hood und Soukharev, 2003).

In Abb. 5.11 sind zum Vergleich die Absolutwerte des Wärmeflusses in 100 hPa (16 km) für die Beobachtungsdaten dargestellt. In den Beobachtungen breiten sich planetarische Wellen auf der Nordhemisphäre von September bis April und in der Südhemisphäre von März bis November in die Stratosphäre aus. Eine maximale Wellenaktivität tritt in einer Breite von 60° auf beiden Hemisphären auf, wobei das Maximum auf der Nordhemisphäre 16 K m/s im Januar erreicht und auf der Südhemisphäre zwei Maxima mit -12 K m/s im Oktober sowie -4 K m/s im Juni auftreten (Abb. 5.11). Wie bereits erwähnt ist die Wellenaktivität auf der Südhemisphäre aufgrund der unterschiedlichen Land-Meer Verteilung auf den beiden Hemisphären

sehr viel geringer und  $\overline{v'T'}$  ist aufgrund der zum Südpol gerichteten Vertikalkomponente  $v$  negativ. Im Modell findet man maximale Werte des Wärmeflusses bei ca.  $55^\circ\text{N}$  mit  $20\text{ K m/s}$  im Dezember/Januar (Abb. 5.10c). Auf der Südhemisphäre findet eine deutlich geringere (in etwa halb so starke) Wellenaktivität statt (vgl. auch Abb. 5.8), welche im Modell zwei Maxima im Juni/Juli und ein stärkeres im Dezember mit  $-8\text{ K m/s}$  aufweist. Während das Modell auf der Nordhemisphäre gut mit den Beobachtungen übereinstimmt, zeigen sich auf der Südhemisphäre erhebliche Unterschiede. Ganz besonders auffällig ist die unterschiedliche Lage des zweiten Wärmeflussmaximums, welches in Beobachtungen im Oktober, im Modell allerdings erst zwei Monate später im Dezember auftritt. Der PNJ auf der Südhemisphäre ist bis Oktober noch sehr stark und reicht sehr weit in die untere Stratosphäre/obere Troposphäre (vgl. Abb. 3.16), so dass eine Wellenausbreitung in den sehr starken Westwinden verhindert wird (vgl. auch Abb. 5.8b). Erst ab Oktober/November haben sich die Winde so abgeschwächt, dass eine Wellenausbreitung möglich ist. Dies ist genau der Zeitpunkt, ab dem das Westwindensignal auf der Südhemisphäre polwärts und abwärts zu wandern beginnt (vgl. Abb. 5.6). Die in Beobachtungen gefundene positive Rückkopplung zwischen Wellen und Grundströmung wird also auch auf der Südhemisphäre simuliert, ist aber aufgrund der bereits diskutierten Verschiebung der Jahreszeiten, im Vergleich zu Beobachtungen zeitlich verschoben. Änderungen der planetarischen Wellenaktivität haben nicht nur einen Einfluss auf die Welle-Grundstrom Wechselwirkung, sondern auch auf die MRZ (vgl. auch Abb. 2.16b), die im Folgenden gezeigt werden.

