

Kapitel 1

Grundlegendes zur Erdatmosphäre

1.1 Vertikaler Aufbau

[a] Die Atmosphäre weist eine ausgeprägte Variabilität in der Vertikalen auf. Zeichnet man die Temperatur als Funktion der Höhe (oder des Drucks) auf, so lassen sich verschiedene Schichten unterscheiden. In dieser Vorlesung werden wir vor allem die “wetterwirksame” Troposphäre und Stratosphäre kennen lernen, die durch die Tropopause voneinander getrennt sind. Die Abbildung zeigt, dass die Tropopause typischerweise bei 200 hPa zu finden ist, während die Stratosphäre etwa bis 1 hPa reicht.

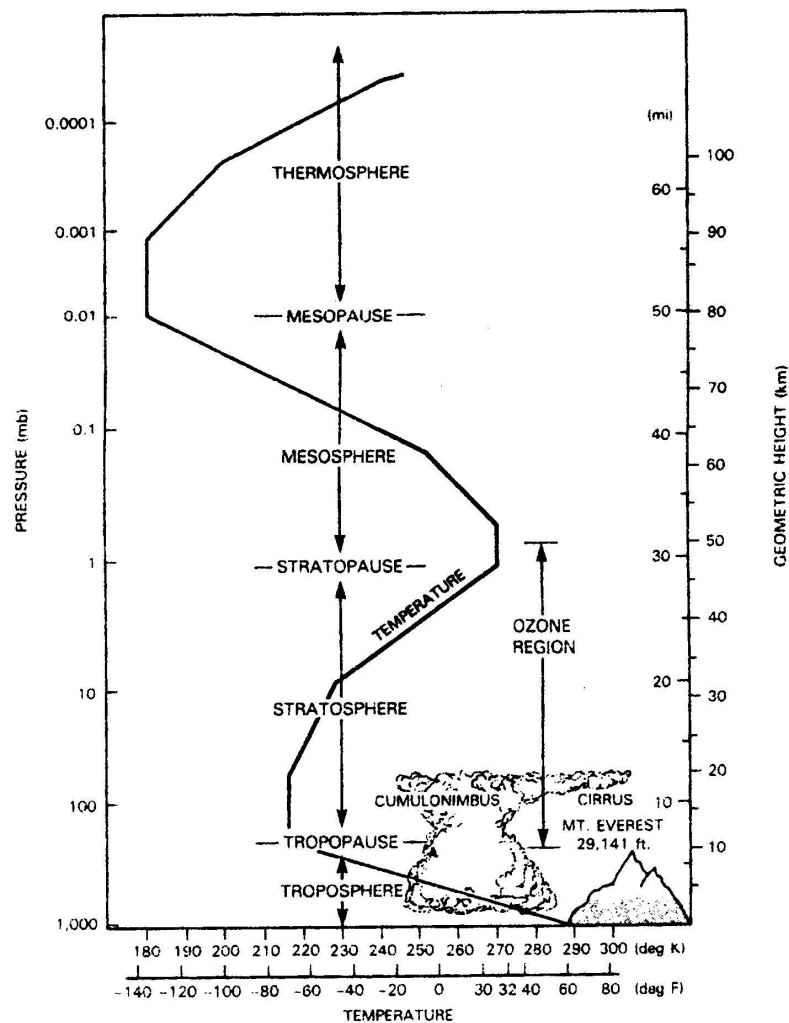


Fig.1: Vertikaler Temperaturverlauf in der Erdatmosphäre von der Erdoberfläche bis zu einer Höhe von ca. 100km. Zusätzlich sind die Schichten der Atmosphäre gekennzeichnet. Als Vergleich sind die Höhen von hochreichenden Cirrus und Cumulonimbuswolken, sowie des Mt. Everest eingezeichnet.

Aufgabe: Welcher Bruchteil der totalen Luftmasse befindet sich in der Troposphäre und welcher in der Stratosphäre? Verwende hierzu die sogenannte hydrostatische Näherung und die Werte aus der Abbildung. Die hydrostatische Gleichung lautet in differentieller Form:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho \cdot g$$

Hierbei steht p für den Druck, ρ für die Dichte der Luft und g für die Erdbeschleunigung. Sie lässt sich leicht in eine integrale Form umschreiben, wobei die Integrationsgrenzen für den Druck von p_0 bis p_1 reichen und die entsprechenden Höhen durch z_0 und z_1 gegeben sind.

$$\int_{p_0}^{p_1} dp = -g \cdot \int_{z_0}^{z_1} \rho dz$$

Die linke Seite lässt sich sofort integrieren, die rechte besitzt eine einfache physikalische Interpretation. Betrachtet man nämlich eine Luftsäule mit Querschnittsfläche 1 m^2 , so steht auf der rechten Seite die Luftmasse zwischen den Höhen z_0 und z_1 , multipliziert mit der Erdbeschleunigung. Also:

$$p_0 - p_1 = g \cdot M(z_0, z_1)$$

In Worten ausformuliert besagt diese Gleichung, dass die Luftmasse zwischen zwei Höhen proportional zum Druckunterschied zwischen den beiden Höhen ist. Nimmt man für die Höhe z_1 den "Oberrand" der Atmosphäre, so wird p_1 gleich Null, und somit gibt p_0 gerade das Gewicht der Luftmasse oberhalb des Druckniveaus p_0 an. In dieser Form ist es sehr einfach, den relativen Massenanteil der Stratosphäre und der Troposphäre zu bestimmen.

[b] Der Temperaturverlauf ist wesentlich mitbestimmt durch die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre. Die folgenden zwei Abbildungen zeigen die typischen Verteilungen von Wasserdampf und Ozon. Es fällt auf, dass Wasserdampf vor allem in der unteren Troposphäre konzentriert ist und mit zunehmender Höhe stark abnimmt. Ozon hingegen findet man in hoher Konzentration in der Stratosphäre. Dieses Ozonmaximum erklärt auch die Temperaturzunahme in der Stratosphäre. Denn Ozon absorbiert die einfallende UV Sonnenstrahlung.

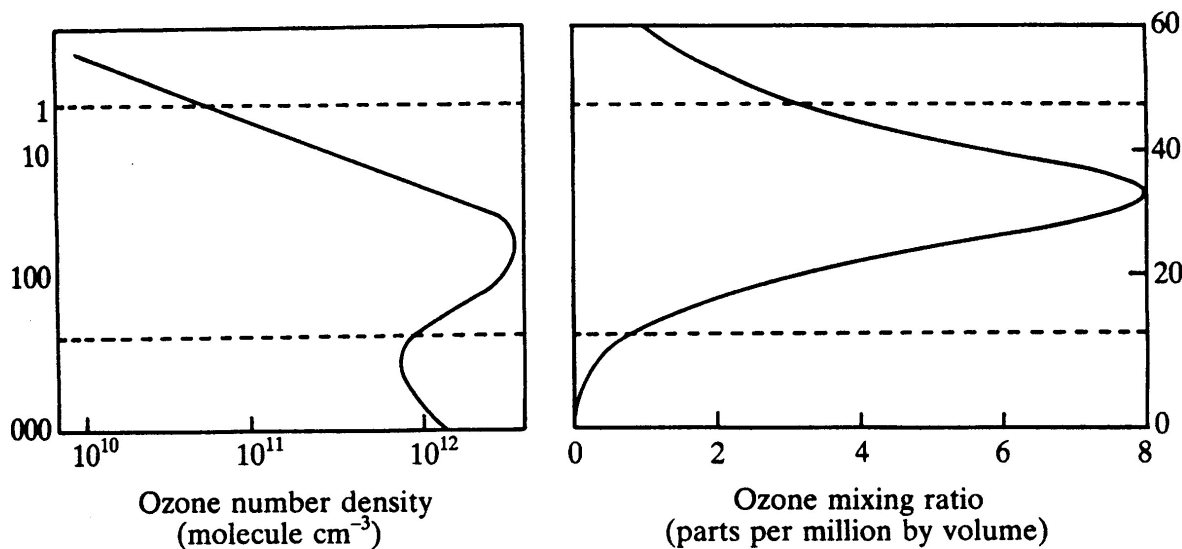


Fig.2: Vertikales Profil der Ozonkonzentration als absolute Teilchendichte und als Mischungsverhältnis (ppmv) [übernommen aus *Stratospheric Ozone* (1988), UK Stratospheric Ozone Research Group, HMSO, London].

