

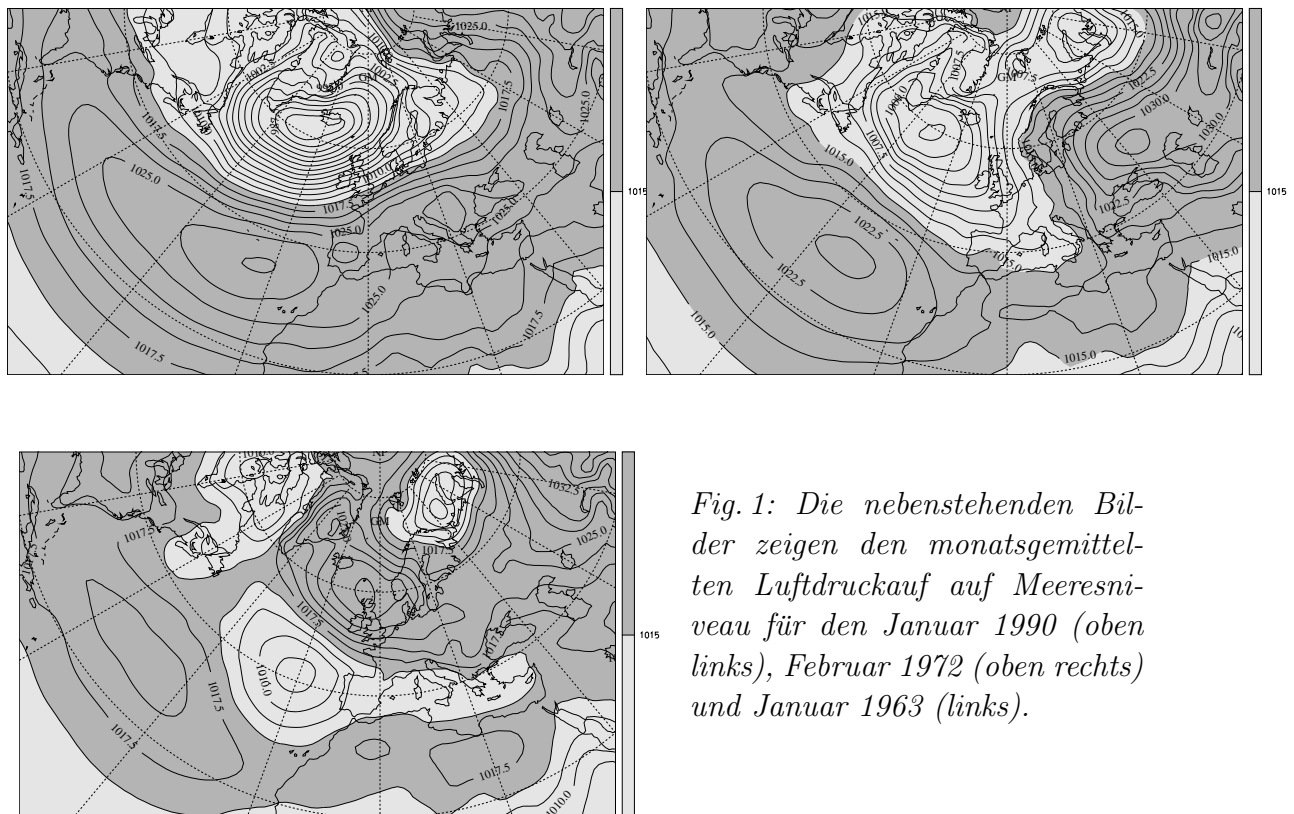
# Kapitel 7

## Ausgewählte Kapitel zur globalen Zirkulation

In diesem Kapitel werden einige ausgewählte Phänomene der Atmosphärendynamik diskutiert. Ziel ist weder Vollständigkeit noch besondere Detailtiefe. Es sollen vielmehr einige Prozesse vorgestellt werden, die in den letzten Jahren grosses Interesse geweckt hat.

### 7.1 Die Nordatlantische Oszillation

[a] Die Winter zwischen 1975 und 1995 waren generell mild, während diejenigen in den 60er Jahren oft kalt und trocken waren. Ein Grund für diese Unterschiede liegt in der sogenannten Nordatlantischen Oszillation (NAO). Die folgende Abbildung zeigt die Phasen dieser Oszillation im auf Meereshöhe reduzierten Luftdruck:



*Fig. 1: Die nebenstehenden Bilder zeigen den monatsgemittelten Luftdruckauf auf Meereshöhe für den Januar 1990 (oben links), Februar 1972 (oben rechts) und Januar 1963 (links).*

Während der positiven Phase der NAO-Oszillation (NAO+) beobachtet man ein ausgeprägtes Islandtief und Azorenhoch. Der grosse horizontale Druckunterschied geht mit starken Westwinden über dem östlichen Atlantik und Europa einher. Zum Beispiel hat man im Januar 1990 einen grossen Druckunterschied zwischen Reykjavik (Island) und den Azoren, also NAO+. Im Februar 1972 hingegen sind das Islandtief und das Azorenhoch relativ schwach ausgeprägt. Die Westwinde über dem östlichen Atlantik und Europa sind schwächer. Dies entspricht der negativen

Phase (NAO-) der nordatlantischen Oszillation. Beachte, dass auch während NAO- der Luftdruck über Island tiefer ist als derjenige über den Azoren. Das Merkmal des NAO- ist lediglich, dass der Druckunterschied gegenüber NAO+ vermindert ist. Umkehrungen des Druckgradienten (höherer Druck über Island als über den Azoren) sind sehr selten. Ein Beispiel für solch eine Umkehr ist der Januar 1963, als man starken Ostwind über dem östlichen Atlantik beobachtete.

[b] Die folgende Abbildung zeigt das Wintermittel (DJFM) des NAO-Index gemäss Hurrell. Dieser ist im wesentlichen ein Mass für den Druckunterschied zwischen Azorenhoch und Islandtief. Gezeigt wird die Periode des NAO-Index von 1864 bis 1998.

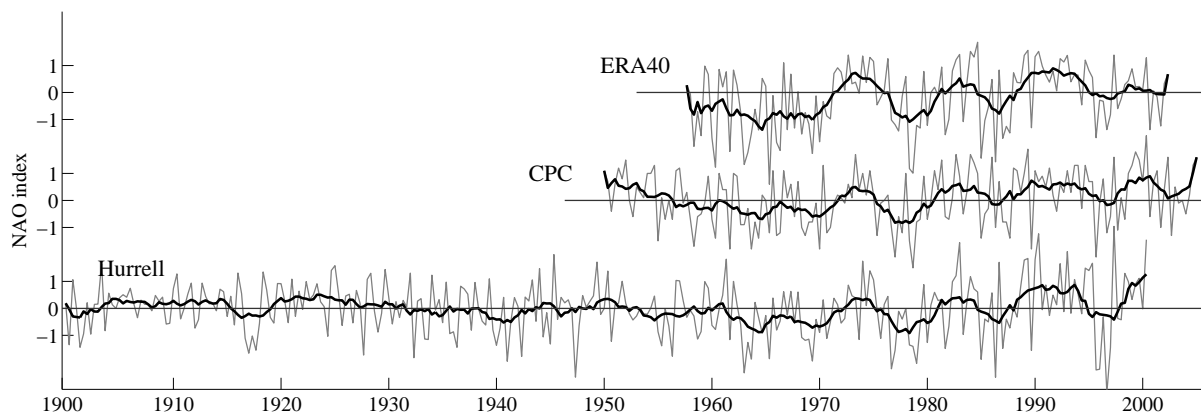


Fig. 2: Hurrell's NAO-Index für die Periode von 1900 bis 1992 und für die Monate Dezember bis Februar. Der Index ist definiert als die normalisierte Druckdifferenz zwischen Lissabon (Portugal) und Stykkisholmur (Island). Die dicke Linie entspricht der 9-Monate (3 Winter) tiefpassgefilterten Zeitreihe. Diese beiden anderen NAO-Indizes (ERA-40 und CPC) basieren auf multidimensionaler statistischer Analyse (EOF und rotierte EOF) [entnommen aus „Climatological Investigations of Atmospheric Blocking - A Dynamically-based Statistical Analysis“, Mischa Croci-Maspoli, Diss. ETH No. 16151].

Die Zeitreihe des NAO-Index zeigt, dass die nordatlantische Oszillation häufig über mehrere Winter hinweg in der selben Phase verbleibt. Zum Beispiel beobachtet man von 1989 bis 1993 NAO+. Die Persistenz der Phase über solch lange Zeiträume ist erstaunlich und wirft unweigerlich die Frage auf, wie dieser „Gedächtniseffekt“ funktioniert. Interessant in der Zeitreihe ist weiter, dass man ausgeprägte Trends erkennt. Zum Beispiel besteht ein starker Abwärtstrend von 1940 bis 1970. Dieser geht danach in einen Aufwärtstrend über.

[c] Die Verschiebungen, die sich mit der Intensivierung und Abschwächungen des Islandtiefs und Azorenhochs ergeben, haben nicht nur einen Einfluss auf die Winde. Für die Wettervorhersage ist besonders die Variation im Niederschlag wichtig, die damit einher geht. Dies ist in den folgenden Abbildung dargestellt.

Während der positiven Phase des NAO findet man viel Niederschlag über Schottland und dem südwestlichen Norwegen. Im Fall der „Windumkehr“ (Januar 1963 in der vorherigen Abbildung) hingegen werden grosse Mengen an Niederschlag im Mittelmeerraum und über dem Schwarzen Meer beobachtet. Ähnliche Oszillationen beobachtet man auch in anderen meteorologischen Feldern. Zum Beispiel übt die NAO einen signifikanten Einfluss auf die Wintertemperaturen über dem Nordatlantik und Europa aus. Während der positiven Phase des NAO liegen die Temperaturen über Grönland und Südeuropa tendenziell unter dem klimatologischen Durchschnitt. Über den östlichen USA und Nordeuropa hingegen treten überdurchschnittliche Temperaturen auf. Während stark negativen Phasen des NAO ergeben sich analoge Anomalien, allerdings mit umgekehrtem Vorzeichen.

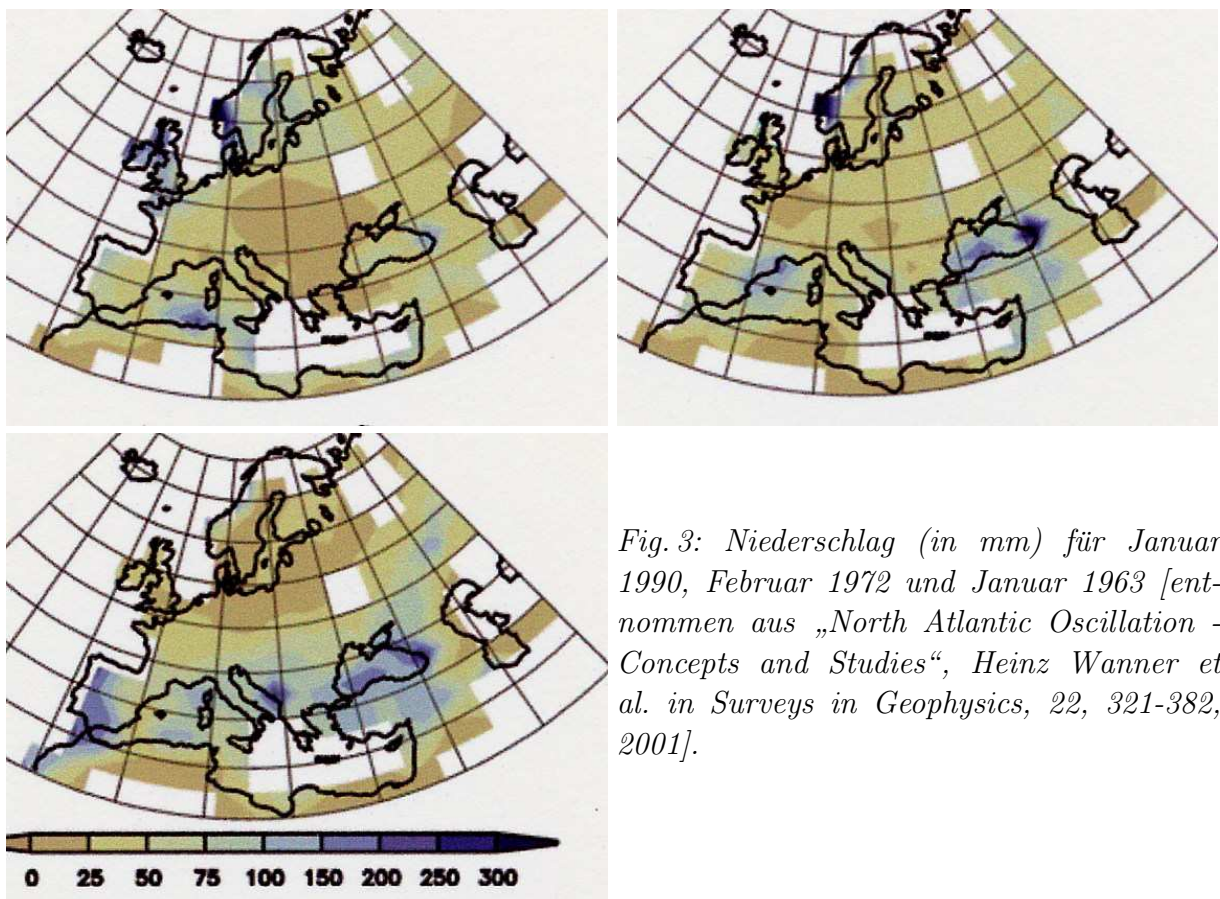


Fig. 3: Niederschlag (in mm) für Januar 1990, Februar 1972 und Januar 1963 [entnommen aus „North Atlantic Oscillation - Concepts and Studies“, Heinz Wanner et al. in *Surveys in Geophysics*, 22, 321-382, 2001].

