

3.3. Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre

3.3.1. Bedeutung der Stratosphäre

Das Wettergeschehen spielt sich hauptsächlich in der Troposphäre ab. Entsprechend könnte man erwarten, dass die Stratosphäre für Klimaschwankungen keine Rolle spielt. Das ist jedoch nicht der Fall. Die Stratosphäre spielt sogar eine sehr grosse Rolle im Klimasystem. Zum einen kann sie troposphärische Prozesse modulieren und somit die interne Variabilität des Klimasystems beeinflussen. Zum anderen ist sie empfindlich gegenüber verschiedenen Störungen von aussen („Forcings“) wie beispielsweise die sich ändernde Sonnenaktivität, Vulkanismus, Ozonzerstörung oder Treibhausabkühlung. Ein wichtiger Faktor ist dabei die UV-Absorption durch Ozon. Sie steuert den meridionalen Temperaturgradienten in der Stratosphäre und beeinflusst dadurch die Stärke der zonalen Zirkulation. Auch Aerosole spielen eine grosse Rolle, in direkter Weise durch ihre Strahlungsabsorption (und damit Veränderung des Temperaturgradienten) und indirekt durch ihre Beteiligung am Ozonabbau. Ozon und Aerosole haben in der Stratosphäre eine lange Lebensdauer, mehrere Monate bis Jahre. Das ist wesentlich länger als in der Troposphäre und auch länger als die dynamischen Vorgänge in der Troposphäre. Die Stratosphäre kann somit als „Memory“ dienen und zu niederfrequenten Schwankungen beitragen. Auch gewisse dynamische Prozesse haben hier eine lange Zeitskala. Die Quasi-Biennial Oscillation zum Beispiel ist eine interne, wellengetriebene Oszillation mit einem zweijährigen Zyklus, welche die globale Zirkulation beeinflusst.

In diesem Kapitel werden die dynamischen Vorgänge vorgestellt, welche die Troposphäre und die Stratosphäre koppeln und es damit möglich machen, dass sich stratosphärische Schwankungen auf das Klima am Boden auswirken können („Downward propagation“). Auch die Quasi-Biennial Oscillation in der äquatorialen Stratosphäre wird kurz angesprochen. Der Hauptfokus liegt aber auf den nördlichen Aussertropen.

3.3.2. Vertikalstruktur planetarer Wellen

Es stimmt nicht ganz, dass sich das Wettergeschehen nur in der Troposphäre abspielt. Transiente Störungen wie Höhentiefs schliessen die untere Stratosphäre ein und können zum Beispiel zum Eindringen von stratosphärischer Luft in die Troposphäre führen. Durch eine regionale Umverteilung von Masse in der untersten Stratosphäre beeinflussen Wettersysteme auch die Dicke der Ozonschicht über einem Standort. Schwankungen bis zu einem Faktor 2 der Ozonschichtdicke innerhalb weniger Tage können in den Mittelbreiten durchaus vorkommen, bei Höhentroglagen ist das Gesamtazon („Dicke der Ozonschicht“) hoch, bei Hochdrucklagen gering. Es kann sogar zu sogenannten „Miniozonlöchern“ kommen, einer räumlich begrenzten, starken Reduktion der Ozonschichtdicke durch dynamische Vorgänge. Die Prozesse in der Tropopausenregion spielen daher eine wichtige Rolle.

Auch auf längeren Skalen sind die Troposphäre und die untere Stratosphäre gekoppelt. Die planetare Wellenstruktur der mittleren Troposphäre ist in der untersten Stratosphäre noch gut sichtbar. Je weiter man aufsteigt, desto mehr verschwinden dann kleinräumigere Merkmale und die Strömung wird zonal. Das zeigt sich in Korrelations-Querschnitten (Fig. 22): Die Korrelation zwischen dem NAO und der 300 hPa Fläche (oben) zeigt klar die planetare Wellenstruktur mit den beiden Aktionszentren über Island und den Azoren. Im Querschnitt entlang der Achse der Aktionszentren (unten) wird deutlich, dass die Korrelationen in der unteren Stratosphäre abnehmen. Trotzdem sind diese Zirkulationsmuster auch in der untersten Stratosphäre aktiv und haben einen grossen Einfluss auf wichtige stratosphärische Grössen, beispielsweise auf räumliche und zeitliche Schwankungen des Gesamtazons (vgl. Fig. 23) oder auf die Temperatur der unteren Stratosphäre.

