

# Wetter

Das Wetter ist beim Segelsport ständig evident, es fließt in jede Entscheidung eines Schiffsführers ein und häufig ist es ausschlaggebend für die Wahl des weiteren Vorgehens. Vor allem auf längeren Fahrten, wenn Wetterberichte nicht jederzeit abrufbar sind, ist ein gewisses Maß an Wissen bezüglich der meteorologischen Vorgänge in der Erdatmosphäre unentbehrlich und Teil der guten Seemannschaft.

## 1 Grundlagen

In der Meteorologie ist kaum ein Aufwand zu groß, um Techniken, Theorien und Geräte zu entwickeln. Die Verarbeitung aufgenommener Messwerte (sei es mit Hilfe eines Alkoholthermometers oder eines Satelliten) und die Durchführung aufwendiger Simulationen auf Basis von mathematischen Modellen und eben den gesammelten Daten, erfordert einen großen Aufwand an Zeit und Rechenkapazität. All diese Möglichkeiten stehen einem Segler nicht zur Verfügung, lediglich das Endergebnis wird ihm in Form einer Zeichnung und weniger Sätzen präsentiert. Mit ein paar grundlegenden Überlegungen und ein wenig Wissen kann man aber auch selbst Wetterlagen grob deuten und Entwicklungstendenzen vorhersagen.

### 1.1 Zustandsgrößen

Gasmassen und deren Eigenschaften werden mithilfe von Zustandsgrößen beschrieben. Die drei Zustandsgrößen, die für unsere Überlegungen von Interesse sind, sind Dichte, Temperatur und Druck.

✳ **Dichte  $\rho$** : Die Dichte ist definiert als Masse pro Volumen. Je mehr Teilchen eines Gases sich in einem definierten Volumen befinden, desto höher ist dessen Dichte. Mit sich ändernder Masse der einzelnen Moleküle ändert sich die Dichte ebenfalls. Wassermoleküle sind leichter als „durchschnittliche“ Luftmoleküle, trockene Luft ist daher dichter als feuchte Luft.

✳ **Temperatur  $T$** : Die Temperatur ist ein Maß für die mittlere kinetische Energie (also Geschwindigkeit) der Teilchen. Je höher die Temperatur, desto schneller bewegen sich die Teilchen durch den Raum. Für eine Lufttemperatur von 25°C ergeben sich die mittleren Teilchengeschwindigkeiten der wichtigsten Komponenten der Luft:

- 🕒 Sauerstoff ( $O_2$ ): 485 m/s
- 🕒 Stickstoff ( $N_2$ ): 515 m/s
- 🕒 Wasserdampf ( $H_2O$ ): 643 m/s

✳ **Druck  $p$** : Über den Druck ist definiert wie stark die Teilchen in einem definierten Volumen gegen dessen Grenze bzw. gegeneinander drücken (aufgrund der Zusammenstöße gegeneinander und gegen die Grenzflächen). Für Luft bei einer Temperatur von 25°C und einem Druck von 1 bar ergibt sich eine mittlere freie Weglänge von etwa 68 nm. Ein Luftteilchen legt also im Schnitt eine Strecke von 68 Millionstel Millimeter zurück bis es mit einem anderen zusammenstößt.

### 1.2 Zustandsänderungen

Ein definiertes Volumen Gas soll betrachtet werden. In den folgenden Überlegungen soll der Zustand des Gases verändert werden, wobei jeweils eine der drei Zustandsgrößen konstant gehalten wird.

1. **Die Dichte ist konstant (isochore Zustandsänderung)**: Wird die Gasmasse in einen dichten Behälter gesteckt (konstantes Volumen) und die Temperatur erhöht, beschleunigen die Teilchen und bei Zusammenstößen erhöht sich der übertragene Impuls - der Druck steigt. Umgekehrt, wird die Temperatur verringert, werden die Teilchen langsamer und damit die Kräfte bei den Zusammenstößen reduziert – der Druck sinkt.

*Bei isochorer Zustandsänderung ändern sich Temperatur und Druck direkt proportional.*

2. **Die Temperatur ist konstant (isotherme Zustandsänderung):** Wird die Dichte einer Gasmasse erhöht, z.B. durch Massenzufuhr oder durch Kompression, werden Zusammenstöße der Teilchen häufiger - der Druck steigt. Wird die Dichte im umgekehrten Fall verringert, durch Massenabfuhr oder durch Entspannung, nimmt die Zahl der Zusammenstöße und damit die Impulsübertragung ab - der Druck sinkt.

*Bei isothermer Zustandsänderung ändern sich Druck und Dichte direkt proportional.*

Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, dass es bei einer Kompression bzw. Entspannung in der Regel zu einer Temperaturerhöhung bzw. -reduktion kommt. (Quasi-)Isotherme Prozesse finden nur bei sehr langsamen Zustandsänderungen statt, wenn ein Energiefluss in Form von Wärme die entstehenden Temperaturunterschiede mit der Umgebung während der Kompression bzw. der Entspannung ausgleichen kann. In den folgenden Betrachtungen verhält es sich eher umgekehrt und der Wärmeübergang ist häufig vernachlässigbar (adiabates System).

3. **Der Druck ist konstant (isobare Zustandsänderung):** Wird die Temperatur des Gases erhöht, beginnen die Teilchen schneller zu fliegen. Je schneller sich die Teilchen bewegen, desto größer werden die Kräfte bei Zusammenstößen mit anderen Teilchen bzw. der Grenzfläche. Um der Bedingung konstanten Drucks zu genügen, muss also die Anzahl der Stöße reduziert werden, ergo die Dichte verringert sich. Umgekehrt, bei Temperatur- und damit Geschwindigkeitsabnahme, muss die Anzahl der Stöße erhöht werden, um die geringeren Kräfte zu kompensieren.

*Bei isobarer Zustandsänderung ändern sich Temperatur und Dichte indirekt proportional.*

Der Druck wird durch das Gewicht der Luft, die auf sich selbst lastet bestimmt. Er ist die von der Umwelt aufgeprägte Zustandsgröße und die Änderungen von Temperatur und Dichte in Abhängigkeit des (Umgebungs-)Drucks werden im wesentlichen betrachtet.

Die soeben diskutierten Zusammenhänge stecken in der „ideales Gas – Gleichung“. Ein wenig vereinfacht kann sie folgendermaßen geschrieben werden:

$$\frac{p}{\rho} \propto T \quad (1)$$

In Worten: Das Verhältnis von Druck zur Dichte ist proportional zur Temperatur

### 1.3 Auftrieb

Treffen zwei Gase unterschiedlicher Dichte aufeinander, so legt sich das Gas geringerer Dichte, unter Einfluss der Gravitation, auf das Gas höherer Dichte. Bei gleicher Temperatur und gleichem Druck ist feuchte Luft leichter als trockene. Feuchte Luft tendiert also dazu aufzusteigen und Wasserdampf in höhere Schichten der Atmosphäre zu transportieren.

### 1.4 Ausgleichsvorgänge

Wärme kann nur von Orten höherer Temperatur zu Orten niedrigerer Temperatur fließen bzw. sind Luftströmungen stets von Gebieten hohen Drucks zu Gebieten niedrigen Drucks gerichtet. Die Umwelt versucht also einen Zustand zu erzeugen bei dem überall gleiche Bedingungen herrschen. Dieser Umstand ist im zweiten Hauptsatz der Thermodynamik beschrieben.

## 1.5 Luft

Das Gasgemisch, das in unserer Atmosphäre vorhanden ist, wird als Luft bezeichnet. Es setzt sich aus mehreren Komponenten zusammen, hauptsächlich aber aus molekularem Stickstoff  $N_2$  (ca. 79 %Vol) und molekularem Sauerstoff  $O_2$  (ca. 21 %Vol). Alle restlichen Komponenten haben nur einen geringen Anteil und sind für den Großteil der Überlegungen in diesem Lernbehelf nicht relevant. Einzig der Wasserdampf spielt trotz seines geringen Anteils eine wichtige Rolle.

## 1.6 Luftfeuchtigkeit

Luft unter atmosphärischen Bedingungen kann in guter Näherung als ideales Gas behandelt werden, das relativ einfache Zusammenhänge und Betrachtungsweisen ermöglicht:

- ⊛ **Volumina  $V_i$ :** In einem Kubikmeter trockener Luft werden  $0,79 \text{ m}^3$  von Stickstoff eingenommen und  $0,21 \text{ m}^3$  von Sauerstoff.
- ⊛ **Stoffmengen  $n_i$ :** 79 % aller vorhandenen Moleküle sind  $N_2$ -Moleküle und 21 %  $O_2$ -Moleküle.
- ⊛ **Partialdrücke  $p_i$ :** Der Partialdruck des Stickstoffs beträgt 0,79 bar, der des Sauerstoffs 0,21 bar.

$$\frac{V_i}{V_{ges}} = \frac{n_i}{n_{ges}} = \frac{p_i}{p_{ges}} \quad (2)$$

Alle drei Größen sind ein Maß für die Menge, nicht Masse, der jeweiligen Stoffkomponenten und könnten für weitere Überlegungen herangezogen werden. Jedoch wird in der Regel mit dem Partialdruck gearbeitet. Der Partialdruck ist jener Druck, den eine Gaskomponente bei identischem Zustand ausüben würde, würde diese das Gesamtvolumen  $V_{ges}$  alleine ausfüllen - wie oben indirekt angedeutet, ergibt die Summe aller Partialdrücke den Gesamtdruck  $p_{ges}$  (Gesetz von Dalton).

$$p_{ges} = \sum p_i \quad (3)$$

Im Gasgemisch Luft ist auch ein geringer Anteil Wasserdampf enthalten, dessen Partialdruck sich nach dem Gesetz von Dalton berechnen lässt. Im Gegensatz zum Sauerstoff und zum Stickstoff, die bis zu sehr tiefen Temperaturen bei atmosphärischen Drücken gasförmig vorliegen, ist uns Wasser in all seinen Aggregatzuständen vertraut. Es soll nun ein System bestehend aus flüssigem Wasser und darauf ruhender Luft betrachtet werden.

