

# Kleine Wetter- und Klimakunde

Rüdiger Kuhnke

1 Die Grundelemente des Wetters .....	3
1.1 Die Temperatur.....	3
1.2 Der Luftdruck .....	3
1.3 Die Luftfeuchtigkeit .....	8
2 Globale Windsysteme .....	13
2.1 Energiezufuhr, Klimazonen, Jahreszeiten .....	13
2.2 Die meridionale Zirkulation .....	13
2.3 Der Monsun .....	16
* Meeresströmungen und Tiefenzirkulation in den Ozeanen .....	17
3 Wie wird's Wetter? .....	19
3.1 Polarfront und Frontalzyklonen.....	19
3.2 Das Wetter beim Durchzug einer Zyklone .....	21
3.3 Für Mitteleuropa typische Wetterlagen .....	22
3.4 Das Münchener Regionalklima.....	23
4 Das Wetter andernorts .....	24

Dieser Text folgt nicht den Regeln der „reformierten Rechtschreibung“.

# 1 Die Grundelemente des Wetters

- 1 Temperatur
- 2 Luftdruck
- 3 Luftfeuchtigkeit

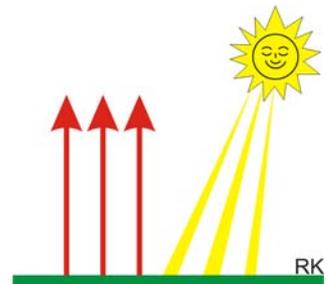
Unter *Wetter* versteht man den augenblicklichen Zustand der Atmosphäre an einem bestimmten Ort, was man dann mit Begriffen wie Sonnenschein, Regen usw. beschreibt. *Witterung* nennt man das über einen Zeitraum von Tagen oder Wochen vorherrschende Wetter, während mit der *Wetterlage* das Wetter in einem großräumigen Gebiet, z. B. im Einflußbereich eines Tiefdruckgebietes gemeint ist. *Klima* ist der für eine bestimmte Region (Klimazone) charakteristische jährliche Verlauf der Witterung.

Drei wichtige und für jeden leicht beobachtbare Grundelemente des Wetters sind die *Temperatur*, der *Luftdruck* und der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre, die *Luftfeuchtigkeit*.

## 1.1 Die Temperatur

Die Wärmequelle für die Erwärmung der Atmosphäre und der Erdoberfläche ist die Sonne. Bei Sonneneinstrahlung wird zunächst die Erdoberfläche erwärmt, diese gibt dann Wärme an die Luft ab – d. h. die Luft wird von unten her erwärmt. Bei der abendlichen Abkühlung verhält es sich ebenso: erst kühlt der Boden aus, dann die Luft darüber.

Maßgebend für das Ausmaß, das Tempo und die Dauerhaftigkeit der Lufterwärmung sind



- die Bodenart und die Vegetation (Wasser, Wüste, Wald, Ackerland, besiedeltes Gebiet)
- der Einfluß von Land und Wasser: Wasser ist ein guter Wärmespeicher und sorgt für Temperatenausgleich; das Land nimmt Wärme leichter auf und gibt sie auch leichter wieder ab. Wir haben also eine relativ schnelle Erwärmung und Abkühlung des Bodens. Wie langsam hingegen das Wasser auf Temperaturänderungen reagiert, sieht man an der Erwärmung des Bodensees, die dem einsetzenden Sommerwetter erst mit einiger Verzögerung folgt.
- die Höhenlage; die Temperaturabnahme beträgt ca. 0,5 bis 0,6 °C je 100 m, in mittleren Breiten herrscht in 10 km Höhe eine Temperatur von -50 bis -55 °C.
- die Sonnenhöhe, d. h. die geographische Breite: wie hoch steigt die Sonne über den Horizont?

## 1.2 Der Luftdruck

### 1.2.1 Was ist Luftdruck?

„Wir leben am Grunde eines Ozeans von Luft“ formulierte Evangelista Torricelli im Jahr 1640. Über jedem Quadratmeter Boden liegt eine Luftsäule mit einer Masse von etwa 10 Tonnen. Das Gewicht dieser Luftsäule über ei-

ner Fläche bezeichnet man als *Luftdruck*.

Die Einheit des Luftdrucks ist das *Pascal* ( $1 \text{ Pa} = 1 \text{ N} / \text{m}^2$ ) bzw. zweckmäßigerweise das *Hektopascal* (hPa). Früher war auch die Einheit Millibar (mbar) üblich<sup>1</sup>; die Umrechnung ist denkbar einfach:  $1 \text{ mbar} = 1 \text{ hPa}$ . Die erwähnten 10 Tonnen pro Quadratmeter heißen „richtig“, d. h. in Druckeinheiten ausgedrückt, 1000 hPa.

Mit steigender Höhe nimmt der Luftdruck ab, denn dort lastet weniger Luft auf einem Quadratmeter (die Luft wird oben „dünnere“); auf Meereshöhe beträgt der „Normaldruck“ 1013 hPa.

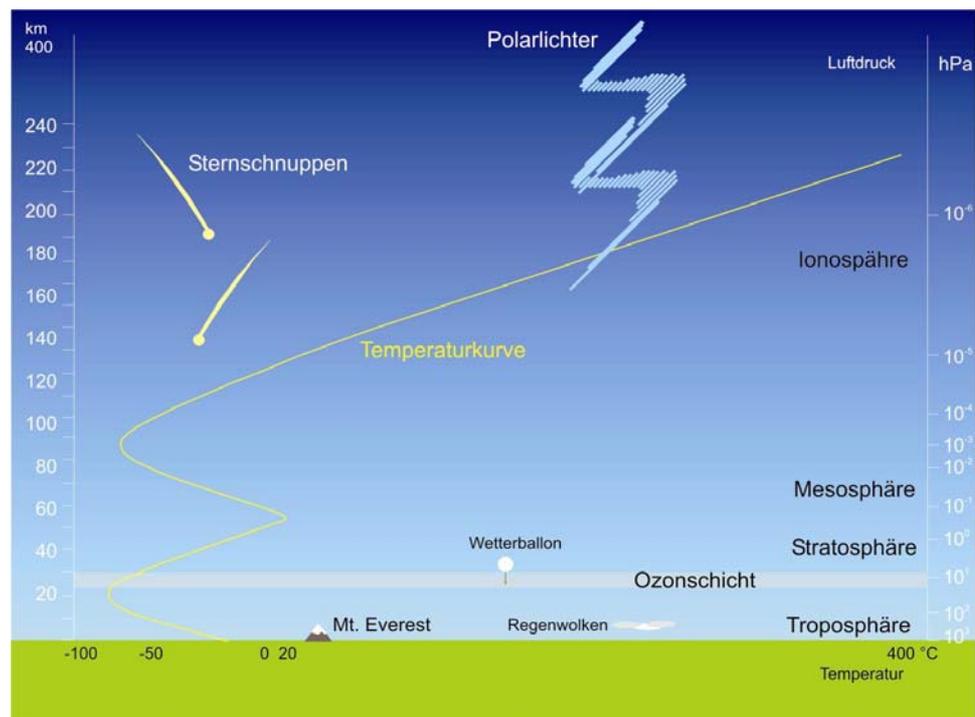
### Exkurs: Die vertikale Struktur der Atmosphäre

Die Atmosphäre setzt sich aus mehreren Schichten mit unterschiedlichen Eigenschaften zusammen.

Die unterste Schicht, die *Troposphäre*, ist der Bereich, in dem sich das Wetter abspielt. Sie enthält fast den gesamten Wasserdampf der Atmosphäre. An den Polen reicht sie bis in eine Höhe von 8 km, am Äquator bis 17 km. Da ihre Erwärmung vom Boden her erfolgt, wird sie nach oben hin immer kälter.

Nach einer Übergangsschicht, der *Tropopause*, folgt die *Stratosphäre*, sie reicht bis in etwa 50 km Höhe. In der oberen Stratosphäre herrschen Temperaturen von ca. 20 bis 50 °C. Diese Erwärmung wird durch die Ozonschicht hervorgerufen, die einen Großteil der UV-Strahlung absorbiert und in Wärmeenergie umwandelt.

Oberhalb der Stratosphäre folgt nach der *Stratopause* die *Mesosphäre*, anschließend die *Ionosphäre*. Sie enthält Schichten elektrisch geladener Teilchen, die Radiowellen reflektieren<sup>2</sup>. Die darüber liegende Schicht ist die *Exosphäre*, die den allmählichen Übergang zum Weltraum darstellt.



Nach Franke, CD-ROM „Wetter und Klima“, Springer 2001

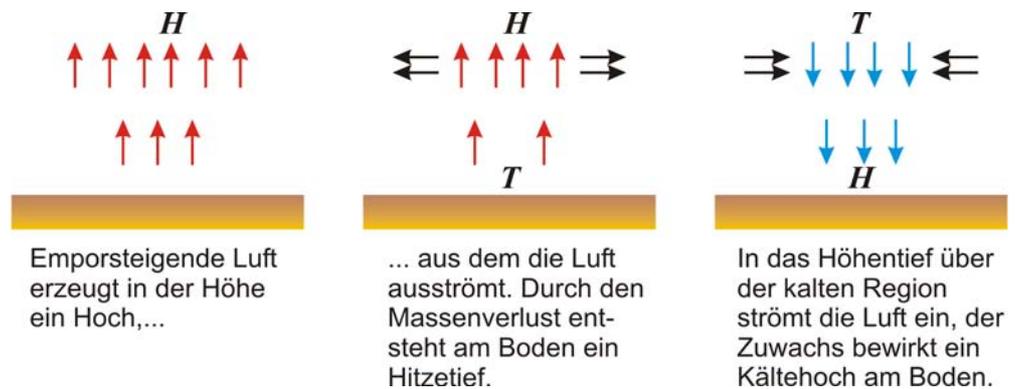
<sup>1</sup> Eine auch nicht mehr gebräuchliche Einheit ist das *Torr*, es entspricht etwa 1,33 hPa.

<sup>2</sup> In der Ionosphäre befindet sich in 250 bis 400 km Höhe die *Appleton-* oder F2-Schicht, an der Kurzwellen reflektiert werden. Mittelwellen werden ebenfalls in der Ionosphäre an der *Heaviside-* oder E-Schicht (100-140 km) reflektiert, während Langwellen an der D-Schicht (55-80 km) reflektiert werden.

### 1.2.2 Hoch- und Tiefdruckgebiete

Über dem durch Sonneneinstrahlung erwärmten Boden dehnt sich die Luft aus, sie wird leichter und steigt empor. Damit herrscht in der Höhe ein Überschuss an Luft, was mit einem im Vergleich zur Umgebung relativ hohen Druck einhergeht: es hat sich ein *Höhenhoch* gebildet. Es kommt zu einem Abfließen der Luftmassen, und zwar divergierend aus dem Höhenhoch hinaus. Dadurch wird die Gesamtluftmasse über der Region vermindert: es entsteht ein Tiefdruckgebiet am Boden, ein *Hitzetief*.

Umgekehrtes gilt in Regionen, die gegenüber ihrer Umgebung kalt sind: unter der schweren kalten Luft herrscht am Boden ein *Kältehoch*, dem in der Höhe ein relatives Tiefdruckgebiet gegenübersteht, in das Luft konvergierend einströmt.



Temperaturunterschiede produzieren also Hoch- und Tiefdruckgebiete, dies sind die *thermischen* Hochs und Tiefs<sup>3</sup>. Im (nördlichen) Winter liegen über Nordamerika und Sibirien stabile *Kältehochs*, während über den südlichen Kontinenten *Hitzetiefs* anzutreffen sind. Demgegenüber findet man im Sommer Hitzetiefs über Nordamerika und Zentralasien Hitzetiefs, wo besonders die tibetische Hochebene zu erwähnen ist, die bei der Monsunbildung eine Rolle spielt. Ganzjähriges Kältehochs liegen über den Polargebieten<sup>4</sup>.

### 1.2.3 Der Wind

Luftdruckgegensätze werden durch Luftströmungen, d. h. durch Winde ausgeglichen, die Luft aus Hochdruckgebieten in Tiefdruckgebiete transportieren. Je höher der Luftdruckunterschied (das Druckgefälle) ist, desto höher ist auch die Windgeschwindigkeit.

Je nach Ursache und Ausmaß der Druckgebilde und der resultierenden Luftströmungen unterscheidet man zwischen *Wechselwinden*, *lokalen Winden* und den globalen Windsystemen (*planetarischen Winden*); letztere werden in Kapitel 2 behandelt.