Noch klarer ersichtlich ist die Verschiebung im Niederschlag, wenn man die Differenz von Wintermonaten mit hohem NAO-Index und Wintermonaten mit kleinem NAO-Index bildet. Dies ist in der folgenden Abbildung dargestellt.

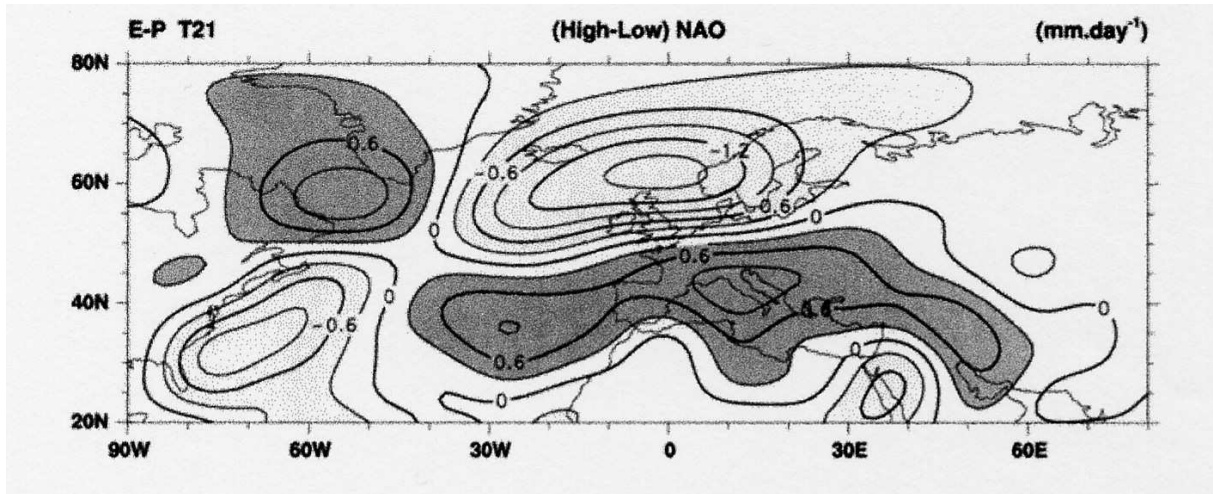


Fig. 4: Niederschlagsanomalien im Zusammenhang mit der NAO: Dargestellt ist die Differenz Evapoaration-Niederschlag, wie sie sich beim Wechsel von Wintermonaten mit hohem NAO-Index zu Wintermonaten mit kleinem NAO-Index ergibt [entnommen aus „North Atlantic Oscillation - Concepts and Studies“, Heinz Wanner et al. in *Surveys in Geophysics*, 22, 321-382, 2001].

[d] Die folgenden zwei Abbildungen geben einen schematischen Überblick über die beiden Phasen der NAO. Dabei ist berücksichtigt, dass es sich beim NAO um ein gekoppeltes Ozean-Atmosphäre-System handelt. Natürlich ist die schematische Darstellung mit Vorsicht zu genießen. Die Abbildung suggeriert, dass es sich bei den beiden Phasen des NAO um zwei statische, quasi-stabile Zustände handelt. Dies ist nicht der Fall. Es gibt viele Variationen der beiden NAO-Phasen und das Atmosphäre/Ozean-System verharrt auch nicht starr in einem der beiden Zustände.

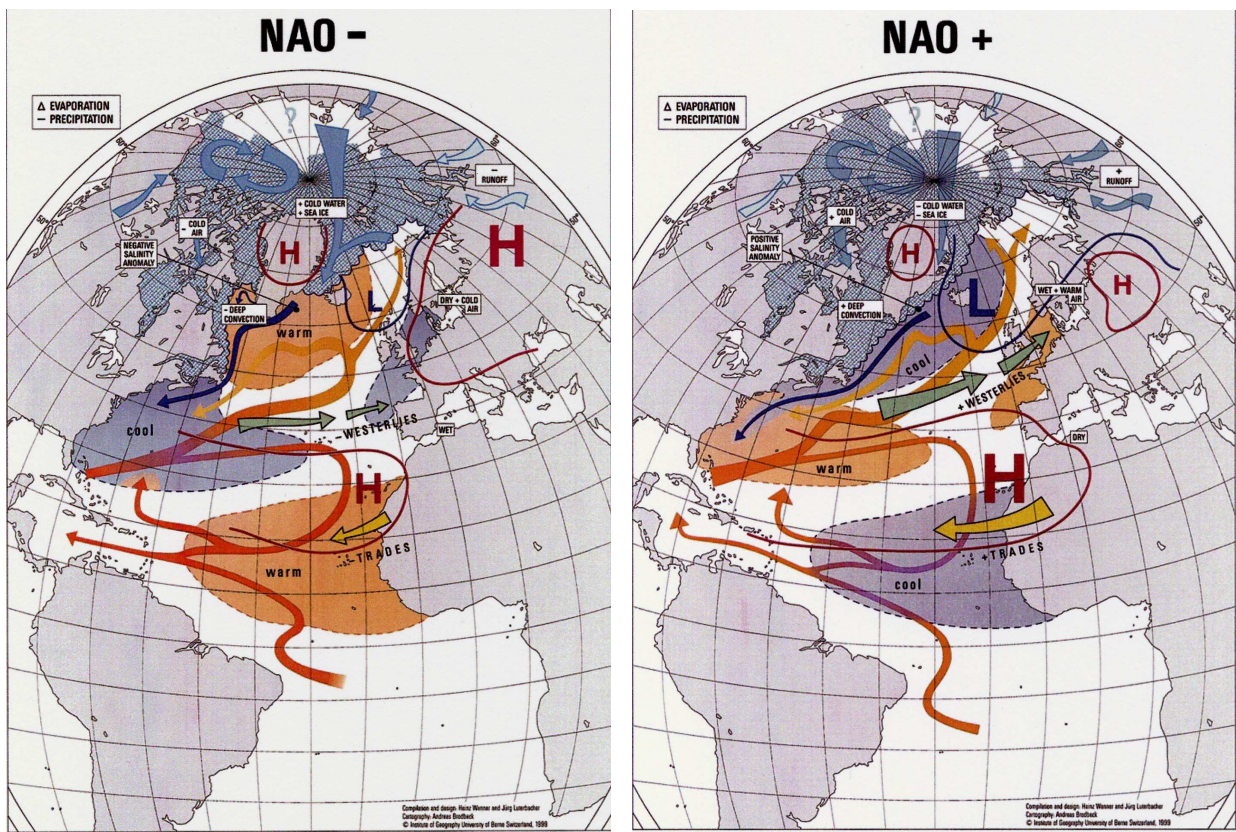


Fig. 5: Grafische Darstellung der beiden Moden der Nordatlantischen Oszillation. Die farbig markierten Gebiete kennzeichnen die Meerestemperatur (SST) und die Ausdehnung von Meereis. Pfeile geben Strömungen in Ozean, Atmosphäre und Flüssen an. Die blauen und roten Linien schliesslich bezeichnen den Bodendruck [entnommen aus „North Atlantic Oscillation - Concepts and Studies“, Heinz Wanner et al. in *Surveys in Geophysics*, 22, 321-382, 2001].

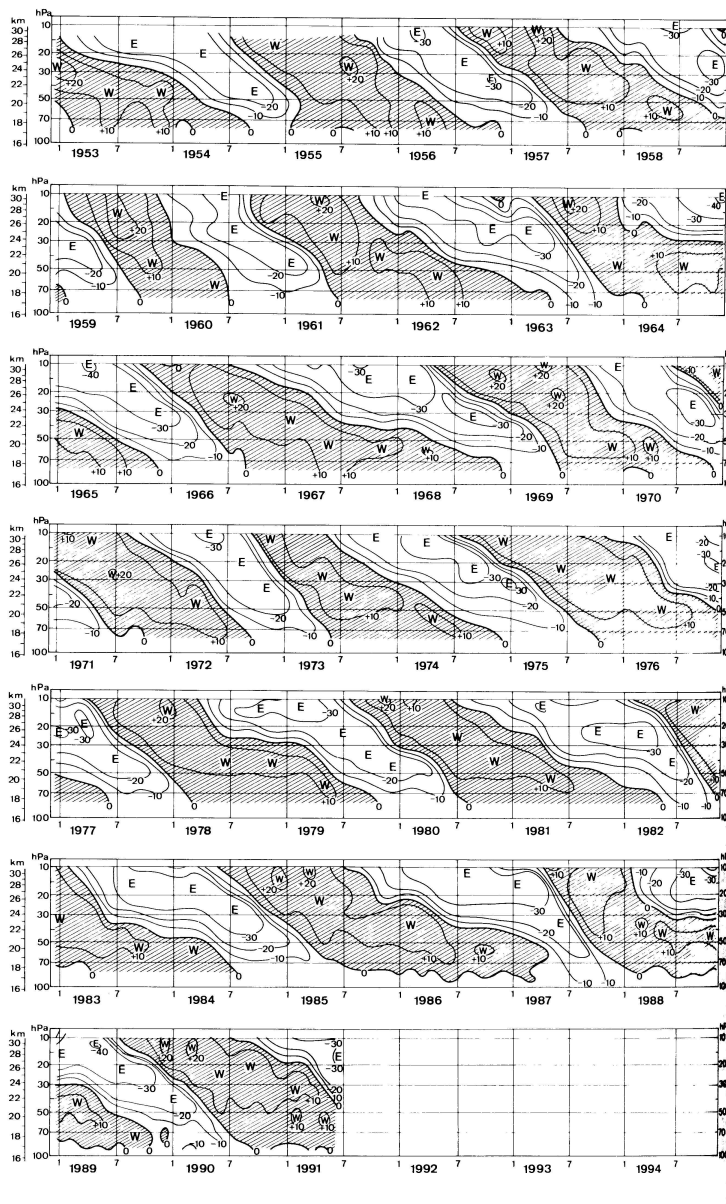
Einige Charakteristika der beiden NAO-Phasen sind:

- Die NAO äussert sich in der mittleren Meerestemperatur (SST). Zum Beispiel hat man während NAO+ westlich von Nordafrika unterdurchschnittliche SST. Dasselbe gilt für das Meer südöstlich und östlich von Grönland. Mit den Anomalien in der SST gehen Änderungen der Meeresströmungen einher. Dies wiederum hat einen Einfluss auf die Ausdehnung des Meereis. Während NAO+ dehnt sich das Meereis über der Labradorsee weiter nach Süden aus. Im Gegensatz hierzu ist die Labradorsee während NAO- weitgehend eisfrei.
- Das Drucksystem der Atmosphäre pendelt zwischen den beiden NAO-Phasen zwischen gut und schwach ausgebildetenm Islandtief und Azorenhoch. Die Abschwächung (NAO-) und Verstärkung (NAO+) des Druckgradienten führt zu einer entsprechenden Oszillation in der Stärke der Westwinde der mittleren Breiten. Während NAO+ hat man starke Westwinde, deren Achse von Südwest nach Nordost orientiert ist. Bei NAO- hingegen sind die Westwinde bedeutend schwächer. Ausserdem ist die Achse der Westwinde viel zonaler (von West nach Ost) orientiert und liegt weiter im Süden. Diese Verschiebung der Westwinde beeinflusst Temperatur und Niederschlag über Europa massgeblich.
- Die Oszillationen in SST, Meeresströmungen und atmosphärischem Druckfeld beeinflusst auch die Lage der extratropischen „Storm Tracks“, das heisst die typischen Zugbahnen der extratropischen Zyklonen. Während NAO+ verschiebt sich der nordatlantische „Storm Track“ nach Norden. Dies führt zu einer Zunahme der Stürme in einem Band, das von Grönland über Island nach Nordeuropa reicht. In Südeuropa kommt es zu einer leichten Abnahme der Sturmhäufigkeit, besonders in einem Band von den Azoren über die Iberische Halbinsel bis ins Mittelmeer.