Aufgrund der Molekülbewegungen im Wasser kommt es vor, dass sich Wassermoleküle aus der flüssigen Phase lösen und als Wasserdampf in die Gasphase übergehen. Es passiert aber auch immer wieder, dass ein Wasserdampfmolekül in die flüssige Phase aufgenommen wird. Nun können drei Situationen eintreten:

1. Es entweichen mehr Moleküle aus dem flüssigen Wasser in die Luft, als umgekehrt - die Menge an flüssigem Wasser nimmt ab, es verdampft.
2. Es gehen gleich viele Moleküle von der flüssigen Phase in die gasförmige über, wie Moleküle von der gasförmigen Phase in die flüssige übergehen - das System befindet sich im Gleichgewicht, die Menge flüssigen Wassers bleibt konstant.
3. Es werden mehr gasförmige Moleküle aus der Luft vom flüssigen Wasser aufgenommen, als umgekehrt - die Menge an flüssigem Wasser nimmt zu, es kondensiert.

Das Verhältnis von verdampfenden zu kondensierenden Molekülen hängt vor allem von zwei Parametern ab: Der Temperatur (also der kinetischen Energie der Teilchen) und der Anzahl der Teilchen (also dem Partialdruck des Wasserdampfs in der Luft). Je höher die Temperatur der Teilchen ist, desto mehr können sich aus der flüssigen Phase lösen und damit befinden sich im Schnitt mehr Teilchen in der Luft (höherer Partialdruck), bevor diese wieder von der flüssigen Phase aufgenommen werden. Der Partialdruck des Wasserdampfs in der Luft bei dem das in Punkt 2) der Aufzählung oben beschriebene Gleichgewicht eintritt, ist temperaturabhängig und wird als Dampfdruck  $p_d(T)$  bezeichnet.

1. Der Partialdruck des Wasserdampfs in der Luft ist kleiner als der Dampfdruck ( $p_{H_2O} < p_d(T)$ ) - die Menge an flüssigem Wasser nimmt ab, es verdampft.
2. Der Partialdruck des Wasserdampfs in der Luft ist gleich dem Dampfdruck ( $p_{H_2O} = p_d(T)$ ) - das System befindet sich im Gleichgewicht, die Menge flüssigen Wassers bleibt konstant.
3. Der Partialdruck des Wasserdampfs in der Luft ist größer als der Dampfdruck ( $p_{H_2O} > p_d(T)$ ) - die Menge an flüssigem Wasser nimmt zu, es kondensiert.

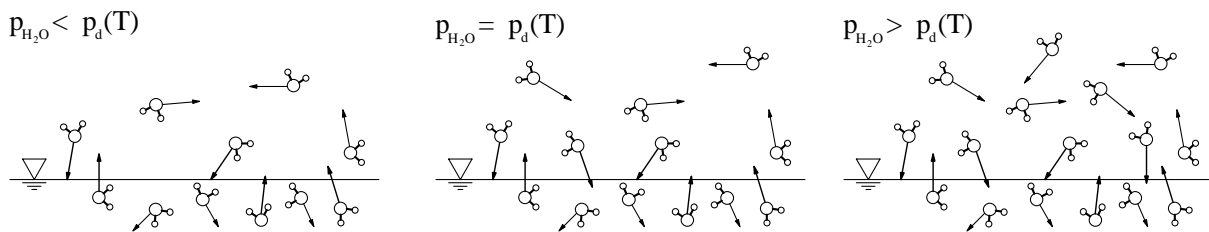


Abbildung 1: Links: Wasser verdampft | Mitte: System im Gleichgewicht | Rechts: Wasserdampf kondensiert

Je größer der Unterschied zwischen Dampfdruck des Wassers und dessen Partialdruck in der Luft ist, desto schneller läuft der Verdampfungsprozess bzw. der Kondensationsprozess ab. Der Dampfdruck eines Stoffes steigt exponentiell mit dessen Temperatur an - das Diagramm in Abbildung 2 zeigt den Dampfdruck von Wasser in Abhängigkeit der (Siede-)Temperatur (Siedelinie bzw. Dampfdruckkurve).

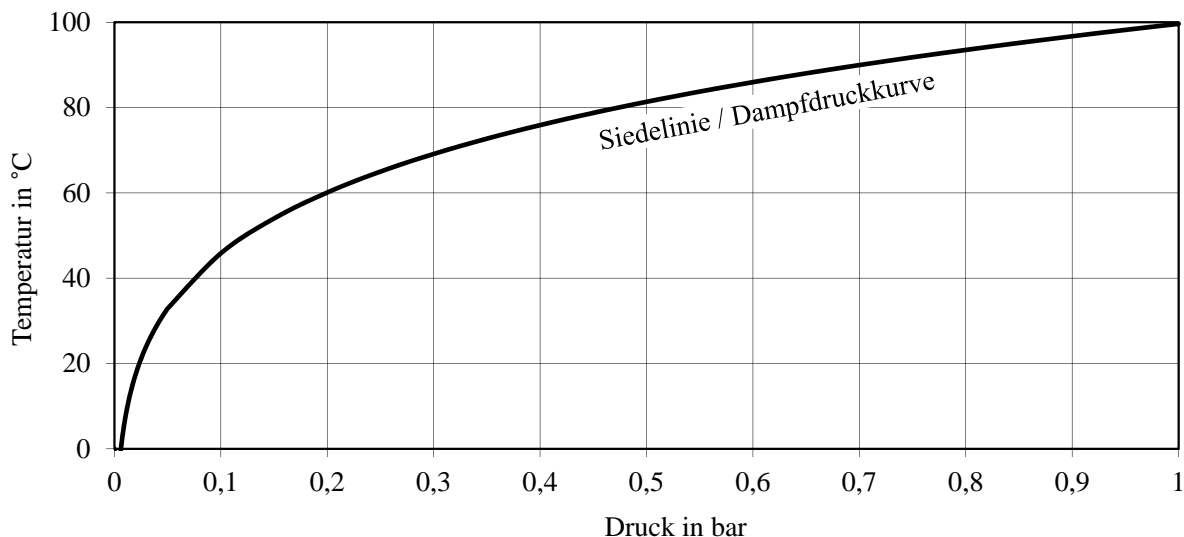


Abbildung 2: Siedetemperatur des Wassers in Abhängigkeit des Umgebungsdrucks

Der Partialdruck des Wasserdampfs in der Luft kann maximal Atmosphärendruck betragen. Würde dieser erreicht, wäre der Raum vollständig mit gasförmigen Wassermolekülen gefüllt - mehr geht nicht. Wasser

verdampft aber nur solange bis der Partialdruck dem Dampfdruck entspricht, also maximal 1 bar bei einer Siedetemperatur von ca. 100°C. Höhere Temperaturen flüssigen Wassers können bei Atmosphärendruck nicht erzeugt werden.

Die Siedetemperatur bei Atmosphärendruck stellt damit eine obere Temperaturgrenze dar, bei der ein flüssiger Stoff (bei festen Stoffen hieße diese Sublimationstemperatur) in der freien Atmosphäre existieren kann.

☼ **Der Dampfdruck ist der maximal mögliche Partialdruck von Wasserdampf in der Luft und ist abhängig von dessen Temperatur.**

☼ **Die Siedetemperatur ist die maximale Temperatur, die flüssiges Wasser erreichen kann, abhängig von dessen Partialdruck in der Luft.**

Ein Maß für die Luftfeuchtigkeit ist die relative Feuchte  $\varphi$ . Sie ist die Relation vom vorhandenen Partialdruck des Wasserdampfes zum maximal möglichen - dem Dampfdruck - abhängig von der Temperatur.

$$\varphi = \frac{p_{H_2O}}{p_d(T)} \quad (4)$$

Eine relative Luftfeuchtigkeit von 1 ( $\hat{=}$  100 %) hieße, dass der Partialdruck des Wasserdampfes in der Luft den Dampfdruck, also seinen maximal möglichen Wert erreicht hat (es verdampfen gleich viele Moleküle, wie deren kondensieren). Sinkt die Temperatur (z.B. wenn abends die Sonneneinstrahlung nachlässt), sinkt auch der Dampfdruck und fällt unter dessen Partialdruck in der Luft. Nun muss so viel Wasserdampf kondensieren bis der Partialdruck auf den Dampfdruck abgesunken ist. Wenn dies in der Atmosphäre passiert bilden sich Nebel, Wolken, Tau oder Reif. Im Anhang A sind zwei kleine Beispiele zum Thema Partialdruck bzw. Luftfeuchtigkeit angeführt.

Ein relative Luftfeuchtigkeit von 100 % wird in der Atmosphäre in der Regel nur durch einen Temperaturabfall erreicht. Die durch Verdampfung vom flüssigen Wasser abgegebenen Moleküle werden meist durch Luftströmungen abtransportiert, sodass sich ein Gleichgewicht zwischen verdampfenden und kondensierenden Molekülen nicht einstellen kann.

## 1.7 Latente und sensible Wärme

Wärme ist Energieübertragung aufgrund einer Temperaturdifferenz und darf nicht mit Temperatur selbst verwechselt werden. Wenn ein Körper oder eine Gasmasse eine höhere Temperatur hat, ist die darin enthaltene Energie nicht zwangsläufig größer, als die einer Masse niedrigerer Temperatur. Der Energieinhalt ist abhängig von der spezifischen Wärmekapazität eines Körpers, seiner Wärmeaufnahme- und -speicherfähigkeit, sowie deren Dichte. Durch Energiezufuhr, z.B. in Form von Wärme, kann aber die Temperatur eines Körpers erhöht werden, man kann also den zu- bzw. abgeführten Wärmestrom mit einem Thermometer registrieren oder auch mit der Hand fühlen. Die Energie wird dann je nach Aggregatzustand in verstärkter Gitterschwingung (Festkörper) oder in der beschleunigten Bewegung der Moleküle (Flüssigkeiten und Gase) gespeichert. Höhere Teilchengeschwindigkeit bedeutet höhere Temperatur. Diese Art der an den Körper übertragenen Energie wird daher sensible (fühlbare) Wärme genannt.