### Änderungen der mittleren meridionalen Restzirkulation

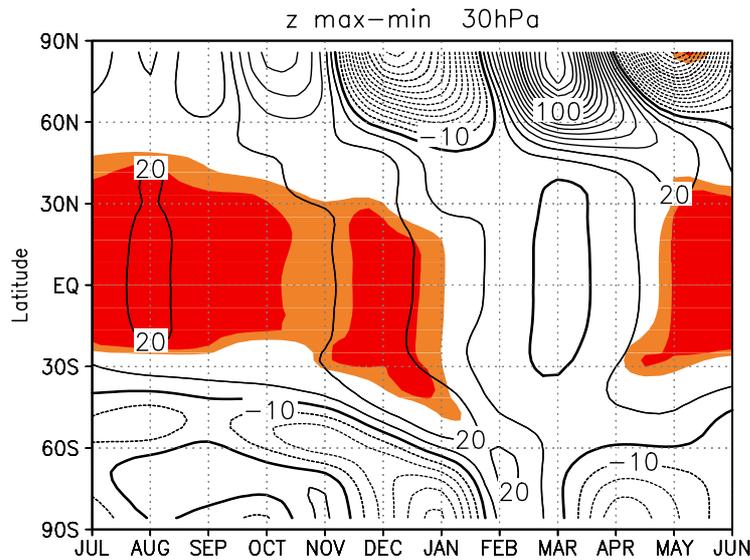
In Abb. 5.12 sind die Absolutwerte der meridionalen Stromfunktion, welche ein Maß für die großräumige atmosphärische Zirkulation ist und in folgendem Zusammenhang mit den Komponenten der MRZ steht:  $\overline{v^*} = -(\cos \phi)^{-1} d\Psi/dp$ ,  $\overline{w^*} = (a \cos \phi)^{-1} d\Psi/d\phi$ , für den Nord- (Dezember) und den Südwinter (Juli) für das Sonnenfleckenminimum dargestellt. Mithilfe der Stromfunktion erkennt man sehr deutlich die einzelnen Zirkulationzellen, wie z. B. die Hadley Zirkulation in der tropischen Troposphäre. In der tropischen Troposphäre der Sommerhemisphäre befindet sich der aufsteigende Ast der großen Zirkulationszelle, welche sich in der Mittleren Atmosphäre vom Sommer- zum Winterpol erstreckt und durch ein großskaliges Absinken auf der Winterhemisphäre gekennzeichnet ist. Durch diese großskalige Zirkulation wird der Eintrag von Spurengasen und Wasserdampf aus der Troposphäre sowie deren Transport innerhalb der Stratosphäre verdeutlicht. In Abb. 5.9a war bereits auf die Modulation der Wellenaktivität mit der geänderten solaren Einstrahlung hingewiesen worden. Änderungen der Divergenz des EP-Vektors treten gemeinsam mit Änderungen der MRZ auf, wirken aber in entgegengesetzte Richtung (Gl. 5.18). Das heißt eine positive Divergenz des EP-Vektors (Beschleunigung der Grundströmung) tritt gleichzeitig mit einer Abschwächung der MRZ auf und umgekehrt. In Abb. 5.9a ist bereits gezeigt worden, dass im Sonnenfleckenmaximum im Frühwinter (November/Dezember) eine relative Beschleunigung der Grundströmung ( $\Delta \nabla \cdot \mathbf{F} > 0$ ) in den mittleren bis hohen Breiten der Stratosphäre stattfindet. Passend dazu findet man eine relative äquatorwärtige Anomalie der MRZ (Pfeile in Abb. 5.9b), also eine Abschwächung der MRZ. Diese Abschwächung der globalen MRZ steht in Zusammenhang mit den Temperaturanomalien. Im November ergeben sich daraus beispielsweise eine relative Temperaturabnahme in hohen und eine relative Temperaturzunahme in der tropischen oberen Stratosphäre. Im Januar findet man passend zu der verstärkten Wellenaktivität im Sonnenfleckenmaximum (Abb. 5.9a und 5.10b) eine Verstärkung der MRZ in der oberen Stra-



**Abbildung 5.12:** Absolutwerte der Stromfunktion (dargestellt ist das Mittel der aus  $\overline{v^*}$  und  $\overline{w^*}$  berechneten Stromfunktion) in  $10^9$  kg/s für den Dezember (links) und den Juli (rechts) von 3-75 km (700 bis 0,05 hPa) Höhe und  $80^\circ\text{S}$  bis  $80^\circ\text{N}$  im Sonnenfleckenninimum. Positive (negative) Werte der Stromfunktion geben einen Transport zum Nordpol (Südpol) an.