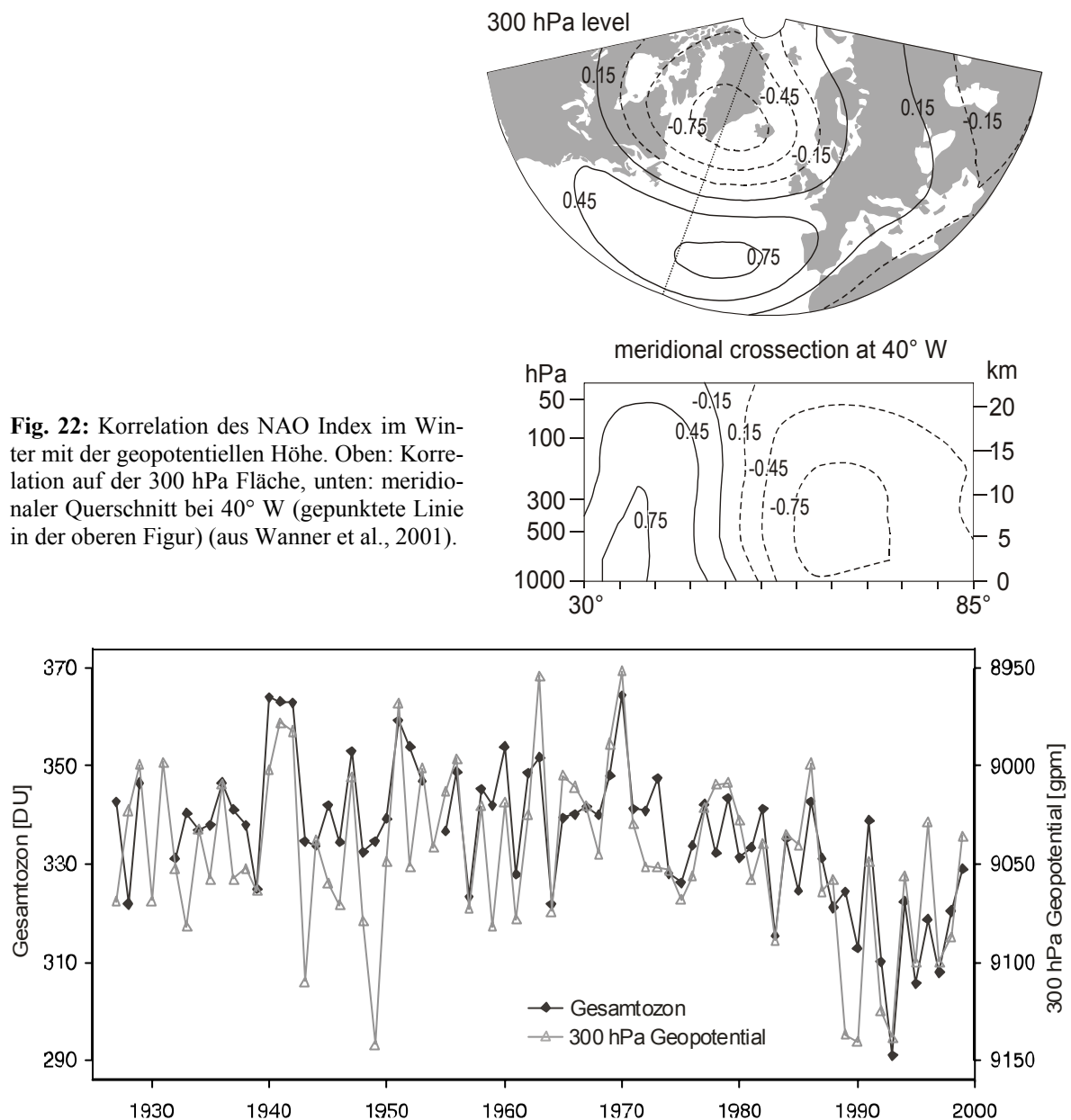


Fig. 23: Zeitreihen des Gesamtozons in Arosa und der geopotentiellen Höhe der 300 hPa Fläche am nächst gelegenen Gitterpunkt (aus NCEP/NCAR Daten ab 1948 und statistischen Rekonstruktionen vorher), jeweils für Wintermittelwerte (aus Brönnimann, 2002).

3.3.3. Die meridionale Residualzirkulation und das „Wavedriving“

Nicht nur die untere, sondern auch die mittlere und obere Stratosphäre sind mit der Troposphäre gekoppelt, und auch dieser Vorgang hängt mit den planetaren Wellen zusammen. Es ist allerdings ein ganz anderer Mechanismus.

Die quasi-stationären planetaren Wellen haben eine vertikal propagierende Komponente. Wie weit hinauf die Welle propagieren kann, bevor sie entweder reflektiert wird oder sich bricht, hängt von ganz verschiedenen Faktoren ab. Der Zonalwind spielt eine wichtige Rolle. Nur westwärts propagierende Wellen können in einer West-Ost-Strömung vertikal propagieren, und bei starkem Westwind können die Wellen weiter vordringen als bei schwachem. Die Tropopause stellt bezüglich des Zonalwinds eine Diskontinuität dar. Wellen können reflektiert werden und mit den troposphärischen Wellen interagieren, oder sie können in die Stratosphäre eindringen. Hohe Wellenzahlen (kleine räumliche Skala) können weniger weit vordringen

als tiefe Wellenzahlen. In die Stratosphäre dringen vor allem die Wellenzahlen 1 und 2. Die Wellen können in der Stratosphäre pol- oder äquatorwärts refraktiert werden. Im dünner werdenden Medium werden die Wellen stärker. Sie können den Polarwirbel stark deformieren oder verdrängen. Wenn sie brechen kommt es zu Dissipation, und weil sich an einem anderen Ort brechen als sie entstanden sind, findet ein Impulsfluss statt. In diesem Fall wird westwärts gerichteter Impuls vom Erdboden in die Stratosphäre transportiert. Anders ausgedrückt: Die brechende Welle „bremst“ die vorherrschende Westwindströmung. Der Impulsfluss kann analog zur Reibungskraft am Erdboden betrachtet werden: Er bewirkt eine Ablenkung des geostrophischen Gleichgewichts. Dies führt zu einem polwärts gerichteten Transport in der und oberen mittleren Stratosphäre. Die resultierende meridionale Komponente der Strömung ist im zonalen Mittel klein gegenüber der vorherrschenden zonalen Komponente, bewirkt jedoch eine grossräumige Zirkulation, welche von den Tropen bis zum Winterpol führt (anders als in der Troposphäre gibt es hier also eine einzige grosse Zirkulationszelle). Diese Zirkulation heisst residuelle Meridionalzirkulation. Die Sommerhemisphäre ist ruhig, „Wavedriving“ und meridionale Zirkulation sind hier mehr oder weniger abwesend.

Figur 24 zeigt schematisch die ganze Zirkulation. Die polwärts gerichtete Bewegung wird ergänzt durch Aufsteigen in den Tropen und Absinken in den polaren Regionen. Letzteres ist durch diabatische Abkühlung (Abstrahlung) über dem Pol während der Polarnacht verursacht. Der Antrieb der ganzen Zirkulation sind die planetaren Wellen. Eine Verstärkung der planetaren Wellenaktivität verstärkt die gesamte Zirkulation und führt so zu stärkerem Absinken. Dadurch kann sich die untere Stratosphäre in der Arktis erwärmen, was wiederum wichtig ist für die Chemie der Stratosphäre (Bildung von stratosphärischen Wolken, Ozonabbau).