[e] Dynamischer Hintergrund der NAO: Bisher haben wir lediglich die räumliche und zeitliche Struktur der NAO betrachtet, ohne auf deren Ursache einzugehen. Tatsächlich ist der physikalische Mechanismus der NAO Gegenstand aktueller Forschung. Dabei sind zentrale Fragen: Ist die NAO „nur“ ein atmosphärisches Phänomen? Welche Rolle spielt der Ozean? Es gibt auch Hypothesen, die die NAO mit einer anderen atmosphärischen Oszillation in Zusammenhang bringen. Dabei soll sich das Signal dieser sogenannten arktischen Oszillation (AO) von der Stratosphäre abwärts auf die Troposphäre auswirken, und sich dort als NAO manifestieren. Hier besteht jedoch noch keinerlei Konsens und es wird vermutlich noch einige Zeit dauern, bis der Mechanismus vollständig verstanden ist.

## 7.2 Die quasi-biennale Oszillation

[a] Beim Ausbruch des Krakatau (1883) wurde Asche bis in die äquatoriale Stratosphäre geschleudert. Der Einfluss dieser Asche konnte dann beobachtet werden und führte so zu einer ersten Beobachtung der äquatorialen stratosphärischen Winde. Dabei wurden Ostwinde diagnostiziert. Jedoch 1908 fand der deutsche Meteorologe Berson mit Ballonaufstiegen vom tropischen Afrika, dass in ca. 15 km Höhe (Tropopause) Westwinde vorherrschten. Erst in neuerer Zeit konnte ein klareres Bild von den Winden in der äquatorialen Stratosphäre gewonnen werden. Die folgende Abbildung zeigt Zeit/Höhe-Querschnitte über äquatornahen Messstationen.



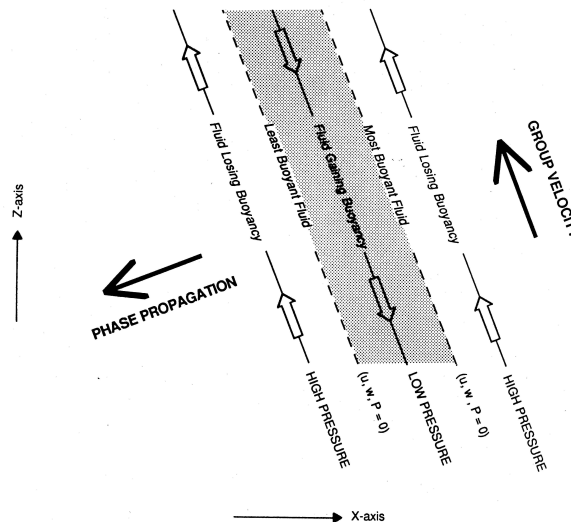
*Fig. 6: Zeit/Höhe-Querschnitte des Windes über äquatorialen Messstationen. Gezeigt ist die Abweichung des monatsgemittelten zonalen Windes (in m/s) vom langjährigen Mittel für diesen Monat. Beachte die alternierenden Westwinde (W) und Ostwinde (E), die sich abwärts bewegen [entnommen aus „An Introduction to Dynamic Meteorology“, J. R. Holton].*

**Aufgabe:** Woran erkennt man in dieser Darstellung, dass sich die Westwinde und Ostwinde abwärts bewegen. Versuche anhand dieser Abbildung die Periode der Oszillation abzuschätzen.

Die obige Abbildung zeigt, dass sich die Störung von oben nach unten ausbreitet. Interessant ist, dass sich die Amplitude zwischen 30 km und 23 km kaum ändert. Erst unterhalb von 23 km kommt es zu einer starken Dämpfung. Da der Wechsel von Ost- und Westwinden nicht exakt periodisch ist und annähernd zwei Jahre beträgt, spricht man bei dieser Oszillation von der quasi-biennalen Oszillation (QBO). Die Oszillation ist nahezu symmetrisch zum Äquator und ihre Amplitude fällt vom äquatorialen Maximum von ca. 20 m/s auf die Hälfte bei 12 N und 12 S.

[b] Lange Zeit blieb der physikalische Mechanismus der QBO unklar. Mittlerweile gibt es jedoch eine etablierte Theorie. Grundgedanke dieser Theorie ist, dass sich am Äquator atmosphärische Wellen vertikal ausbreiten und mit dem mittleren Wind (entweder Ost- oder Westwind) wechselwirken.

In der tropischen Stratosphäre können verschiedene Wellen auftreten. Hier sollen zunächst einige Aspekte dieser Wellen diskutiert werden. Unter einer Welle verstehen wir eine (kleine) Störung im Temperatur-, Wind- und Druckfeld, die sich in der Atmosphäre ausbreitet. Die folgende Abbildung zeigt ein Beispiel für ein solche Störung:



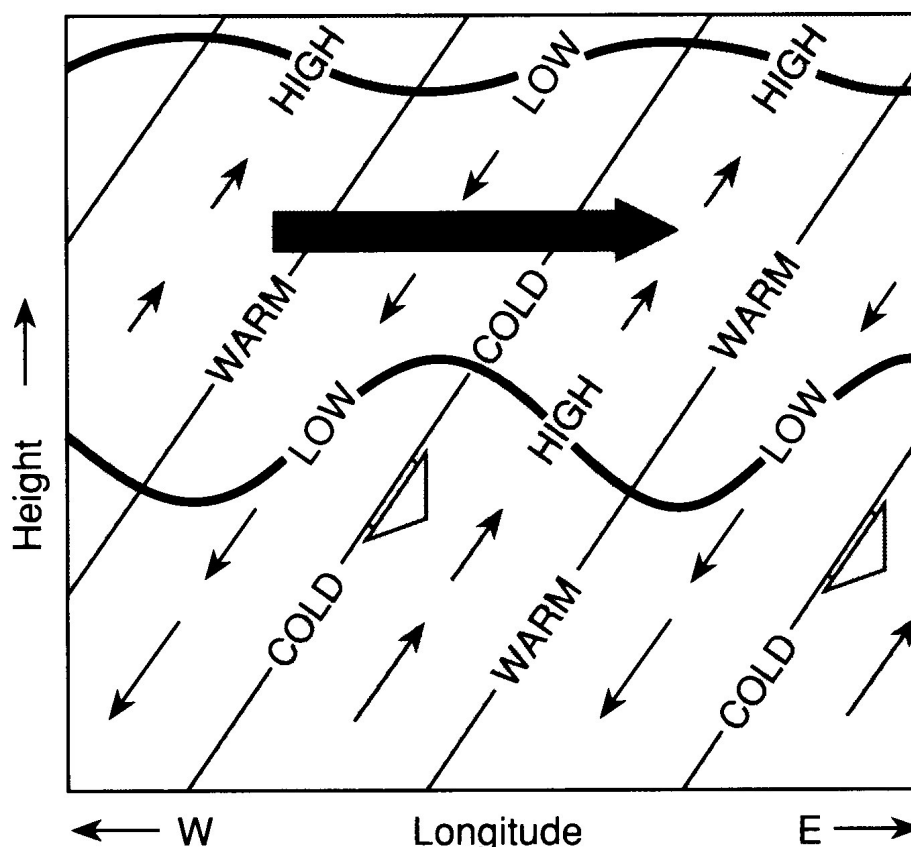
*Fig. 7: Instantane Struktur einer internen Schwerewelle (internal gravity wave) in einem xz-Querschnitt [entnommen aus Mountain Waves and Downslope Winds von Dale R. Durran].*

Die Abbildung zeigt die instantane Störung der Geschwindigkeit, des Drucks und des Auftriebs in einer sogenannten internen Schwerewelle. Die Störung in der Geschwindigkeit und im Druck ist maximal entlang der ausgezogenen geneigten Linien, und verschwindet entlang der strichlierten geneigten Linien. Man nennt diese Linien die Phasenlinien der Welle. Beachte, dass die Störungen konstant entlang der Phasenlinien sind, und dass in diesem Beispiel die Geschwindigkeitsstörung parallel zur Phasenlinie verläuft.

Das obige Bild entspricht der instantanen Störung. Mit fortlaufender Zeit, wird sich das Störungsmuster verschieben. Diese Verschiebung geschieht senkrecht zu den Phasenlinien. Dies ist in der Abbildung durch den dicken Pfeil (phase propagation) markiert. Dabei ist es sowohl denkbar, dass sich das Störungsmuster nach links unten (wie hier gezeigt) oder nach rechts oben bewegt. Es lässt sich zeigen, dass die Bewegung der Phase nach rechts unten mit einem Energietransport (hier gekennzeichnet mit group velocity) nach oben verbunden ist, und entsprechend eine Bewegung der Phase nach links oben mit einem Energietransport nach unten. Dies gilt allerdings nicht allgemein, sondern ist eine Besonderheit der internen Schwerewellen.

Es stellt sich nun die Frage, wie solche Wellen in der Atmosphäre ausgelöst werden. Das kann zum Beispiel bei der Überströmung von Gebirgen der Fall sein. Dort wird die Luft in der unteren Troposphäre durch die Anwesenheit des Gebirges zu einer vertikalen Auslenkung gezwungen. Diese Auslenkung kann sich vertikal als Schwerewelle ausbreiten (bei geeigneter Struktur der Atmosphäre). Schwerewellen werden auch bei Fronten oder Instabilitäten („clear air turbulence, CAT“) der Atmosphäre angeregt.

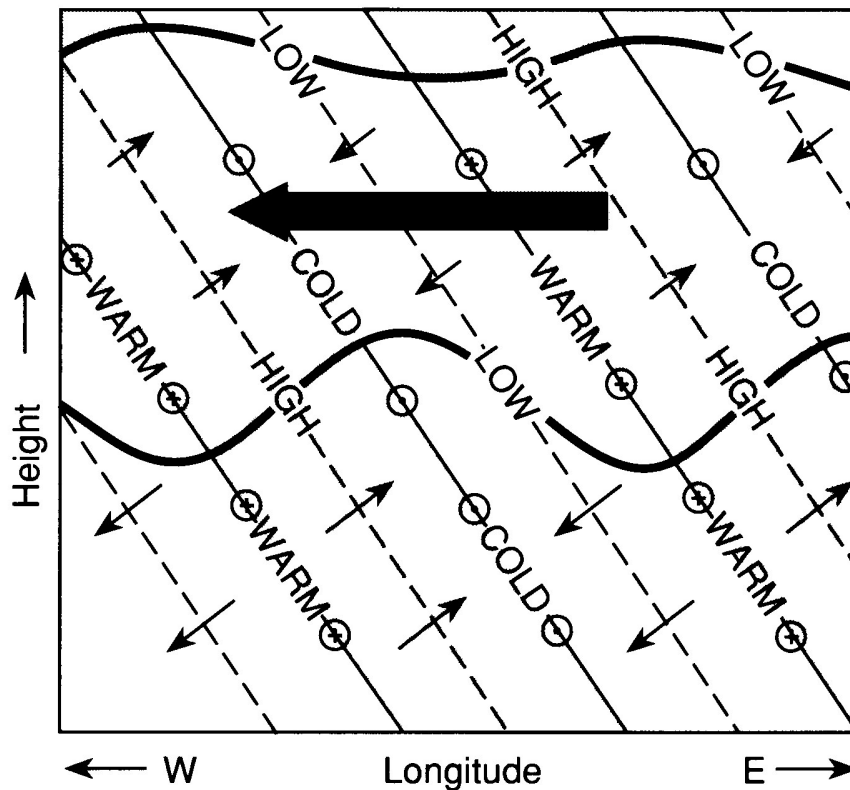
Für die tropische Stratosphäre sind neben internen Schwerewellen die folgenden zwei Wellentypen von Bedeutung: (a) Kelvin-Welle und (b) Rossby-Gravity-Welle. Die Struktur der Kelvin-Welle ist in der folgenden Abbildung dargestellt:



*Fig. 8: Länge/Höhe-Struktur einer Kelvin-Welle entlang einem Breitenkreis leicht nördlich des Äquators. Gezeigt sind die Druck-, Temperatur- und Windstörungen. Die geneigten ausgezogenen Linien entsprechen den Phasenlinien. Die kleinen Pfeile (parallel zu den Phasenlinien) geben die Windstörung an. Die breiten Pfeile, die an den Phasenlinien anliegen, entsprechen der Bewegung der Phasenlinien im Laufe der Zeit. Die Amplitude der Welle nimmt mit zunehmender Höhe ab. Dadurch kommt es zu einer Kraftauswirkung auf die mittlere Strömung. Die Richtung dieser Kraft und damit der Beschleunigung der mittleren Strömung ist durch den dicken schwarzen Pfeil wiedergegeben [entnommen aus An Introduction to Dynamic Meteorology von J.R. Holton].*

Die obige Abbildung der Kelvin-Welle entspricht wiederum nur einem instantanen Zeitpunkt. Mit fortlaufender Zeit bewegt sich das ganze Muster nach rechts unten. Man sagt in diesem Fall, dass die Welle eine Phasengeschwindigkeit von oben nach unten und von West nach Ost besitzt. Beachte, dass in diesem Beispiel die Amplitude der Welle mit zunehmender Höhe abnimmt. Dies kann zum Beispiel durch thermische Dämpfung auftreten. Die Dämpfung bewirkt, dass von der Welle auf die mittlere Strömung Impuls übertragen wird. Es kommt zu einer Beschleunigung der mittleren Strömung nach Osten. Beachte, dass dies gerade der Richtung der Phasengeschwindigkeit entspricht.