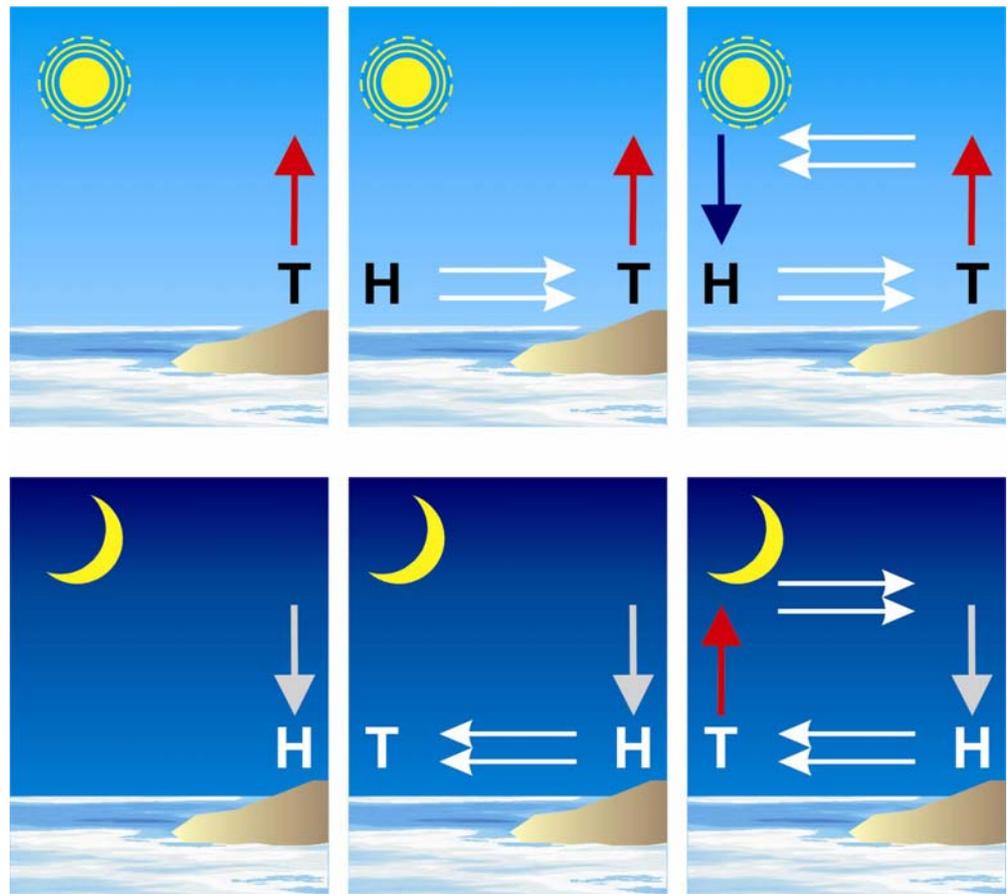
<sup>3</sup> Je nach Form der Aufheizungs- bzw. Abkühlungsgebiete entstehen Druckgebilde unterschiedlicher Geometrie: ein Hoch mit großer Längenausdehnung heißt *langgestreckter Hochdruckrücken*, eine inselförmige Erwärmungsfläche erzeugt ein *abgeschlossenes Hochdruckgebiet (Antizyklone)*, über einer Landzunge auslaufender Breite entsteht ein *Hochdruckkeil*. Bei Tiefs spricht man je nach Form des Abkühlungsgebiets von *Tiefdruckfurche*, *Zyklone* oder *Tiefdrucktrog*.

<sup>4</sup> Neben den thermischen Druckgebilden gibt es die dynamischen Hochs und Tiefs, die in Kapitel 2 besprochen werden.

## Wechselwinde

*Seewind und Landwind:* Tagsüber, bei Sonneneinstrahlung, erwärmt sich das Land schneller und stärker als das Wasser. Es bildet sich ein thermisches Tief aus, in das Luft von der See her einströmt: der *Seewind* oder *auflandige Wind*. In der Höhe fließen die aufgestiegenen Luftmassen zur See hin ab, so entwickelt sich ein den ganzen Tag anhaltender Kreislauf.

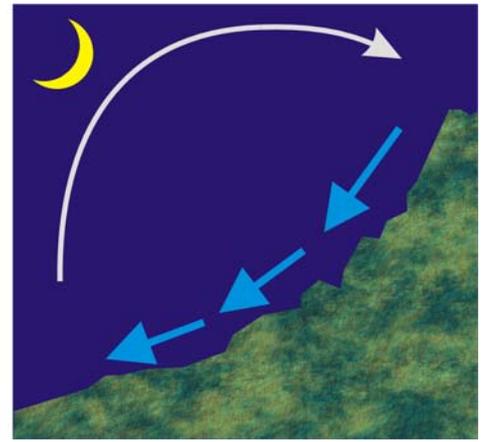
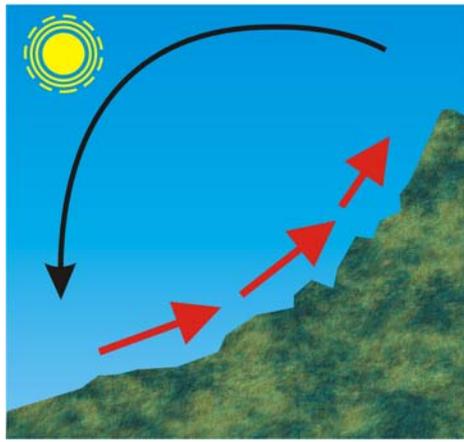
Das Wasser ist als guter Wärmespeicher nachts wärmer als das abgekühlte Land. So bildet sich ein Hoch über dem Land und ein Tief über dem Wasser, wodurch ein Wind vom Land zur See entsteht, der *Landwind* oder *ablandige Wind*. Er ist nicht so stark wie der Seewind, weil die Temperaturgegensätze nicht so groß sind wie am Tag.



Land- und Seewind (Nach Kosmos-Experimentierkasten „Kachelmanns Wetterstation“)

*Bergwind und Talwind:* Am Morgen erwärmen sich die von der Sonne beschienenen geneigten Berghänge am stärksten, worauf die ebenfalls erwärmte Luft emporsteigt. Sie wird durch hangaufwärts strömende Luft aus dem Tal ersetzt, der *Talwind* setzt ein.

Am Abend kühlen die relativ großen Hangflächen schnell aus und die mit ihnen abgekühlten Luftschichten gleiten dann als schwere Kaltluft ins Tal hinab: der *Bergwind* hat sich entwickelt. Bei engen Tälern kann dabei durch den Düseneffekt Sturmstärke erreicht werden, in breiteren Tälern können Kaltluftseen entstehen.



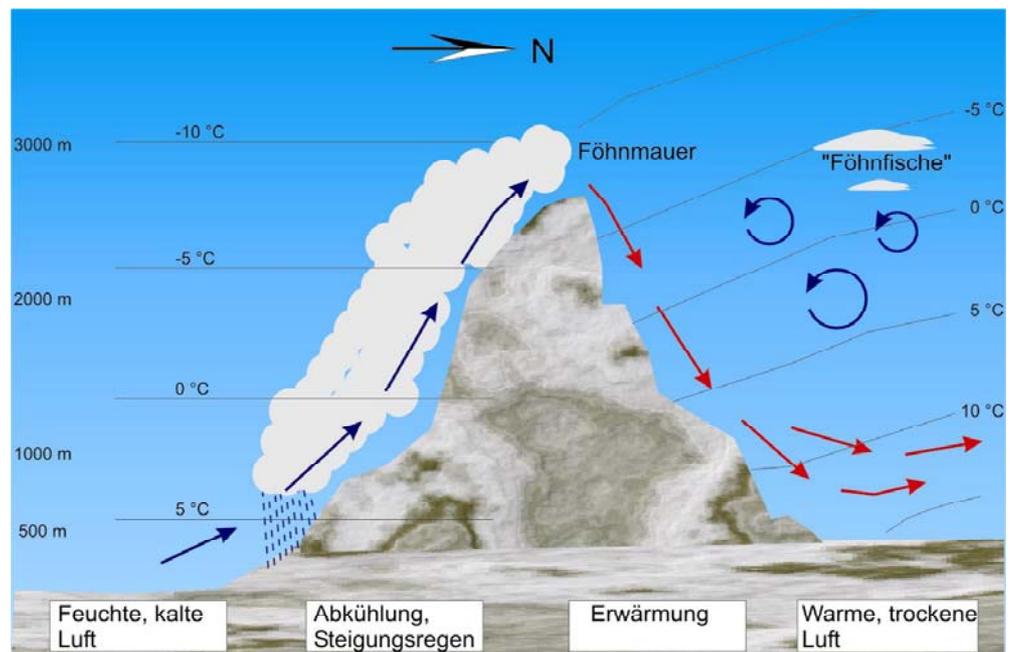
Berg- und Talwind (Nach Kosmos-Experimentierkasten „Kachelmanns Wetterstation“)

## Lokale Winde

Ein bekanntes Beispiel für ein lokales Windsystem ist der *Föhn*. Er bildet sich, wenn nördlich der Alpen Tiefs vorbeiziehen und feuchtwarmer Luft aus Hochdruckgebieten über dem östlichen Mittelmeer den Alpenhauptkamm übersteigt.

Beim Aufstieg am Südhang kühlt sich die Luft zunächst schnell ab, was mit starker Wolkenbildung verbunden ist. Die in ihr enthaltene Feuchtigkeit fällt als *Steigungsregen* aus. Beim weiteren Aufstieg erfolgt die Abkühlung langsamer, bis schließlich das Gipfelniveau erreicht wird. Das obere Ende der Wolken sieht man von Norden aus als „Föhnmauer“.

Nach dem Übersteigen des Kamms sinkt die Luft nach unten, und weil sie jetzt trocken ist, erwärmt sich schneller, als sie beim Aufstieg abgekühlt ist (man spricht hier von *trockenadiabatischer Erwärmung*). Dabei nimmt ihre restliche relative Feuchte weiter ab und sie strömt als trockener, warmer Südwind die Täler.



Nach Franke, CD-ROM „Wetter und Klima“, Springer 2001

Durch Luftverwirbelungen kommt es oft dazu, daß die erwärmende Luft noch mal angehoben wird und Feuchtigkeit auskondensiert: man sieht die „Föhnfische“ - flache, linsenförmige Wolken.

Andere Beispiele für andere lokale Winde sind

- der Chinook in den Rocky Mountains, ebenfalls ein Föhn
- die Bora, ein kalter Fallwind vom Nordbalkan (Hoch) zur Adria (Tief), der sich wegen der geringen Fallhöhe nicht erwärmt
- der Mistral, ein kalter Wind aus einem Hoch über der Biskaya, der durch das Rhônetal zum Genua-Tief nach Südfrankreich strömt
- der Schirokko, ein heißer, trockener Wind aus der Sahara. Er kann Saharastaub bis nach Süddeutschland tragen.



Föhnfische

Ein besonderes Windsystem herrscht im Westen Nepals im Kali Gandaki-Tal, dem tiefsten Tal der Erde. Der Kali Gandaki („Schwarzer Fluß“) hat seinen Ursprung im Grenzgebiet zu Tibet und existierte schon, bevor sich das Himalayagebirge auffaltete. Zwischen den Aichtausendern Dhaulagiri und Arnnapurna hat sich der Fluß bis heute über 5000 m tief eingeschnitten.

Während tagsüber ein Wind mit Sturmstärke in das Tal hinein weht, ist der nächtliche Talauswind nur recht schwach ausgeprägt. Dieses Windsystem unterscheidet sich also gänzlich von den bekannten Berg- und Talwindssystemen. 1998 und 2001 fanden dort Beobachtungen des Meteorologischen Instituts der Universität München statt, zuerst mit Ballons, später mit Modellflugzeugen. Dabei werden Druck, Temperatur und Feuchte bis in eine Höhe von ungefähr 1500 m über dem Talboden gemessen. Näheres über die Meßkampagnen und ihre Ergebnisse sind unter <http://www.meteo.physik.uni-muenchen.de/> zu finden.