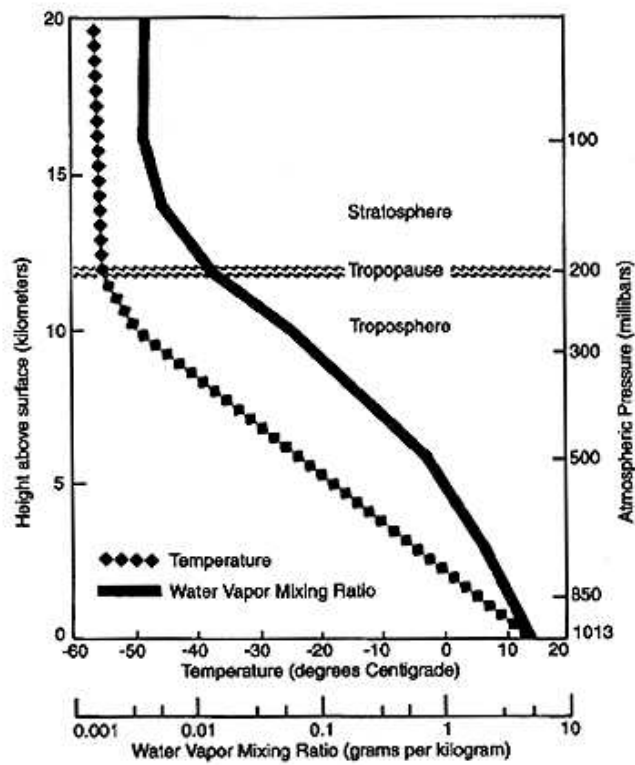
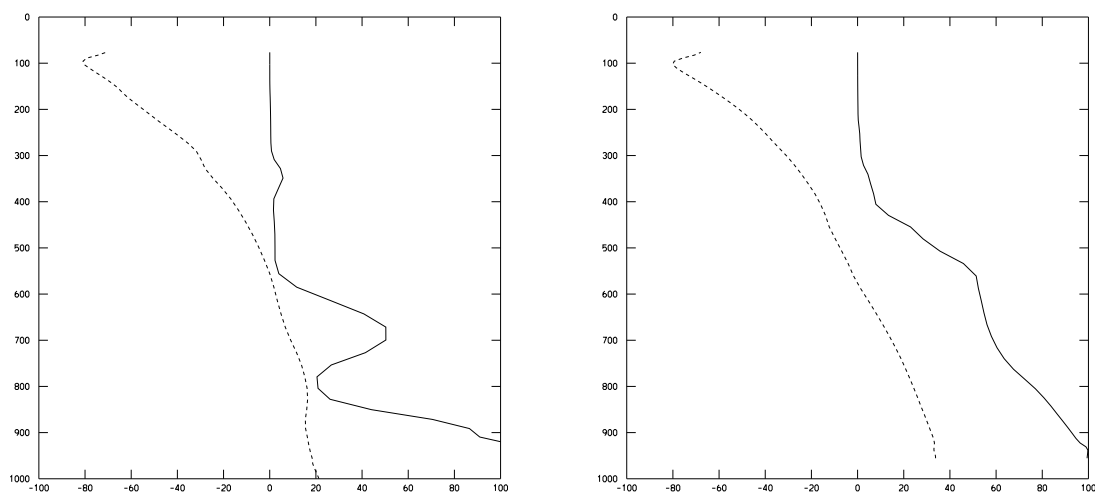


Fig.3: Schematische Darstellung des Wasserdampfgehaltes in der Tropo- und Stratosphäre. Gezeigt ist das mittlere vertikale Profil der Temperatur und des Mischungsverhältnis von Wasserdampf. Beachte, dass die Skala für den Wasserdampf logarithmisch ist [übernommen von Dian Gaffen, Air Resources Laboratory, Silver Spring, Maryland, abgedruckt in www.agu.org/sci_soc/mockler.html].

Aufgabe: Was bestimmt den Temperaturverlauf in der Troposphäre? Wie kann Wärme in der Atmosphäre vertikal transportiert werden? Gibt es hierbei Unterschiede zwischen der Troposphäre und der Stratosphäre?

Natürlich ist es nicht richtig, die Atmosphäre durch das vorne gezeigte Temperatur- und Feuchteprofil zu approximieren. Es gibt wesentliche regionale und zeitliche Unterschiede. Dies ist in der folgenden Abbildung dargestellt, die das Temperatur- und das Feuchteprofil an vier verschiedenen Orten aufzeigt.



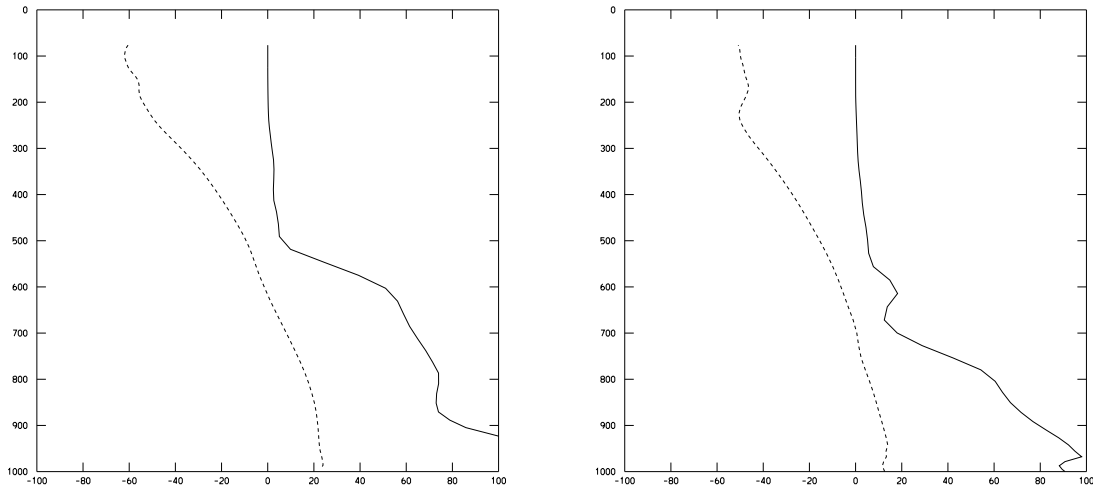


Fig.4: Temperatur- und Feuchteprofil für den 24. Juli 2006, 00 UTC. Die vier Diagramme zeigen das Profil gemäss ECMWF-Analyse für 0 N (Äquator), 20 N, 40 N und 60 N entlang dem 0-Meridian (von links oben nach rechts unten). Die Temperatur ist in K angegeben, die spezifische Feuchte in 0.1 g/kg (dh. 0.1 g Wasserdampf pro kg Luft).

[c] Die folgende Abbildung zeigt den Temperaturverlauf, der sich ergäbe, wenn in der unteren Atmosphäre keine Konvektion (vertikaler Luftbewegung) aufträte. In einer Atmosphäre im reinen Strahlungsgleichgewicht erhält man in der Troposphäre eine sehr grosse Temperaturabnahme mit der Höhe.