Gefrorenes Wasser liegt in einem Kristall, in einer festen Gitterstruktur vor. Benachbarte Moleküle sind durch Bindungskräfte aneinander gebunden. Durch Zuführen von Energie, z.B. in Form von Wärme, werden die Verbindungen zwischen Molekülen aufgebrochen, das Gitter zerfällt und das Eis geht in den flüssigen Zustand über. Beim Schmelzen des Eises wird die Energie nicht in Form einer Temperaturerhöhung gespeichert, sondern in den erhaltenen Freiheitsgraden der gelösten Wassermoleküle. Während des Schmelzens bleibt die Temperatur des Eis-Wasser-Gemisches konstant. Ganz ähnlich verhält es sich beim Verdampfen von Wasser. Um Wassermoleküle vom flüssigen in den gasförmigen Zustand zu bekommen,

wird eine Energiezufuhr benötigt, die nicht mit einer Temperaturerhöhung einhergeht - dieses Phänomen ist vor allem dann deutlich zu erkennen, wenn die Temperatur des Wassers der Siedetemperatur vom Atmosphärendruck entspricht, die ja eine obere Temperaturgrenze darstellt. Diese Form der Wärme, die beim Aufbrechen bzw. Lockern von Bindungen übertragen wird, wird daher latente (versteckte) Wärme genannt.

Die notwendige latente Wärme zur Verdampfung von Wasser ist sehr groß. Um die Temperatur einer Wassermasse bei Atmosphärendruck von 0°C auf 100°C zu erhöhen, benötigt man nur ein Sechstel der Energie, die gebraucht wird, um die dieselbe Masse vollständig (ohne Temperaturerhöhung) zu verdampfen. Die benötigte latente Wärme, um Wasser bei einem Druck von 1 bar zu verdampfen, ist also sechsmal so hoch, wie die benötigte sensible Wärme über den gesamten möglichen Temperaturbereich des flüssigen Aggregatzustandes. Kondensiert dieser Wasserdampf wieder aus, wird dieselbe Energie natürlich wieder vollständig freigesetzt.

## 2 Kleinräumige Wetterphänomene

Im folgenden Kapitel werden eher kleinräumige Wetterphänomene und ihre Entstehung beschrieben. Das Verständnis der Vorgänge im Kleinen ist aber sehr hilfreich für das Verständnis des großräumigen, globalen Wettergeschehens.

### 2.1 Thermische Winde

Bei Sonnenaufgang beginnt die Sonnenstrahlung Land und Wasser zu erwärmen. Während aber die gesamte Strahlungsenergie an Land von einer Schicht weniger Zentimeter Dicke absorbiert wird, reichen die Sonnenstrahlen im Wasser bis in mehrere Meter Tiefe. Die Energie wird im Wasser also von einer wesentlich größeren Masse absorbiert, als am Land - wenn die Sonne gleich lang und gleich intensiv auf Land und Wasser strahlt, ist die Temperatur (der obersten Schicht) des Wassers niedriger, als die des Landes.

Durch die hohe Temperatur des Landes, wird ein Teil der Energie schnell an die Luft darüber abgegeben. Die Temperatur der Luftmasse über Land steigt. Da der Druck von der Atmosphäre aufgeprägt wird, ist dieser konstant, es handelt sich um eine isobare Zustandsänderung der Luftmasse und bei steigender Temperatur nimmt die Dichte ab. Durch die Verringerung der Dichte vergrößert sich das Volumen der vom Boden erhitzten Luft. Die Luftsäule über Land reicht dadurch höher, als die über Wasser und der Druck über Land nimmt weniger stark nach oben hin ab. Während also über See die den Druck erzeugende Masse an Luft in einer gewissen Höhe „aufgebraucht“ ist, herrscht über Land noch ein höherer Druck, da sich ein Teil der Luftmasse noch darüber befindet. Die Luft beginnt demnach in der Höhe von höherem zu niedrigerem Druck zu strömen (vom Land zur See). Dadurch verändern sich aber die Massenverhältnisse, es befindet sich plötzlich mehr Luftmasse über dem Wasser. Diese größere Luftmasse erzeugt einen höheren Druck auf Seehöheniveau und an der Wasseroberfläche beginnt die Luft, dem Druckgradient folgend, zum Land hin zu strömen. Die vom Wasser kommende Luft streicht über das warme Land, erwärmt sich (d.h. die Dichte sinkt), steigt auf und bildet den Nachschub für die Luftströmung von Land zur See in der Höhe; die fehlende Luft an der Wasseroberfläche wird von oben ersetzt. Es entsteht eine Luftzirkulation, die den Seewind zur Folge hat.

Gegen Abend, wenn die Sonneneinstrahlung nachlässt, kühlt das Land wieder ab, der Wind wird schwächer. Aufgrund der höheren gespeicherten Energie im Wasser, kühlt das Wasser über Nacht weniger stark ab, als das Land. Der Wind schläft ein, wenn Land und Wasser die gleiche Temperatur haben. Wenn der Strahlungseintrag durch die Sonne noch schwächer wird oder in der Nacht ganz aufhört, sinkt die Temperatur des Landes unter die des Wassers. Nun entsteht eine Zirkulation in die genau entgegengesetzte Richtung, der Landwind.

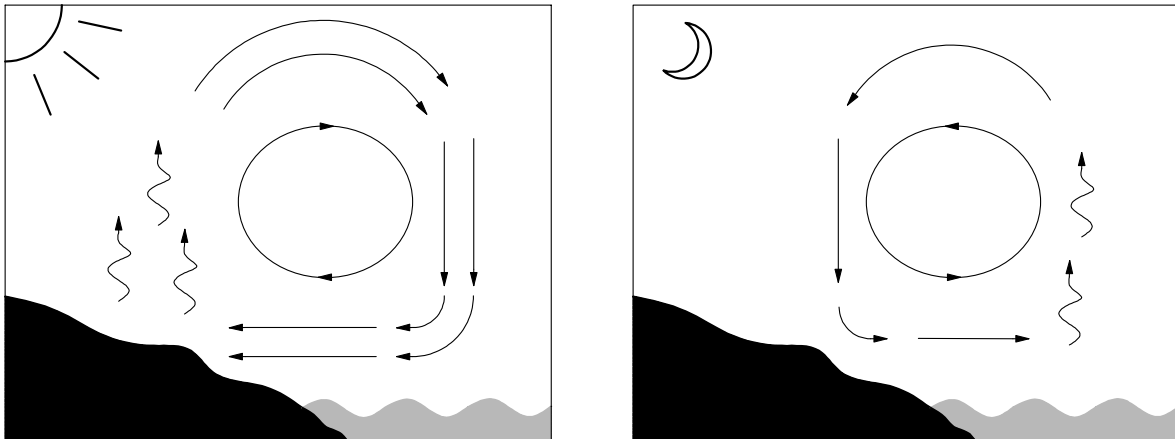


Abbildung 3: Seewind bzw. auflandiger Wind (links) und Landwind bzw. ablandiger Wind (rechts)

Nach Sonnenaufgang, bei beginnender Erwärmung des Landes durch den Strahlungseintrag, dreht sich die Zirkulation wieder um. Der Seewind ist in der Regel stärker als der Landwind, da die Temperaturunterschiede zwischen Land und Wasser tagsüber wesentlich höher sind.

Land- und Seewind gehören zu den thermischen oder Ausgleichswinden, der Landwind wird auch als ablandiger Wind bezeichnet, der Seewind auch als auflandiger Wind.

## 2.2 Nebel

Kühlt warme und relativ feuchte Luft ab, kann wie in Kapitel Luftfeuchtigkeit beschrieben der Dampfdruck des Wasserdampfes unter dessen Partialdruck in der Luft fallen (Taupunktunterschreitung) – der Wasserdampf kondensiert aus, es entsteht Nebel. Nebel besteht aus in der Luft schwebenden kleinen Wassertropfen. Er bildet sich entweder durch das Abkühlen einer feuchten Luftmasse über einer kalten Land- oder Wasseroberfläche oder durch Vermischung zweier ungleich warmer Luftmassen.

- ☼ **Strahlungsnebel:** In der Nacht gibt der am Tag aufgeheizte Erdboden einen Teil seiner Wärme durch Strahlung ab. Fällt die Temperatur des Bodens unter die der Luft, entzieht er dieser Wärme und die Temperatur der Luft sinkt. Wird dadurch der Taupunkt unterschritten bildet sich Nebel. Voraussetzung für diese Art von Nebel sind lange Nächte, wolkenloser Himmel, kaum Luftbewegungen und hohe relative Luftfeuchtigkeit.
- ☼ **Advektionsnebel:** Als Advektion werden in der Meteorologie horizontale Luftströmungen bezeichnet. Wird durch Wind also eine warme und feuchte Luftmasse über eine kalte Oberfläche geführt kann Nebel entstehen. Im Frühling bildet sich dieser Nebel eher über Wasser, wenn eine vom Land aufgeheizte Luftmasse über das noch kalte Meer streicht, im Herbst tritt eher der umgekehrte Fall ein und der Nebel bildet sich über Land. Auch kann die Luftmasse über unterschiedlich warme Meereströmungen streichen und z.B. im Süden Feuchte und Wärme aufnehmen und im Norden die Energie abgeben bis der Taupunkt unterschritten ist.
- ☼ **Mischungsnebel:** Vermischen sich zwei Luftmassen unterschiedlicher Temperatur und Feuchte kann sich eine gemeinsame mittlere Temperatur einstellen, die zu niedrig ist um den Wasserdampf in der Luft zu halten.

## 2.3 Wolken

Als Konvektion werden in der Meteorologie vertikale Luftströmungen bezeichnet. Wird eine Luftmasse über dem warmen Erdboden erhitzt, steigt sie auf. Je höher sie aufsteigt, desto geringer wird der Druck und die Luftmasse dehnt sich aus, die Dichte nimmt ab. Bei der Expansion verrichtet die aufsteigende Luftmasse Arbeit, indem sie die Umgebungsluft von sich wegschiebt, um sich selbst Platz zu machen. Diese Energieabfuhr geht mit einer Temperaturabnahme einher. Wird durch die Temperaturabnahme der Taupunkt der Luftmasse unterschritten bildet sich Nebel in der Höhe, also eine Wolke.