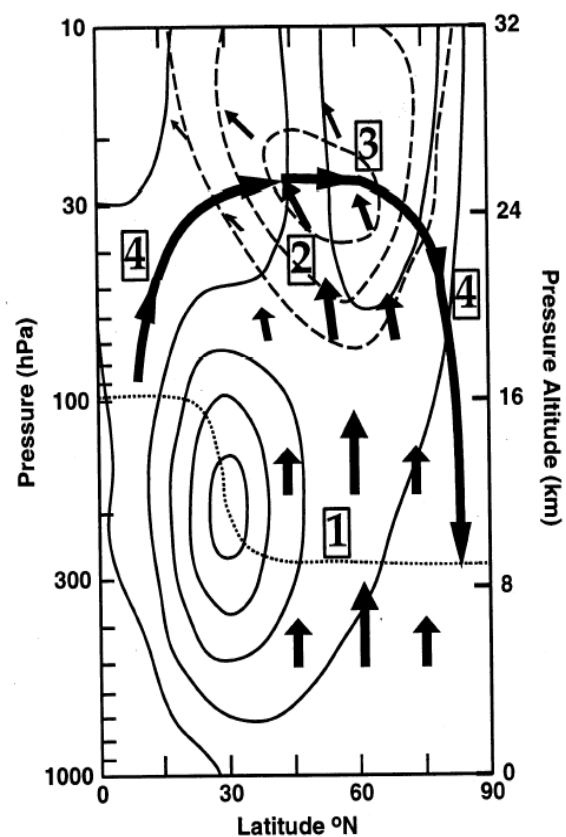


Fig. 24: „Wavedriving“ und residuelle Zirkulation der Stratosphäre. Kleine Pfeile: Planetare Wellenaktivität, Grosse Pfeile: Residualzirkulation. Isolinien: Anomalien des Zonalwinds (aus Newmann et al., 2001).

3.3.4. Die Brewer-Dobson-Zirkulation und das stratosphärische Ozon

Die residuelle Meridionalzirkulation hat einen grossen Einfluss auf den Transport von Ozon innerhalb der Stratosphäre. Ozon entsteht in der tropischen Stratosphäre, wo aber gleichzeitig die Lebensdauer am kürzesten ist. Durch die meridionale Zirkulation wird dieses Ozon ständig weggeführt und erreicht die mittleren und polaren Breiten, wo die Lebensdauer deutlich länger ist. Deswegen ist das Gesamt Ozon in den Mittelbreiten höher (die Ozonschicht dicker) als in den Tropen. Aus demselben Grund ist auch das Maximum im Jahresgang des Gesamt Ozons über den Mittelbreiten im Frühling (April), am Ende der Jahreszeit mit starker Meridionalzirkulation.

Wenn das Konzept der residuelle Meridionalzirkulation auf den Ozontransport verwendet wird, spricht man von „Brewer-Dobson-Zirkulation“. Dieser Begriff ist allerdings etwas weiter gefasst als die residuelle Meridionalzirkulation und schliesst alle Arten des meridionalen und vertikalen Ozontransports ein, auch die isentrope Mischung und der Austausch durch Wettersysteme in den Mittelbreiten. Sehr oft werden die Begriffe residuelle Meridionalzirkulation und Brewer-Dobson-Zirkulation jedoch synonym verwendet. Figur 25 zeigt eine schematische Sicht der Brewer-Dobson Zirkulation.

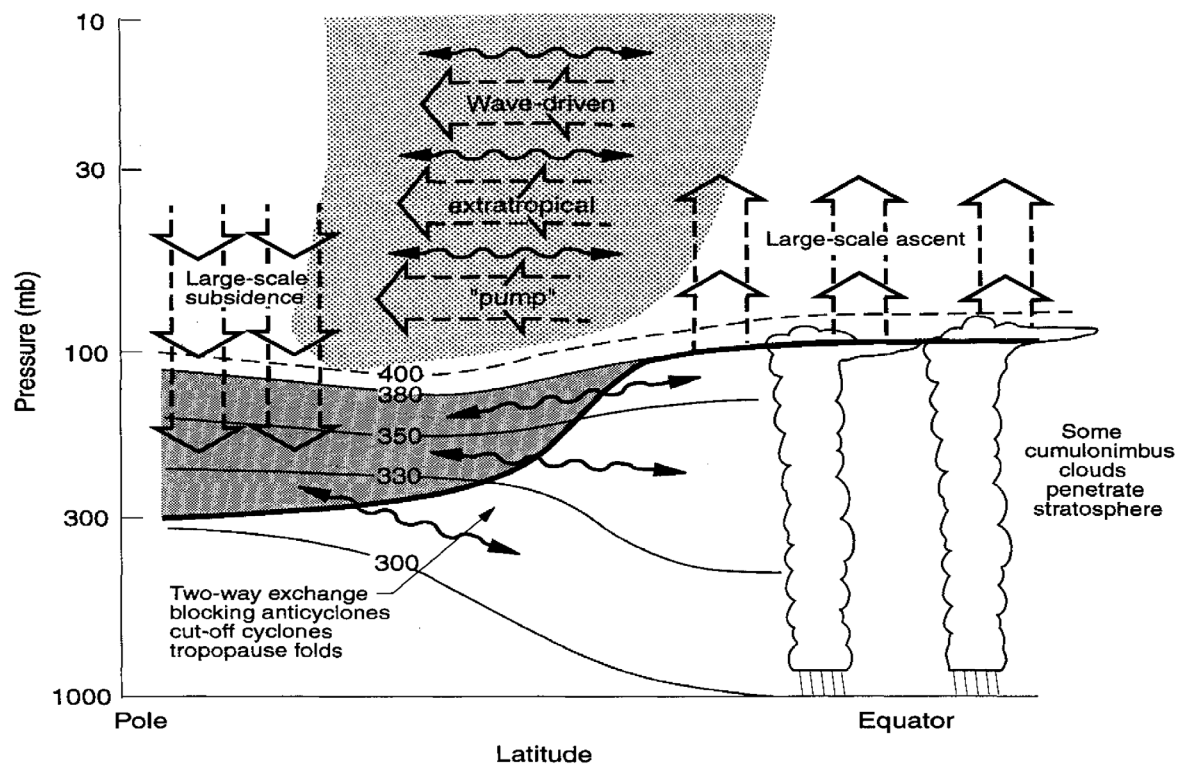


Fig. 25: Schematische Darstellung der Brewer-Dobson-Zirkulation (aus Holton et al., 1995).