Die Struktur einer Rossby-Gravity-Welle ist in der folgenden Abbildung gezeigt:



*Fig. 9: Lnge/Höhe-Struktur einer Rossby-Gravity-Welle entlang einem Breitenkreis leicht nördlich des quators. Es sind Druck-, Temperatur und Windstörungen gezeigt. Die Phasenlinien entsprechen wiederum den geneigten Linien. Die Windstörungen sind mit kleinen Pfeilen (für die Komponenten innerhalb der gezeigten Ebene) und durch Pfeilspitzen- und -enden (für die Komponenten senkrecht zur gezeigten Ebene) markiert. Es handelt sich um eine thermisch-gedmpfte Welle: Die Amplitude der Störungen nimmt mit zunehmender Höhe ab. Dadurch kommt es zu einer Kraftauswirkung auf die mittlere Strömung. Die Richtung dieser Kraft ist durch den dicken schwarzen Pfeil gekennzeichnet [entnommen aus *An Introduction to Dynamic Meteorology* von J.R. Holton]*

Im Unterschied zur Kelvin-Welle breiten sich die Phasenlinie der Rossby-Gravity-Welle im Laufe der Zeit von rechts oben nach links unten aus. Die Phasengeschwindigkeit besitzt also eine Komponente von Ost nach West. Dies ist gerade auch die Richtung der Kraftauswirkung auf die mittlere Strömung.

Damit hat man die zwei Wellentypen, die für die QBO von Bedeutung sind. Der eine Wellentyp hat eine positive Phasengeschwindigkeit (von West nach Ost), der andere eine negative Phasengeschwindigkeit (von Ost nach West). Beide Wellen transportieren Energie von unten nach oben und sind wegen der thermischen Dmpfung in der Lage, eine Kraft auf die mittlere Strömung auszuüben. Diese Kraft führt dann zu einer Beschleunigung der mittleren Strömung, wobei die Richtung der Beschleunigung gerade der Richtung der zonalen Phasengeschwindigkeit entspricht. Angeregt werden die beiden Wellen durch grossskalige Muster der konvektiven Heizung in der Troposphre.

In der folgenden Darstellung ist stark schematisch aufgezeigt, wie es durch die Wechselwirkung der Wellen mit der mittleren Strömung zur QBO kommt:



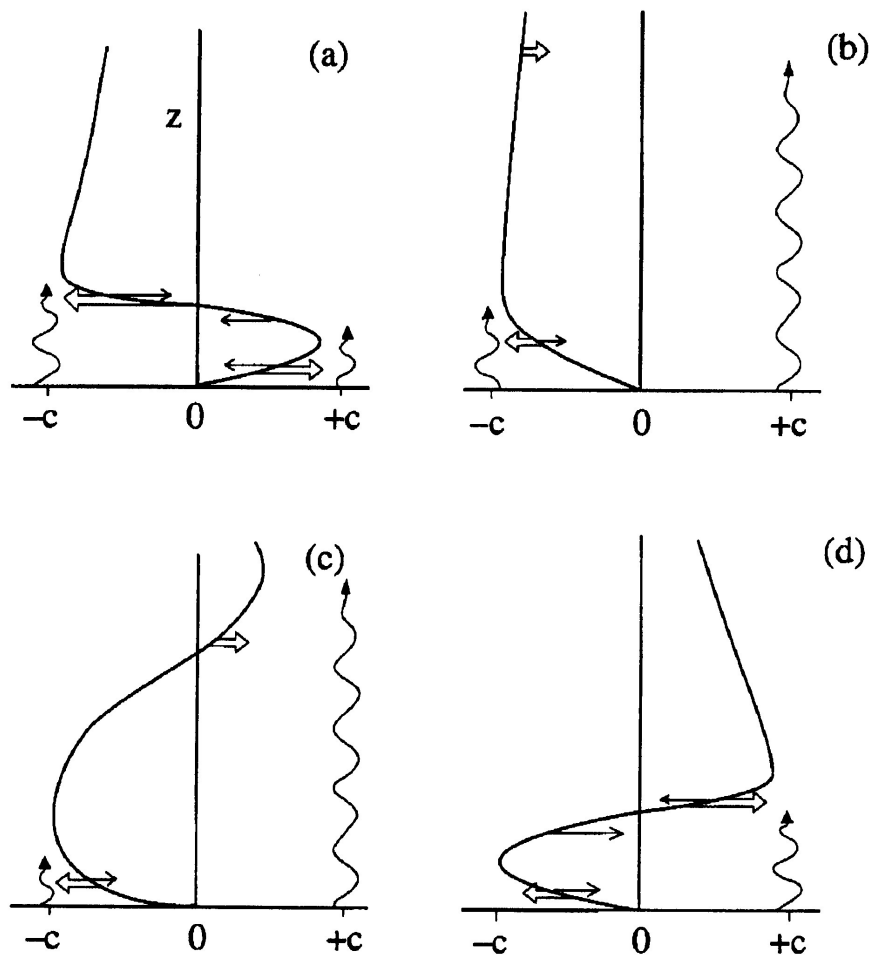


Fig. 10: Schematische Darstellung, wie sich der mittlere Wind in einem stark idealisierten QBO-Experiment entwickelt. Dieses Modell geht auf Plumb (1984) zurück. Vier Phasen eines Halbzyklus sind gezeigt. Doppelpfeile kennzeichnen die Wechselwirkung der Welle mit dem mittleren Wind und die daraus resultierende Beschleunigung. Einfache Pfeile bezeichnen Beschleunigungen durch Reibungskräfte. Die gewellten Linien geben die relative Ausbreitung von Wellen mit positiver und negativer Phasengeschwindigkeit wieder.

Die folgende Diskussion ist dem Übersichtsartikel „The Quasi-Biennial Oscillation“ von Baldwin et. al (Reviews in Geophysics, 39,2 / May 2001) entnommen.

- a) Die ausgezogene Linie gibt den mittleren Wind an. Dieser ist unten positiv („Westwind“) und in grösserer Höhe negativ („Ostwind“). Von der Höhe  $z = 0$  breiten sich atmosphärische Wellen nach oben aus (gewellte Linie). Eine Welle hat hierbei eine negative Phasengeschwindigkeit ( $-c$ ), die andere eine positive Phasengeschwindigkeit ( $+c$ ). Die Wellen können sich allerdings nicht beliebig weit nach oben ausbreiten. Treffen sie auf eine Schicht, bei der die Phasengeschwindigkeit dem mittleren Wind entspricht, so kommt es zu einer starken Wechselwirkung mit dem mittleren Wind. Die Welle „deponiert“ Impuls im mittleren Wind und induziert damit eine Beschleunigung oder Abbremsung des mittleren Windes. Hierbei induziert die Wellen mit der positiven Phasengeschwindigkeit eine Beschleunigung nach rechts und entsprechend die Welle mit negativer Phasengeschwindigkeit eine Beschleunigung nach links (Doppelpfeile). Zusätzlich wirken Reibungskräfte, die stets der vorherrschenden Windrichtung entgegenwirken. Diese Reibungskräfte werden besonders stark, wenn man eine starke vertikale Windscherung hat. Ist nun die Westwindzone unten „eng“ genug, so wird diese endgültig durch starke Reibungskräfte zerstört (einfache Pfeile).
- b) Übrig bleibt ein Zustand mit durchgehendem Ostwind. Damit kann sich die Welle mit positiver Phasengeschwindigkeit „ungestört“ nach oben ausbreiten. Lediglich in grosser

Höhe wird sie schwach mit dem mittleren Wind wechselwirken und dort eine Beschleunigung des mittleren Windes nach Osten hin bewirken. Die Welle mit negativer Phasengeschwindigkeit trifft hingegen bereits in geringer Höhe auf einen mittleren Wind, der ihrer Phasengeschwindigkeit entspricht. Sie deponiert dort Impuls und führt zu einer weiteren Beschleunigung nach Westen.

- c) Die Welle mit positiver Phasengeschwindigkeit wechselwirkt in grosser Höhe immer noch schwach, aber beständig mit dem mittleren Wind. Diese Wechselwirkung führt zu einer kontinuierlichen Beschleunigung nach Osten. Irgendwann erscheinen so in grosser Höhe wieder Westwinde. Ausserdem bewegen sich diese Westwinde nach unten.
- d) Schliesslich erhält man eine Situation, die ganz ähnlich zu der in (a) gezeigten ist. Allerdings mit umgekehrten Vorzeichen der Windrichtungen. Es treten wieder ausgeprägte vertikaler Windscherungen auf, was wiederum zu einer Verstärkung der Reibungskräfte führt. Diese Kräfte werden in einem nächsten Schritt zu einer „Auflösung“ der Ostwinde führen. Es bleiben durchgenedete Westwinde.

Die obige Diskussion beschreibt den grundsätzlichen Mechanismus, der hinter der QBO steckt. Wesentlich ist demnach die Wechselwirkung von Wellen und mittlerem Wind. Damit stellt sich sofort die Frage, welche Wellen hierfür verantwortlich sind. Man geht heute davon aus, dass es sich um verschiedene Wellen handelt: Schwerewellen, Trägheit-Schwerewellen, Kelvinwellen, Rossby-Schwere-Wellen. Auf die Details dieser Wellen soll in dieser Vorlesung nicht eingegangen werden. Wichtig ist, einen ersten Überblick über das Phänomen zu erhalten. Dies ist in der folgenden Abbildung nochmals in einem Nord/Süd-Schnitt dargestellt:

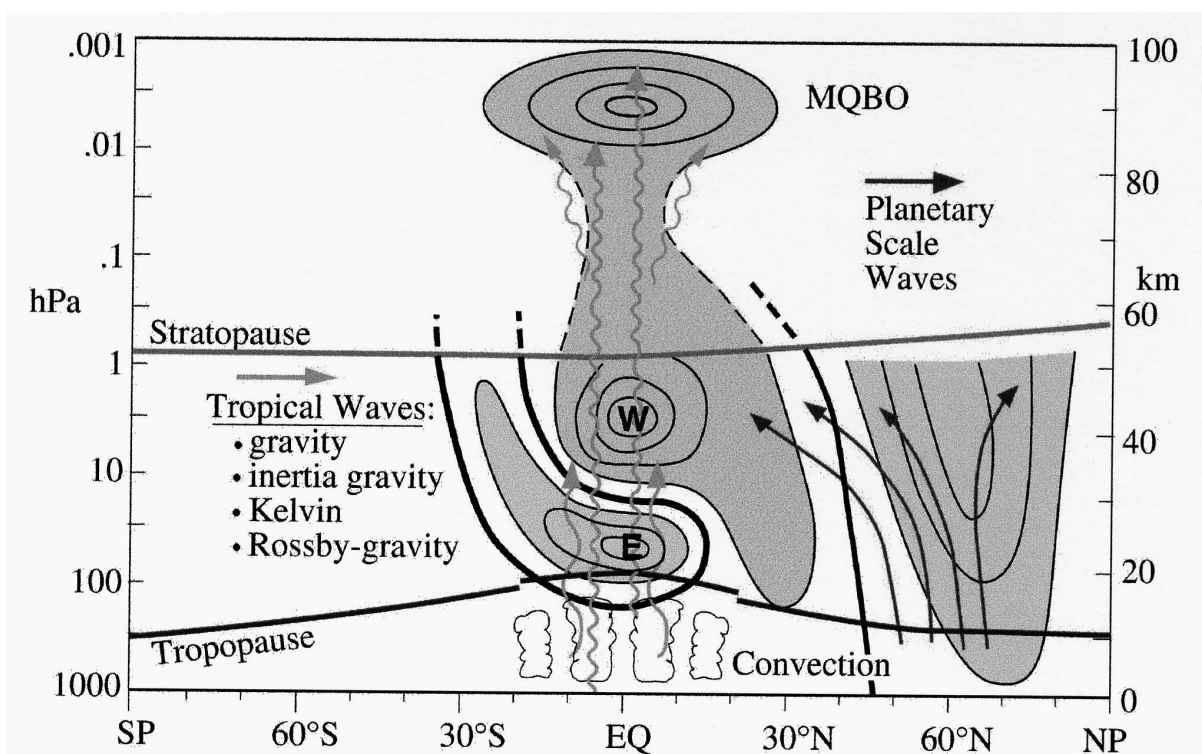


Fig. 11: Überblick über die Dynamik der QBO während eines Nordwinters. Dargestellt sind die beteiligten tropischen atmosphärischen Wellen. Ostwinde sind mit E, Westwinde mit W bezeichnet. Eingezeichnet ist ferner die Lage der Tropopause und der Stratopause, der Transport durch planetare Wellen, und die sogenannte mesosphärische QBO (MQBO) [entnommen aus „The Quasi-Biennial Oscillation“ von Baldwin et. al (Reviews in Geophysics, 39,2 / May 2001)]

[c] Natürlich stellt sich bei einem Phänomen wie der QBO die Frage, welchen Einfluss es auf das Wetter in den mittleren Breiten ausübt. Es gibt Hinweise, dass die tropische QBO durchaus einen Einfluss auf die extratropische Stratosphäre hat. Dies zeigt die folgende Abbildung, die den Einfluss der zonalen Strömung in Abhängigkeit der Phase der QBO illustriert.