tosphäre, die zu einer positiven Temperaturanomalie um  $65^\circ\text{N}$  führt. Gleichzeitig deutet sich eine Abschwächung der MRZ in der unteren und mittleren Stratosphäre an (auch erkennbar an der relativen Erwärmung in der tropischen unteren Stratosphäre), sowie eine eindeutige Abschwächung der Hadley Zirkulation (Abb. 5.9b im Januar), auf die in Kapitel 7 noch einmal ausführlich eingegangen wird. Im Januar existieren zwei in etwa gleichstarke Maxima der Temperaturanomalien am Äquator, eine in der oberen Stratosphäre in ca. 1 hPa (48 km) und die andere, welche sogar statistisch signifikant ist (vgl. Abb. 5.6), in der unteren Stratosphäre/oberen Troposphäre. Dieses Muster der Temperaturanomalien ist qualitativ mit dem aus Beobachtungen abgeleiteten Temperatursignal vergleichbar (siehe Abschnitt 2.4.1), tritt allerdings durch das Jahr hindurch nicht kontinuierlich auf und spiegelt sich daher auch nicht im Jahresmittel wider. Im Februar und März drehen sich die Vorzeichen der MRZ Anomalien, genau wie die der  $\text{divF}$  Anomalien wieder um. Im Vergleich zu Beobachtungen sind besonders die tropischen Temperatursignale in der unteren und mittleren Stratosphäre geringer und nur bis in den Januar hinein zu finden, im Februar und März findet man die stärksten tropischen Temperaturanomalien in der oberen Stratosphäre.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass das Sonnensignal auf der Nordhemisphäre im Modell über eine Änderung der Ausbreitungsbedingungen für planetarische Wellen, welche den PNJ und die MRZ moduliert, zu funktionieren scheint. Auf der Südhemisphäre findet im Modell eine zu Beobachtungen vergleichbare Wechselwirkung zeitlich sehr verschoben (ab Dezember) statt. Bisher ist nur das Signal in der jeweiligen Winterhemisphäre gezeigt worden, im nächsten Abschnitt soll nun auch der Einfluss auf die Sommerhemisphäre diskutiert werden, da dort ein sehr starker Einfluss auf die untere Stratosphäre beobachtet wird (vgl. Abschnitt 2.4.1).



**Abbildung 5.13:** Differenzen der geopotentiellen Höhe in 30 hPa (24 km) zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum von Juli bis Juni, Isolinienabstand: 10 gpm. Orange (rot) dargestellt sind die zu 95% (99%) statistisch signifikanten Gebiete.

### 5.2.4 Das Sommersignal

Auf der Sommerhemisphäre dominieren Ostwinde die Stratosphäre, welche die Ausbreitung planetarischer Wellen verhindern (Charney und Drazin, 1961) und dadurch eine dynamische Kopplung zwischen Stratosphäre und Troposphäre verringern (vgl. auch Abb. 5.8b). Ein Einfluss von 11-jährig variierenden solaren Einstrahlungsänderungen kann auf der Sommerhemisphäre entweder über direkte Einstrahlungsänderungen oder aber über Änderungen der globalen MRZ, welche durch dynamische Wechselwirkungsprozesse auf der Winterhemisphäre entstehen und sich bis auf die Sommerhemisphäre auswirken, stattfinden. Da die direkten Einflüsse von Einstrahlungsänderungen in der oberen Stratosphäre stattfinden, man aber ein sehr starkes Sommersignal in der unteren Stratosphäre beobachtet (vgl. Abschnitt 2.4.1), müssen diese Änderungen auf andere Prozesse, z. B. auf eine Modulation der MRZ auf der Winterhemisphäre wie sie in Abb. 5.9b gezeigt wurde, zurückzuführen sein.