Die Klassifikation von Wolken geschieht nach deren Höhe und deren vertikaler Mächtigkeit:

- ☼ Befinden sich die Wolken bis ca. 2000 m Höhe erhalten ihre Namen kein Präfix.
  - ☼ Befinden sich die Wolken zwischen 2000 m und 7000 m Höhe erhalten ihre Namen das Präfix „alto“.
  - ☼ Befinden sich die Wolken zwischen 7000 m Höhe und der Tropopause erhalten ihre Namen das Präfix „cirro“.
- ☼ Flache Wolken, die nur eine geringe vertikale Ausdehnung haben heißen Schichtwolken (Stratus).
  - ☼ Wolken mit großer vertikalen Ausdehnung nennt man Haufenwolken oder Quellwolken (Cumulus).

Die Kombinationen ergeben sechs der zehn Grundtypen. Dazu kommen noch eine Mischform, die Strato-cumulus und sehr hohe, dünne Wolken, die einfach Cirren genannt werden. Handelt es sich bei Wolken um Regen- oder Gewitterwolken, wird das Prä- bzw. Suffix „nimbus“ an den Namen gehängt (Nimbostratus und Cumulonimbus).

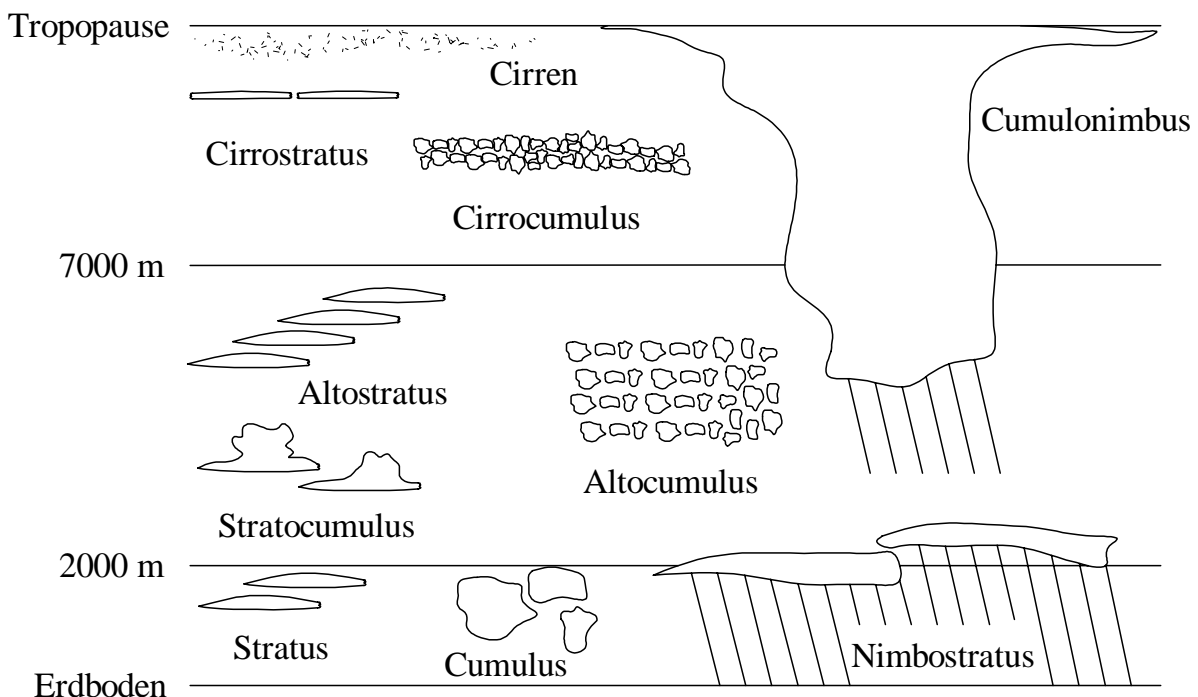


Abbildung 4: Die zehn Grundtypen von Wolken

Anhand der Wolkenform kann man erkennen, ob in der Wolke starke Konvektion herrscht. Quellwolken zeugen von Aufwinden und vertikalen Luftströmungen, während in Schichtwolken keine oder nur geringe Aufwärtsbewegung der Luft herrscht.



## 2.4 Atmosphäre

In der Meteorologie wird die Erdatmosphäre in unterschiedliche Schichten eingeteilt. Die erdnächste Schicht ist die Troposphäre, sie reicht abhängig von Jahreszeit und geografischer Breite bis in eine Höhe zwischen acht und sechzehn Kilometern. In der Troposphäre spielt sich das von uns beobachtbare Wetter ab.

- ⊗ **Temperaturgradient:** Mit steigender Höhe nimmt die Temperatur im Regelfall ab und zwar durchschnittlich mit 0,65 K pro hundert Meter, was eine mittlere Temperatur von  $-56,6^{\circ}\text{C}$  an der oberen Grenze der Troposphäre bedeutet. Mit den nach oben hin abnehmenden Temperaturen nimmt auch die (absolute) Luftfeuchtigkeit in höheren Lagen ab. Der tatsächlich herrschende vertikale Temperaturgradient wird als Schichtungsgradient bezeichnet.

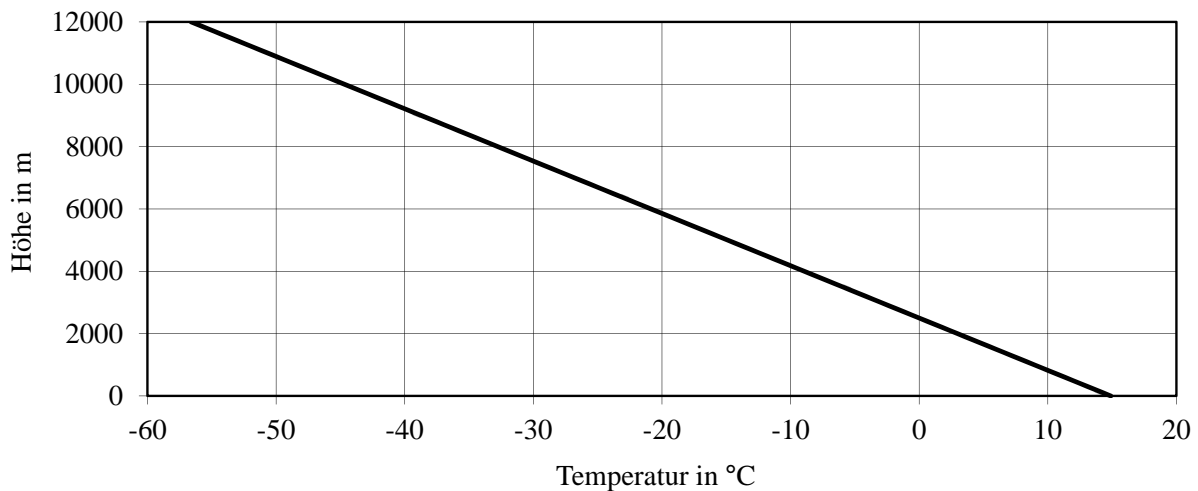


Abbildung 5: Mittlerer Temperaturverlauf der Troposphäre

- ⊗ **Druckgradient:** Die Luftmoleküle haben eine Masse, die von der Schwerkraft der Erde angezogen wird. Auf Meeresebene entspricht die Dichte der Luft ca.  $1,2 \text{ kg/m}^3$ , ihr Druck beträgt etwa 1 bar. Der Druck wird durch das Gewicht der Luft in der Atmosphäre, die auf sich selbst lastet, erzeugt. Je größer die Entfernung vom Meeresebene, desto niedriger der Luftdruck. Da Luft kompressibel, verläuft diese Druckabnahme mit der Höhe nicht linear. An der oberen Grenze der Troposphäre herrscht ein Luftdruck von ca. 0,225 bar, also weniger als ein Viertel des Meeresehendruckniveaus. Das bedeutet auch, dass sich mehr als 75 % der gesamten Luftmasse in der Troposphäre befinden.
- ⊗ **Dichtegradient:** Die Veränderung der Dichte der Luft mit der Höhe nimmt aufgrund der abnehmenden Temperatur zu und aufgrund des abnehmenden Drucks ab. Der Druck hat jedoch den wesentlich größeren Einfluss und damit ähnelt der Dichte Gradient eher dem des Druckes und diese wird mit zunehmender Höhe geringer.

Die nächsthöhere Schicht wird Stratosphäre genannt, die Grenze zwischen der Tropo- und der Stratosphäre, Tropopause. In der Stratosphäre befindet sich das Ozon, das einen großen Teil der UV-Strahlung der Sonne absorbiert. Durch die Absorption dieser Energie, steigt die Temperatur der Luftschichten in der Stratosphäre mit zunehmender Höhe wieder an und der Temperaturgradient ändert sein Vorzeichen. Aufgrund dieses geänderten Temperaturverlaufes nimmt die Dichte nach oben hin stark ab, um dem durch das Gewicht der Luft aufgeprägten Druckgradienten zu genügen (siehe (1)).