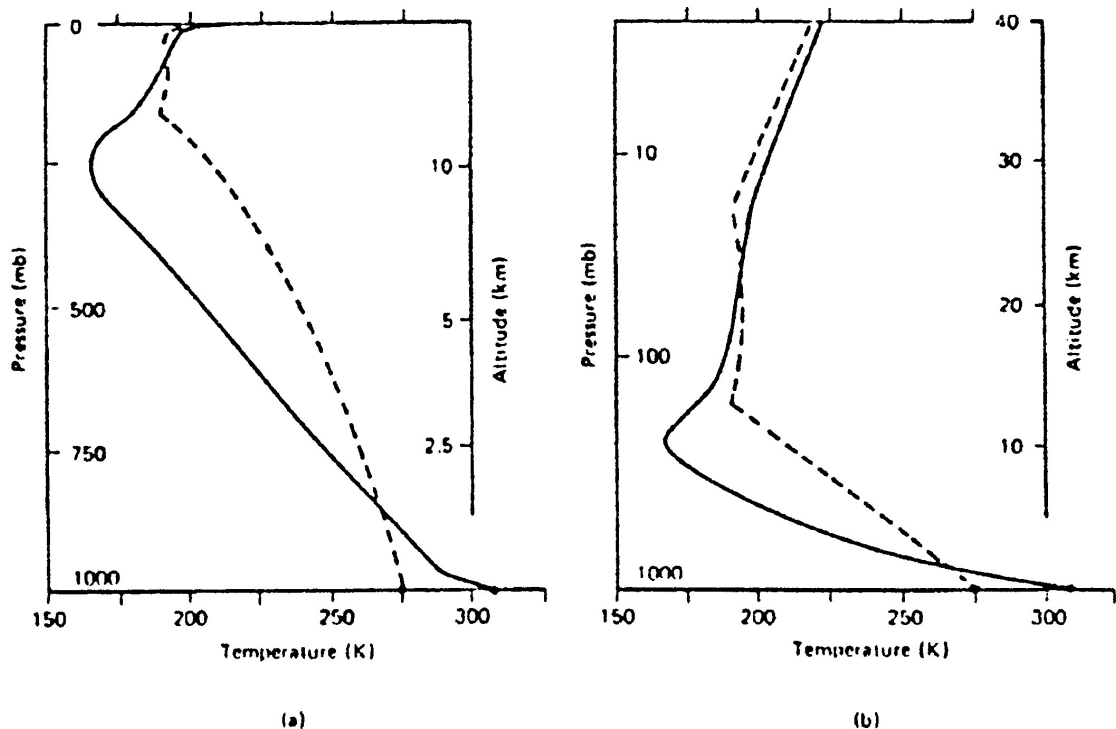


Fig.5: Durchgezogene Linie: Temperaturverlauf, der sich im reinen Strahlungsgleichgewicht bei 35 N im April ergibt (unter Berücksichtigung der beobachteten atmosphärischen Absorber, ohne Wolken und bei einer gemittelten Sonneneinstrahlung über die gesamte Atmosphäre). Strichlierte Linie: Einfluss der konvektiven Anpassung der Atmosphäre an den konstanten vertikalen Temperaturgradienten („Lapse rate“) von 6.5 K km^{-1} . In (a) sind die Kurven bei einer im Druck linearen vertikalen Skala gezeichnet (dh. gleiche Intervalle entsprechen gleichen Luftmassen), in (b) ist die vertikale Skala linear in der geometrischen Höhe [übernommen aus Manabe und Strickler (1964)].

Aufgabe: Vergleiche die Temperaturabnahme im Strahlungsgleichgewicht mit der tatsächlichen Temperaturabnahme von ca. 6.5 K/km in der Troposphäre. Wir werden später sehen, dass Temperaturgradienten, die diesen Wert überschreiten, unweigerlich zu Konvektion führen. Die Atmosphäre wirkt hier "selbstregulierend", indem sie zu grosse vertikale Gradienten abbaut.

[d] Bisher wurde die Atmosphäre als "eindimensional" (in vertikaler Richtung) betrachtet. Diese Annahme ist natürlich nicht zutreffend, denn der Höhenverlauf am Äquator, in den mittleren Breiten und in der Polarregion wird sich bestimmt unterscheiden. Die folgende Abbildung zeigt den Temperaturverlauf in einem Süd/Nord-Querschnitt. Zusätzlich ist der mittlere Verlauf der Tropopause eingezeichnet.

Beachte, dass die Tropopause in den Subtropen einen Bruch aufweist. Sie "springt" von ca. 100 hPa in den Tropen auf ca. 200-300 hPa in den mittleren Breiten und Polarregionen. In der Winterhemisphäre treten grössere horizontale Temperaturgradienten als in der Sommerhemisphäre auf. Tatsächlich steckt in diesen Temperaturgradienten die Energie, die für die Entwicklung von Tiefdruckgebieten wichtig ist. Die troposphärische Temperatur ist in den Tropen zwar höher als in den mittleren Breiten, aber in der Stratosphäre kehrt sich dies um. Dort ist der Äquator kälter als die mittleren Breiten.

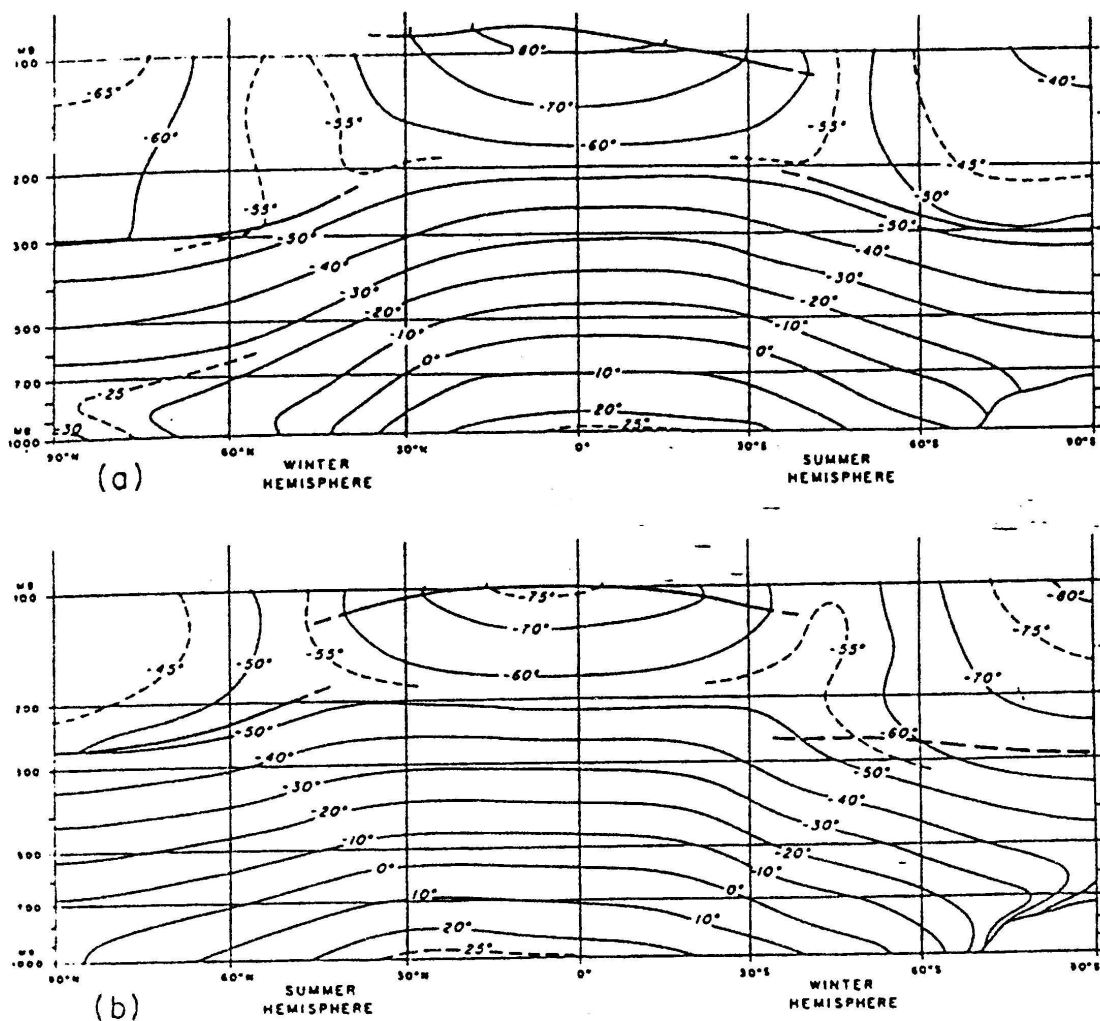


Fig.6: Mittlere Temperatur ($^{\circ}\text{C}$) gemittelt entlang von Breitenkreisen (zonales Mittel). Die etwas dickeren Linien geben die Lage der zonal gemittelten thermischen Tropopause wieder.