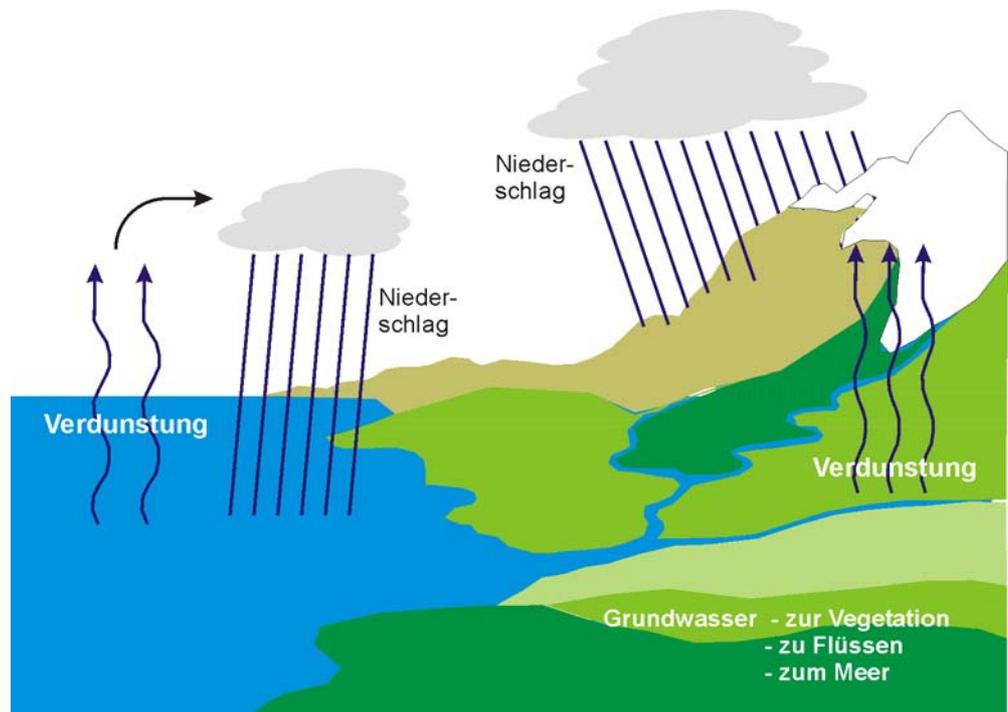


Einsatz von Modellflugzeugen im Kali- Gandaki-Tal (Meteorologisches Institut der LMU München)

## 1.3 Die Luftfeuchtigkeit

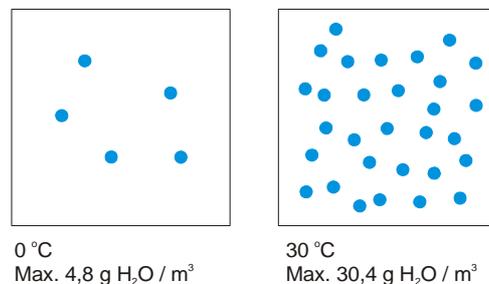
### 1.3.1 Absolute und relative Luftfeuchte

Das Wasser gehört - vor allem in gasförmigem Zustand, also als Wasserdampf - zu den wichtigsten wetterbestimmenden und wettererzeugenden Bestandteilen der Atmosphäre, es ist die Ursache für Wolken und Niederschläge. Es gelangt hauptsächlich durch Verdunstung aus Gewässern und Vegetation in die Atmosphäre, von wo aus es dann in Form von Niederschlägen verschiedenster Form wieder zurückkehrt.

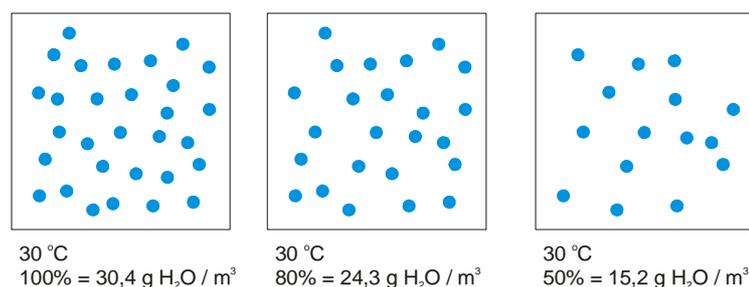


Anders als die anderen Bestandteile der Atmosphäre kann Wasser in allen drei Aggregatzuständen gleichzeitig vorkommen: als Eiskristalle, als Wasser und als Wasserdampf. Neben Temperatur und Luftdruck ist der Wassergehalt der Luft, die *Luftfeuchtigkeit*, das dritte wichtige Grundelement des Wetters.

Warme Luft kann mehr Wasserdampf aufnehmen als kalte Luft, wie in der folgenden Skizze gezeigt wird. Die Menge des tatsächlich in der Luft enthaltenen Wasserdampfs nennt man die *absolute* Luftfeuchte.



Die *relative* Luftfeuchte gibt das Verhältnis des tatsächlich vorhandenen Wasserdampfgehalts zu dem bei der herrschenden Temperatur maximal möglichen Gehalt an: beispielsweise können bei einer Temperatur von 30 °C in einem Kubikmeter Luft 30,4 g Wasserdampf enthalten sein. Sind aber tatsächlich nur 15,2 g vorhanden, so sagt man, die relative Luftfeuchtigkeit betrage 50 %.



## 1.3.2 Wolken und Niederschläge

### Wolken

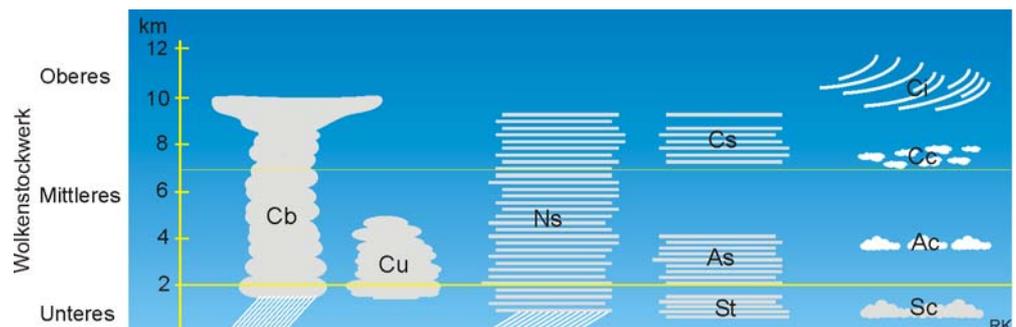
Emporsteigende Luft kühlt sich mit zunehmender Höhe ab. Bei einer bestimmten Temperatur, dem *Taupunkt*<sup>5</sup>, wird eine relative Luftfeuchte von 100 % erreicht und der Wasserdampf schlägt sich an Kondensationskeimen<sup>6</sup> nieder. Die so entstehenden kleinen Tröpfchen (in größeren Höhen auch Eiskristalle) bilden eine *Wolke*.

Das Aufsteigen der Luft kann entweder durch Konvektion erfolgen (die Luft wird über dem warmen Grund erwärmt) oder dadurch, daß eine warme Luftmasse auf eine Kaltluftschicht aufgleitet bzw. sich ein Kaltluftkeil unter die Warmluft schiebt (vgl. Kapitel 3.2)<sup>7</sup>.

Auf den ersten Blick lassen sich Wolken nach ihrem Aussehen in drei Gruppen einteilen:

- die haufenförmigen *Cumulus*-Wolken (*Cu*),
- die schichtförmigen *Stratus*-Wolken (*St*),
- die schleier- oder federförmigen *Cirrus*-Wolken (*Ci*).

Neben dieser Unterscheidung nach äußeren Merkmalen teilt man die Wolken in *Wolkenstockwerke* ein, was im Grunde eine Einteilung nach der in der jeweiligen Höhe herrschenden Temperatur ist. Im *unteren*, 2 km hoch reichenden Stockwerk findet man aus Wassertröpfchen bestehende Wolken. Wolken, die aus unterkühlten Wassertröpfchen und teilweise aus Eiskristallen bestehen, bilden das von 2 bis 5 km Höhe reichende *mittlere* Stockwerk. Im *oberen* oder *hohen* Stockwerk, das in den mittleren Breiten bis 13 km hoch reichen kann, befinden sich Eiskristallwolken. Diese drei Wolkenarten heißen *Wolkenfamilien*, die vierte Wolkenfamilie umfaßt Wolken, die sich über mehrere Stockwerke erstrecken<sup>8</sup>.



Die neben den *Cirren* (*Ci*) im oberen Stockwerk vorkommenden Strati und Cumuli erhalten zum Wolkennamen den Zusatz „Cirro-“, heißen also *Cirrostratus* (*Cs*) und *Cirrocumulus* (*Cc*). Im mittleren Stockwerk wird „Alto-“

<sup>5</sup> Bei dieser Temperatur schlägt sich die Luftfeuchte auf Körpern als Tau nieder.

<sup>6</sup> Dies sind in der Luft schwebende 0,001 µm bis 10 µm große Partikel (Staub, Salz, Ruß, Aerosole etc.)

<sup>7</sup> Neben Konvektions- und Aufgleitwolken gibt es noch mehrere andere Mechanismen der Wolkenbildung. Ein Beispiel sind die bereits erwähnten "Föhnfische" (Lenticularis, Len).

<sup>8</sup> Dies sind Werte für die mittleren Breiten. Wegen der unterschiedlichen Höhe der Troposphäre in den Tropen und den Polarregionen gelten dort andere Höhengrenzen.

vorangestellt, also *Altostratus* (As) und *Altostratus* (Ac). Das untere Stockwerk beheimatet *Cumulus* (Cu), *Stratus* (St) und die Mischform *Stratocumulus* (Sc). Die sich über mehrere Stockwerke erstreckenden Wolken sind hauptsächlich *Nimbostratus* (Ns) und *Cumulonimbus* (Cb).

## Cumulus

Die durch thermische Konvektion entstehenden *Cumulus*-Wolken (*Haufen-* oder *Quellwolken*) erstrecken sich bei relativ kleiner Grundfläche hauptsächlich in die Höhe. Man spricht hier von *Thermikschläuchen*, in denen die Warmluft aufsteigt. Ihre Unterseiten sind flach und in einheitlicher Höhe, während sie am oberen Ende als „Blumenkohlwolken“ aufquellen.

Sie unterscheiden sich nach ihrer vertikalen Ausdehnung: Quellwolken mit geringer Vertikalerstreckung (*Cumulus humilis*, *Cu hum*), aufgetürmte Haufenwolken (*Cumulus congestus*, *Cu con*) und sich weit in die Höhe erstreckende Wolkentürme *Cumulonimbus*, *Cb*.

*Cu hum* reicht bis höchstens 1500 m empor und ist eine typische Schönwetterwolke. Sie hat einen ausgeprägten, scharfen Rand (was daran liegt, daß sie nur aus Wassertröpfchen besteht), Niederschlag ist aus ihr nicht zu erwarten.

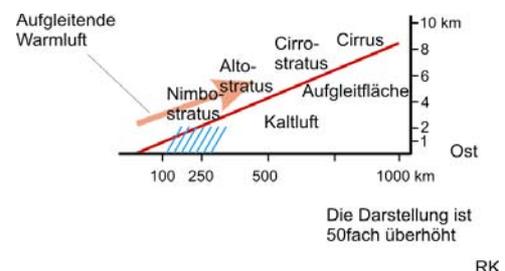
Auch *Cu con* besteht vorwiegend aus (unterkühlten) Wassertröpfchen und kann sich in der Höhe bis 4 km erstrecken. Unter Umständen können aus ihr schwache Schauer fallen.

*Cb* kann, in wenigen hundert Metern Höhe beginnend, bis 13 km hoch reichen (in den Tropen bis 18 km). Das bedeutet, daß der obere Teil der Wolke aus Eiskristallen besteht, wie man am diffusen Rand sieht. Das obere Ende von *Cb*, das nicht weiter emporsteigen kann, ist oft ausgedehnt und abgeplattet, man spricht vom *Amboß* oder *Cirrenschirm*. Aus *Cb* können heftige Regen- oder Hagelschauer fallen, die mit Gewittern einhergehen.

Cirrocumuli, kleine „Schäfchenwolken“, die oft großflächige Felder bilden, bestehen aus Eiskristallen. Die größeren „Schäfchenwolken“ sind typische Altostratus im mittleren Stockwerk. Aus beiden fällt kein Niederschlag, sie können aber nachfolgende *Cu con* und *Cb* ankündigen.