Die Temperatur einer aufsteigenden Luftmassen verringert sich aufgrund der Expansion. Nimmt die

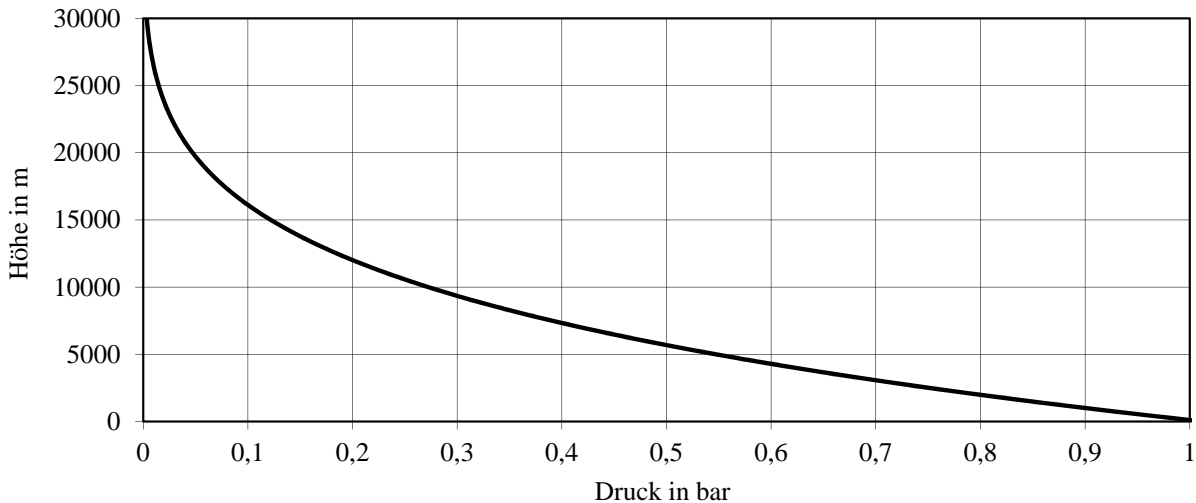


Abbildung 6: Luftdruck in der Standardatmosphäre

Temperatur an der Tropopause mit der Höhe wieder zu, so muss die Dichte der aufsteigenden Luftmasse größer sein, als die der Stratosphäre. Die Tropopause ist also eine für aufsteigende Luftmassen undurchdringliche Grenzfläche. Die Stratosphäre ist fast frei von vertikalen Strömungen, dafür aber von horizontalen geprägt, z.B. die Strahlströme, die sich an den Grenzen der globalen Luftmassen der unterschiedlichen Klimazonen bilden und die Zugbahnen von wandernden Tiefdruckgebieten maßgeblich beeinflussen.

Die Atmosphäre besteht noch aus weiteren drei Schichten, der Mesosphäre, der Thermo- oder Ionosphäre und der Exosphäre, auf die hier nicht näher eingegangen wird.

#### 2.4.1 Stabile und labile Schichtung

Betrachten wir erneut eine vom Boden erwärmte Luftmasse, die aufsteigt. Diese Luftmasse kann während ihres Aufstiegs näherungsweise als adiabat angesehen werden, d.h. dass es keinen Wärmefluss zu oder von den umgebenden Luftmassen gibt. Während ihres Aufstiegs dehnt sich die Luftmasse aus und die Temperatur sinkt. Ist die Temperatur der aufsteigenden Luftmasse in einer bestimmten Höhe geringer als die der Umgebung, muss laut (1) die Dichte dieser Luftmasse höher sein, als die der Umgebung - die Aufwärtsbewegung der Luftmasse kommt zum Stillstand bzw. diese sinkt wieder ab. Aufgrund der Druckzunahme mit abnehmender Höhe steigt die Temperatur der Luftmasse wieder an bis sie eine „Tiefe“ erreicht hat, bei der sie wieder wärmer als die Umgebung ist und wieder beginnt aufzusteigen. Die Ausschläge dieser Auf- und Abbewegung werden zunehmend kleiner bis sich die Luftmasse in der Höhe eingependelt hat, in der der Zustand der Umgebung, dem ihres eigenen entspricht. Insgesamt ist die Temperatur der Luftmasse über die gleiche Höhe schneller gefallen, als die der Atmosphäre, man sagt die Schichtung der Atmosphäre sei stabil.

Der Verlauf der Temperaturänderung über die Höhe beim Aufsteigen einer Luftmasse wird im Hebungsgradienten dargestellt, der der Atmosphäre als Schichtungsgradient.

Im umgekehrten Fall, wenn der Schichtungsgradient der Atmosphäre größer ist als der Hebungsgradient der aufsteigenden Luftmasse, würde die aufsteigende Luftmasse stets eine höhere Temperatur als ihre Umgebung besitzen, damit eine geringere Dichte und ihre Aufwärtsbewegung würde nicht gestoppt werden. Man sagt die Schichtung der Atmosphäre sei labil.

In den soeben dargestellten Beispielen wurde der trockenadiabate Aufstieg einer Luftmasse beschrieben. Adiabat, weil der Energieaustausch in Form von Wärme mit der Umgebung vernachlässigt wurde, und trocken, weil die in der Luftmasse gespeicherte latente Wärme im Form von Luftfeuchtigkeit durch

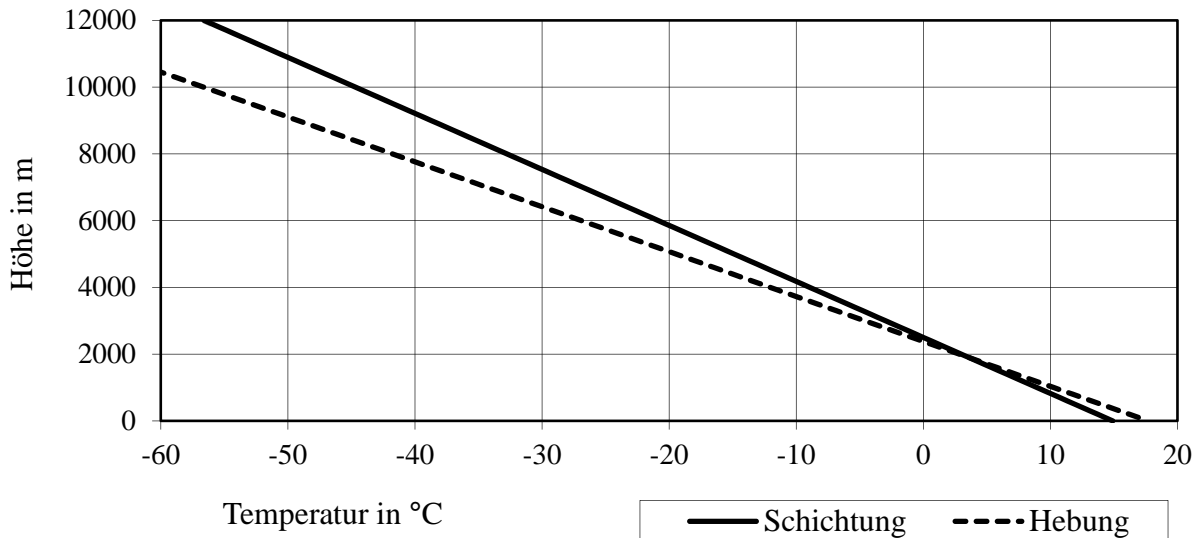


Abbildung 7: Temperaturgradienten der stabilen Schichtung

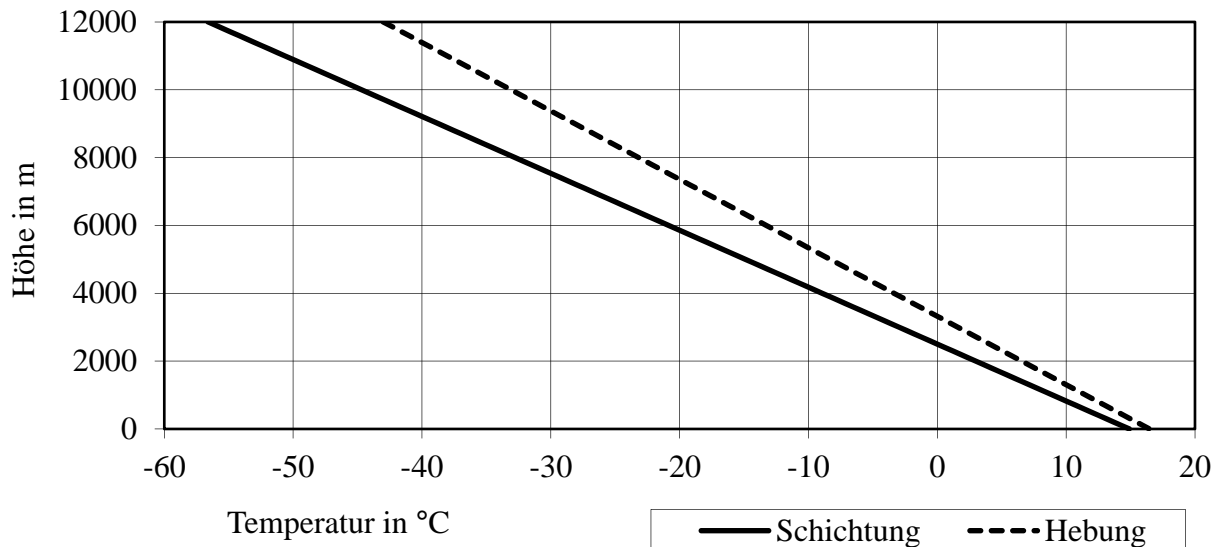


Abbildung 8: Temperaturgradienten der labilen Schichtung

Kondensation nicht freigesetzt wurde.

Sinkt die Temperatur der aufsteigenden Luftmasse unter die Taupunkttemperatur, kondensiert der enthaltene Wasserdampf und eine Wolke bildet sich. Durch die Verflüssigung wird jedoch auch die latente Wärme frei, die aufgrund des schlechten Wärmeübergangs mit der Umgebung nicht abgeführt wird, sondern die Temperatur der aufsteigenden Luftmasse erhöht. Die Kondensation der Luftfeuchtigkeit in einer aufsteigenden Luftmasse verringert also den Hebungsgradienten und erhöht die Wahrscheinlichkeit auf labile Schichtung der Atmosphäre. Der Aufstieg einer Luftmasse unter diesen Umständen wird als feuchtadiabat bezeichnet.

Die Aufwärtsbewegung von Luftmassen in der labil geschichteten Atmosphäre kommt spätestens an der Tropopause zum Erliegen. An dieser nimmt die Temperatur nach oben hin wieder zu (während der Druck weiter abnimmt) und ist damit stets stabil geschichtet.