Das „Wavedriving“ der Stratosphäre unterliegt Schwankungen auf verschiedenen Zeitskalen. Das liegt einerseits an der planetaren Wellenaktivität der Troposphäre, aber auch an den modifizierenden Grössen (Zonalwind der Stratosphäre). Änderungen im „Wavedriving“ werden meist im zonal gemittelten Sinn untersucht, auf der Zeitskala von Tagen bis Monaten. Die Auswirkungen wie zum Beispiel eine Erwärmung der arktischen unteren Stratosphäre oder vermehrter Ozontransport, treten in einem statistischen Sinn aber erst oft mit einer Verzögerung von ein paar Wochen auf. Interannuelle Schwankungen in der Stärke der meridionalen Zirkulation haben einen grossen Einfluss auf das Ozon in der Arktis. Zum Einen wird durch eine verstärkte Zirkulation die Arktis aufgewärmt, die Wahrscheinlichkeit zur Bildung stratosphärischer Wolken vermindert sich, und der Ozonabbau verläuft wesentlich langsamer. Man erwartet daher eine positive Anomalie des Gesamt Ozons. Gleichzeitig wird mehr Ozon aus den Tropen in die polaren Gegenden transportiert. Als Folge davon zeigt sich eine klare Abhängigkeit des Ozons über den polaren Breiten und dem „Wavedriving“. Dies ist in Figur 26 dargestellt. Als Mass des Wavedrivings wird hier die vertikale Komponente des Eliassen-Palm Flusses (EP-Flux) genommen und der Veränderung des polaren Ozons während des Winters gegenübergestellt.

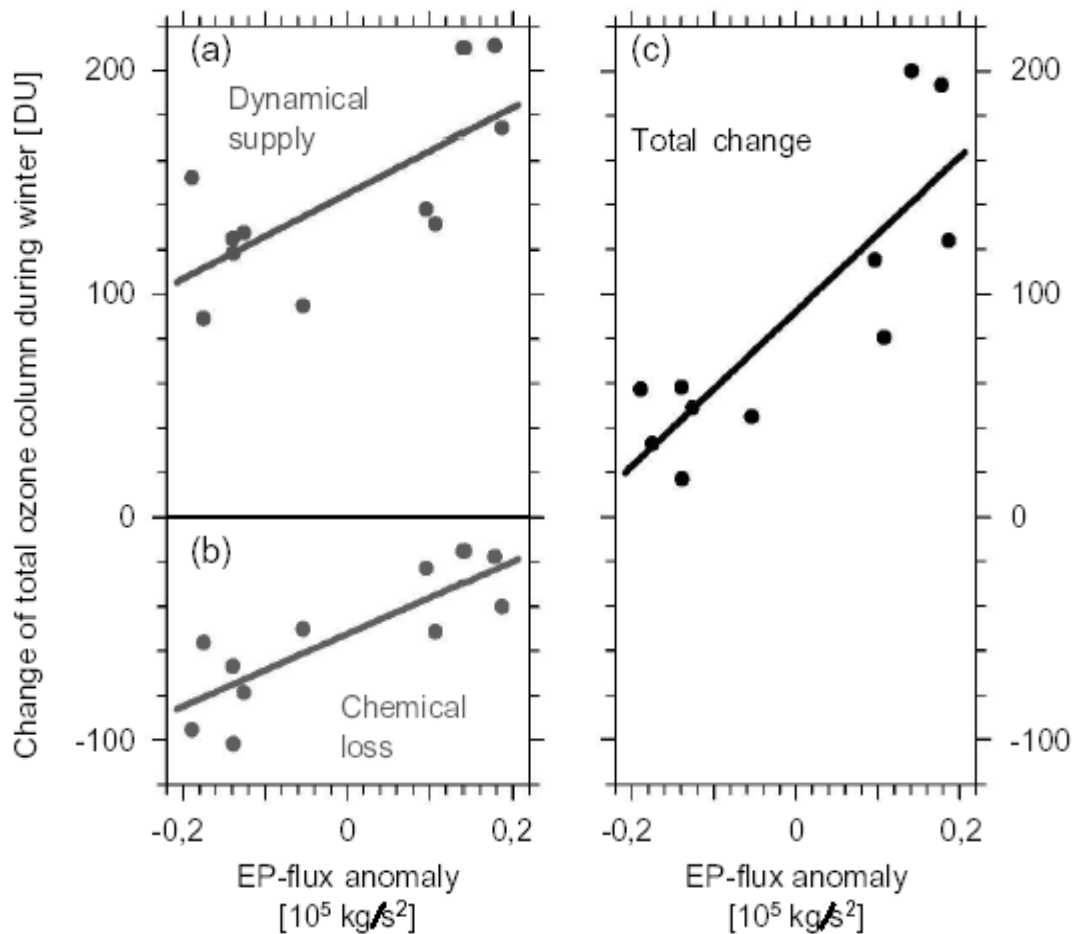


Fig. 26: Beziehung zwischen der vertikalen Komponenten des EP-Flux und der Veränderung des Gesamtozons während des Winters im Polarwirbel. Links oben: Beitrag via Ozontransport, links unten: Beitrag via Veränderung der Temperatur und damit des Ozonabbaus, rechts: kombinierter Effekt (Quelle: M. Rex).