## Aufgleitbewölkung

Bei Aufgleitvorgängen gleitet Warmluft auf Kaltluft auf, wird emporgehoben und kühlt sich unter Wolkenbildung ab (vgl. Kapitel 3.2). Es entstehen hauptsächlich *Schichtwolken*, *Stratus* (St). Der obere Teil der Aufgleitfläche liegt im oberen Wolkenstockwerk und ist durch die aus Eiskristallen bestehenden Cirren gekennzeichnet. Beim weiteren Vordringen der Warmluft folgen Cirrostratuswolken, die wegen der feinen Verteilung der Eiskristalle meist nur als kaum sichtbarer dünner Schleier erscheint und deswegen auch *Schleierwolken* genannt werden. Anschließend folgt im mittleren Stockwerk Altostratus, zuerst noch in einer dünnen Schicht, durch die die Sonne noch zu erkennen ist (*Ac translucides*), dann als den Himmel verdunkelnder *Ac opacus*. Zum Schluß erscheint dann der über mehrere Stockwerke reichende und hunderttausende von Quadratkilometern



bedeckende *Nimbostratus*, *Ns*, der lang anhaltenden Regen bringt, den sogenannte *Landregen*.

## Stratus und Stratocumulus

Typische Niederschlagswolken (vor allem für Nieselregen oder kleinflockigen Schnee) sind der *Stratus* (St) und der *Stratocumulus* (Sc) im unteren Wolkenstockwerk. Stratus, auch *Hochnebel* genannt, entsteht vorzugsweise im Herbst und Winter, wenn die untersten Luftschichten kalt und feucht sind. Bei stabilen Hochdruckwetterlagen kann die einheitlich graue Wolkendecke wochenlang bestehen bleiben („graue Novembertage“).

Der meist den ganzen Himmel bedeckende Stratocumulus hat eine unregelmäßige, mit Flecken und Schatten strukturierte Unterseite, oft auch als „Schollen“ oder „Ballen“ bezeichnet.

Eine umfangreiche Foto-Sammlung bietet der Karlsruher Wolkenatlas: <http://www.wolkenatlas.de/>.

## Niederschlag

Die Wassertröpfchen in einer Wolke sind mit einer durchschnittlichen Größe von 0,02 mm viel kleiner als Regentropfen, die bis zu 5 mm groß werden.

Niederschlag fällt erst, wenn sich die Wolkenröpfchen zu Regentropfen, Eisklumpen oder Schneeflocken vereinigen. Überschreitet ihr Gewicht den Auftrieb in der Wolke, fallen sie herab. Außerdem müssen sie groß genug sein, um auf dem Weg nach unten nicht wieder zu verdunsten. Eine weitere Voraussetzung für die Tropfenbildung ist das Vorhandensein der schon erwähnten Kondensationskeime.

Normale Regentropfen sind 1 bis 2 mm groß. Diese Form des Regens entsteht durch die Anlagerung von Wasser an Eiskristalle in großer Höhe. Bei einem Wolkenbruch kann der Tropfendurchmesser bis zu 5 mm betragen. Sie fallen aus Cumulonimbus-Wolken, in denen so starke Aufwinde herrschen, daß die Eisstückchen innerhalb der Wolke gehalten werden, bis sich große Mengen angesammelt haben.

Herrschen zwischen Wolke und Erde Temperaturen unter 0 °C, so bleibt der Niederschlag gefroren. Quelle des Hagels (Eiskörner ab 5 mm Durchmesser) ist Cumulonimbus, in dem besonders im Sommer die Luft oft 12 bis 14 km sehr schnell hochschießt. Dadurch können sich selbst Eisklumpen mit bis zu 10 cm Durchmesser lange Zeit oben halten, bis sie aufgrund ihres Gewichts mit großer Geschwindigkeit zu Boden fallen.

Schnee, die häufigste Form des festen Niederschlags, ist an Mischwolken mit geringer Konvektion gebunden, wie sie bei Aufgleitniederschlägen auftreten. Je nach Luftfeuchte und Temperatur entstehen verschiedenartige Schneekristalle, die zu Flocken unterschiedlicher Größe zusammenwachsen. Bei abnehmenden Temperaturen nimmt auch die Flockengröße ab.

Tau und Reif werden durch Abkühlung der Luft am Boden gebildet. Tau bildet sich, wenn der in der Luft enthaltene Wasserdampf in Form von Wassertropfen kondensiert. Bei der Reifbildung schlägt sich der Wasserdampf direkt in fester Form auf dem Boden oder auf Pflanzen nieder.

Es regnete so stark, daß alle Schweine rein und alle Menschen dreckig wurden.

Lichtenberg

## 2 Globale Windsysteme

- 1 Energiezufuhr, Klimazonen, Jahreszeiten
- 2 Meridionale Zirkulation
- 3 Monsun
- \* Meeresströmungen und Wassertransport in den Ozeanen

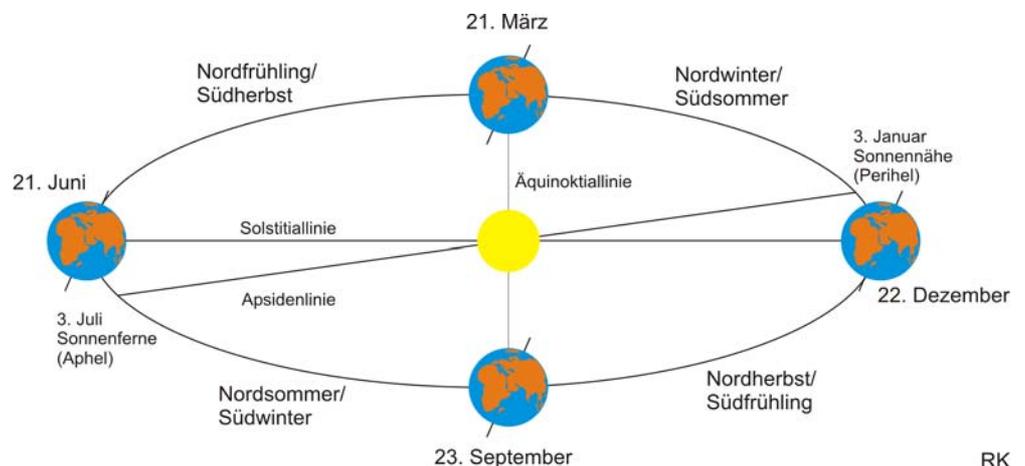
### 2.1 Energiezufuhr, Klimazonen, Jahreszeiten

In den niederen Breiten, in Äquatornähe, treffen die Sonnenstrahlen ganzjährig relativ steil auf und ein Strahlenbündel muß nur eine relativ kleine Fläche erwärmen. In den hohen Breiten, in Polnähe, treffen die Strahlen dagegen ganzjährig relativ flach auf; ein gleichgroßes Strahlenbündel muß eine viel größere Fläche erwärmen. Die Folge: am Äquator ist es heiß, an den Polen kalt. Zwischen den Tropen in Äquatornähe und den Polarzonen liegen die gemäßigte Zone und die Subtropen. Diese Bereiche nennt man *Klimazonen*.



Die Erdachse ist um ca.  $23,5^\circ$  zur Ebene ihrer Umlaufbahn um die Sonne geneigt. (Man nennt das die *Schiefe der Ekliptik*). Dadurch ist im Laufe eines Jahres einmal die Südhalbkugel und einmal die Nordhalbkugel stärker zur Sonne geneigt und empfängt entsprechend mehr oder weniger Wärme.

Dies ist die Ursache für die Jahreszeiten. Sie entsprechen jeweils bestimmten Abschnitten der Erdbahn. Da sie leicht elliptisch ist, durchläuft sie diese Abschnitte mit variabler Geschwindigkeit, so daß die Jahreszeiten nicht alle gleich lang sind.



### 2.2 Die meridionale Zirkulation

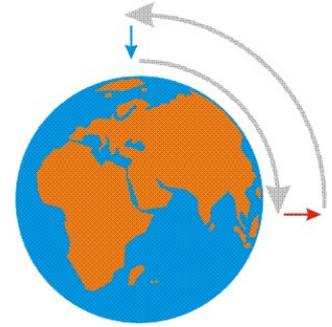
Der durch die je nach Breite unterschiedliche Energiezufuhr bewirkte Temperaturunterschied erzeugt einen Druckunterschied, der durch einen Luftmassenaustausch, die *meridionale Zirkulation*, ausgeglichen wird.

Würde sich die Erde nicht drehen, könnte die warme Luft am Äquator aufsteigen, in der Höhe zu den Polargebieten strömen und dort nach dem Absinken wieder zum Äquator zurückfließen.

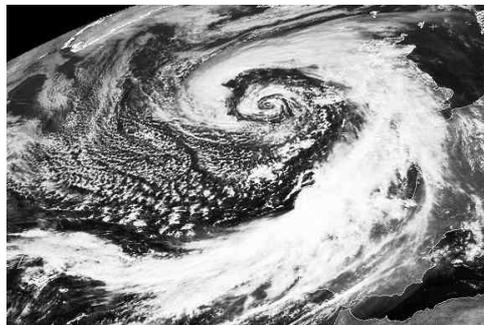
Durch die West-Ostdrehung der Erde wird aber eine aus der Äquatorialzone in Richtung Norden oder Süden strömende Luftmasse abgelenkt. Auf der Nordhalbkugel erfolgt diese Ablenkung grundsätzlich nach rechts, auf der Südhalbkugel nach links. Diese auf alle Körper einwirkende Kraft infolge der Erdrotation heißt *Corioliskraft*.

Eine Folge davon ist, daß die in ein Tiefdruckgebiet einströmenden Luftmassen sich nicht radial auf dessen Zentrum zubewegen, sondern auf der Nordhalbkugel gegen den Uhrzeigersinn rotieren. Ebenso werden die ein Hochdruckgebiet verlassenden Luftmassen auf der Nordhalbkugel im Uhrzeigersinn abgelenkt.

Wegen dieses Drehsinns heißen Tief- und Hochdruckgebiete auch *Zyklonen* bzw. *Antizyklonen*, sie sind leicht an ihren typischen „Wolkenspiralen“ zu erkennen. Auf der Südhalbkugel ist es wegen der Linksablenkung umgekehrt.



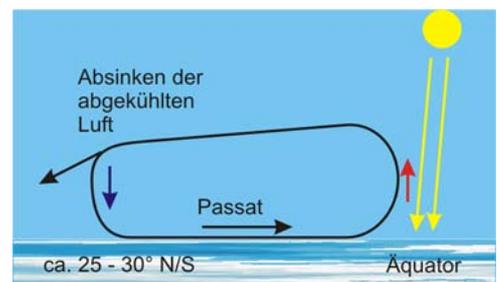
So funktioniert es nicht



Zyklone (Tief) und Antizyklone (Hoch)

### 2.2.1 Die tropische Zirkulation und die Hadleyzelle

Eine weitere Folge der Corioliskraft ist, daß die am Äquator aufgestiegene und dann nord- bzw. südwärts strömende warme Luft gar nicht bis in hohe Breiten vordringen kann: sie wird gezwungen, ihre Richtung zu ändern. Die Warmluft steigt am Äquator bis etwa 17 km in die Höhe, um dort in Richtung Norden oder Süden abzufließen. Mit zunehmender Entfernung von Äquator beginnt die Corioliskraft immer stärker zu wirken. Damit werden die in der Höhe abfließenden Luftmassen zu Westwinden, die schließlich etwa am 25. Breitengrad, im sogenannten *subtropisch-randtropischen Hochdruckgürtel* (s. u.), absinken. Von dort strömt die Luft nun oberflächennah wieder zurück zur *äquatorialen Tiefdruckrinne*: dies sind mit großer Regelmäßigkeit wehende Nordost- bzw. Südostwinde, die *Passate*<sup>9</sup>. Im Bereich der *innertropi-*



<sup>9</sup> Da der subtropisch-randtropische Hochdruckgürtel (s. u.) im Sommer der jeweiligen Halbkugel durch Hitzetiefs über den Kontinenten unterbrochen ist, ist der Passat ganzjährig nur über den Ozeanen zu beobachten.

*schen Konvergenzzone* (ITC) schließt sich der Kreislauf der tropischen Zirkulation. Diese nördlich und südlich der ITC bestehenden Zirkulationsschemata heißen *Hadley-Zellen*.