Aufgabe: Die beiden Abbildungen zeigen die Querschnitte für Januar und für Juli. Ordne die beiden Monate korrekt zu. Wo beobachtet man grosse vertikale Temperaturgradienten, und wo kleine? Sind die horizontalen Temperaturgradienten in der Winter- oder in der Sommerhemisphäre grösser?

Aufgabe: Die kälteste Tropopause findet man in den Tropen. Überlege qualitativ, wie diese Temperatur den Transport von Wasserdampf aus der Troposphäre in die tropische Stratosphäre beeinflusst. Tipp: Wie beeinflusst die Temperatur, den maximalen Wasserdampfgehalt in der Luft?

[e] Fragt man nach den Ursachen der Nord/Süd-Variabilität, so wird die breitenabhängige Sonneneinstrahlung als Ursache erscheinen. Tatsächlich beobachtet man am Äquator einen Überschuss an einfallender Sonnenstrahlung, während in den Polargebieten ein Defizit auftritt. Um eine fortwährende Erwärmung der Tropen und Abkühlung der Polargebiete zu verhindern, muss ein Wärmetransport von den Tropen zu den Polargebieten stattfinden.

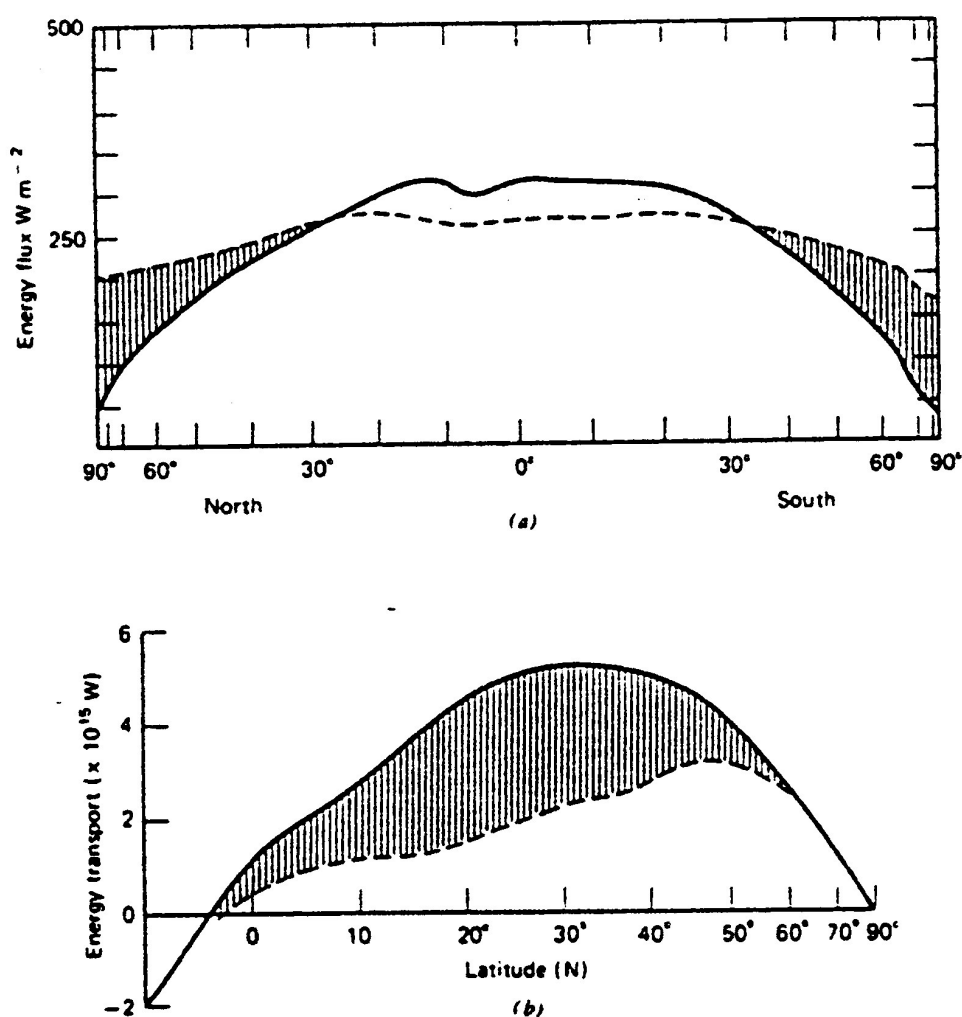


Fig. 7: (a) Einfallende (durchgezogen) und weggehende (gestrichelt) Strahlung des Erde-Atmosphäre-Ozean Systems als Funktion der geographischen Breite. Beachte den Überschuss an einfallender Strahlung in Äquatornähe und das Defizit in hohen Breiten. (b) Nordwärts gerichteter Wärmetransport (durchgezogen) und Anteil der Atmosphäre (weiss) und des Ozeans (schraffiert) an diesem Transport [übernommen und angepasst aus Gill (1982)].

Aufgabe: Typische Windgeschwindigkeiten betragen ca. 10 m/s, während Ozeanströmun-

gen bedeutend langsamer sind. Wieso können die langsamen Ozeanströmungen dennoch ca. 50 Prozent des Wärmetransports ausmachen.

Aufgabe: Gäbe es keinen Wasserdampf in der Atmosphäre, so wäre lediglich fühlbarer Wärmetransport möglich. Warme Luft würde also von den Tropen nach Norden advergiiert (horizontale Luftmassenbewegung). Wasserdampf in der Atmosphäre erlaubt jedoch auch einen sogenannten latenten Wärmetransport. Überlege, wie ein solcher Transport aussehen könnte. Unterscheide klar, wo Verdampfung, Advektion und Kondensation auftritt. Tipp: Betrachte ein gesättigtes Luftpaket, welches 1 kg trockene Luft enthält und w_s kg Wasserdampf. Ändert sich der Druck dieses Luftpakets, so ändert sich seine Temperatur T und auch sein Wasserdampfgehalt w_s . In guter Näherung sind die Änderung über die folgende Formel miteinander verknüpft:

$$\frac{dT}{T} = k \cdot \frac{dp}{p} - \frac{L}{Tc_p} \cdot dw_s$$

Hier ist L die latente Kondensationswärme ($2.501 \cdot 10^6 \text{ Jkg}^{-1}$), c_p die spezifische Wärme bei konstantem Druck ($1005 \text{ Jkg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) und k ist der Koeffizient (0.286), der die Temperatur und den Druck bei einem adiabatischen Prozess verbindet (c_v ist die spezifische Wärme bei konstantem Volumen):

$$\frac{dT}{T} = k \cdot \frac{dp}{p} \quad \text{mit} \quad k = \frac{c_p - c_v}{c_v}$$

Adiabatisch heisst hier konkret, dass keine Kondensation, Sublimation, Verdampfung, Wärmeleitung, Strahlung, Diffusion eine Rolle spielen soll. Beachte in den obigen Formeln, dass w_s sowohl von dp als auch von dT abhängt. Es handelt sich also um eine implizite Gleichung. Deannoch lsst sich das wesentliche daraus qualitativ ablesen.

[f] Die obigen Abbildungen suggerieren eine kontinuierliche Temperaturabnahme von den Tropen zu den Polarregionen. Dies ist wiederum zu vereinfacht dargestellt. Die folgende schematische Abbildung zeigt ein realistischeres Bild. Verschiedene Luftmassen sind durch Fronten voneinander getrennt: Die arktische Front trennt arktische von polarer Luft, die Polarfront polare Luft von den Luftmassen der mittleren Breiten. Dabei sei vorerst eine Front als schmale Übergangszone zwischen zwei Luftmassen definiert. Interessant sind weiter die Brüche in der Tropopause. Diese fallen zusammen mit dem Polarjet und dem Subtropenjet.