3.3.5. Major stratospheric warmings

Das vorangehende Kapitel hat vor allem die interannuelle Sicht betrachtet. Es gibt aber auch ganz starke, kurze Ereignisse, welche durch den selben Mechanismus – vertikal propagierende Wellenaktivität, Beeinflussung des stratosphärischen Zonalwindes - zustande kommen: die sogenannten Major Midwinter Warmings oder Sudden Stratospheric Warmings. In diesen Fällen kommt es zum kompletten Kollaps des Polarwirbels in der mittleren Stratosphäre, sogar zu einer Druckumkehr. Dabei erwärmt sich die Stratosphäre explosionsartig, um bis zu 40 °C innerhalb weniger Tage, und der Temperaturgradient wird umgedreht. Danach kann sich der Polarwirbel manchmal wieder etablieren. Wenn das Warming gleichzeitig das Ende des Wirbels und damit das Ende des stratosphärischen Winters markiert, wird von Final Warming gesprochen. Es konnte gezeigt werden, dass diese Ereignisse immer auf besonders starke Pulse von planetarer Wellenaktivität folgen. Figur 27 zeigt ein Komposit von 39 Major Warming events in der Nordhemisphäre in den letzten 50 Jahren. Deutlich sichtbar sind der schwache Polarwirbel (negative Anomalien des Zonalwindes) und die starke Erwärmung in der mittleren Stratosphäre. Major Midwinter Warmings sind klimatisch von Bedeutung, erstens weil sie die Chemie und Dynamik der Ozonschicht beeinflussen, zweitens weil sie sich nach unten fortsetzen können und sogar das Klima am Boden beeinflussen können (s. unten).

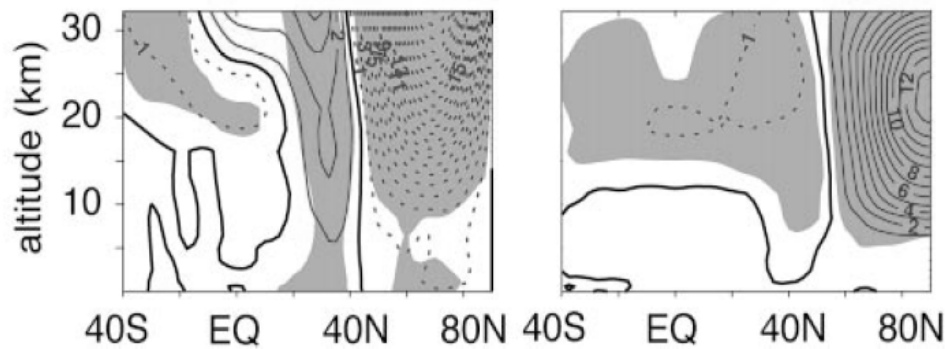


Fig. 27: Komposit aus 39 Major Warmings der Nordhemisphäre aus den letzten 50 Jahren. Links: Zonalwind, rechts: Temperatur (aus Limpasuvan et al., 2004).

Die Aktivität planetarer Wellen ist viel stärker in der Nordhalbkugel als in der Südhalbkugel. Entsprechend ist der stratosphärische Polarwirbel über der Antarktis viel stärker als über der Arktis. Major warmings kommen dort kaum vor. Eine Ausnahme war das Jahr 2002: Es war das erste beobachtete Major Warming über der Antarktis überhaupt in den 50-jährigen Messreihen und führte zu einem Aufsplitten des Ozonlochs und zu einem vergleichsweise geringen Ozonabbau in diesem Jahr.

3.3.6. Das Konzept der „Downward propagation“

Es gibt starke Hinweise aus den Beobachtungen für eine „Downward propagation“ von Anomalien. Figur 28 zeigt ein Komposit der zeitlichen Abfolge für Ereignisse mit einem sehr schwachen (oben) oder einem sehr starken Polarwirbel (unten) in der unteren Stratosphäre. Es zeigt sich deutlich, dass diese Ereignisse schon etwa 2 Wochen vorher in der mittleren Stratosphäre auszumachen sind. Es wird ebenfalls sichtbar dass sie den Zonalwind an der Erdoberfläche, und damit das Wettergeschehen, während mehreren Wochen beeinflussen können. Ereignisse mit einem schwachen Vortex treten hier besonders deutlich hervor.

Der Mechanismus der „Downward propagation“ ist jedoch nicht klar. Denkbar ist ein ähnlicher Mechanismus wie bei der Quasi-Biennial Oscillation (s. Kapitel 3.3.6): Vertikal propagierende planetare Wellen verändern die zonale Zirkulation in der Stratosphäre und damit die Propagationseigenschaften für nachfolgende Wellen. In einer starken zonalen Zirkulation kann eine Welle bis hoch in die Stratosphäre dringen, „bremst“ dort dann aber die zonale Zirkulation, so dass die nachfolgenden Wellen andere Ausbreitungsbedingungen vorfinden und etwas weiter unten brechen. Innerhalb von Tagen bis Wochen kann eine Störung abwärts fortschreiten. Dieser Mechanismus ist aber nicht gesichert.

Interessant ist, dass die Anomalien im Zonalwind der Troposphäre die Struktur der arktischen Oszillation haben. Oft wird deshalb die treibende Kraft der Arktischen Oszillation (resp. Northern Hemispheric Annular Mode) in der Stratosphäre vermutet. Generell stellt sich die Frage, inwiefern es sich hier tatsächlich um stratosphärischen Einfluss oder eher um stratosphärisch modulierten Einfluss handelt. Die ursprüngliche Störung, der Puls erhöhter Wellenaktivität, stammt ja aus der Troposphäre. Der Mechanismus lässt aber einen stratosphärischen Einfluss zu: Nicht nur die Wellen selbst verändern den Zonalwind und damit ihre eigenen Propagationseigenschaften; stratosphärische Vorgänge wie der Ozonabbau, Aerosole, erhöhte UV-Absorption durch stärkere Sonnenaktivität oder dynamische Einflüsse können ebenfalls den Zonalwind verändern und damit zu einer „downward propagation“ eines primär stratosphärischen Signals führen. In Kapiteln 3.5. und 3.6 wird diese Frage ausführlicher behandelt.