### 2.2.2 Die Polarzelle

Im den Polargebieten herrscht ganzjährig das *polare Kältehoch*, aus dem die Kaltluft am Boden abfließt und durch die Corioliskraft so abgelenkt wird, daß sie als *polarer Ostwind* weht. Zum Teil steigt sie im Gebiet der Polarfront (siehe Kapitel 3) wieder auf, um in ein Höhentief, die *Polarzyklone* einzufließen. Diese Zirkulation in ihrer Gesamtheit heißt *Polar-Zelle*.

In der Antarktis mit ihrem 2800 m hohen Polarplateau sind *katabatische*, d. h. schwerkraftgetriebene Fallwinde beherrschend, die vom Polarplateau viele hundert Kilometer über das Eis zur Küste hin wehen und dabei stellenweise Geschwindigkeiten von über 300 km/h erreichen können.

### 2.2.3 Die Entstehung dynamischer Druckgebilde

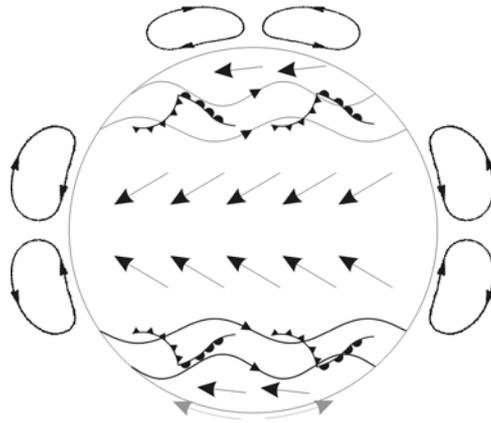
Wie in Kapitel 1 gezeigt, liegt eine Fläche gleichen Luftdrucks in warmer Luft höher als in kalter Luft; dieser Unterschied wird mit steigender Höhe größer. Deswegen steigt auch die Windgeschwindigkeit mit der Höhe. Diese *Höhenwinde* bilden auf beiden Hemisphären einen erdumspannenden Westwindgürtel, das „Schwungrad der planetarischen Zirkulation“. In diese Höhenströmung sind auch die *Strahlströme* (*Jetstreams*) eingebettet, sie bewegen sich mit Windgeschwindigkeiten von 200 bis 600 km/h in einer Höhe zwischen 8 und 11 km.

Mit einem breitenkreisparallelen Westwind allein wäre ein meridionaler Wärmetransport nicht möglich. Vielmehr mäandriert das Westwindband, es bewegt sich wellenförmig. Man spricht hier von *Rossby-Wellen*. Sie können zwischen 1000 und 6000 km lang sein. An ihrer Vorderseite (Ostseite auf der Nordhalbkugel) wird tropische Warmluft weit nordwärts transportiert, auf der Rückseite wird polare Kaltluft in die Tropen gebracht.

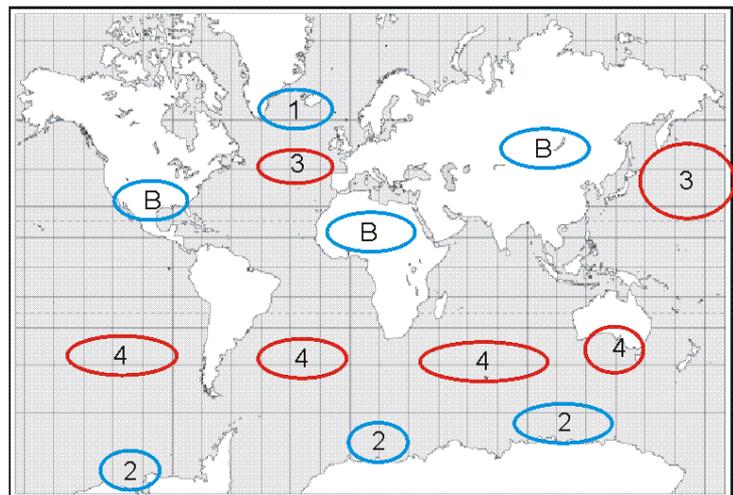
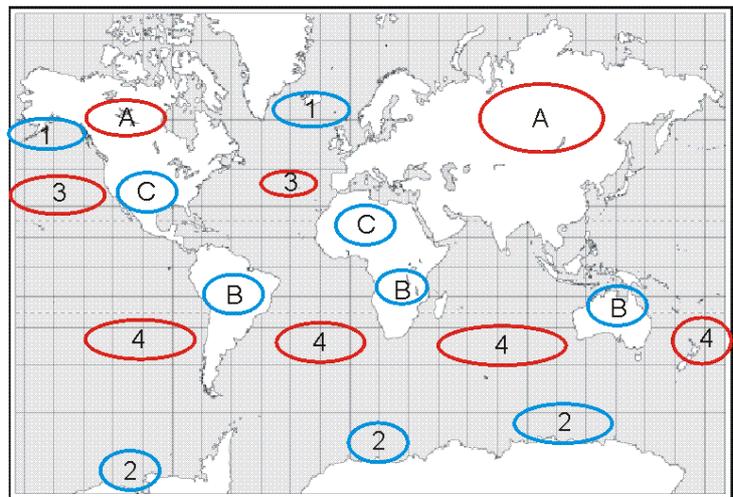
Aus dieser Strömung können sich einzelne Wellen abschnüren und werden so zu isolierten Tief- bzw. Hochdruckzellen. Die Tiefdruckgebiete werden polwärts verschoben und bilden dann die *subpolare Tiefdruckrinne*. Typische Vertreter sind z. B. das Islandtief oder Aläutentief. Die Hochs bewegen sich in Richtung Äquator und formieren bei etwa 30° die *subtropischen Hochdruckzellen* in den sogenannten *Roßbreiten*.

Diese fast immer vorhandenen Druckgebilde nennt man auch *Aktionszentren der atmosphärischen Zirkulation*. Für die mittleren Breiten sind sie wetterbestimmend, wie in Kapitel 3 erläutert wird. Anzumerken ist noch, daß diese *dynamisch* entstandenen Druckgebilde im Gegensatz zu den *thermischen* (Hitzetief und Kältehoch) vom Boden bis in die Höhe reichen.

Insgesamt zeigt sich also für die Hoch- und Tiefdruckgebiete sowie für die globalen Windsysteme etwa folgendes Bild:



Aus dem Zusammenspiel der Hadley- und Polarzellen sowie die den antizyklonischen und zyklonischen Winden, die in den mittleren Breiten den Energietransport zu den Polen übernehmen, ergeben sich die im Text beschriebenen thermischen und dynamischen Druckgebilde (unten).



Hochs sind rot, Tiefs blau dargestellt; Dynamische Druckgebilde sind mit Zahlen, thermische mit Buchstaben bezeichnet. Nicht eingezeichnet sind die polaren Kältehochs.

*Oben: Januar*

1 Nördliche subpolare Tiefdruckgebiete (Islandtief, Alëütentief), 2 Südliche subpolare Tiefdruckgebiete, 3 Nördlicher subtropischer Hochdruckgürtel (Pazifikhoch, Azorenhoch), 4 Südlicher subtropischer Hochdruckgürtel, A Kontinentale Kältehochs (Kanadahoch, Rußlandhoch), B Kontinentale Hitzetiefs, C Mexikotief, Saharatief.

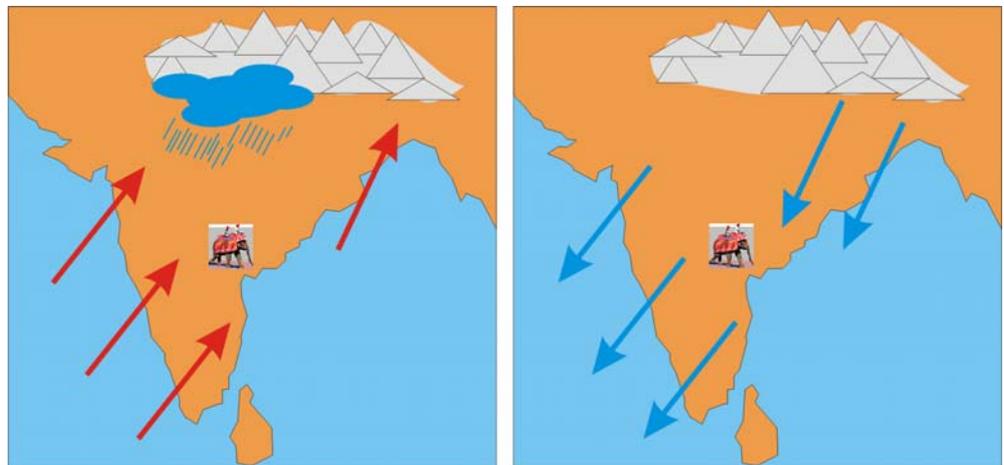
*Unten: Juli*

1 Nördliche subpolare Tiefdruckgebiete (schwaches Islandtief, Alëütentief praktisch nicht vorhanden), 2 Südliche subpolare Tiefdruckgebiete, 3 Nördlicher Subtropischer Hochdruckgürtel (Pazifikhoch, Azorenhoch), 4 Südlicher subtropischer Hochdruckgürtel, B Kontinentale Hitzetiefs.

## 2.3 Der Monsun

Die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre wird auch durch *tellurische und orographische Einflüsse*, d. h. durch die Land-Wasserverteilung sowie die Anordnung der Kontinente und Hochgebirge beeinflusst. Ein Beispiel für deren Auswirkungen ist der Monsun.

Wegen der sommerliche Erwärmung des asiatischen Kontinents, insbesondere der Bildung des ausgeprägten Hitzetiefs über der tibetischen Hochebene, verläuft die ITC zwischen 10 und 20° N. Das heißt, daß der Südostpassat den Äquator überquert und dabei wegen der Corioliskraft seine Richtung ändert. Er kommt dann als feuchter Südwestwind, als *Südwestmonsun*, in Indien und Hinterindien an und führt im Himalaya-Vorland zum heftigen, langandauernden *Monsunregen*. Man spricht deswegen auch von der *Regenzeit*. Im Winter strömt (v. a. aus dem zentralasiatischen Hoch) ein ablandiger trockener Wind, der *Nordostmonsun* nach Indien.

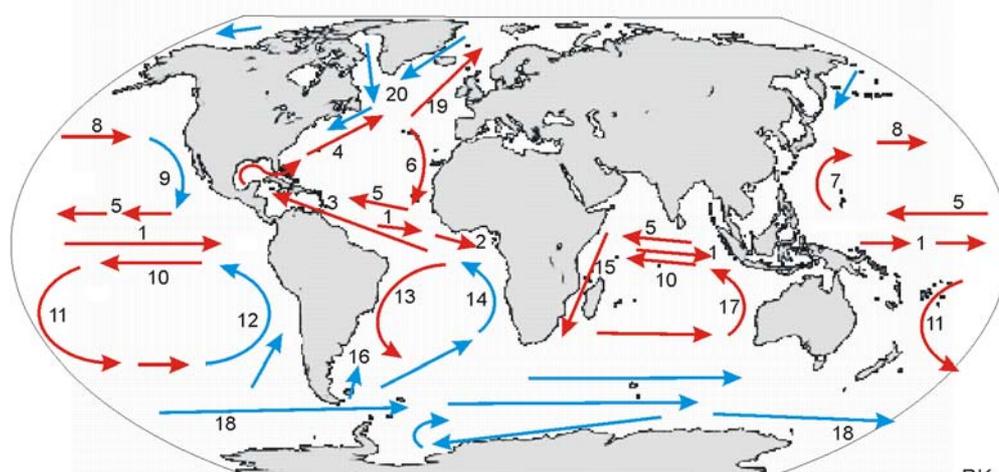


Südwestmonsun (Regenzeit) und winterlicher Nordostmonsun

Ein schwach ausgeprägter Südwestmonsun existiert in Afrika nördlich des Äquators, der aber nur einem schmalen Küstenstreifen Feuchtigkeit bringt. Dem südostasiatischen Sommermonsun vergleichbare Windsysteme sind auf der südlichen Halbkugel nicht zu finden. Die dort vorhandenen kontinentalen Hitzetiefs bewirken an keiner Stelle ein Umkehrung des Nordostpassats zu einem „Nordwestmonsun“. In Südamerika ist das Amazonasbecken thermisch beherrschend. Eine denkbare Umlenkung des aus dem winterlichen Kältehoch Nordamerikas stammenden Nordostwindes mit anschließendem Einströmen in das Hitzetief scheitert an den Anden. Auch ein „Monsunregen“ ist wegen der kalten, trockenen Luft auf der Pazifikseite der Anden nicht zu verzeichnen.