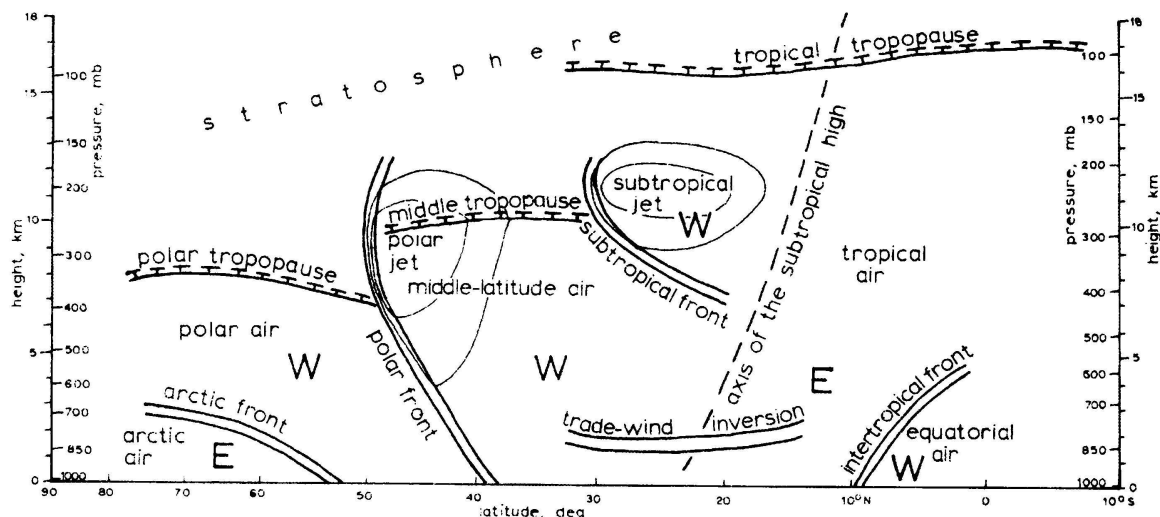


Fig.8: Wichtige Strukturen der Erdatmosphäre in einem vertikalen Nord/Süd-Schnitt (meridionaler Querschnitt). Vorherrschende Windrichtungen sind mit E (Ostwinde= von Ost nach West) und W (Westwinde= von West nach Ost) bezeichnet [übernommen aus Dusan Djuric, *Weather Analysis* (1994)].

Aufgabe: Natürlich besitzt auch eine solche schematische Darstellung ihre Grenzen. Die Fronten können nur schwer identifizierbar sein und nicht den Boden erreichen, die beiden Jets können zu einem einzigen Jet zusammenfallen, und die Ostwinde (E in der Skizze) können sehr schwach sein oder gar zu Westwinden (W) werden. In der folgenden Abbildung ist die Temperatur und der zonale Wind für einen Nord/Süd-Schnitt entlang 170 E am 1. Januar 1990 gezeigt. Versuche diese Analyse des ECMWF (Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage) mit der obigen schematischen Skizze in Einklang zu bringen.

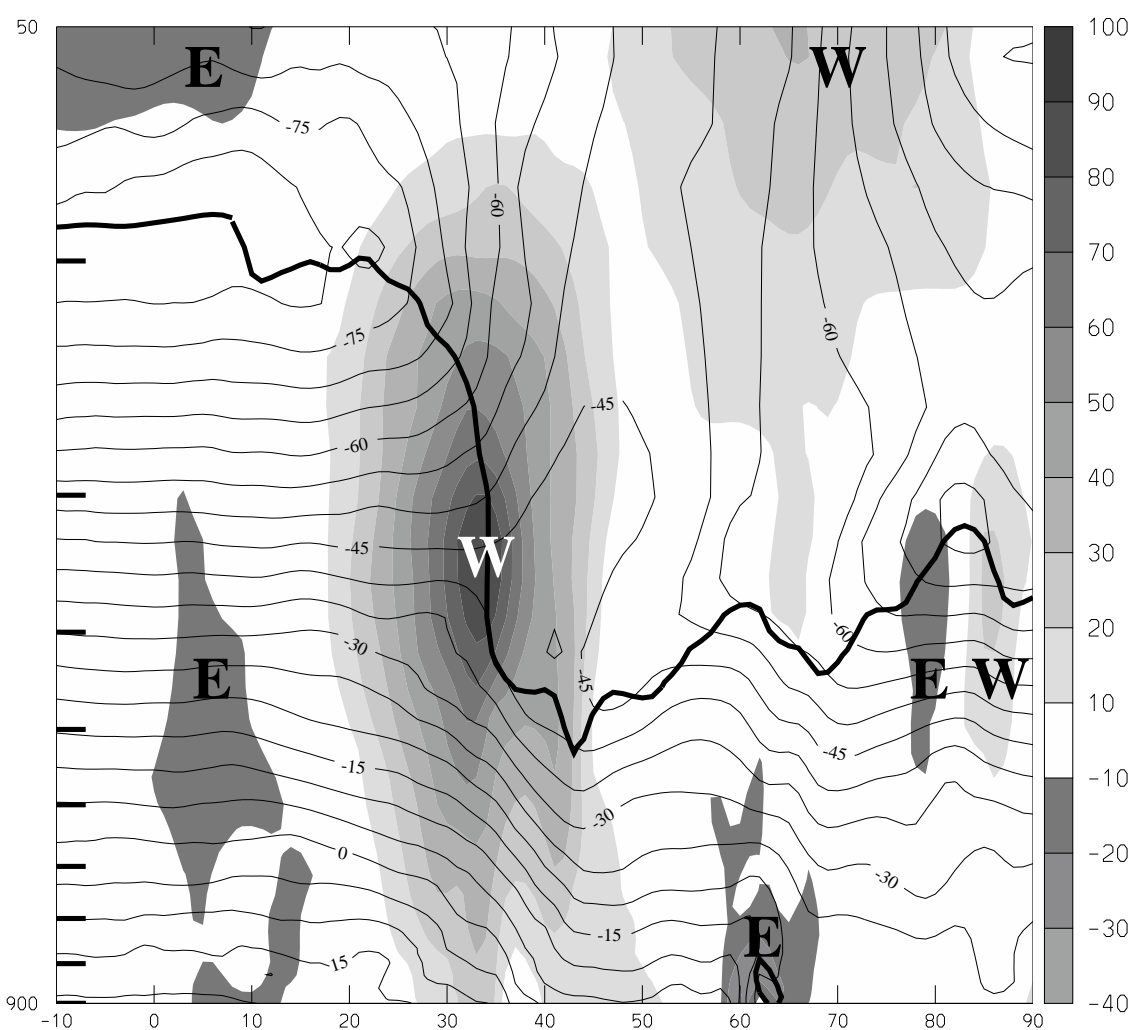


Fig.9: Nord/Süd-Schnitt von 10 S bis 90 N entlang 170 E, 1. Januar 1990, 00 UTC. Schattiert: Zonale Windgeschwindigkeit, Dünne Linien: Temperatur in Celsius. Die dicke Linie kennzeichnet die Lage der dynamischen Tropopause. Ost- und Westwinde sind mit E und W markiert.

1.2 Horizontale Variabilität

[a] Die bisherigen Abbildungen zeigten eindimensionale Profile durch die Atmosphäre oder Nord/Süd-Querschnitte. Dabei wurde das Bild der Atmosphäre fortlaufend komplizierter. Der nächste Schritt in dieser Richtung ergibt sich, wenn man horizontale Querschnitte betrachtet. Die folgende Abbildung gibt einen Eindruck von der Komplexität eines Tiefdruckwirbels. Die Satellitenaufnahme zeigt die Wolkenverteilung eines solchen Systems. Die Wolken treten als ausgedehnte, langgezogene Bänder auf, als grossflächige Bedeckung oder als lokalisierte "Flockenbewölkung".