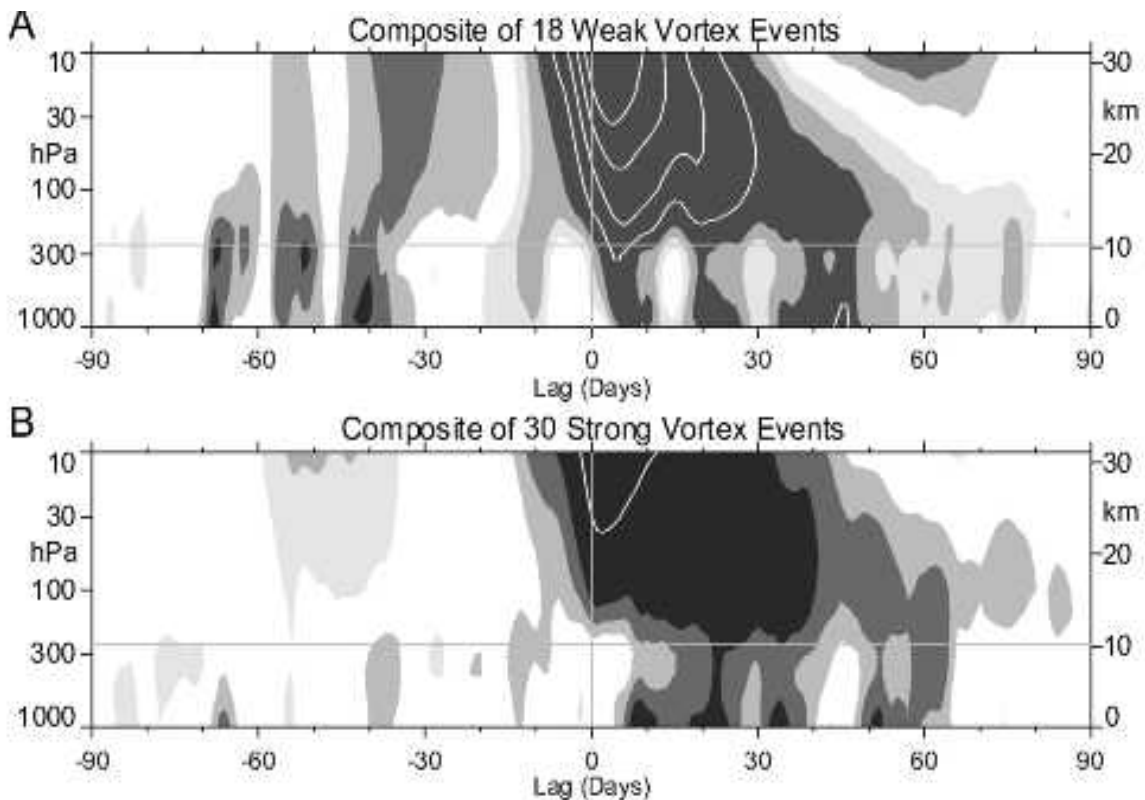


Fig. 28: Komposit der zeitlichen Entwicklung von 18 Ereignissen mit besonders schwachem und 30 mit besonders starkem Polarwirbel. Dargestellt ist der Zonalwind (aus Baldwin und Dunkerton, 2001).

3.3.7. Die Quasi-Biennial Oscillation (QBO)

Bereits vor mehr als hundert Jahren bemerkten einige Wissenschaftler eine ungefähr zweijährige Oszillation, die in verschiedenen langen Datenreihen wie Schneebedeckung und Temperatur an verschiedenen Orten auftrat. Die Existenz einer solchen Oszillation konnte im Verlauf der Zeit immer besser bestätigt werden. Eine Schwankung von ungefähr 26-28 Monaten erscheint heute sehr oft bei Spektralanalysen von Klimadaten. Meist ist dies sogar der einzige signifikante spektrale Peak. Unter anderem erscheint dieser Peak auch bei Analysen des Nordatlantischen Oszillationsindex oder der arktischen Oszillation, aber auch beispielsweise bei der Temperatur in Berlin. Figur 29 zeigt als Beispiel eine Spektralanalyse eines SAT (= Surface air temperature) indexes, der die Stärke des SAT-Musters der Arktischen Oszillation misst. Dabei zeigt sich ein hochsignifikanter Peak bei 27 Monaten, der zweifelsfrei der QBO zugeordnet werden kann.

Lange Zeit blieb der Ursprung dieser Oszillation unbekannt. Anfang der 1960er Jahre, als das dichte Radiosondennetz, das in den 1950er Jahren aufgebaut worden war bereits einige Jahre an Daten liefern konnte, wurde eine ungefähr zweijährige Schwankung der zonalen Winde der mittleren Stratosphäre über dem Äquator festgestellt. Das Muster ist dabei sehr regelmässig. Die neue Phase erscheint zuerst in der oberen Stratosphäre und propagiert langsam abwärts, bis sie nach Monaten die untere Stratosphäre erreicht. Oben findet dabei schon wieder der nächste Phasenwechsel statt. Als Beispiel sind in Figur 30 die Zonalwinde (aus verschiedenen Radiosondenstationen) nahe des Äquators als Zeit-Höhe-Querschnitt dargestellt. Die Propagation des Signals von oben nach unten ist dabei sehr deutlich sichtbar.