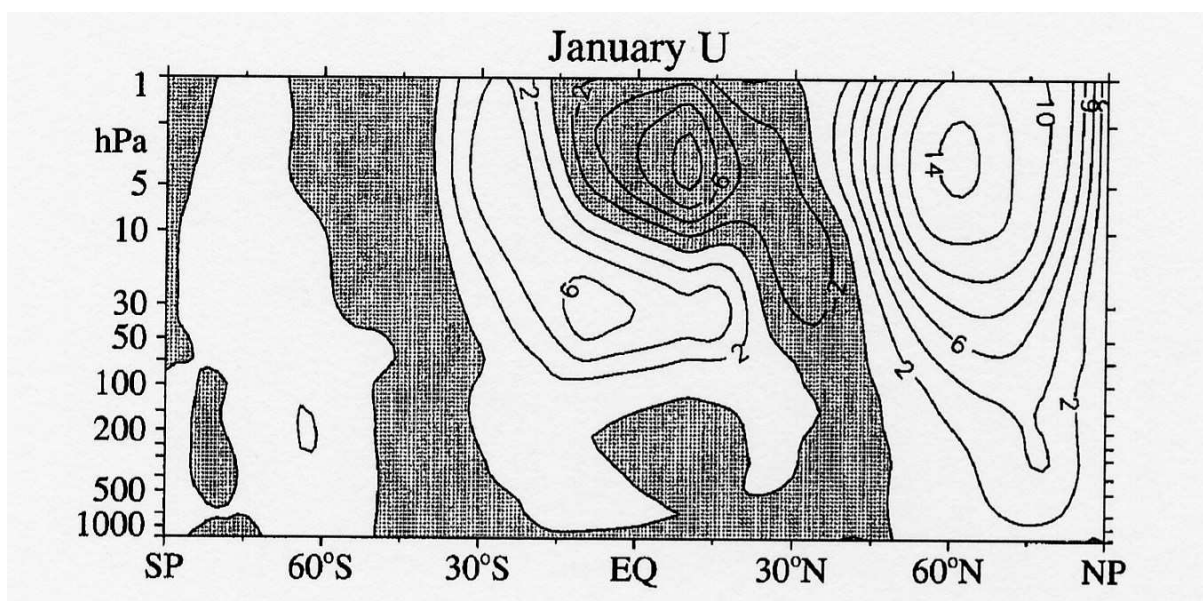


Fig. 12: Einfluss der tropischen QBO auf den aussertropischen zonalen Wind. Gezeigt ist die Differenz des gemittelten zonalen Windes für Januare (von 1964 bis 1996) mit positivem QBO-Index (Westwinde auf 40 hPa) und solche mit negativem QBO-Index (Ostwinde auf 40 hPa) [entnommen aus „The Quasi-Biennial Oscillation“ von Baldwin et. al (Reviews in Geophysics, 39,2 / May 2001)].

Die Abbildung macht deutlich, dass die stratosphärischen Winde auch in hohen Breiten beeinflusst sind. Man geht davon aus, dass dieser weite Einfluss der QBO durch die Modulation der planetaren Wellenaktivität in die Aussertropen übertragen wird. Neben rein dynamischen einflüssen, lassen sich auch Änderungen in chemischen Tracern feststellen: Ozon, Wasserdampf, Methan. Durch die dynamische Kopplung von Stratosphäre und Troposphäre wird sich die oben gezeigte QBO-Abhängigkeit der Stratosphärenwinde auch auf die Dynamik der Troposphäre auswirken.

Es gibt Hinweise, dass die QBO die Hurricane-Häufigkeit im Atlantik beeinflusst. Weiter könnte die QBO auch einen Einfluss auf den Niederschlag in der Sahel-Zone haben.

### 7.3 Plötzliche Erwärmungen der Stratosphäre

[a] Wir wissen bereits, dass sich die Stratosphäre in vielem von der Troposphäre unterscheidet. Unter anderem besitzt sie eine starke Schichtung (grosse vertikale Dichte der Isentropen=Flächen gleicher potentieller Temperatur). Damit verhält sie sich auch anders als die darunter liegende Troposphäre. Barokline Instabilitäten (Tiefdruckwirbel in der Troposphäre) werden zum Beispiel unterdrückt. Allgemein bewirkt die starke Schichtung eine Unterdrückung kleiner Skalen. Es können sich nur noch die planetaren Störungen von der Troposphäre in die Stratosphäre ausbreiten. Kleinere Störungen werden durch die starke Schichtung herausgefiltert. Dieser Filterungseffekt wird sehr deutlich in der folgenden Abbildung.

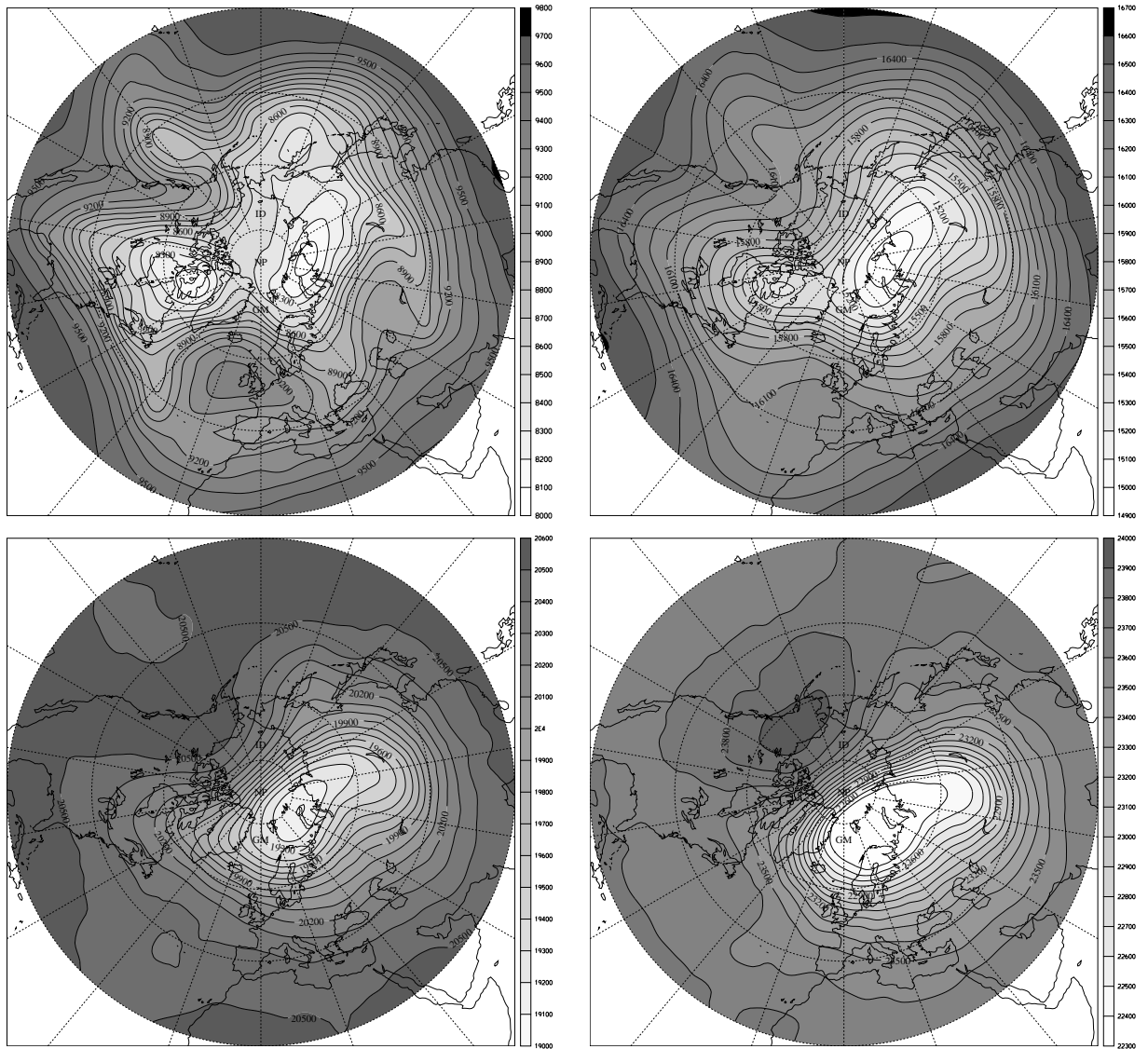


Fig. 13: Geopotentielle Höhe für den 22. Januar 1987 auf mehreren Höhen (von links oben nach recht unten: 300 hPa, 100 hPa, 50 hPa und 30 hPa) über der nördlichen Hemisphäre.

Beachte, wie die Geopotentiallinien mit zunehmender Höhe glatter werden. Auf 300 hPa sind noch viele kleinskalige Strukturen erkennbar, auf 30 hPa hingegen bleibt nichts hiervon übrig. Erkennbar ist lediglich ein „glatter Ring“ mit sehr dicht liegenden Geopotentiallinien. Die Dichte ist (gemäß dem geostrophischen Windgleichgewicht) ein Mass für die Windgeschwindigkeit. Man hat also einen Ring mit sehr starken Westwinden. Über dem Pol selbst sind die Stromlinien weniger dicht und damit die Windgeschwindigkeit geringer. Die polare Stratosphärenluft ist also eingeschlossen von einem Ring mit sehr starken Westwinden. Man spricht in hier vom sogenannten 'polaren Vortex'.

Die folgenden Abbildungen zeigen das zonale Mittel des West/Ost-Windes und der Temperatur. Auf der Winterhemisphäre (Norden) herrschen in der Stratosphäre Westwinde vor. Die Temperatur über dem Nordpol zeigt ein ausgeprägtes Minimum in der Stratosphäre. Dieses Minimum entspricht der Luft, die im polaren Vortex eingeschlossen ist.

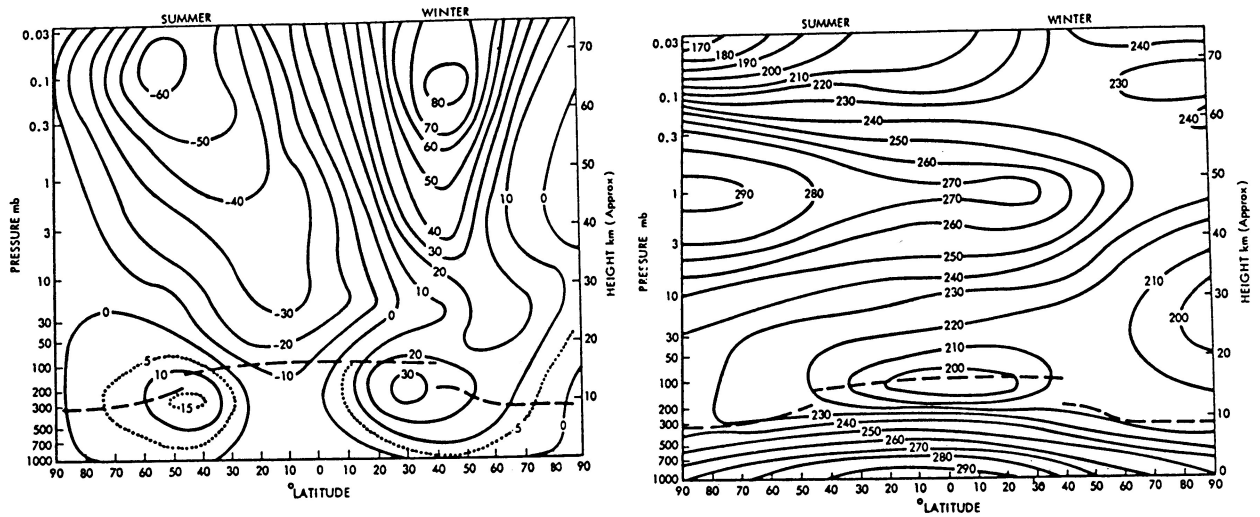


Fig. 14: Zonal gemittelter Wind und Temperatur bis in Höhe der unteren Thermosphäre [entnommen aus „Dynamics in Atmospheric Physics“, R. S. Lindzen]

Der polare Vortex ist von grosser Bedeutung für die Ausbildung des Ozonlochs über der Antarktis und über der Arktis. Auf Grund der sehr tiefen Temperaturen im polaren Vortex können sich sogenannte „Polar Stratospheric Clouds“ (PSC) ausbilden. Auf den Oberflächen der PSC-Tröpfchen läuft dann ein wesentlicher Teil der Ozonchemie ab (für Details siehe Vorlesung zur Stratosphärenchemie). Beachte weiter, dass die Luft innerhalb des polaren Vortex im wesentlichen von den Luftmassen der mittleren Breiten durch das starke Band von Westwinden isoliert ist. Deshalb wurde das Innenvolumen des Vortex bereits als riesige „chemische Reaktionskammer“ bezeichnet.