### \* Meeresströmungen und Tiefenzirkulation in den Ozeanen

Einen erheblichen Anteil am Energietransport von den Tropen in die höheren Breiten haben die durch die globalen Windsysteme angetriebenen Meeresströmungen; kalte Wassermassen werden in wärmere Gebiete transportiert und umgekehrt. Das bekannteste Beispiel ist der Golfstrom. Die Einwirkung der Corioliskraft auf die bewegten Wassermassen ist an den Zirkulationsmustern in den jeweils nördlichen und südlichen Teilen der Ozeane gut zu erkennen. Diese Oberflächenströmungen bewegen sich mit ca. 1 m/s und wirken bis in etwa 300 m Tiefe.

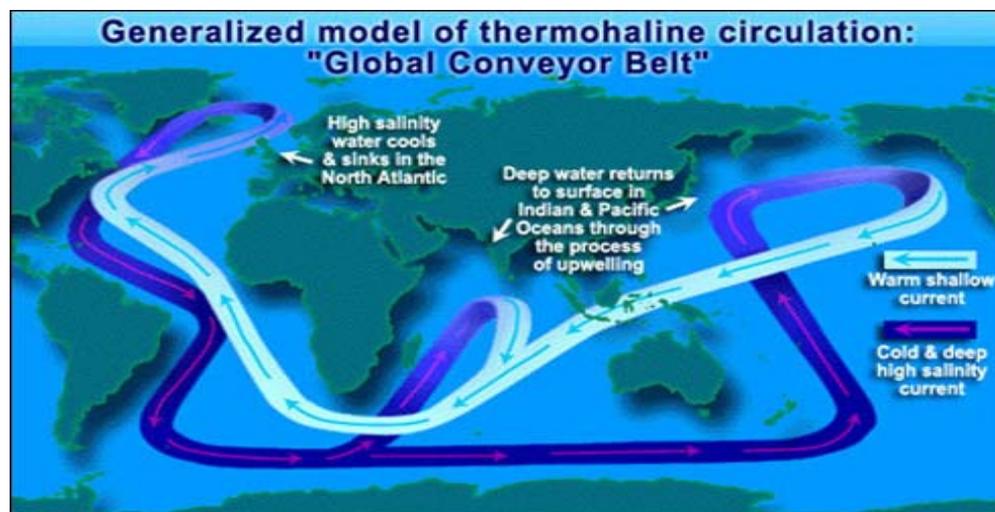


RK

- |   |                                   |   |
|---|-----------------------------------|---|
| 1 Äquatorialer Gegenstrom                       | 8 Nordpazifikstrom                | 15 Alghasstrom                                    |
| 2 Guineastrom                                   | 9 Kalifornienstrom                | 16 Falklandstrom                                  |
| 3 Übertritt der Äquatorialströme in die Karibik | 10 Südäquatorialstrom             | 17 Westaustralstrom                               |
| 4 Golfstrom                                     | 11 Ostaustralstrom                | 18 Westwinddrift (Antarktischer Zirkumpolarstrom) |
| 5 Nordäquatorialstrom                           | 12 Humboldt- oder Perustrom       | 19 Norwegenstrom                                  |
| 6 Kanarenstrom                                  | 13 Südäquatorial- und Brasilstrom | 20 Labradorstrom, Ostgrönlandstrom                |
| 7 Kuroshio                                      | 14 Benguelastrom                  |   |

Räumliche und zeitliche Veränderungen in Temperatur und Salzgehalt beeinflussen die Dichte des Meerwassers, was zu einem System *thermohaliner* Strömungen führt, der *globalen Tiefenwasserzirkulation*. Im Nordatlantik wird relativ warmes oberflächennahes Wasser durch Polarluft abgekühlt, seine Dichte nimmt zu. Es sinkt ab und bildet das *nordatlantische Tiefenwasser*. Es strömt weite in den Südatlantik und trifft dort mit dem ebenfalls sehr kalten *antarktischen Bodenwasser* zusammen. Anschließend breitet es sich über den indischen Ozean bis in den Pazifik aus, wobei es sich zunehmend mit anderen Wassermassen vermischt und bei abnehmender Salinität auch wieder wärmer wird. Sowohl im indischen als auch im pazifischen Ozean steigt es dann wieder auf (*Upwelling*) und fließt als oberflächennahe, bis in ca. 1000 m Tiefe reichende Strömung zurück in den Nordatlantik. Vom Absinken im Atlantik bis zum Upwelling vergehen etwa 2000 Jahre.

Manche Oberflächenströmungen, die bisher als windgetrieben angesehen wurden, scheinen in Wirklichkeit Teil dieser Zirkulation sein; insbesondere der Golfstrom, der Agulhasstrom und der Benguelastrom werden heute als Teil dieses Systems aufgefaßt.



Tiefenwasserströme

NASA

# 3 Wie wird's Wetter?

- 1 Polarfront und Frontalzyklonen
- 2 Das Wettergeschehen beim Durchzug einer Zyklone
- 3 Weitere für Mitteleuropa typische Wetterlagen
- 4 Das Münchener Regionalklima

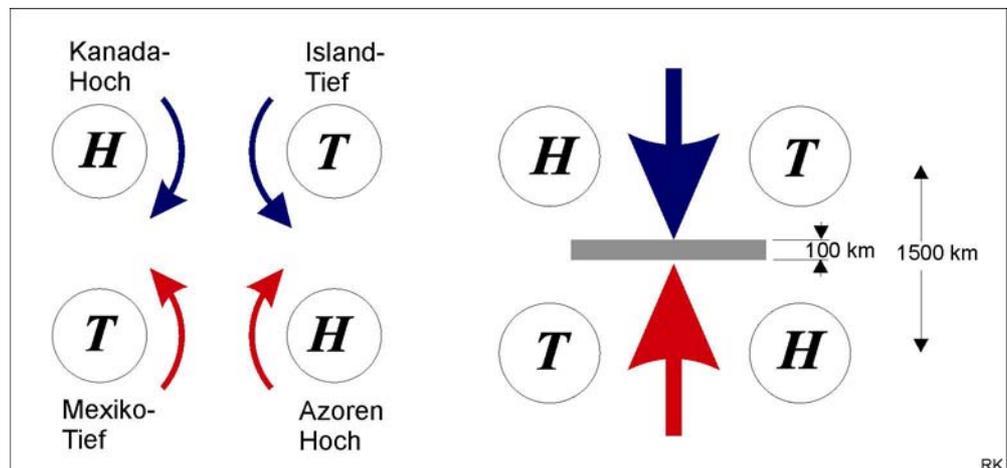
## 3.1 Polarfront und Frontalzyklonen

### 3.1.1 Die Polarfront

Bei ca. 35 bis 55 Grad nördlicher und südlicher Breite ist das Temperaturgefälle zwischen polarer Kaltluft und tropischer Warmluft am stärksten, daher herrschen hier auch hohe Luftdruckunterschiede. Diesen Bereich nennt man die *planetarische Frontalzone*.

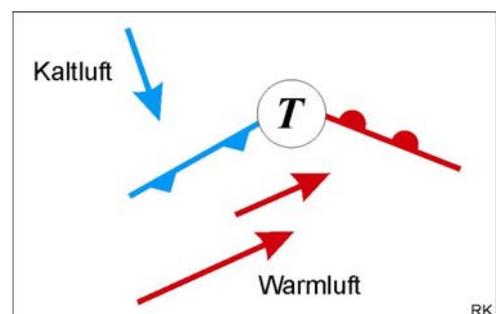
Eine häufig anzutreffende Kombination besteht aus vier Aktionszentren: dem Kältehoch über Kanada, einem relativen Hitzetief über Mexiko, dem Islandtief und dem Azorenhoch.

Zwischen Kanadahoch und Islandtief strömt konzentriert polare Kaltluft nach Süden, während vom Mexikotief und Azorenhoch tropische Warmluft nach Norden transportiert wird (man nennt diesen Bereich den *frontogenetischen Punkt* zwischen den Aktionszentren). Die Folge ist, daß in dieser Region der normalerweise in der planetarischen Frontalzone auf einen Breitenabschnitt von 15 bis 20 Grad verteilte thermische Gegensatz zwischen tropischer Warmluft und polarer Kaltluft zur *Polarfront* verdichtet wird, einer besonders scharfen Temperaturgrenze von ein paar hundert Kilometern Breite.



### 3.1.2 Der „Lebenslauf“ einer Frontalzyklone

Die anfangs noch annähernd breitenkreisparallele Polarfront bildet wellenförmigen Ausbuchtungen. Auf der Rückseite einer solchen Welle schiebt sich Kaltluft unter die Warmluft, auf der Vorderseite gleitet Warmluft auf die Kaltluft. Es bilden sich also eine *Warmfront* und eine *Kaltfront* aus. An ihrem



Schnittpunkt, d. h. am nördlichsten Punkt, sinkt der Bodendruck und es bildet sich ein Tief, das sich im weiteren Verlauf zu einer jungen, ostwärts ziehenden *Frontalzyklone* entwickelt.

Gute Entwicklungsbedingungen für solche Frontalzyklonen ergeben sich

- im Frühjahr, wenn das Azorenhoch sehr warme Luftmassen nordwärts transportiert (Frühjahrsstürme),
- im Herbst, wenn der Atlantik noch relativ warm ist und tropische Warmluft auf polare Kaltluft trifft,
- im Winter, wenn die meridionalen Temperaturunterschiede ohnehin sehr groß sind.

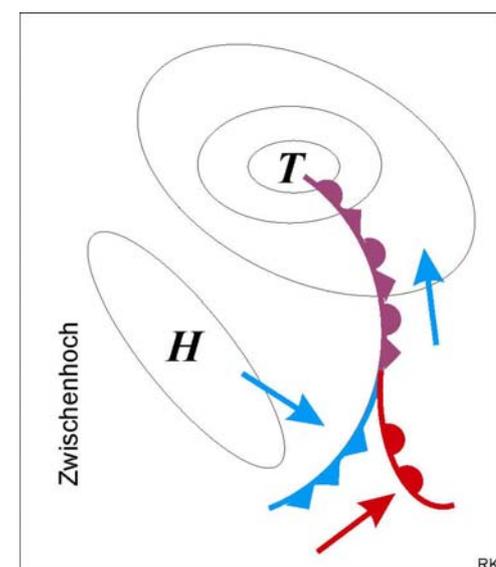
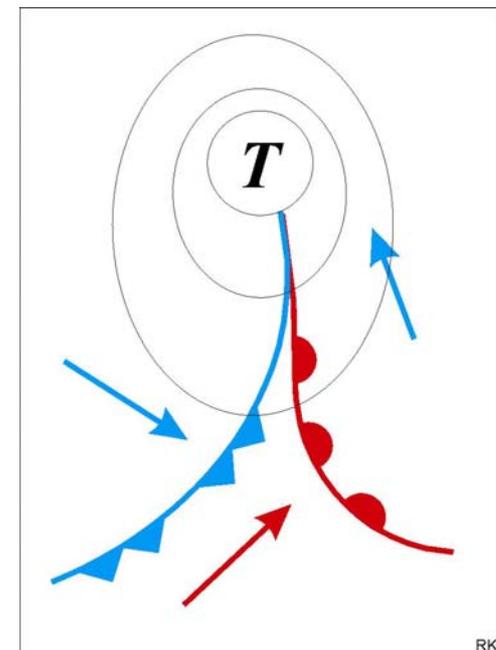
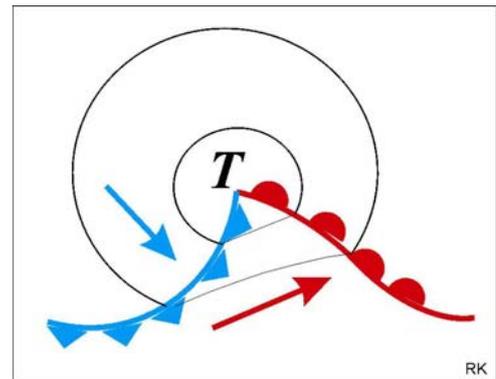
Zwischen der von der Rückseite kommenden Kaltluft und der an der Vorderseite verdrängten Kaltluft befindet sich ein Bereich, der wegen seiner relativ warmen Luftmassen als Warmsektor bezeichnet wird.