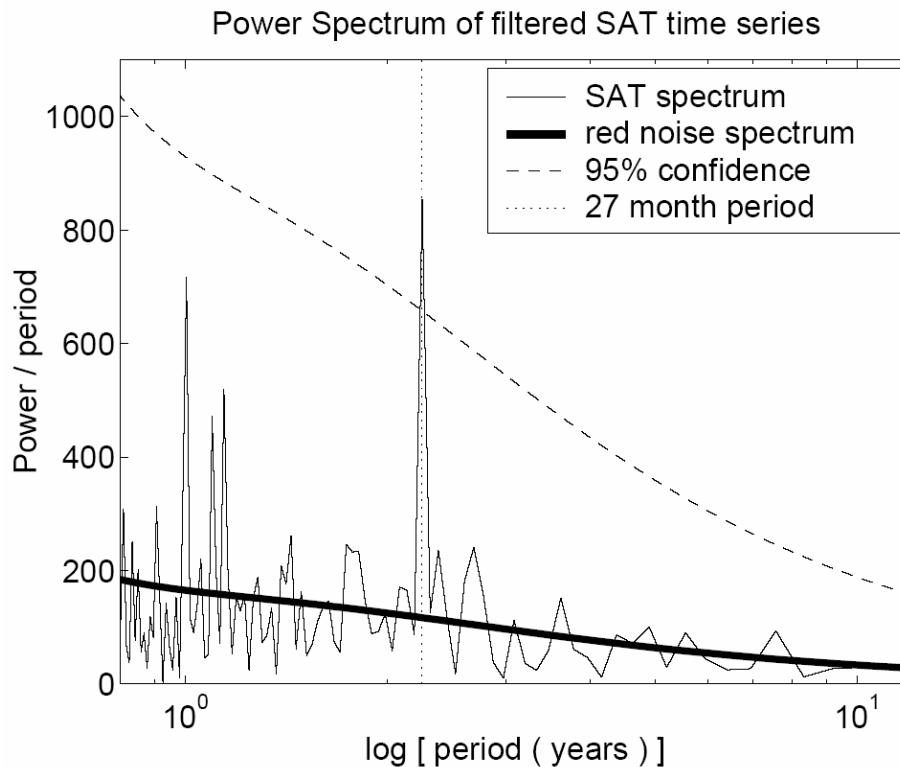


Fig. 29: Spektralanalyse eines SAT (Surface air temperature) indexes, der die Stärke eines SAT-Musters welches der Arktischen Oszillation entspricht, misst (aus Coughlin and Tung, 2001).

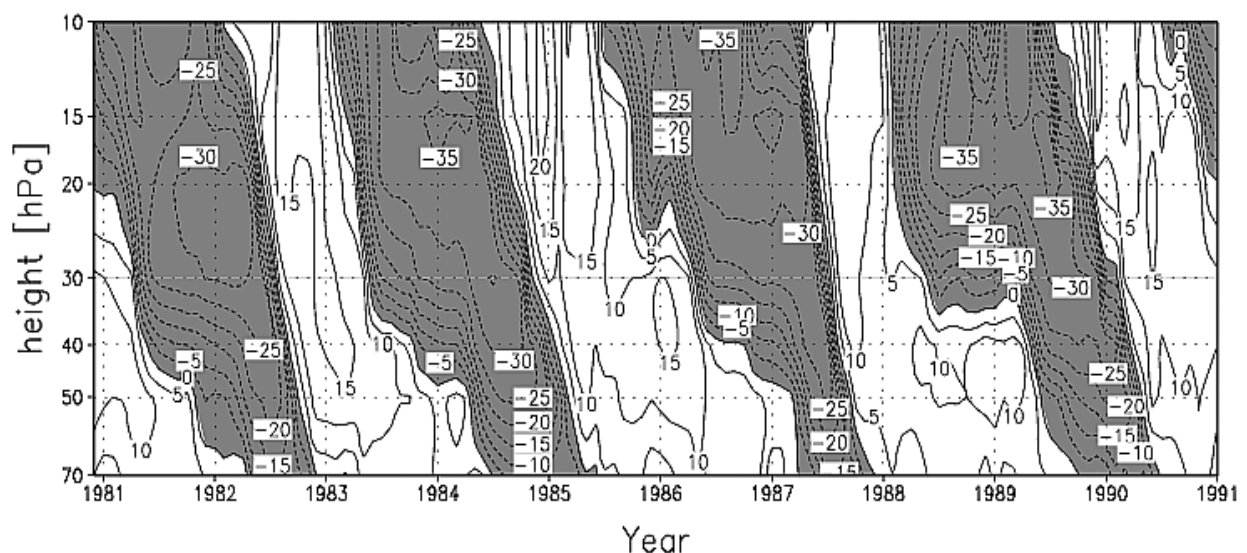


Fig. 30: Zonalwinde am Äquator während den 1980er Jahren (aus Radiosondendaten von Canton Island, Gan und Singapur der Freien Universität Berlin).

Die QBO entsteht, ähnlich wie die residuelle Meridionalzirkulation, durch Wellen. In diesem Fall spielen verschiedene Arten von Wellen (Schwerewellen, Kelvinwellen, Rossbywellen), die jeweils verschiedene Propagationseigenschaften haben (ostwärts, westwärts) eine Rolle. Die zonale Zirkulation der Stratosphäre dient als Filter. In einer westlichen Strömung können

nur westwärts propagierende Wellen auch aufwärts propagieren. Die Wellen interagieren in der Stratosphäre mit dem Zonalwind und ändern dadurch, wie oben beschrieben, die Propagationsbedingungen für nachfolgende Wellen. Die Störung setzt sich nach unten fort. Wenn sie die Tropopause erreicht hat, können ostwärts propagierende Wellen bis in die obere Stratosphäre dringen. Die QBO ist auf die Tropen beschränkt weil hier die Coriolis-Kraft klein ist. Andernfalls würde, wie in Kapitel 3.4. beschrieben, eine meridionale Zirkulationszelle entstehen. Eine weniger stark ausgeprägte meridionale Zirkulationszelle entsteht auch bei der QBO durch das thermische Windgleichgewicht. Sie bewirkt die sogenannte „Temperatur-QBO“, mit warmer tropischer Stratosphäre bei abwärts propagierenden Westwinden niedrigeren Temperaturen im umgekehrten Fall.

Obwohl der Entstehungsmechanismus der Quasi-Biennial Oscillation heute recht gut verstanden ist und Klimamodelle in der Lage sind, die QBO zu reproduzieren, ist noch immer nicht ganz klar, wie sich die QBO auf die klimatischen Grössen am Boden genau auswirkt. Ein möglicher Ansatz ist auch hier die „Downward propagation“ in der aussertropischen Stratosphäre. Klar ist, dass sich die QBO auf die Stärke des Polarwirbels auswirkt (Fig. 31). Bei westlicher QBO-Phase über dem Äquator ist der Polarwirbel vor allem in der oberen Stratosphäre stärker als normal, die Anomalien reichen jedoch bis an den Erdboden. Auf diese Weise könnte die QBO die Propagation planetarer Wellen beeinflussen. Im Bodendruckfeld zeigt sich der Einfluss der QBO in sehr ähnlicher Weise wie die nordatlantische oder arktische Oszillation. Figur 32 zeigt ein Komposit des Bodendrucks während Wintern der West-Phase der QBO minus Winter in der Ost-Phase. Sehr deutlich zeigen sich die Hauptaktionszentren über dem Atlantik (Azorenhoch) sowie über Island, Grönland und der Arktis. Die Ähnlichkeit dieser Musters mit der AO resp. NAO oder auch mit dem Muster für Major Stratospheric Warmings (vgl. Figur 27) deutet darauf hin, dass die planetare Wellenaktivität in den Aussertropen in allen diesen Fällen eine wichtige Rolle spielt.