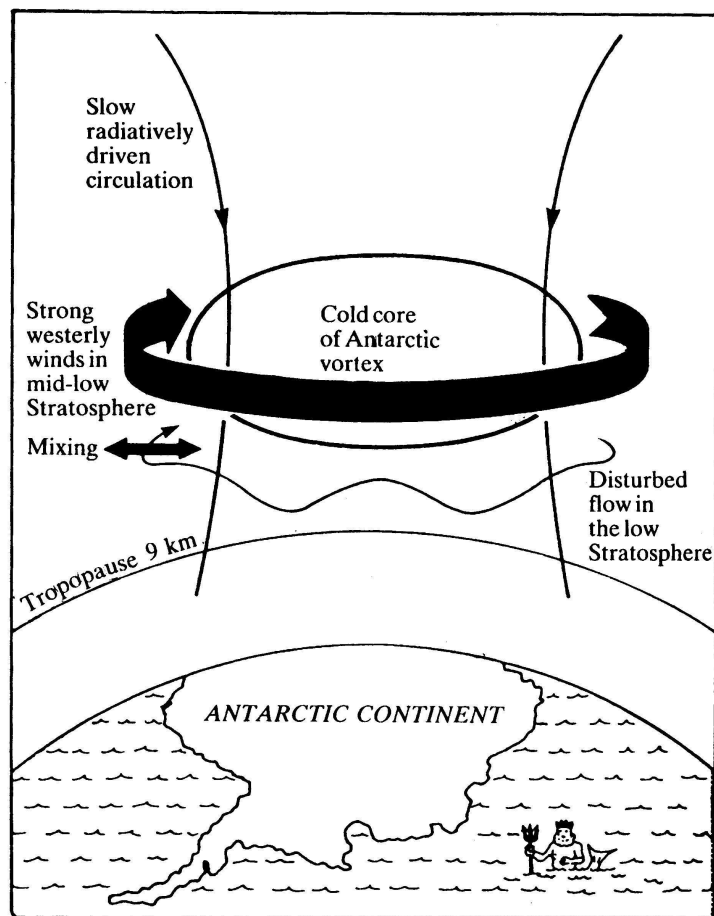


Fig. 15: Der polare Vortex über der Antarktis im Südwinter. Der Kaltluftkern innerhalb des Vortex ist isoliert vom Rest der Atmosphäre und wirkt als eine grosse chemische Reaktionskammer. [entnommen aus „Chemistry of Atmospheres“, R. P. Wayne].

Ein polarer Vortex findet man sowohl auf der Südhemisphäre als auch in der Nordhemisphäre. Derjenige über der Antarktis (im Südwinter) ist stärker ausgebildet als derjeniger über der Arktis (im Nordwinter). Dies liegt daran, dass man auf der Nordhemisphäre mehr Gebirge und mehr Land/Meer-Kontraste vorfindet. Dies führt zur Ausbildung von Rossbywellen, die den Vortex stärker stören.

[b] Vergleicht man die Winterkonfiguration der Stratosphäre mit derjenigen für Sommer, so fallen dramatische Unterschiede auf.

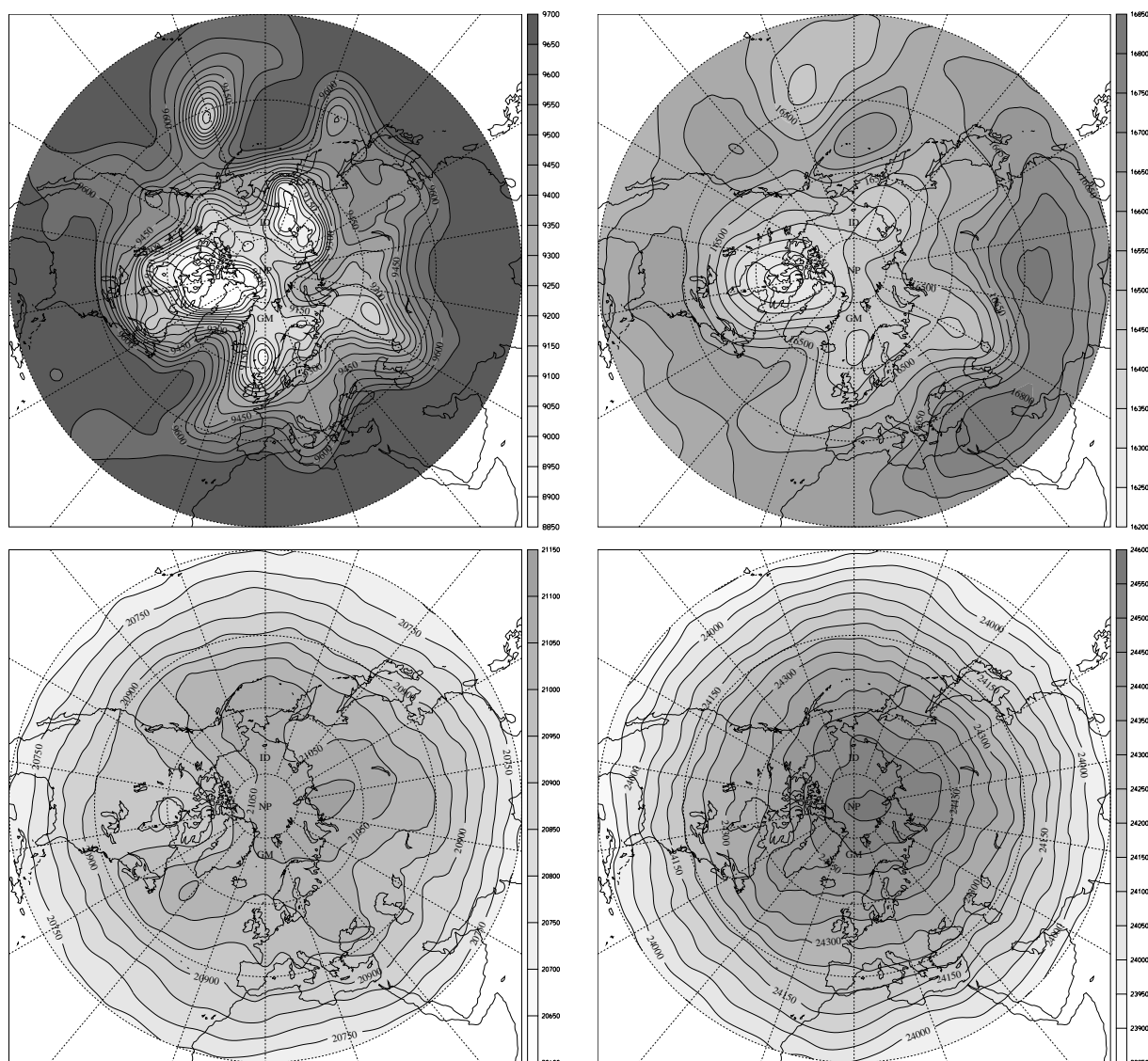


Fig. 16: Geopotentielle Höhe für den 22. Juli 1986 auf mehreren Höhen (von links oben nach recht unten: 300 hPa, 100 hPa, 50 hPa und 30 hPa) über der nördlichen Hemisphäre.

Die Filterung ist im Sommer noch ausgeprägter als im Winter. Offensichtlich können im Sommer noch weniger kleinskalige Störungen der Troposphäre sich bis in die Stratosphäre ausbreiten. Auf 300 hPa sind die ziemlich schwachen Westwinde der mittleren Breiten stark gestört. Auf 100 hPa ist die zyklone Strömung (Westwinde) beinahe vollständig verschwunden. Das Bild wird auf dieser Höhe durch die massive Antizyklone über dem Nahen Osten und Zentralasien bestimmt. Man spricht hier von der Monsoonantizyklone. In den höheren Lagen wird dieser antizyklone Charakter immer dominanter. Auf 30 hPa besteht kein Westwind mehr. In der ganzen Nordhemisphäre herrscht in der Stratosphäre ein Ostwind vor. Diese antizyklonale Strömung ist nahezu achsensymmetrisch mit Zentrum über dem Nordpol. Erklärt wird dieses Achsensymmetrie dadurch, dass mit der Umkehr von Westwinden in der Troposphäre zu Ostwinden in der

Stratosphäre „jegliche“ vertikale Wellenausbreitung von der Troposphäre in die Stratosphäre verhindert wird. Die kleinskaligen Strukturen der Troposphäre bleiben in dieser „gefangen“.

[c] Normalerweise ist der Übergang von der Sommerkonfiguration in die Winterkonfiguration kontinuierlich. Im Herbst nimmt die Heizung über den Polen ab. Es kommt zu einer Abkühlung über dem Pol. Es bilden sich erste kleine zyklone Wirbel über dem Pol aus, während in den mittleren Breiten noch die Ostwinde der Sommerkonfiguration vorherrschen. Mit zunehmender Abkühlung über dem Pol dehnen sich die zyklonalen Vortices (Westwinde) über dem Pol aus. Der polare Vortex wird stärker und wächst gegen Süden. So werden die Ostwinde immer mehr verdrängt. Schliesslich befindet man sich in der Winterkonfiguration mit Westwinden in der ganzen Stratosphäre. Der polare Vortex hat sich voll ausgebildet. Er fällt mit dem ausgeprägten Temperaturminimum in der Stratosphäre zusammen.

Das obige Bild darf aber nicht darüber hinwegtäuschen, dass auch eine kurzzeitige Variabilität in Wind und Temperatur in der Stratosphäre möglich ist. Tatsächlich gestaltet sich der Übergang von der Winterkonfiguration in die Sommerkonfiguration im Spätwinter/Frühling oft sehr abrupt. Es geschieht gelegentlich (alle 1-4 Jahre), dass die „Winterkonfiguration“ innerhalb weniger Tage aufbricht. Es kommt zu einer beträchtlichen Erwärmung und Änderung im Windregime während. Ein Beispiel für eine solche plötzlichen Übergang -man spricht von „sudden stratospheric warmings“- ist in der folgenden Abbildung gezeigt. Sie zeigt, wie sich der Wind und die Temperatur auf 50 hPa im zonalen Mittel innerhalb kurzer Zeit massiv geändert hat.

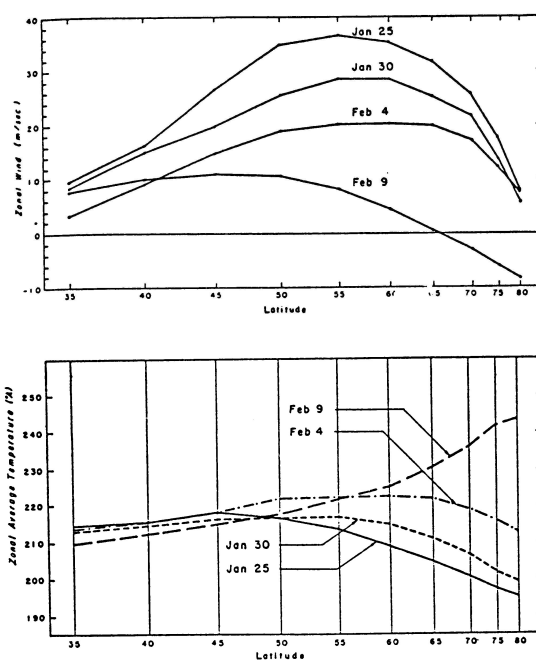


Fig. 17: Zonal gemittelter Wind und Temperatur auf 50 hPa in Abhängigkeit der geographischen Breite. Gezeigt sind die Profile für die Periode vom 25. Januar bis zum 9. Februar 1957 [entnommen aus „Dynamics in Atmospheric Physics“, R. S. Lindzen]

Die folgende Abbildung zeigt das Aufbrechen des polaren Vortex. Am 17. Februar 1979 ist der Vortex zwar ellipisch deformiert, aber noch klar erkennbar (a). Am 21. Februar hat sich dieses Bild dramatisch geändert. Der polare Vortex ist aufgebrochen in zwei zyklonale Zentren (c). Dieses Aufbrechen ist verbunden mit einem Temperaturanstieg über dem Pol. Beachte, dass dieser massive Übergang in der stratosphärischen Strömung innerhalb nur weniger Tage stattgefunden hat.