In dieser nun schon meist auf dem europäischen Kontinent ostwärts ziehenden Zyklone kommt die Rückseitenkaltluft schneller voran, als die vom Warmsektor verdrängte Vorderseitenkaltluft. Dadurch wird der Warmsektor immer schmaler. Dieser Prozeß setzt sich fort, bis sich auf dem Höhepunkt der Entwicklung eine Sturmzyklone mit nur noch relativ schmalen Warmsektor gebildet hat.

Die in diesem Entwicklungsstadium nach Mitteleuropa geführte Meeresluft zieht unbeständiges Wetter nach sich, für das lebhaftes, oft auch stürmisches Westwinde kennzeichnend sind.

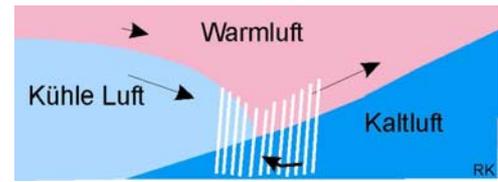
Schließlich holt die Rückseitenkaltluft die Vorderseitenkaltluft am Boden ein. Die Warmluft wird auf die Kaltluft aufgeschoben, also nach oben verdrängt. Im Endstadium (in der Regel im „Zyklonenfriedhof“ über dem Baltikum und NW-Rußland) ist die Warmluft völlig vom Boden abgehoben.

Einen solchen Zustand, bei dem die Frontfläche nicht mehr bis zum Boden reicht, nennt man *Okklusion* (Abschnürung). Solange die Warmluftschale in der Höhe existiert, hat die



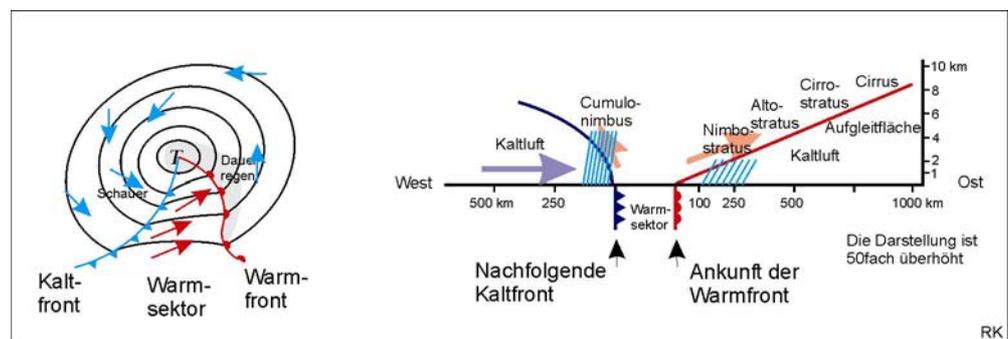
Okklusion noch Frontcharakter: beiderseits der tiefsten Linie der Warmluft-schale tritt Niederschlag auf.

Das Tief ist nun vollständig von Kaltluft umschlossen und löst sich durch weiteren Einstrom von Luftmassen auf, die in der Höhe liegende Warmluftschale kühlt sich ab.



### 3.2 Das Wetter beim Durchzug einer Zyklone

In den mittleren Breiten ist der Durchzug einer Zyklone häufig wetterbestimmend. Sie ist gekennzeichnet durch die Ankunft der Warmfront und den Durchzug des Warmsektors mit anschließender Kaltfront.



Am Anfang des Warmsektors gleitet die Warmluft über die vor ihr herziehende Kaltluft. Die dadurch gebildete Aufgleitfläche ist schwach geneigt und zieht sich über 600 bis 1000 km Länge hin. Bevor die Warmfront am Boden eintrifft, hat sich durch die Abkühlung der angehobenen Warmluft schon eine sehr ausgedehnte *Aufgleitbewölkung* gebildet. Diese beginnt mit schnell sich vermehrenden Cirren, die sich zum Cirrostratus verdichten. Mit weiterem Heranrücken der Warmfront sinkt die Wolkenuntergrenze und es zeigt sich zunächst Altostratus und später hoch aufragender Nimbostratus.

Aus diesen fallen großflächige und tagelang andauernde Niederschläge, die typischen Landregen oder im Winter anhaltende Schneefälle. Zwischen dem Auftreten der ersten Cirren und dem Eintreffen der Warmfront (die sich mit ca. 15 - 40 km/h fortbewegt) kann ein Zeitraum von mehreren Tagen liegen.

Ein weiteres frühes Anzeichen ist der gleichmäßig fallende Luftdruck; beim Eintreffen der Warmfront am Boden erreicht er sein Minimum.

Nach Durchzug der Warmfront befindet man sich im Warmsektor und verspürt eine deutliche Temperaturzunahme (um bis zu 10 °C). Dabei dreht der Wind im Mittel von Süd auf Südwest bis West, wie am Blick von oben auf die Zyklone erkennbar ist. Bei langsam fallendem Druck nehmen die Bewölkung und die Niederschläge ab. Da es sich aber um subtropische Atlantikluft mit hoher Feuchte handelt, herrscht oft anhaltender Nebel mit schlechter Sicht.

Hinter der etwa 30 - 60 km/h schnellen Kaltfront (eine *Einbruchsfrent*), die mit schnell fallendem Luftdruck einhergeht, schiebt sich Kaltluft unter die Warmluft. Dies geschieht relativ schnell und die Grenze zwischen beiden Luftmassen verläuft viel steiler; die Kaltfront ist daher meist schon nach 12 Stunden durchgezogen. Der Wind dreht im Mittel auf Nordwest bis Nord.

Die emporgehobene Warmluft bildet durch Abkühlung eine hoch aufragende

de Konvektionsbewölkung (Cumulonimbus), aus der häufige Schauer fallen; auch Gewitter kommen vor. Diese können sich in der nun nachrückenden Kaltluft, im *Rückseitenwetter* mit guter Sicht und guter Thermik, noch fortsetzen, steigender Luftdruck kündigt ein *Zwischenhoch* mit baldiger Wetterberuhigung an. Folgen vom Atlantik her keine Zyklonen in rascher Folge nach, kann sich über Mitteleuropa ein anhaltendes Hoch ausbilden.

Liegt im Frühsommer das Azorenhoch über einen längeren Zeitraum relativ weit nördlich, ist damit zu rechnen, daß während des Sommers die Zyklonen nach Norden abgedrängt werden. Das bedeutet für Mitteleuropa anhaltende, mit schönem Wetter verbundene Hochdruckwetterlagen. Kommen aber Ende Juni immer noch Tiefdruckgebiete in Mitteleuropa an, bleibt in der Regel der Einfluß des Azorenhochs für längere Zeit schwach und die Wetteraussichten sind schlecht. (Dem entspricht die Regel „Wenn es am Siebenschläfer-Tag regnet, regnet es sieben Wochen lang“. Sie hat eine Eintrittswahrscheinlichkeit von deutlich über 60 %.)

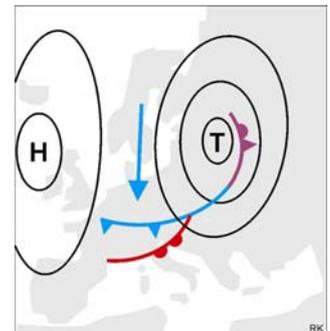
### 3.3 Für Mitteleuropa typische Wetterlagen

Neben dem beschriebenen Wettergeschehen beim Durchzug einer Zyklone kommen in Mitteleuropa je nach Jahreszeit auch andere Wetterlagen öfters vor.

#### Die Nordlage

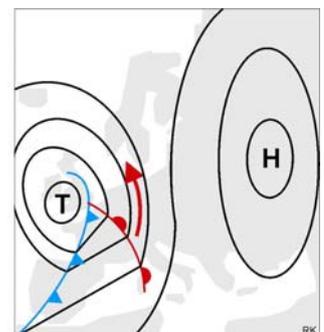
Liegt über dem östlichen Nordatlantik ein stabiles Hoch und über Nordosteuropa ein ausgedehntes Tiefdrucksystem, so kann zwischen diesen beiden Druckgebilden kalte Polarluft, meist in mehreren Staffeln, nach Mitteleuropa vordringen.

Im Winter führt eine solche *Nordlage* oft zu heftigen Schneefällen, im Frühjahr ist nach warmer Witterung noch mal mit einem Wintereinbruch zu rechnen. Im Herbst erlebt man diese Wetterlage als Vorboten des Winters.



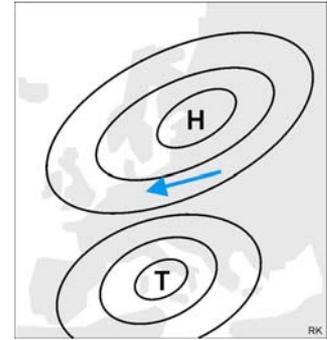
#### Die Südlage

Zu einer nordwärts gerichteten Warmluftzufuhr, die bis nach Südkandinavien reichen kann, kommt es zwischen einem Sturmtief über den britischen Inseln und einem Hoch über Ost- oder Südosteuropa. Solche *Südlagen* sind meist auch für erste Hitzeperioden im Frühjahr verantwortlich.



## Die Ostlage

Liegt in den Wintermonaten ein ausgedehntes, kräftiges Hochdruckgebiet über Nordeuropa, so kann an seinem Südrand mit östlichen Winden kontinentale Festlandsluft nach Mitteleuropa vordringen. Mit diesen *Ostlagen* sind oft lange Frostperioden verbunden.



## 3.4 Das Münchener Regionalklima

Die nördlichen Gebiete Münchens liegen rund 100 Meter tiefer als die südlichen Stadtteile und sind Teil einer das Dachauer und Erdinger Moos umfassenden wasserreichen Senke, eines potentiellen Kaltluftsees. Dies manifestiert sich vor allem im Herbst und Winter durch häufige Nebelbildung, während in der Innenstadt und weiter südlich die Sonne scheint.

Im langjährigen Mittel herrscht nördlich einer Wettergrenze durch Allach, Milbertshofen, Oberföhring und Daglfing an 65 Tagen Nebel, in der Innenstadt nur an 23 Tagen. Im Stadtgebiet ist die Luft trockener (Niederschläge verdunsten nicht mehr, sondern gelangen sofort in die Kanalisation) und wegen der hohen Wärmekapazität der Gebäude ist es wärmer als im Umland. (Der durch die ersten Schneeglöckchen angezeigt Vorfrühling beginnt um den 7. Februar, außerhalb Münchens erst einen Monat später.)

Eine andere Auswirkung des Anstiegs von Nord nach Süd sind die unterschiedlichen Niederschlagsmengen: in den höher gelegenen südlichen Stadtteilen fallen im Jahr rund 200 Liter mehr Niederschlag pro Quadratmeter. Im Winter ist es dort um etwa ein Grad kälter als im Norden, was zur Folge hat, daß es dort noch schneit, während es im Norden taut.

Die Luftqualität in München ist in der Regel gut. Die Stadt ist reich an klimarelevanten Freiflächen, die einen häufigen Luftaustausch ermöglichen, z. B. Parks, Wasserflächen, Sportanlagen, Kleingärten und das Isartal. Die breiten Gleisanlagen der Bahn sind wichtige Frischluftschneisen. Die stark befahrenen Straßen, besonders in Ost-West-Richtung, stellen eine geringere Luftbelastung dar, als man gemeinhin annimmt, da der Wind sie relativ ungehindert durchquert und Schadstoffe schnell entfernt.

Gebiete mit hoher und dichter Bebauung, nicht nur in der Innenstadt, sondern auch Siedlungen am Stadtrand und Vororte, sind dagegen schlecht durchlüftet. Zwar sorgt besonders in der Innenstadt die relativ schnelle morgendliche Erwärmung für einen guten vertikalen Luftaustausch mit raschem Abtransport der bodennah entstehenden Abgase, aber im Winter kann es durch Inversionswetterlagen zur Akkumulation von Schadstoffen kommen. Besserung tritt dann erst bei einsetzendem stärkeren Westwind ein.

## 4 Das Wetter andernorts

Klimaforschung konnte bis vor kurzem nur auf der Erde stattfinden. Das Klima anderer Planeten ist durchaus nicht nur von akademischem Interesse. Bevor das durch photochemische Prozesse bewirkte „Ozonloch“ entdeckt wurde, war aus der Erforschung der Venus schon bekannt, daß Chlor die Konzentration freien Sauerstoffs in der Hochatmosphäre verringert - ein Beispiel dafür, wie Planetenforschung zur Lösung konkreter Probleme der Erde beitragen kann.