## 2.5 Gewitter

Vor allem im Sommer, wenn das Land sehr heiß und die Luft warm und feucht ist, ist die Wahrscheinlichkeit auf labile Schichtung der Atmosphäre hoch. Bei (feucht)labiler Schichtung steigt eine Luftmasse sehr schnell auf und reißt die entstehenden Wassertropfen mit sich in große Höhen, wo sie frieren. Die Eisklumpen wachsen Schicht für Schicht aufgrund des kondensierenden Wassers, das sich an deren Oberfläche anlagert. Dieser Wachstumsprozess setzt sich solange fort bis die Aufwinde die Eisklumpen nicht mehr halten können (das geschieht spätestens wenn die aufsteigenden Luftmassen die Tropopause erreicht haben). Das Eis beginnt, beschleunigt durch die Schwerkraft, immer schneller herabzufallen. Beim Fall durch die in der Nähe des Erdbodens wärmer werdenden Schichten schmilzt das Eis wieder und fällt in großen Mengen in Form von Regen herab. Unter bestimmten Voraussetzungen entstehen Gebiete mit variablen Aufwinden, was dazu führt, dass die Eisklumpen den Wachstumsprozess mehrfach wiederholen und dadurch so stark anwachsen, dass sie beim Fall durch die wärmeren Luftschichten nicht mehr ganz schmelzen und es hagelt. Die schnell herabfallenden Eis-/Wassermassen im Inneren der Wolke reißen die umgebende Luft mit, die auf hohe Geschwindigkeit beschleunigt wird. Diese wird in Bodennähe verdrängt und in eine horizontale, Luftströmung umgelenkt. In der unmittelbaren Umgebung des Gewitters können die Winde daher Sturmstärke erreichen. Das Gebiet um das Gewitter mit diesen starken Winden wird Böenwalze genannt.

Die herabfallenden Luft- und Wassermassen im Gewitter müssen von außen wieder angefüllt werden. Das Gewitter saugt also Luft von weiter entfernter Umgebung an, Luft die ebenfalls warm und feucht ist. Die latente Wärme des Wasserdampfes in der Luft nährt das Gewitter. Sobald ihm die Feuchtigkeit ausgeht, weil die Luft zu trocken und/oder zu kalt ist, hört die Gewittertätigkeit auf.

Die vom Gewitter angesaugte Luft kommt nicht aus der unmittelbaren Umgebung, sondern wird, auch aus Bodennähe von weiter her angesaugt. Der Wind weht also bei einem herannahenden Gewitter zunächst zum Gewitter hin. Je näher es kommt desto schwächer wird der Wind, da die Luftströmung aus der Böenwalze entgegen kommt. In einem Punkt heben sich die Geschwindigkeiten der angesaugten und der herausströmenden Luft auf – die berühmte „Ruhe vor dem Sturm“.

Das Wolkenbild eines Gewitters ist sehr typisch. Quellwolken von großer vertikaler Mächtigkeit, die bis an die Tropopause reichen. An der Tropopause breitet sich die Wolke aus, da sie nicht weiter aufsteigen kann (stets stabile Schichtung der Stratosphäre) was zu der typischen Ambossform einer Gewitterwolke (Cumulonimbus) führt.

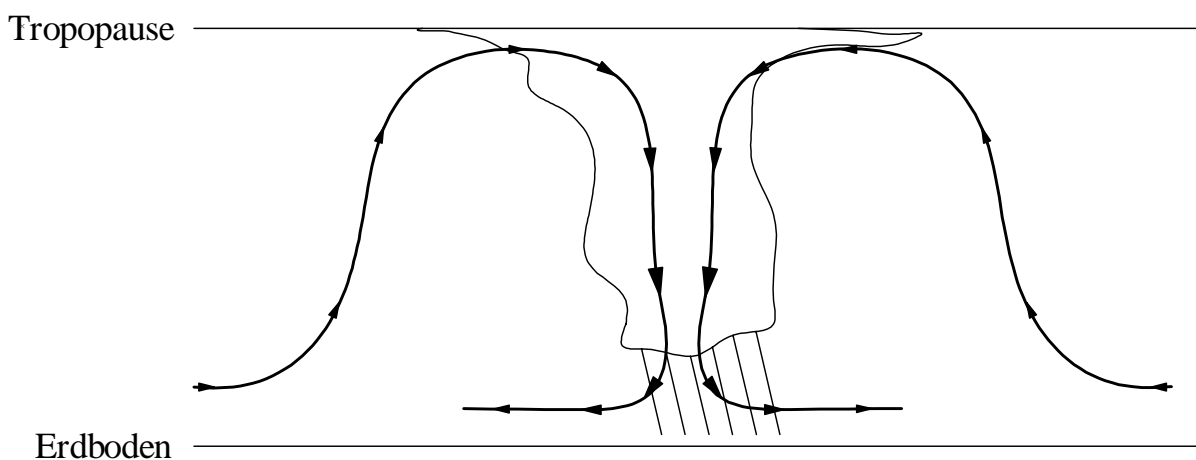


Abbildung 9: Hitzegewitter

An der Grenze der herabfallenden kalten, nassen Luft im Inneren des Gewitters und der außen herum aufsteigenden warmen, feuchten (Nachschub)Luft kommt es, aufgrund der Reibung, zu elektrostatischen Aufladungen, die sich in Form von Blitzen entladen. Der Donner ist das Geräusch, der bei der Entladung gewaltiger Energien entsteht.

Gewitter können auch an Berghängen entstehen, an denen feuchte Luftmassen aufgrund von Advektion nach oben gedrückt werden: Die Luftmasse kann dem Berg nicht seitlich ausweichen und wird von der nachkommenden auf den Hang hinaufgeschoben (anabatischer Wind). Wie beim Hitzegewitter sinkt die Temperatur aufgrund des abnehmenden Drucks, der Taupunkt wird unterschritten und die latente Wärme wird frei. Diese Art von Gewittern, die sich aufgrund eines Hindernisses auf das sie hinaufgeschoben werden, bilden, nennt man orografische Gewitter.

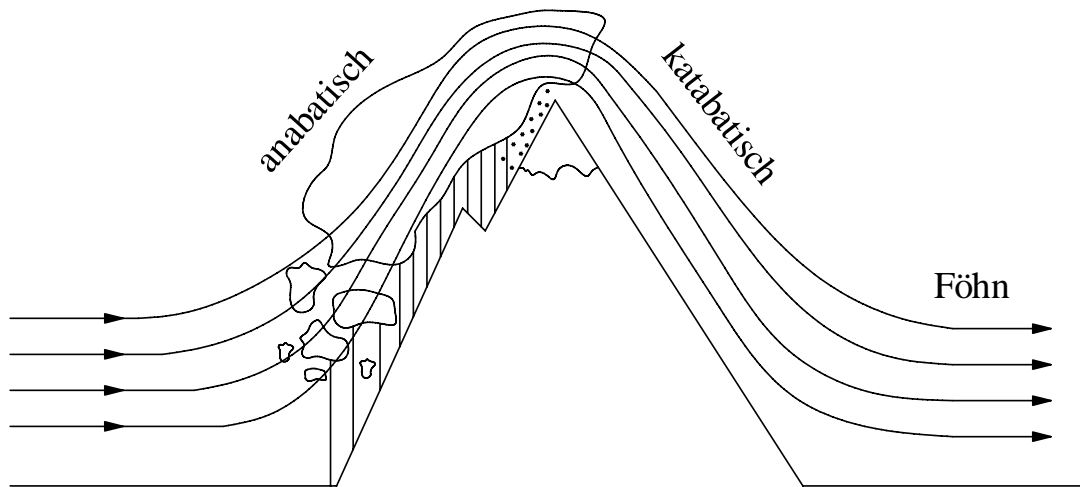


Abbildung 10: Orografisches Gewitter an einem Berghang

Häufig regnet es nur auf der Luvseite des Berges; die Luftmasse „verliert“ ihre Feuchtigkeit in Form von Regen und fällt trocken auf der Leeseite des Berges ins Tal. Mit steigendem Druck erwärmt sich die Luftmasse, und aufgrund der fehlenden Feuchtigkeit kann nur wenig Energie in Form von latenter Wärme gespeichert werden, d.h. die Temperatur der trockenen Luft steigt umso stärker. Höhere Temperaturen und wenig vorhandene Wassermasse ergeben eine geringe relative Feuchtigkeit - der entstehende Fallwind (katabatischer Wind) ist warm und trocken. Ein bekanntes Beispiel in den Alpen ist der Föhn, der Adria die Bora. Ein markantes Merkmal ist die von Lee aus zu sehende Föhn- bzw. Borawalze am Gebirgskamm.

Weitere Arten von Gewittern entstehen an Kaltfronten in wandernden Tiefdruckgebieten und in Zonen mit Bodenkonvergenz. Diese werden in späteren Kapiteln behandelt.

## 2.6 Inversion

Die Inversionswetterlage ist mehr oder weniger das Gegenteil eines Hitzegewitters und das Paradebeispiel für stabile Schichtung in der (unteren) Troposphäre. Im Winter, wenn der Boden seine Energie mittels Wärmestrahlung abgegeben hat und aufgrund von Nebel und Bedeckung nicht von der Sonne aufgeheizt wird, entzieht dieser den bodennahen Luftschichten Wärme. Dadurch sinkt die Temperatur dieser Luftschichten unter die der darüber liegenden: stabile Schichtung. Aufgrund dessen entstehen keine konvektiven Strömungen und es gibt keine Durchmischung mit Luftmassen aus der Umgebung. Die Luftqualität läuft Gefahr in

Städten im Winter niedrig zu sein, da die in den Ballungsräumen entstehenden Schadstoffe (Feinstaub, Stickoxide, etc.) nicht wie bei (bodennaher) labiler Schichtung im Sommer permanent abtransportiert werden.

### 3 Großräumige Wetterphänomene

Aufgrund der Lage der Erde im Sonnensystem und ihrer Bewegung um die Sonne und um die eigene Rotationsachse, haben sich relativ stationäre globale Wind- und Wettersysteme ausgebildet, auf denen auch mittelgroße Phänomene basieren.

#### 3.1 Globale Windsysteme

Die Sonne ist der Energielieferant für unseren Planeten - jeder Wind ist letztendlich auf den Energieeintrag der Sonne zurück zu führen. Auf die äquatornahen Breiten strahlt die Sonne am intensivsten, dort erwärmen sich Wasser und Land auf die höchsten Temperaturen. Durch die warmen Land- und Wassermassen erwärmt sich Luft darüber auch am stärksten, dehnt sich am stärksten aus und fließt dann in der Höhe, schwerkraftgetrieben, Richtung Pole (über dem Äquator reicht die Atmosphäre aufgrund der hohen Temperaturen am höchsten hinauf). Nach dem gleichen Prinzip wie bei Land- und Seewind, verringert sich der Druck um den Äquator in Bodennähe, weil Luftmassen in der Höhe abfließen. Der so in Bodennähe entstandene Tiefdruck muss von Norden und Süden her aufgefüllt werden. Dieser stetig wehende Wind heißt Passat. Wo sich Nordost- und Südostpassat treffen, herrscht Windstille. Dieser die Erde umschließende schmale Bereich (Gürtel) wird innertropische Konvergenzzone genannt.