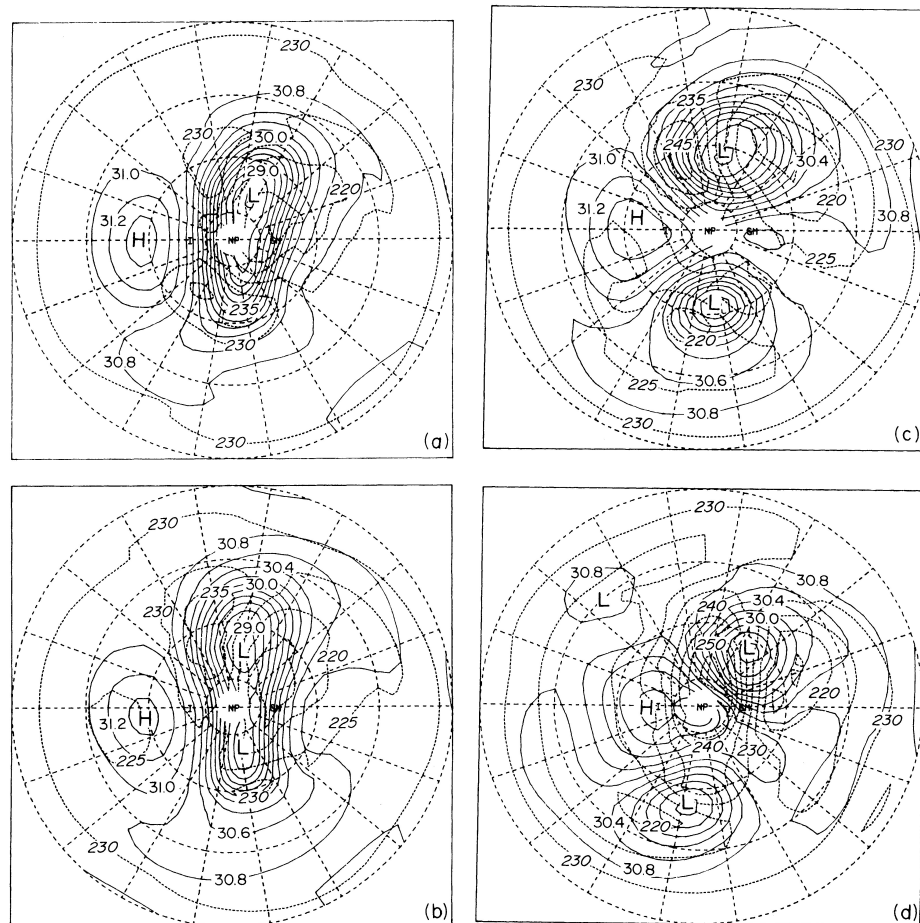


Fig. 18: Geopotential (durchgezogen) und Temperatur (strichliert) auf 10 hPa von LIMS-Satellitendaten für die folgenden Tage in 1979: (a) 17. Februar, (b) 19. Februar, (c) 21. Februar, (d) 26. Februar. [enbntommen aus „Middle Atmosphere Dynamics“, D. G. Andrews, J. R. Holton und C. B. Leovy]

## 7.4 Blockierungssituationen

[a] Die folgende Abbildung zeigt das Geopotential auf 500 hPa und auf 850 hPa für den 29. Dezember 1962.

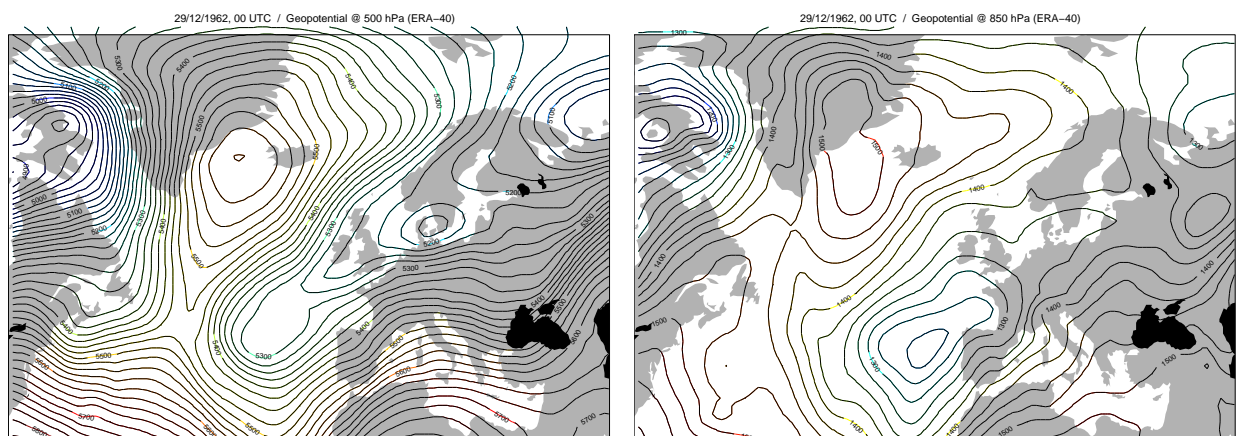


Fig. 19: Geopotentielle Höhe auf 500 hPa und 850 hPa für den 29. Dezember 1962.

Man erkennt im Geopotential ein ausgeprägtes Hoch über Island. Dieses Hoch bestimmt massgeblich die Grosswetterlage über Europa. Es bleibt über einen längeren Zeitraum weitgehend stationär und blockt damit die Westströmung über Europa ab. Klirrende Kälte ist die Folge, die letztendlich zu einer vollständigen „Seegröfni“ des Zürichsees führt. Erst mit dem Aufbrechen



der stationären Antizyklone über Island kann wärmere Luft über Europa hereinbrechen.

[b] In der folgenden Abbildung ist schematisch die Ausbildung einer sogenannten  $\Omega$ -Lage dargestellt:

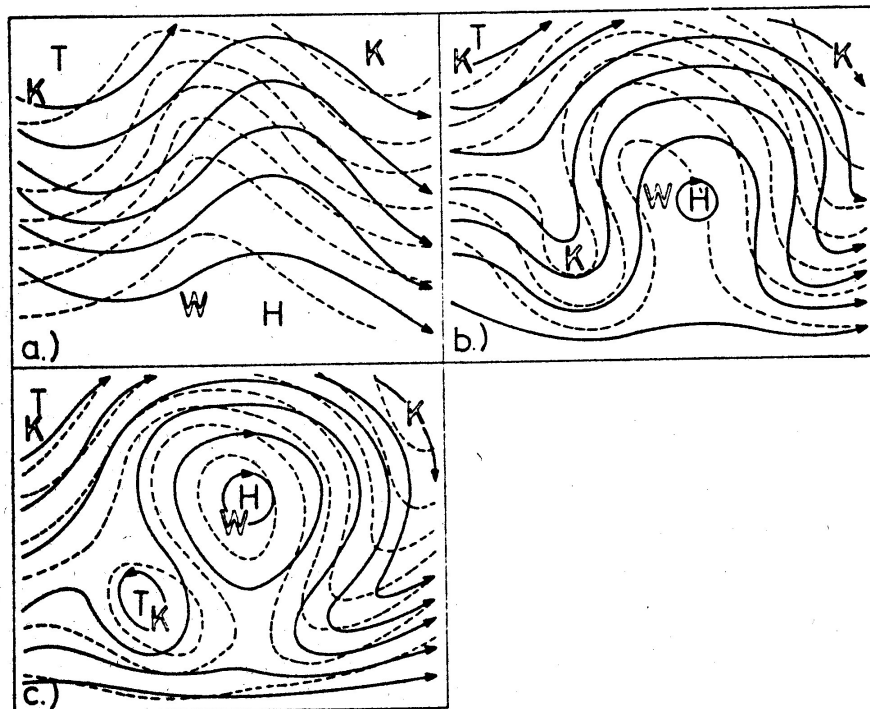


Fig. 20: Entwicklung einer  $\Omega$ -Lage. Ausgezogen Isohypsen (Isolinien des Geopotentials), strichliert Isothermen in der mittleren Troposphäre [entnommen aus „Synoptische Meteorologie, Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst“, Manfred Kurz]

Die Cutoff-Antizyklonen, die sich bilden, können eine lange Lebensdauer aufweisen. Da sie ausserdem oft nur langsam wandern, können sie die Grosswetterlage eines Gebietes entscheidend beeinflussen. Sie „blockieren“ die zonale Strömung und erzwingen diese zur Aufspaltung in mehrere Äste mit mehr oder weniger ausgeprägten meridionalen Winden. So werden zum Beispiel Tiefdruckwirbel um das blockierende Hoch „herumgeführt“, meist um die Polseite des Hochs. Die wird in der folgenden Abbildung dargestellt:

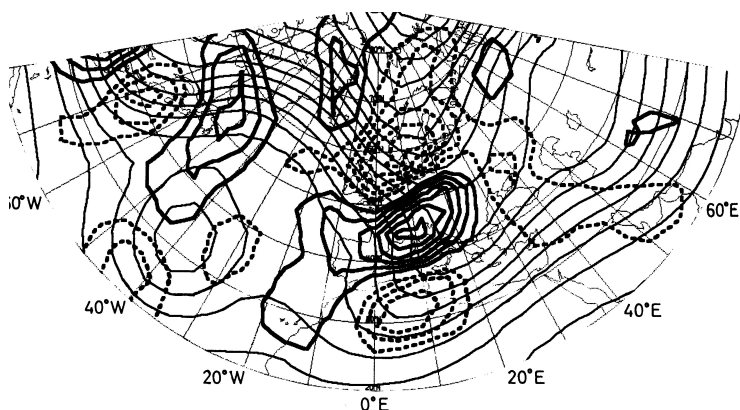
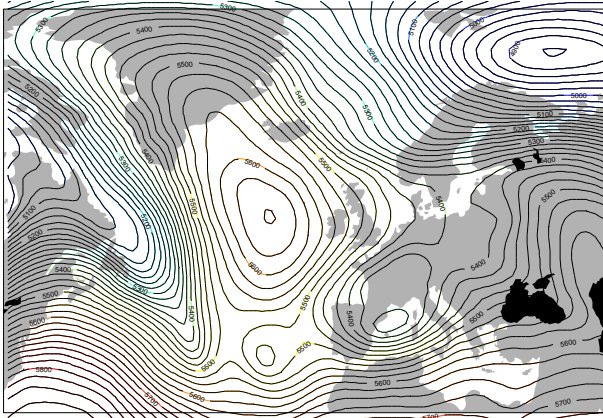


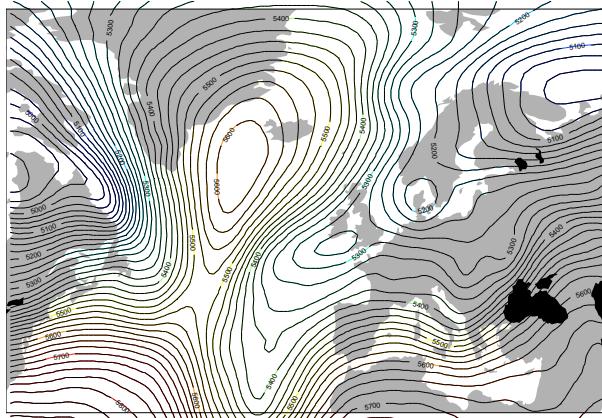
Fig. 21: Die Wechselwirkung von hochfrequenten Störungen (dicke Linien) mit einer blockierenden Antizyklone (dünne Linien) über dem nordöstlichen Atlantik. Das Geopotential enthält nur tief-frequente Anteile, die Störungen entsprechen den hochfrequenten Anteilen. Beachte, wie die Störungen um die blockierende Antizyklone herumgeführt werden.