### Mars

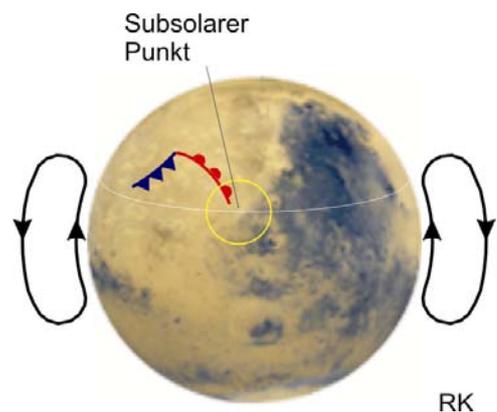
Der atmosphärische Druck beträgt an der Marsoberfläche nur gut 6 hPa (Erde 1013 hPa), die Temperaturen liegen im Sommer am Äquator zwischen  $-85\text{ °C}$  nachts und  $+20\text{ °C}$  am Tage.

Ähnlich wie auf der Erde sind auf dem Mars die äquatornahen Gegenden wärmer als die Pole, wodurch sich ein Druckgradient mit einer meridionalen Zirkulation ausbildet. Nördlich und südlich des Äquators findet man - allerdings nicht ganzjährig, s. u. - Hadley-Zellen. In den Subtropen (bei ca.  $25^\circ$ ) sinkt die Luft ab und strömt, von der Corioliskraft abgelenkt, als Passat zum Äquator zurück. (Die Corioliskraft entstammt der etwa  $24\frac{1}{2}$ -stündigen Rotation des Mars.) In den mittleren und hohen Breiten wehen am Boden und in der Höhe westliche Winde; wie auf der Erde wandern Sturmsysteme ostwärts. Die Polachse der Mars ist etwa  $25,2$  Grad gegen seine Bahnebene geneigt, daher existieren auch Jahreszeiten.

Unterschiede zur Erde ergeben sich aus der anderen Zusammensetzung der Marsatmosphäre. Der Hauptbestandteil, Kohlendioxid, hat eine wesentlich höhere Wärmekapazität als Stickstoff (der Hauptbestandteil der Erdatmosphäre). Stürme in der Westwindzone wehen deutlich regelmäßiger als auf der Erde (an den Viking-Landeplätzen alle zwei bis vier Tage); Ursache dafür könnte der im Vergleich zur Erde schnellere Ausgleich lokaler Temperaturunterschiede sein.

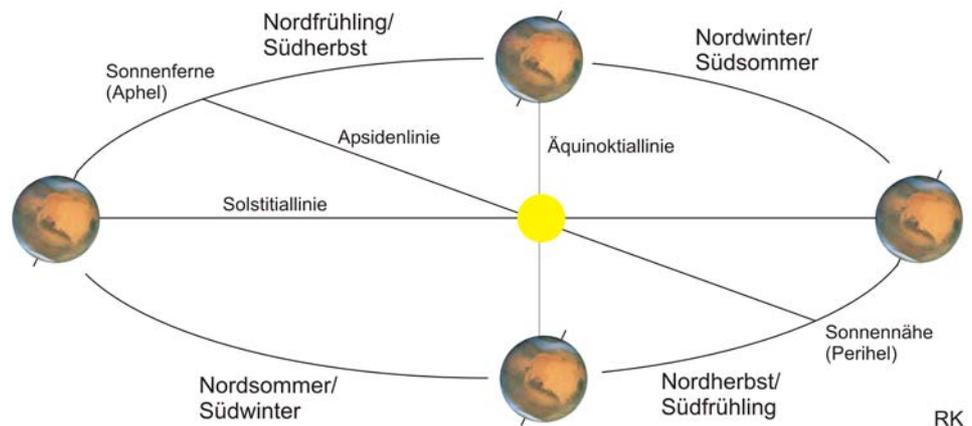
Der Ozean als ausgleichender Wärmespeicher fehlt. Wie die Landmassen der Erde reagiert auch der Marsboden recht schnell auf Änderungen der Sonnenstrahlung. Deshalb wandert auch der aufsteigende Teil der Hadley-Zelle so, daß er sich stets über dem wärmsten Punkt der Oberfläche befindet. Dadurch kann es - den gängigen Theorien zufolge - zeitweise zur Bildung einer einzelnen, den Äquator überspannenden Hadley-Zelle kommen. (Auch auf der Erde ist der ansteigende Teil der tropischen Hadley-Zellen gegenüber dem Äquator im Nordwinter leicht nach Süden versetzt, jedoch nicht mit derartigen Auswirkungen.)

Auch die Zirkulation in den Mittelbreiten ist vom Fehlen der ausgleichenden Meere betroffen: die jahreszeitliche Änderung ist viel stärker ausgeprägt als auf der Erde. Im Winter und Frühling herrscht ein extrem starker Temperaturgegensatz zwischen dem  $\text{CO}_2$ -Eis der weit bis in die mittleren Breiten



reichenden Polkappe und der Umgebung, was kräftige Stürme zur Folge hat. Im Sommer, wenn die Polkappe sich stark verkleinert hat, kommen nicht nur die Stürme zum Erliegen, sogar der Jetstream verschwindet völlig.

Wegen der Länge des Marsjahres (687 Erdtage) sind die Jahreszeiten länger. Auch die stärkere Exzentrizität der Marsbahn spielt eine Rolle: während die Erde im Perihel, ihrem sonnennächsten Punkt, nur 3 % mehr Sonneneinstrahlung als im Aphel, dem sonnenfernsten Punkt, erhält, sind es beim Mars 40 % mehr. Auf der Südhemisphäre sind - im Vergleich zum Norden - Frühling und Sommer kurz und heiß, Herbst und Winter lang und kalt.



Erhebliche jahreszeitliche Druckänderungen ergeben sich dadurch, daß im Winter an den Polen etwa 20 % (!) der gesamten Atmosphäre als Kohlendioxideis ausfriert und im Frühjahr wieder verdampft. Die Eiskappe am Südpol ist wegen des längeren und kälteren Winters immer größer als ihr nördliches Pendant. Auch im Sommer besteht sie aus  $\text{CO}_2$ -Eis, während die nördliche Polkappe aus Wassereis besteht, das im Winter mit Kohlendioxideis bedeckt ist. Über der Nordhemisphäre im Sommer beobachtete Cirruswolken bestehen aus sublimiertem Wasserdampf.



Mars-Cirren, NASA (Pathfinder 1997)

## Venus

Das Venusjahr dauert 224 (Erden-)Tage, die Rotationsdauer des Planeten beträgt 243 Tage. Somit ist der Tag länger als das Jahr. Außerdem rotiert die Venus andersherum als die Erde: der mehrere Wochen dauernde Sonnenaufgang wäre im Westen zu sehen, wenn die Sonne von der Oberfläche aus sichtbar wäre. Unter der stets geschlossenen Wolkendecke herrschen Sichtverhältnisse wie an einem regnerischen Nachmittag, etwa 2 % des Sonnenlichts erreichen den Boden.

Hauptbestandteil der Venusatmosphäre ist Kohlendioxid, das wegen der hohen Dichte einen starken Treibhauseffekt bewirkt. Der Druck an der Venusoberfläche entspricht mit ca. 90 bar (9 MPa) dem Druck in einer Meerestiefe von 900 m, die mittlere Temperatur liegt bei 460 °C, das ist heißer als

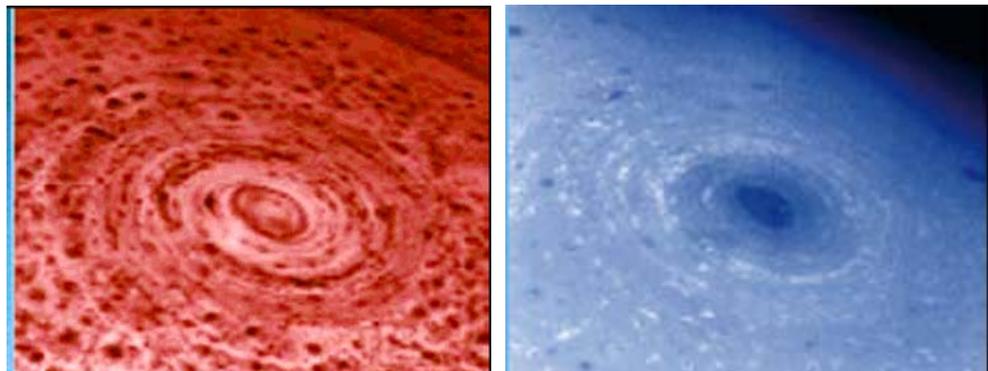
auf der Tagseite des Merkur, des sonnennächsten Planeten. Die Windgeschwindigkeit beträgt 0,5 - 2 m/s (Windstärke 1 – 2 auf der Beaufortskala).

Die Troposphäre reicht bis in eine Höhe von ca. 100 km. Oberhalb von etwa 50 km liegt die 20 km dicke, zum größten Teil aus Schwefelsäuretröpfchen bestehende Wolkendecke. Ihre oberste Schicht absorbiert rund 65 % der eingestrahlten Energie, die in eine „Superrotation“ umgesetzt wird: zumindest der äquatoriale Teil der Hochatmosphäre umrundet in 4 Erdentagen den Planeten.

Nach heutiger Erkenntnis bildet die Atmosphäre der Venus eine von den Tropen bis zu den Polen reichende Hadley-Zelle, deren Ausgleichsfunktion dafür sorgt, daß die Temperaturunterschiede zwischen Tropen und Polen viel weniger ausgeprägt sind als auf Erde und Mars. Wegen der langsamen Rotation wandert der subsolare Punkt sehr langsam, Passatwinde kommen nicht zustande. Auch wurden Modelle mit drei übereinanderliegenden Hadley-Zellen vorgeschlagen, um den Unterschied zwischen der Windgeschwindigkeit in der Höhe und der geringen Windstärke unterhalb der Wolkendecke zu erklären.

## Pressemitteilung

„SPEKTRUM DER WISSENSCHAFT · JANUAR 2007 Das hatten selbst altgediente NASA-Forscher noch nie gesehen: einen extraterrestrischen Hurrikan. Die Raumsonde Cassini bekam dieses Naturschauspiel nun an Saturns Südpol erstmals vor die Linse. Riesige Wirbel auf anderen Planeten wie etwa Jupiters Roter Fleck sind zwar seit Langem bekannt. Ihnen fehlt aber das für einen Hurrikan typische Auge samt der es umgebenden Wolkenwand. Der Saturnwirbel hat beides. Im Querschnitt mißt er 8000 Kilometer - zwei Drittel des Erddurchmessers. Die Windgeschwindigkeiten betragen bis zu 550 Kilometer pro Stunde, fast das Doppelte des Werts, den „Wilma“, der stärkste je auf Erden gemessene Hurrikan, im Oktober 2005 erreichte. Die Wolkenwand um das Auge des Saturnwirbels türmt sich bis zu 75 Kilometer hoch auf - fünfmal so hoch wie bei irdischen Hurrikanen. Das Loch im Zentrum erlaubt damit einen ungewöhnlichen tiefen Blick in die Gashülle des Planeten. Am Grund ließen sich geheimnisvolle dunkle Strukturen ausmachen. Trotz der äußerlichen Ähnlichkeiten unterscheidet sich Saturns Hurrikan jedoch prinzipiell von seinen irdischen Gegenstücken. Anstatt umherzuwandern, bleibt er am Südpol fixiert. Auch der Entstehungsmechanismus muß ein anderer sein, da hier kein Ozean unter den Wolken existiert, der mit seinem heißen Wasser die Energie liefert.“



Der Saturnwirbel (in Falschfarben) bei zwei Wellenlängen im Infrarotbereich

## Kalt!

Man stelle sich vor, es gäbe in der Atmosphäre nicht nur *einen* Stoff, der in allen drei Aggregatzuständen vorkommt, wie bei uns das Wasser, sondern derer gleich drei. Das würde u. U. die Wettervorhersage etwas erschweren. In der Atmosphäre des Pluto kommen Stickstoff, Kohlenmonoxid und Methan jeweils in allen Aggregatzuständen vor. Steht Pluto auf seiner Bahn der Sonne am nächsten, liegen alle drei Stoffe gasförmig vor. In einiger Entfernung von der Sonne schwanken die Temperaturen je nach Region um 50 % (zwischen 40 und 60 K)<sup>10</sup>. Entfernt er sich weiter von der Sonne, so kondensiert ein Großteil der Atmosphäre als Schnee.

---

<sup>10</sup> -213 und -233 °C