Als Konvergenz wird das Phänomen bezeichnet, wenn Luftströmungen aufeinander treffen. Geschieht das in der Nähe einer für die Luft undurchdringliche Grenzfläche (z.B. der Erdoberfläche oder die Tropopause), drücken sich die Strömungen gegenseitig nach oben (Erdoberfläche) bzw. nach unten (Tropopause) weg. In Konvergenzonen herrscht immer (relativer) Tiefdruck. Befindet sich die Konvergenz in Bodennähe kann feuchte, warme Luft in die Höhe transportiert werden und es besteht Potential zur Entstehung von Gewittern. Vor allem in warmen Gebieten, wie der innertropischen Konvergenzzone, kommen diese regelmäßig vor.

Das umgekehrte Phänomen wird als Divergenz bezeichnet. Trifft eine Luftströmung normal auf eine Grenzfläche, so teilt sie sich und die Teilströmungen fließen der Grenzfläche (in verschiedener Richtung) entlang. In Divergenzonen herrscht immer (relativer) Hochdruck. Befindet sich die Divergenz in Bodennähe, wird kalte und trockene Luft aus den oberen Schichten zur Erdoberfläche transportiert. Es besteht keine Neigung zur Gewitterbildung, das Wetter verändert sich kaum.

Die am Äquator erwärmte Luft steigt also auf und beginnt an der Tropopause polwärts zu strömen. Bei einer geografischen Breite von ca. 30° trifft die Luftströmung auf die äquatorwärts strömende Höhenluft der gemäßigten Breiten. Es entsteht eine Zone mit Höhenkonvergenz, die Strömungen drücken sich gegenseitig nach unten (nach oben ist ihnen der Weg durch die stabile Schichtung der Stratosphäre versperrt). Trifft diese Abwärtsströmung auf den Erdboden entsteht ein Gebiet mit Bodendivergenz. Die Strömung teilt sich und fließt der Erdoberfläche entlang – ein Teil Richtung Äquator, ein Teil Richtung Pol. Dieser planetarische Gürtel wird als Rossbreiten bezeichnet, er zeichnet sich durch hohen Druck und wenige, unbeständige Winde aus. Aus den Rossbreiten strömt die Luft Richtung Äquator (Passat) und Richtung Pol (Westwinde) ab. Die Zirkulation über der Passatzone wird als Hadley-Zelle bezeichnet.

Die aus den Rossbreiten polwärts strömenden Luftmassen, durch die Corioliskraft nach Osten abgelenkt, treffen an der polaren Tiefdruckrinne (ca. 60° geografische Breite) auf vom Pol kommende kalte und trockene Winde. Durch die Bodendivergenz entsteht ein Gürtel niedrigeren Drucks (polare Tiefdruckrinne). An der Tropopause fließen die aufsteigenden Luftmassen auseinander (Höhendivergenz). Die Zirkulation über der Westwindzone wird als Ferrel-Zelle bezeichnet. Beim Aufeinandertreffen der warmen,

feuchten Westströmung und der kalten trockenen Ostströmung entstehen in der polaren Tiefdruckrinne die wandernden Tiefdruckgebiete (Zyklone), die in die Westwindzone „tropfen“ und mit den westlichen Winden nach Osten wandern.

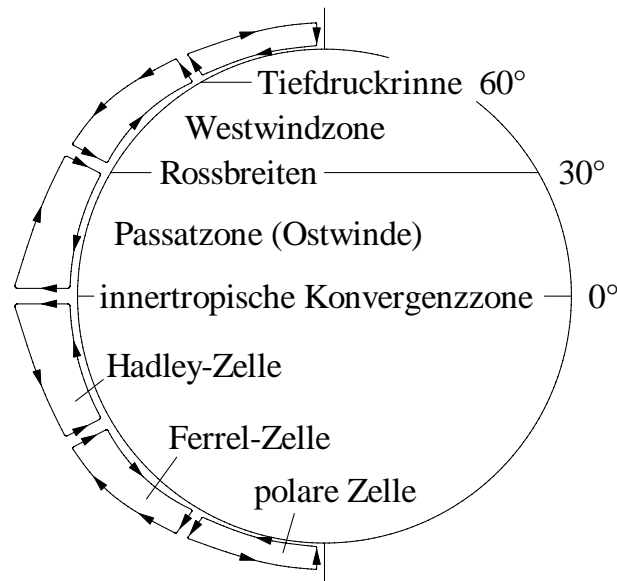


Abbildung 11: Globales Windsystem der Erde

Von der Höhendivergenz über der polaren Tiefdruckrinne strömt ein Teil der Luftmassen Richtung Pol, wo sie zusammenfließen und sich gegenseitig auf den Boden drücken (Höhenkonvergenz) – es entsteht polarer Hochdruck (Bodendivergenz). Am Boden fließt die Luft äquatorwärts, und wird durch die Corioliskraft nach Westen abgelenkt.

### 3.2 Corioliskraft

Wirkt eine Kraft auf eine Masse, so ändert sich dessen Geschwindigkeit und umgekehrt. Fährt ein Beobachter mit der Geschwindigkeit  $v_x$  in einem Zug über eine hohe Brücke und lässt einen Gegenstand aus dem Fenster fallen, beschleunigt die Gravitationskraft den Gegenstand und dieser wird sich mit zunehmender vertikaler Geschwindigkeit  $v_z$  dem Boden der Schlucht nähern. Im Moment des Fallenlassens hat der Körper aber die gleiche horizontale Geschwindigkeit  $v_x$  wie der Beobachter. Unter Vernachlässigung des Luftwiderstandes bleibt diese konstant und der Körper befindet sich stets direkt unter dem Beobachter. Beschleunigte oder bremste der Zug nachdem der Gegenstand fallen gelassen wurde, würde dieser natürlich nach hinten bzw. nach vor auswandern, da die Geschwindigkeit nicht mehr von der Bewegung des Zuges beeinflusst würde.

Betrachtet man die („Nord-“) Polfigur der Erde, so dreht sich diese mit der Winkelgeschwindigkeit  $\Omega$  gegen den Uhrzeigersinn. Entlang eines Radiusstrahls nimmt die Tangentialgeschwindigkeit  $v_T(R)$  mit dem Radius  $R$  linear zu: Ein Italiener, nahe dem Äquator, legt in der gleichen Zeit einen längeren Weg zurück, als ein Schwede, nahe dem Nordpol.

Wirft der Schwede dem Italiener einen Ball mit der Wurfgeschwindigkeit  $v_W$  zu, so hat der Ball dieselbe Tangentialgeschwindigkeit wie der werfende Skandinavier. Je weiter der Ball aber Richtung Süden fliegt, desto schneller dreht sich die Erde - aufgrund der höheren Tangentialgeschwindigkeit mit zunehmendem Radius - unter dem Ball weiter. Aus Sicht des Schweden wandert der Ball nach rechts aus, aus Sicht des Italieners nach links. Beiden scheint, dass eine Kraft auf den Ball wirken muss, denn er ändert seine Flugrichtung: Die Corioliskraft.

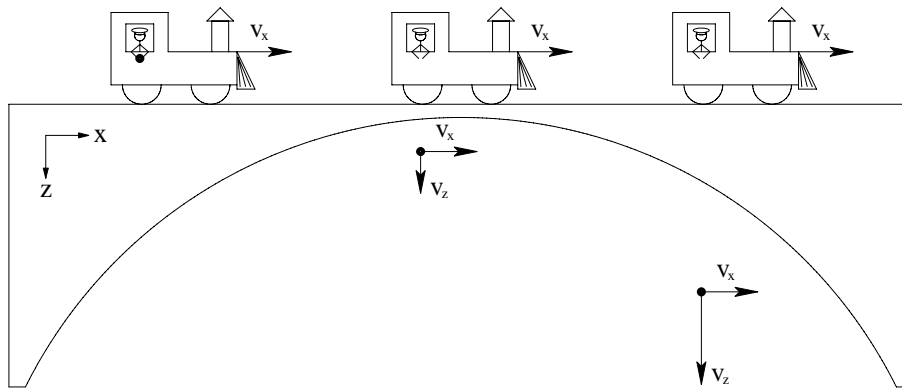


Abbildung 12: Fallengelassener Gegenstand aus fahrendem Zug

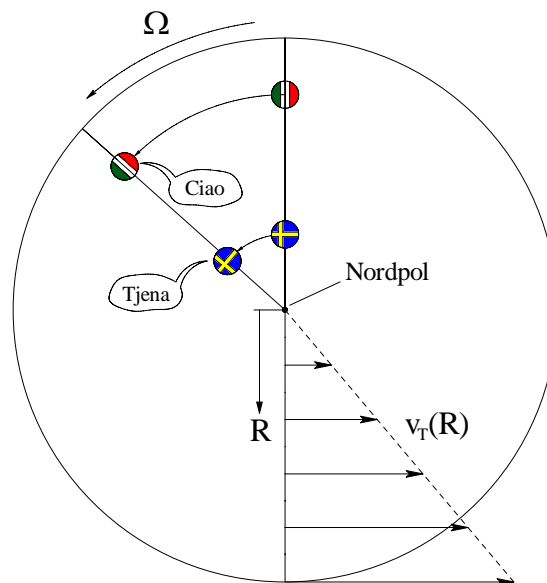


Abbildung 13: Tangentialgeschwindigkeit

Wirft der Italiener dem Schweden einen Ball zu, hat der Ball eine relativ hohe Geschwindigkeit in tangentialer Richtung und je näher er an den Pol gelangt, desto weiter wandert er nach Osten aus. Wieder scheint beiden Spielern, dass eine Kraft auf den Ball wirken muss.