[b] In der folgenden Abbildung ist die Ausbildung eines Blockings genauer dargestellt. Es handelt sich um den Fall, der 1962/63 zum Zufrieren des Zürichsees geführt hat:

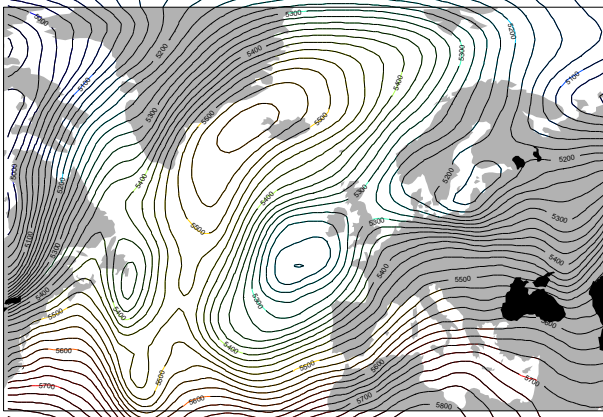
26/12/1962, 00 UTC / Geopotential @ 500 hPa (ERA-40)



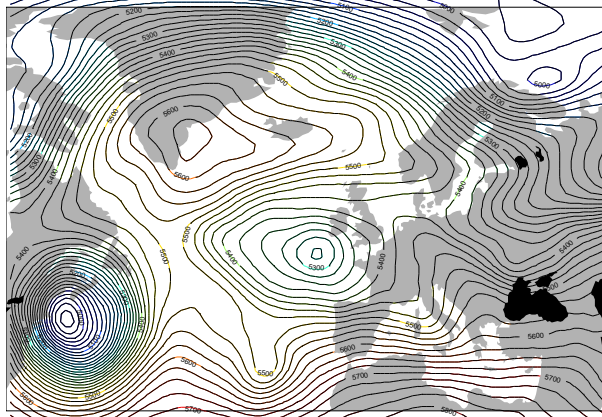
28/12/1962, 00 UTC / Geopotential @ 500 hPa (ERA-40)



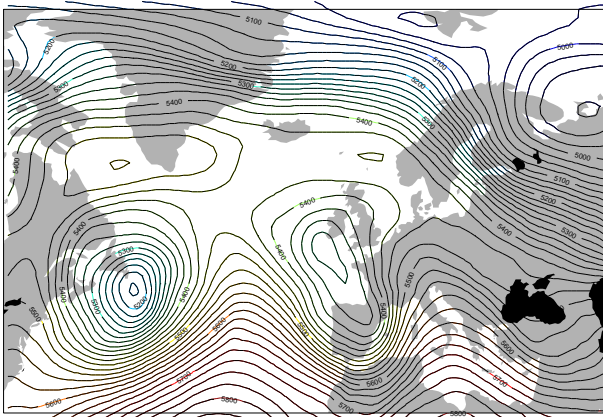
30/12/1962, 00 UTC / Geopotential @ 500 hPa (ERA-40)



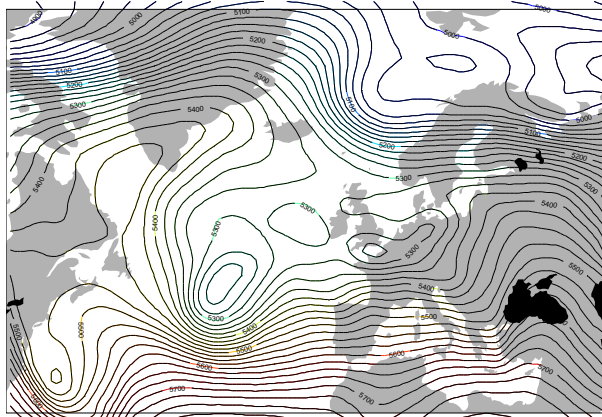
01/01/1963, 00 UTC / Geopotential @ 500 hPa (ERA-40)



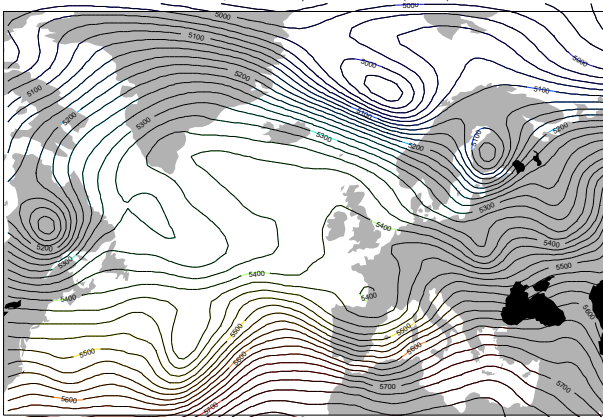
03/01/1963, 00 UTC / Geopotential @ 500 hPa (ERA-40)



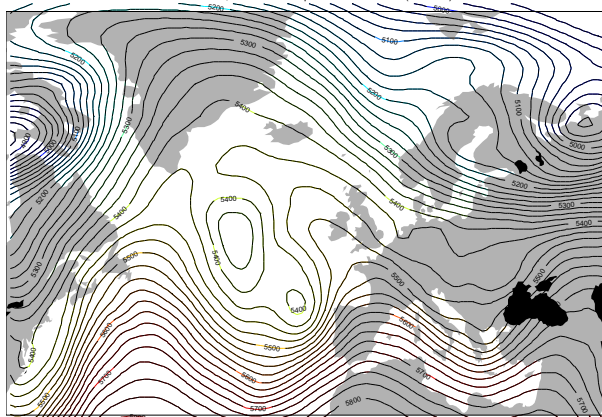
05/01/1963, 00 UTC / Geopotential @ 500 hPa (ERA-40)



07/01/1963, 00 UTC / Geopotential @ 500 hPa (ERA-40)



09/01/1963, 00 UTC / Geopotential @ 500 hPa (ERA-40)



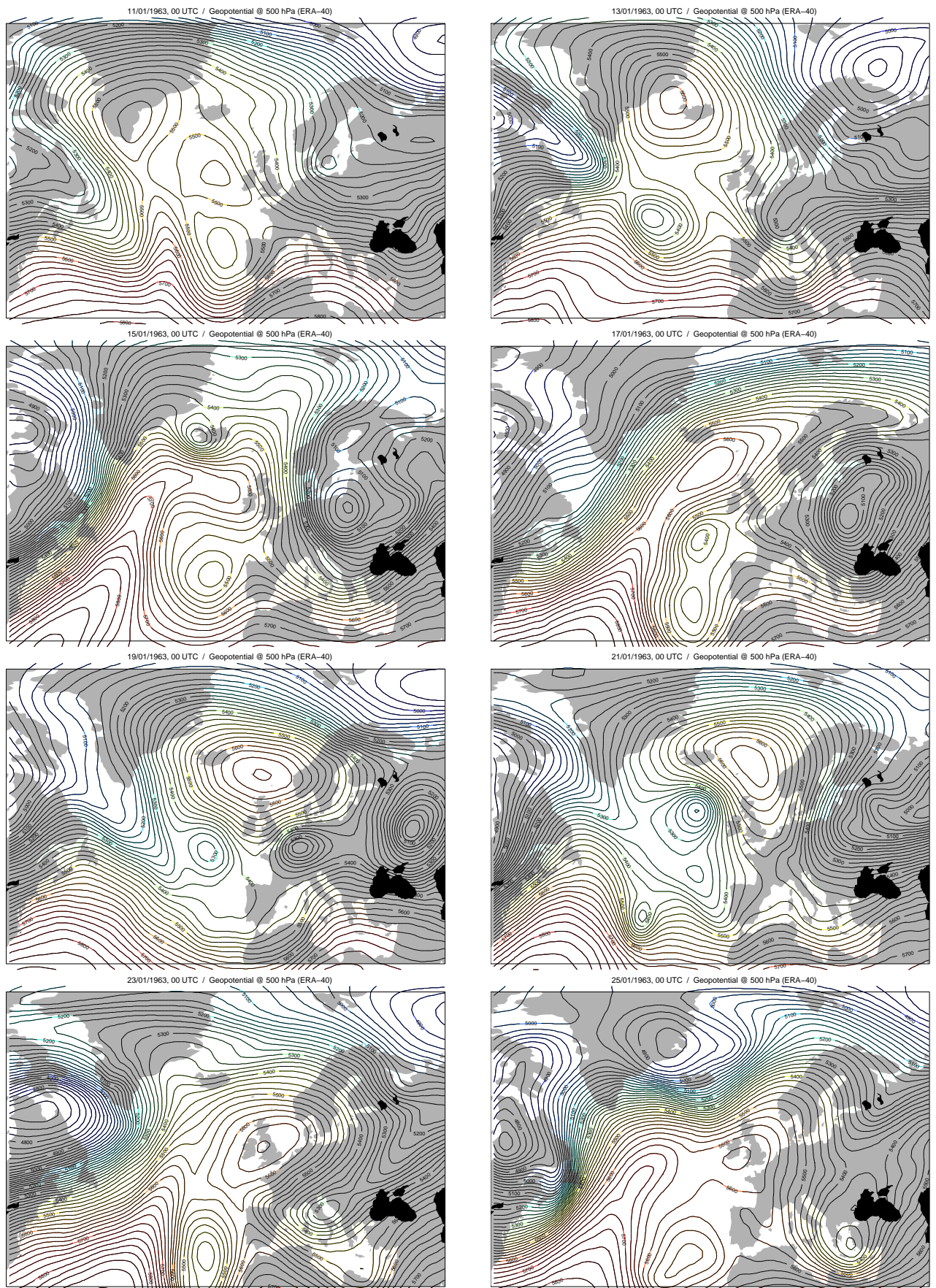


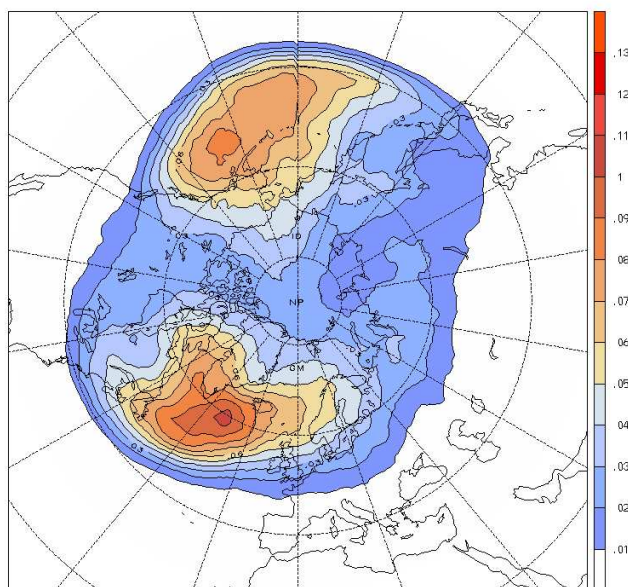
Fig. 22: Geopotential auf 500 hPa während eines Blockings im Nordatlantik.

Die Folge von Bildern zeigt, wie sich über dem Nordatlantik eine  $\Omega$ -Lage ausbildet.

Wie vorher diskutiert, werden Zyklonen um das blockierende Hoch herumgeführt. Es ist aber auch denkbar, dass eine starke Zyklone das blockierende Hoch genügend zu stören vermag und letztendlich dessen Kollaps verursacht. Dies würde auch das oftmals scheinbar zufällige Ende einer Blocking-Situation erklären. Beachte, dass sich das blockierende Hoch nur langsam wan-

dert, und somit eine starke meridionale Auslenkung der Westwinde erzwingt. Eine zentrale Frage ist, wie sich diese Antizyklone solange stationär halten kann. Ein Indiz ist zum Beispiel im Bild vom 15. Dezember erkennbar. Dort sieht man nämlich, dass sich am Südwestrand der blockierenden Antizyklone ein lokales Tief ausbildet. Es ist denkbar, dass die Strömung um dieses lokale Tief zu einer Stabilisierung der blockierenden Antizyklone beiträgt.

[c] Blockierende Antizyklonen treten nicht überall auf. Besonders häufig findet man diese westlich von Europa und von Nordamerika. Damit haben sie natürlich auch einen besonderen Einfluss auf das Wetter in Europa und in Nordamerika. Die folgende Abbildung zeigt die räumliche Verteilung der Blockings während der Wintermonate.



*Fig. 23: Blocking im Wintermittel von 1958-2001 basierend auf dem ERA-40 Datensatz des ECMWF. Die Skala gibt an, mit welcher Häufigkeit ein geographischer Punkt Teil eines Blockings ist [zur Verfügung gestellt von Mischa Croci-Maspoli].*

## 7.5 Literatur

1. „**Dynamics in Atmospheric Physics**“ von R. S. Lindzen diskutiert einen Fall von Sudden Stratospheric Warming. Er behandelt auch knapp die Theorie dieses Phänomens.
2. Die Dynamik der Stratosphäre wird sehr ausführlich behandelt in: „**Middle Atmosphere Dynamics**“, D. G. Andrews, J. R. Holton und C. B. Leovy].
3. „**An Introduction to Dynamic Meteorology**“ von J. R. Holton enthält einen Abschnitt zur Quasi-biennalen Oszillation.
4. Ein sehr ausführlicher Überblicksartikel zur Quasi-biennalen Oszillation ist: „**The Quasi-Biennial Oscillation**“ von M. P. Baldwin et al. (Reviews of Geophysics, 39, 2, May 2001).
5. Die Nordatlantische Oszillation wird diskutiert in: „**North Atlantic Oscillation - Concepts and Studies**“ von H. Wanner et al. (Surveys in Geophysics, 22, 321-382, 2001)
6. Hat die Dynamik der Stratosphäre eine Bedeutung für das Wetter in der Troposphäre? Diese Frage behandelt Baldwin et al. in „**Weather from the Stratosphere?** (Science, 18 July 2003, Volume 301, pp. 317-319.