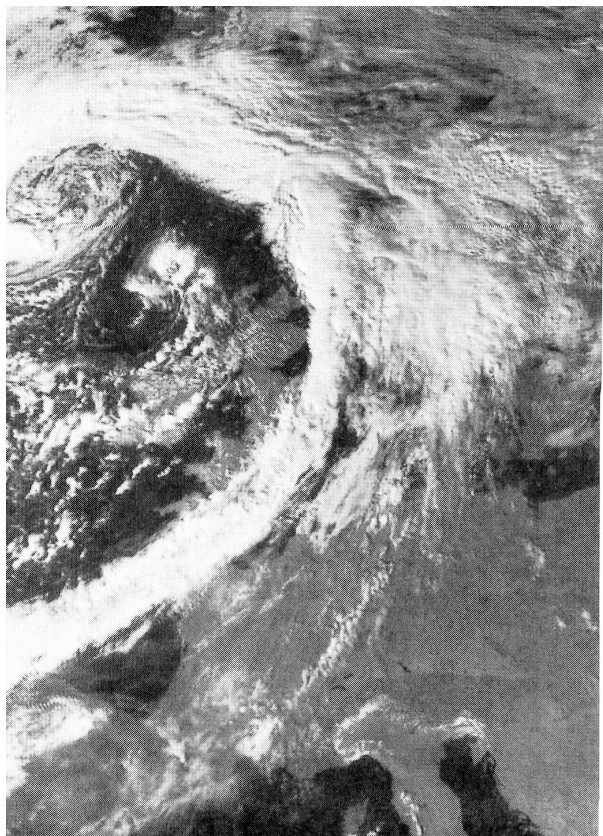


Fig.10: Das ausgedehnte Wolkenband über den britischen Inseln und Westeuropa gehört zu einem Tiefdruckwirbel, der sich langsam vom Atlantik über Europa bewegt. Das langgezogene Wolkenband von den britischen Inseln über Frankreich und Spanien markiert die Kaltfront des Tiefdruckwirbels. Die Front trennt die kalte maritime polare Luft über dem Atlantik von der warmen subtropischen Luft über Mittel- und Südeuropa. Unmittelbar hinter der Kaltfront befindet sich eine grösstenteils wolkenfreie Region. Hier sinkt die kalte Luft ab. Etwas weiter westlich findet man vereinzelte konvektive Zellen. Die polare Luft in dieser Region ist kälter als das darunterliegende Meer. Dadurch wird die Luftsäule instabil und es kommt zu Konvektion [übernommen aus John Houghton, „The Physics of Atmospheres“ (2002)].

Aufgabe: Betrachte die unten abgebildete schematische Skizze der Wolkenstruktur und versuche die Strukturen einander zuzuordnen. Suche auch im Internet nach weiteren Wolkenbildern, um die ausgeprägten Unterschiede von System zu System zu studieren.

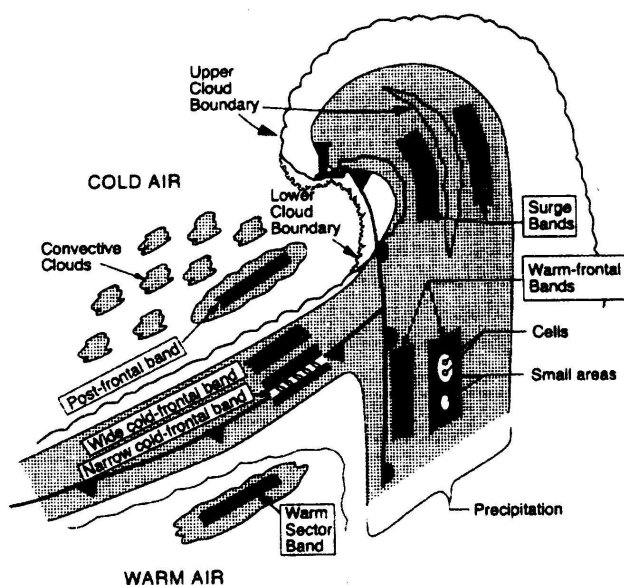


Fig.11: Idealisertes Bild der Wolken- und Niederschlagsverteilung, die mit einer entwickelten extratropischen Zyklone einhergeht [übernommen aus Matejka et al. (1980) und Houze (1981)].

[b] Die Vielfalt an atmosphärischen Phänomenen verlangt, dass man sich zunächst mit einfachen Modellsystemen auseinandersetzt. Traditionell studiert man atmosphärische Phänomene im “Druck/Temperatur-Bild”. Ein Beispiel ist in der Abbildung dargestellt. Eine Tiefdrucktrug befindet sich über den westlichen USA. Lokal beobachtet man sogar ein isoliertes “Cutoff” mit einem Zentrumminimum von 537 gp dam. Aus dieser Darstellung lassen sich viele weitere Grundlagen der Atmosphärenphysik qualitativ einführen.

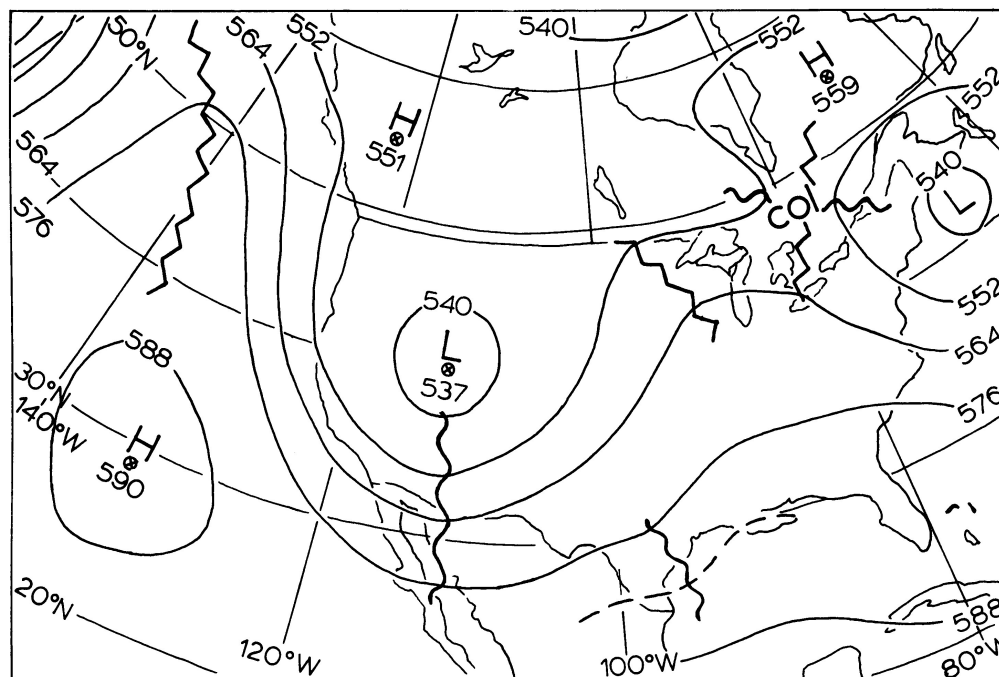


Fig.12: Typische geopotentielle Höhe auf 500hPa (Konturintervall 12 gp dam), 00:00 UTC, 26. April 1984. Tiefdruckgebiete sind mit L (Low) und Hochdruckgebiete mit H (High) bezeichnet [entnommen aus „Weather Analysis“, Dusan Djuric].

Aufgabe: Neben Tiefdrucktrögen finden sich Hochdruckrücken in der Abbildung. Wo? In welcher Richtung bläst der Wind? Was lässt sich über die Windgeschwindigkeit aussagen? Tipp: Verwende das geostrophische Windgleichgewicht, das im folgenden Textabschnitt eingeführt wird. Das Hoch über dem Pazifik ist flacher als das Tief über den USA. Dies trifft häufig zu. Gründe dafür werden wir in einer späteren Vorlesung kennenlernen.

Die geopotentielle Höhe einer Druckfläche (in der obigen Abbildung 500 hPa) entspricht der geometrischen Höhe dieser Druckfläche. So lässt sich aus der Abbildung zum Beispiel ablesen, dass sich die 500 hPa-Fläche über den westlichen USA lokal bis auf 5370 m herabsenkt. Die entsprechende Höhe der 500 hPa-Fläche im Hoch über dem Ostpazifik beträgt 5900 m. Damit beträgt der Unterschied in der geopotentiellen Höhe also 530 m.