Während im Juli/August Geopotentialdifferenzen von mehr als 80 gpm in den Subtropen in 30 hPa (24 km) beobachtet werden (Labitzke, 2002), erreicht das simulierte Signal im Juli nur 15 gpm (siehe Abb. 5.7) und damit nur 20% des beobachteten Signales. Obwohl die Anomalien vom Modell unterschätzt werden, wird das Muster der Anomalien von 60°N bis 40°S qualitativ wiedergegeben (Abb. 5.13). In den Tropen und Subtropen treten die stärksten und im Sommer signifikanten Differenzen zwischen 20°S und 30°N auf. Auf der jeweiligen Sommerhemisphäre findet man positive Differenzen, die im Laufe des Jahres von einer Sommerhemisphäre zur anderen wandern. Das beobachtete tropische und subtropische Maximum im Nordsommer wird allerdings nicht wiedergegeben und die bereits mehrfach angesprochene Verlagerung der stärksten Modellsignale zu hohen Breiten hin, wird noch einmal deutlich. Das im Vergleich zu Beobachtungen schwache Modellsignal im nordhemisphärischen Sommer passt zu der Annahme, dass Änderungen auf der jeweiligen Sommerhemisphäre über Änderungen der MRZ auf der

Winterhemisphäre hervorgerufen werden könnten. Da das Wintersignal auf der Südhemisphäre im Juni, Juli und August sehr schwach ist, findet auf der Winterhemisphäre keine Modulation der MRZ statt, welche zu einem sehr schwachen Sommersignal in den Tropen und Subtropen und auf der Nordhemisphäre führt. Eine Modulation des PNJ/der MRZ findet auf der Südhemisphäre ab Oktober/November statt, zu dieser Zeit findet man entsprechend stärkere Signale in der geopotentiellen Höhe sowohl in den Tropen und Subtropen als auch in hohen Breiten der Nordhemisphäre. Maximale Geopotentialdifferenzen treten in den Tropen und Subtropen zu dem Zeitpunkt auf (ca. im Dezember), an dem quasi gleichzeitig auf beiden Hemisphären eine Modulation der Zirkulation auftritt. Wenn die Vermutung stimmen würde, dass Änderungen der MRZ auf der jeweiligen Winterhemisphäre das Sommersignal mitbestimmen, müsste man logischerweise aufgrund des verbesserten nordhemisphärischen Wintersignales auch ein besseres südhemisphärische Sommersignal bekommen. Dies ist allerdings nicht der Fall (Abb. 5.13) und könnte entweder auf die extreme Kürze des südhemisphärischen Sommers oder auf wichtige in den durchgeführten Modellexperimenten noch fehlende Wechselwirkungsprozesse hindeuten.

## 5.3 Diskussion der Ergebnisse

Wie in diesem Kapitel gezeigt wurde, stimmen die Ergebnisse der Modellsimulationen, in denen realistischere äquatoriale Windprofile berücksichtigt wurden, besser mit den Beobachtungen überein als bisherige Modellstudien, weshalb erstmals gezielte Studien des Mechanismus für den Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus möglich sind. In diesem Kapitel konnten folgende Teile des aus Beobachtungen abgeleiteten Mechanismus (Abb. 2.15) nachvollzogen werden:

1. Das Modell simuliert den direkten Einfluss auf die Temperatur in der tropischen oberen Stratosphäre durch die Vorgabe von UV-Strahlungs- **und** Ozonänderungen.
2. Dieser direkte Einfluss führt zu einer Änderung des meridionalen Temperaturgradienten, der wiederum über verschiedene Wechselwirkungsprozesse (Modulation von PNJ und MRZ) indirekte Zirkulationsänderungen in der Atmosphäre hervorruft.

Diese Ergebnisse stellen wesentliche Verbesserungen im Vergleich zu vorangegangenen Modellstudien mit dem FUB-CMAM und anderen Modellen dar, welche im Folgenden kurz betrachtet werden.