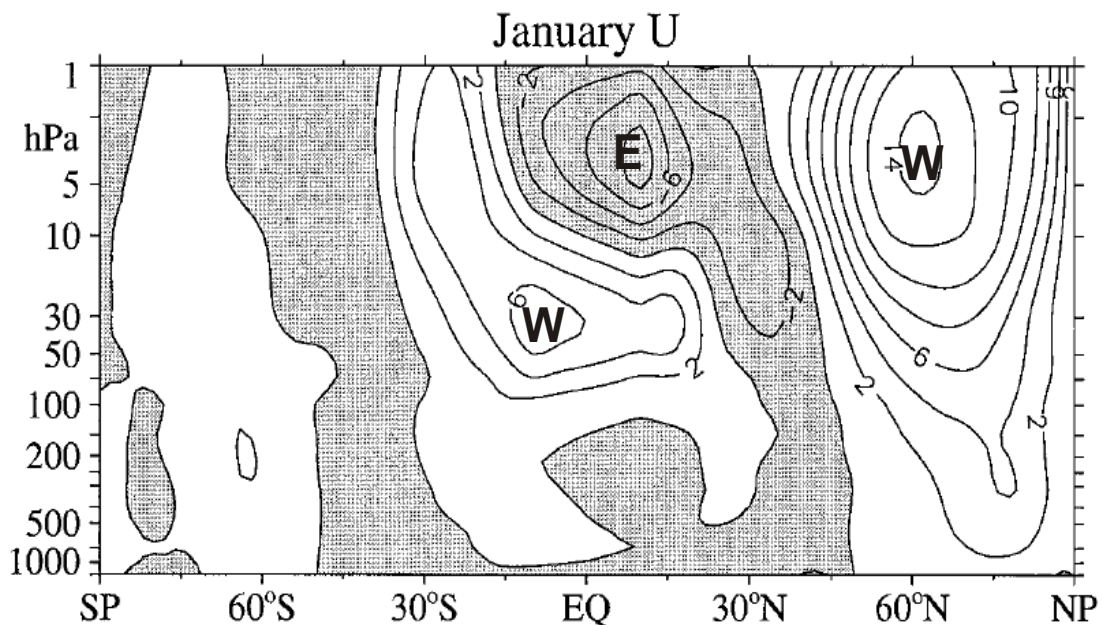


Fig. 31: Komposit des zonal gemittelten Zonalwindes im Januar (Höhe-Breite-Querschnitt) für Jahre mit westlicher QBO minus Jahre mit östlicher QBO (1964-1990) (aus Baldwin et al., 2001).

Die QBO beeinflusst auch den Transport von Ozon und ist von grosser Bedeutung für Analysen der stratosphärischen Chemie. Sie moduliert auch verschiedene andere Einflüsse auf die Stratosphäre wie beispielsweise die Sonnenaktivität oder der Einfluss von El Niño auf die polare Stratosphäre. In diesem Bereich sind allerdings noch weitere Arbeiten nötig, um die Prozesse genauer erfassen zu können

W-E QBO Composite of 1964-96 1000-hPa Z

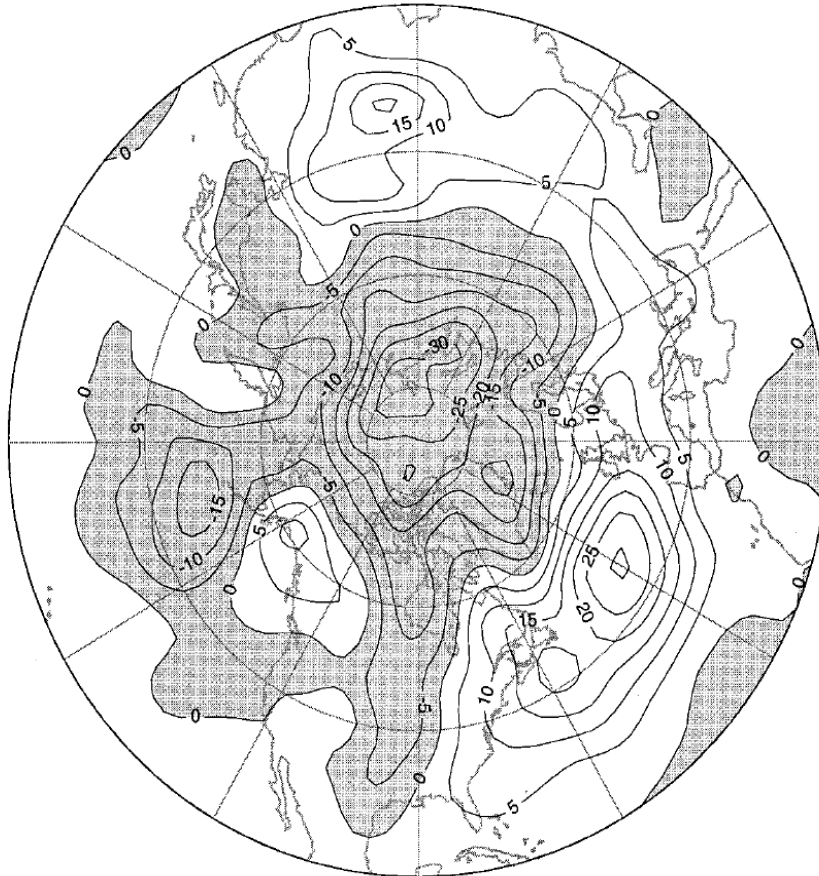


Fig. 32: Wie Figur 31 für das Bodendruckfeld (1000 hPa Fläche) im Dezember bis Februar (aus Baldwin et al., 2001).