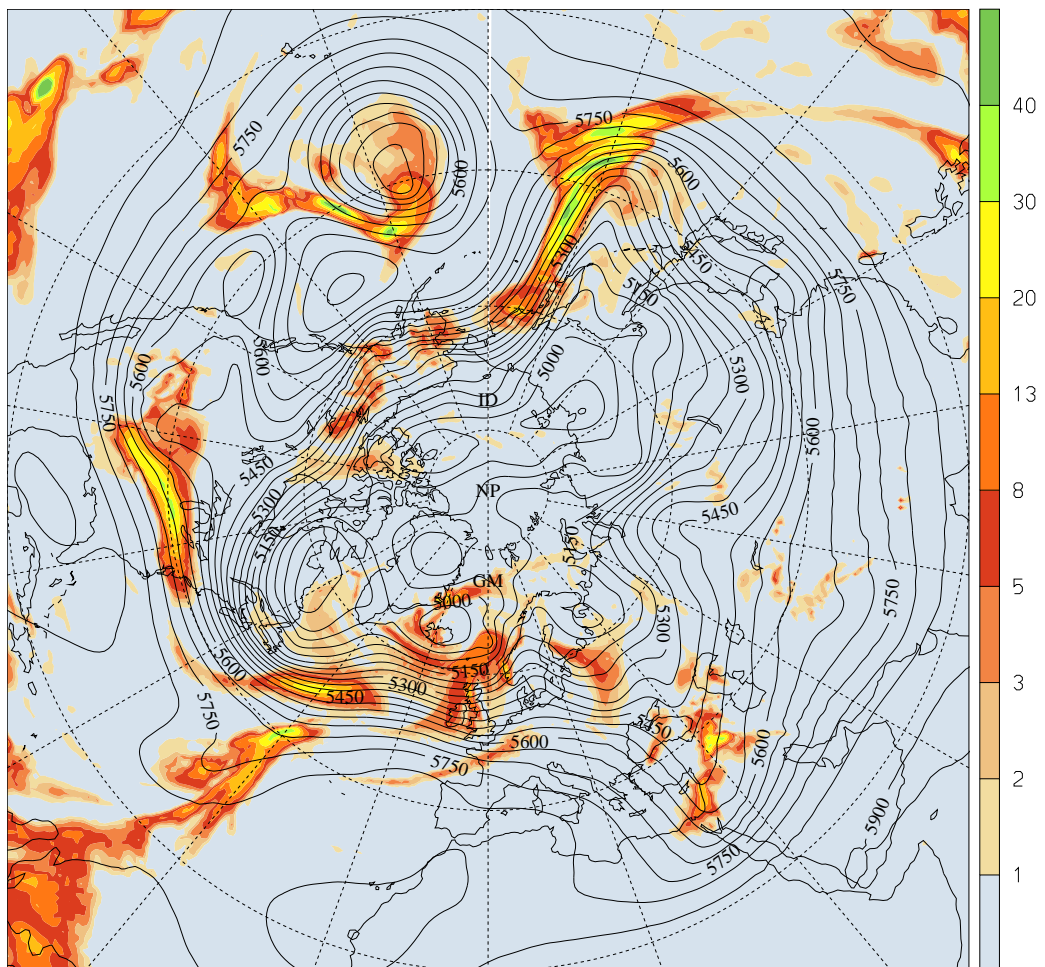
Eine zentrale Bedeutung erlangt die Darstellung der geopotentiellen Höhe aufgrund des geostrophischen Windgleichgewichts. Wir werden in einer späteren Vorlesung nämlich zeigen, dass der großräumige Wind in guter Näherung parallel zu den Isolinien des Geopotentials weht (geostrophische Näherung). Dabei liegt die tiefere geopotentielle Höhe links, wenn man in Richtung des Windes schaut, und die Stärke des Windes ist direkt proportional zur Dichte der Isolinien. Mathematisch lässt sich dies schreiben als:

$$\vec{v}_g = \frac{1}{f} \cdot (\vec{k} \times \vec{\nabla} \phi)$$

Hier steht f für den sogenannten Coriolisparameter, welcher die Erdrotation beschreibt (typischer Wert in den mittleren Breiten $f = 10^{-4} s^{-1}$, \vec{k} ist ein Vektor der lokal senkrecht

nach oben zeigt und ϕ ist das Geopotential, welches sich aus der geopotentiellen Höhe durch Multiplikation mit der Erdbeschleunigung $g(m/s^2)$ ergibt. Beachte insbesondere, dass der grossräumige Wind *nicht* von Gebieten mit hohem Druck zu Gebieten mit tiefem Druck weht. Tatsächlich weht der Wind zyklonal (im Gegenuhrzeigersinn) um ein Tief und antizyklonal (im Uhrzeigersinn) um ein Hoch.

Aufgabe: Die folgenden Abbildungen zeigen das Geopotential auf 500 hPa und auf 250 hPa, sowie den 6 h-akkumulierten Niederschlag. Entscheide zunächst, welches Bild zu 250 hPa und welches zu 500 hPa gehört. Bestimme dann in den Abbildungen: Hochdruckrücken, Tiefdrucktröge, Zyklonen, Antizyklonen, starke Jets, Cutoffs, meridionale und zonale Luftströmungen,...



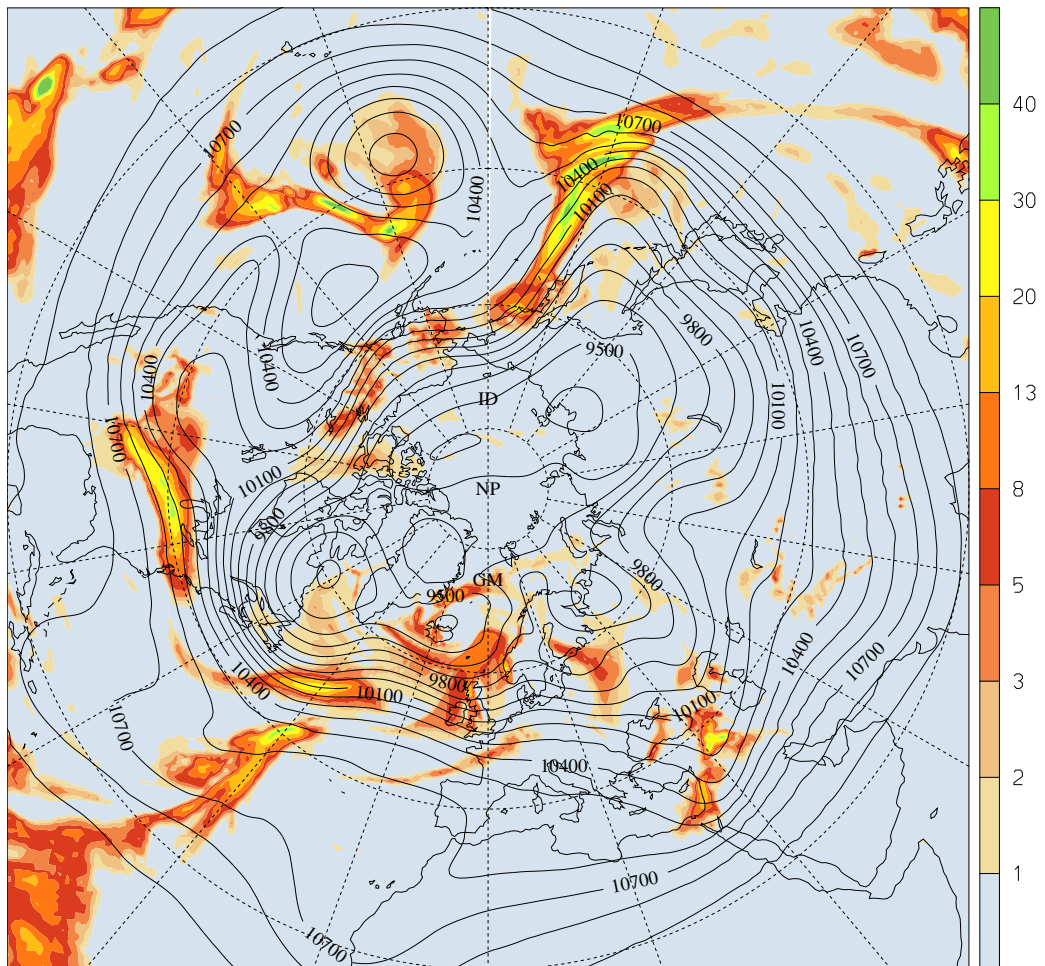


Fig.13: Geopotential auf 250 hPa und 500 hPa für 5. Januar 2005, 18 UTC. Schattiert ist der 12h akkumulierte Niederschlag dargestellt.