### 5.3.1 Verbesserungen im Vergleich zu anderen Modellstudien

Im Vergleich zu vorangegangenen Experimenten mit dem FUB-CMAM, nämlich dem Experimentenpaar ohne QBO (kwsomin/kwsomax) (z. B. Labitzke und Matthes, 2003; Matthes et al., 2004; Kodera et al., 2003), welches an dem GRIPS-Vergleich beteiligt war (vgl. Abb. 2.13 und 2.14), und Studien mit anderen Modellen (z. B. Matthes et al., 2004) konnten folgende Verbesserungen erzielt werden:

1. Es existiert ein Initialsignal in der subtropischen oberen Stratosphäre, welches über verschiedene Wechselwirkungsprozesse in die hohen Breiten der Nordhemisphäre transportiert wird. Diese Modulation der atmosphärischen Zirkulation findet im Modell so lange statt, wie ein Westwindstrahlstrom vorhanden ist. Die simulierten Prozesse sind mit

Beobachtungen vergleichbar und erlauben deshalb zum ersten Mal gezieltere Mechanismusstudien zum Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf die Atmosphäre.

2. Im nordhemisphärischen Winter sind die Signale in der zonal gemittelten Temperatur (Abb. 5.6a) und dem zonal gemittelten Wind (Abb. 5.6b) im Vergleich zu anderen Modellstudien (vgl. Abb. 2.14) stärker geworden und zeigen eine eindeutige polwärtige Abwärtsbewegung der Anomalien des PNJ, welche mit Beobachtungen vergleichbar ist. Ein weiteres Beispiel für die Annäherung der Modellsimulationen an Beobachtungen ist anhand der Anomalien der 30-hPa geopotentiellen Höhe (Abb. 5.7) im Vergleich zu dem am GRIPS-Vergleich beteiligten Modellen in Abb. 4.2 zu erkennen. Das FUB-CMAM zeigt in Abb. 5.7 beispielsweise im Januar ein bis zu 30% stärkeres Signal im Vergleich zu dem vorangegangenen Experiment ohne QBO (kwsomin/kwsomax).

Trotz der erzielten Verbesserungen der Simulation des Sonnensignales im nordhemisphärischen Winter, verhindert der starke südhemisphärische PNJ vermutlich ein zu Beobachtungen vergleichbares Signal im südhemisphärischen Winter, welches zeitlich sehr verschoben auftritt. Die in Beobachtungen gefundene Symmetrie der Prozesse im nord- und südhemisphärischen Winter kann im Modell aufgrund der Verschiebung der Jahreszeiten und der dadurch schwachen Ausprägung der südhemisphärischen Signale leider nicht überprüft werden. Das zu geringe Signal im nordhemisphärischen Sommer wird ebenfalls auf den zu starken südhemisphärischen PNJ zurückgeführt, das schwache südhemisphärische Sommersignal auf den zu kurzen südhemisphärischen Sommer im Modell. Insgesamt sind die Signale im Modell immer noch geringer als in Beobachtungen, dies ist besonders in niedrigen Breiten auffällig (vgl. Kapitel 8).

Die in diesem Kapitel ausgewerteten Experimente unterscheiden sich von dem Experimentenpaar ohne QBO (kwsomin/kwsomax) nur durch die Hinzunahme realistischerer äquatorialer Winde in der gesamten Stratosphäre. Die erzielten Simulationsverbesserungen werden daher auf diese realistischeren Vorgaben im Modell zurückgeführt, die offensichtlich eine realistischere Antwort des Modells auf die Vorgabe von solaren UV-Strahlungs- und Ozonänderungen zur Folge haben. Diese Schlussfolgerungen werden auch durch den Vergleich mit den Ergebnissen anderer am GRIPS-Vergleich beteiligter Modelle gestützt, welche im nordhemisphärischen Winter nicht mit Beobachtungen vergleichbar waren, aber auch nicht die äquatorialen Windschwingungen berücksichtigten. Die Rolle der äquatorialen Windschwingungen für die Verbesserung der Windklimatologie sowie das Sonnensignal in Abhängigkeit von der Phase der QBO werden im nun folgenden Kapitel diskutiert.