[c] Die betrachteten Systeme hatten eine horizontale Ausdehnung von ca. 1000 km. Auf noch grösserer Skala findet man planetare Wellen (10'000 km), bei kleineren Skalen Fronten, tropische Zyklonen, Gewitterzellen, Tornados, kleinräumige Turbulenz... Ein Überblick ist in der nächsten Abbildung gegeben. Man unterteilt danach die Phänomene in die Makro-, Meso und Mikro-Grössenklassen. Dabei ist dies nicht nur ein Ausdruck für die horizontale Ausdehnung, sondern ebenfalls für die Entwicklungsdauer und Lebenszeit des Phänomens.

Aufgabe: Die Tabelle macht keine Aussage über die vertikale Grössenordnung. Versuche qualitativ einige Aussagen hierüber zu machen für planetare Wellen, barokline Wellen (Tiefdruckgebiete), Land/See-Winde, Gewitterzellen, kleinräumige Turbulenz.

Aufgabe: Überlege, warum es vorteilhaft sein kann, verschiedene Grössenskalen einzuführen. In welche physikalischen Prozessen werden sich zum Beispiel planetare Wellen von einer Gewitterzelle unterscheiden?

T_s L_s	1 MONAT	1 TAG	1 STUNDE	1 MINUTE	1 SEKUNDE
10.000 km	Allgemeine Zirkulation, Lange Wellen				MAKRO - SKALA α
2.000 km	Barokline Wellen				MAKRO - SKALA β
200 km		Fronten, Tropische Zyklonen			MESO - SKALA α
20 km		Orographische Effekte, Land-See-Wind, Wolkenhaufen			MESO - SKALA β
2 km			Gewitter, Interne Schwerewellen, Urbane Wärmeinsel		MESO - SKALA γ
200 m			Tornados, Konvektion		MIKRO - SKALA α
20 m				Staubtromben, Thermik	MIKRO - SKALA β
				Kleinräumige Turbulenz	MIKRO - SKALA γ
	MAKROSKALA		MESOSKALA		MIKROSKALA

Fig.14: Einteilung der atmosphärischen Phänomene nach ihren charakteristischen Längenabmessungen und ihrer Zeitdauer [nach Orlanski (1975)].

1.3 Bestimmende Faktoren der Dynamik

[a] Der bisherige Überblick über die Atmosphäre hatte zum Ziel, einen ersten Eindruck von der Vielfalt der Erscheinungen und Fragestellungen zu vermitteln. Die Atmosphäre ist ein ausserordentlich komplexes System, das durch viele interne Wechselwirkungen charakterisiert wird. Nimmt man die Wechselwirkungen mit Ozean, Erdboden und Kryosphäre hinzu, so verkompliziert sich dieses Bild weiter. Dies ist in der folgenden Abbildung dargestellt, die mögliche Wechselwirkungen aufzeigt. Ändert sich zum Beispiel die Temperatur an einem Ort, so führt dies zu Änderungen von Temperaturgradienten. Dies wiederum beeinflusst horizontale Druckgradienten und folglich den horizontalen Wind. Mit dem Wind wiederum kann fühlbare und latente Wärme transportiert werden. Durch diesen Trans-

port schliesslich kommt es zu einer Änderung der Energiebilanz und mit einer thermischen Trägheit zu einer Änderung der Temperatur. Der Kreis schliesst sich... Ähnlich lassen sich weitere beliebig komplizierte Rückkopplungsmechanismen aufzeigen.

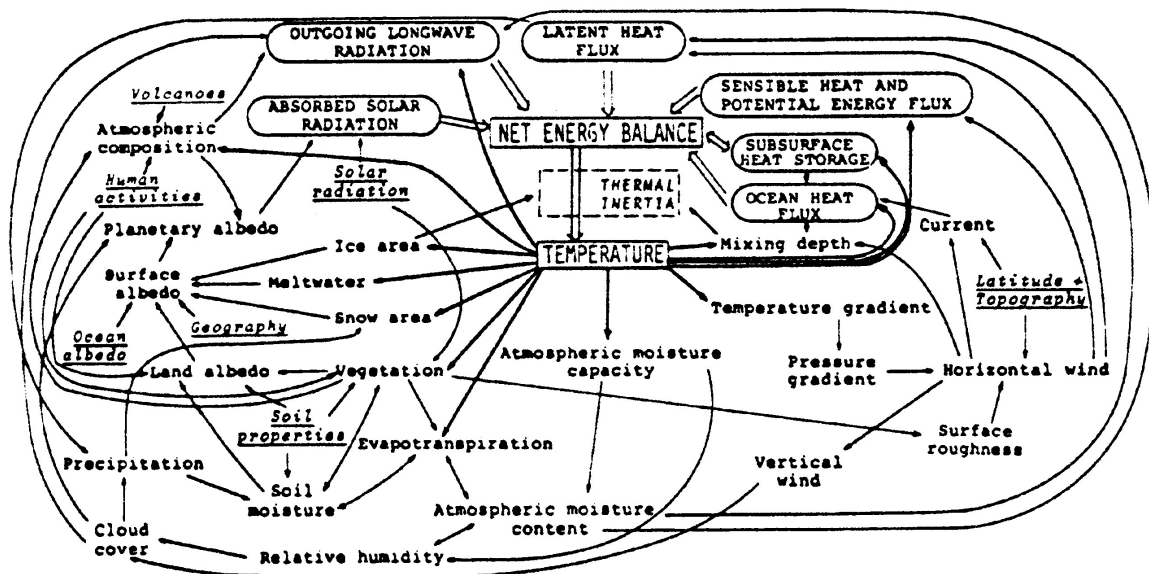


Fig.15: Wechselwirkungen der atmosphärischen Temperatur mit Ozean, Erdoberfläche, Biosphäre.

1.4 Literaturhinweise

Die folgenden Bücher geben einen guten Einblick in die Atmosphärenphysik. Sie behandeln unter anderem auch die Dynamik. Allerdings deckt keines der Bücher genau den Inhalt dieser Vorlesung ab:

1. **Atmospheric Science, An Introductory Survey:** John. M. Wallace und Peter V. Hobbs:, Academic Press: Eine ausgezeichnete Einführung in alle Bereiche der Atmosphärenphysik. Die Fallstudie der zweiten Vorlesung stammt aus diesem Buch. Spezielle Kapitel (zum Beispiel Stratosphären-Troposphären austausch, Potentielle Vortizität, Lagrange Analyse) werden in diesem Buch knapp oder nicht behandelt.
2. **The Physics of Atmospheres:** John Houghton, Cambridge University Press. Eine gute Einführung in alle Bereiche der Atmosphärenphysik. Insbesondere werden in diesem Buch auch Aspekte der Datenassimilation, numerischen Modellierung und Vorhersagbarkeit/Chaos diskutiert.
3. **Weather Analysis:** Dusan Djuric, Prentice Hall. Einführung in die Analyse von Wetterkarten. Das Buch enthält einzelne Kapitel zur dynamischen Meteorologie, zum Beispiel zu Fronten, Zyklenen und Antizyklenen, Jet Streams. Insbesondere das Kapitel Analyse vertikaler Sondierungen der Vorlesung beruht auf diesem Buch.
4. **Meteorology Today, An Introduction to Weather, Climate and the Environment:** C. Donald Ahrens: Eine gut lesbare und reich illustrierte Einführung in die Meteorologie. Es werden "alle" Bereiche der Meteorologie behandelt, allerdings stellenweise weniger ausführlich als in dieser Vorlesung.

Ergänzungen:

1. Eine interessante Zusammenfassung zum atmosphärischen Wasserdampf findet man in „WATER VAPOR in the CLIMATE SYSTEM Special Report. December 1995“ [http://www.agu.org/sci_soc/mockler.html]. Es werden Grundlagen, aktuelle Fragen und Messmethoden vorgestellt.