Die mathematische Beschreibung der Coriolisbeschleunigung ist im Anhang B zu finden, das Endergebnis lautet:

$$a_C = 2\Omega v_W \sin\varphi \tag{5}$$

Auf den ersten Blick ist erkennbar, dass hohe Wurfgeschwindigkeiten und hohe Breiten zu großen Corioliskräften führt. Die Breitenabhängigkeit der Corioliskraft wurzelt in der Erdkrümmung, die bei der Betrachtung der Polfigur nicht erkennbar ist. Werden aber die Polfigur und der „Seitenriss“ der Erdkugel untereinander dargestellt, so ist die Breitenabhängigkeit der Radialgeschwindigkeit von der Windgeschwindigkeit eindeutig zu sehen: Ein Luftmolekül legt bei gleicher Geschwindigkeit entlang der Erdoberfläche unterschiedlich große Distanzen in radialer Richtung zurück.

Nicht so anschaulich darstellbar ist die Wirkung der Corioliskraft auf Körper mit einer rein tangential Ge-



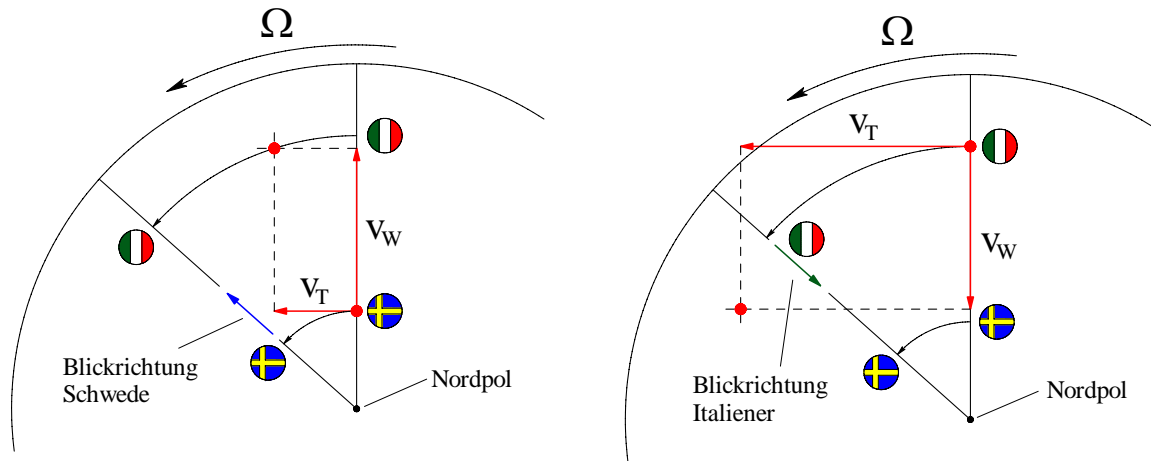


Abbildung 14: Scheinbare Ablenkung des Balls beim äquatorgerichteten Wurf (links) und scheinbare Ablenkung des Balls beim polgerichteten Wurf (rechts)

schwindigkeitskomponent (also ohne Bewegung in Nord-Süd-Richtung). Auch in diesem Fall ergibt sich aus den kinematischen Überlegungen der idente Ausdruck für die Coriolisbeschleunigung. Die vollständige Herleitung ist im Anhang B zu finden.

Die Coriolisbeschleunigung „wirkt“ also unabhängig von der Bewegungsrichtung. Sie steht, wie die Zentrifugalbeschleunigung, normal auf die Geschwindigkeit. Auf der Nordhalbkugel werden Objekte aufgrund der Erdrotation in Bewegungsrichtung gesehen nach rechts abgelenkt, auf der Südhalbkugel erfolgt die Ablenkung nach links.

Mit der Zentrifugalkraft „wirkt“ eine weitere Schein- oder Trägheitskraft auf die Luftmoleküle. Die Auswirkungen auf die Luftbewegungen sind für die Überlegungen in diesem Lernbehelf nicht von Interesse, aber dennoch interessant. In Anhang C werden diese kurz betrachtet.

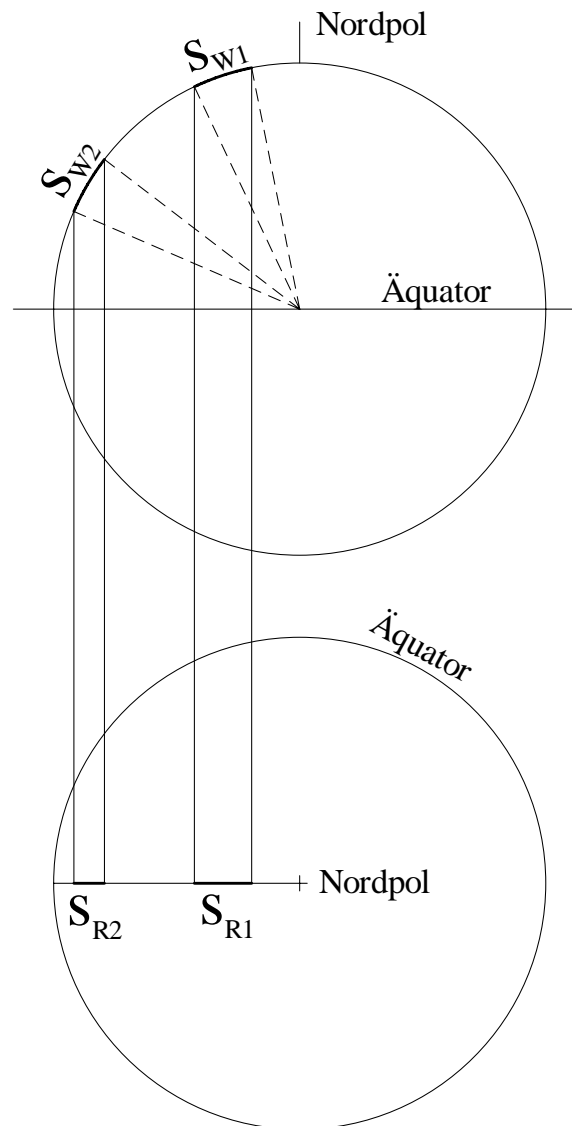


Abbildung 15: Abhängigkeit der Radialgeschwindigkeit von der geographischen Breite

### 3.3 Hochdruck/Tiefdruck

Ein Hochdruckgebiet ist ein Gebiet dessen Luftdruck höher ist relativ zu den ihn umgebenden Luftmassen, bei einem Tiefdruckgebiet verhält es sich genau umgekehrt. In Wetterkarten werden diese Gebiete mit Buchstaben in dessen Kern bezeichnet, mit „H“ oder „A“ die Hochdruckgebiete, mit „T“ oder „C“ die Tiefdruckgebiete. Die Luft versucht, getrieben durch die Druckdifferenz, vom Gebiet höheren Drucks zum Gebiet tieferen Drucks zu strömen.

Je größer der Druckgradient ist, also je größer der Druckunterschied zweier Gebiete bei gleicher Entfernung ist, desto stärker wirkt die Gradientenkraft, die die Luftmasse zum Gebiet tieferen Drucks beschleunigt und damit nimmt auch die Windgeschwindigkeit zu. Die Druckverteilung wird durch Isobaren dargestellt, Linien die alle Orte mit dem gleichen Luftdruck miteinander verbinden. Je enger die Isobaren beieinander liegen, desto höher ist der Druckgradient, ergo die Windstärke. Der Druck wird in der Meteorologie in Millibar oder Hektopascal angegeben, das sind unterschiedliche Namen für die gleiche Einheit. Es gibt einen definierten Normdruck auf Seehöhe (1013,25 hPa) - dieser Wert kann zur Orientierung genommen werden, ob in einer

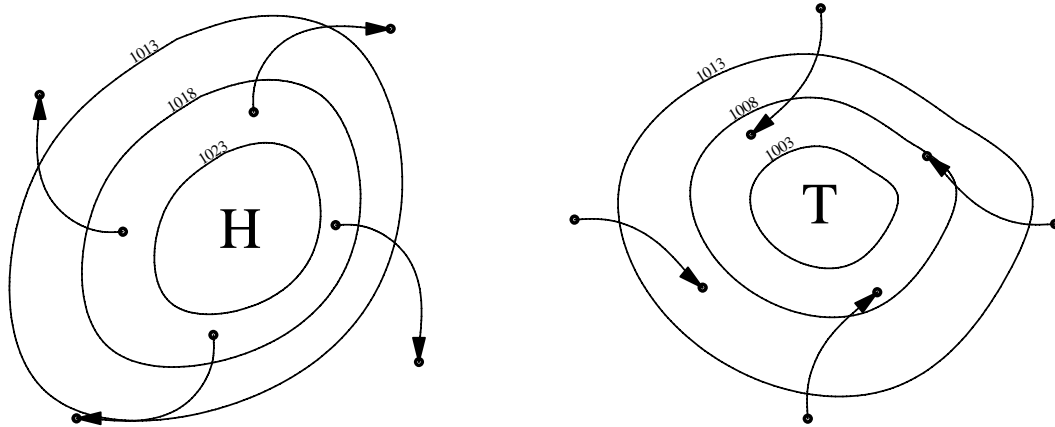


Abbildung 16: Ablenkung der Luftströmung aus dem Hoch bzw. in das Tief aufgrund der Corioliskraft

Luftmasse eher Hochdruck oder Tiefdruck herrscht.

Auf die Luftteilchen wirkt die Gradientenkraft  $F_G$ , die es zum Punkt geringsten Druckes beschleunigt - normal auf die Tangente an eine Isobare. Das Teilchen beginnt sich, von der Gradientenkraft beschleunigt, zum Punkt des niedrigsten Druckes zu bewegen. Aufgrund der einsetzenden Bewegung relativ zur Erdoberfläche beginnt die Corioliskraft  $F_C$  zu wirken - normal auf die Bewegungsrichtung - und lenkt es auf der Nordhalbkugel nach rechts ab, bezogen auf die Flugrichtung. Die Luftmoleküle werden also auf gekrümmte Bahnen gedrängt, die eine dritte Kraft, eine zweite Scheinkraft, nämlich die Zentrifugalkraft  $F_Z$  erzeugen, die die Moleküle nach außen, bezogen auf die Krümmung der beschriebenen Flugbahn, zieht. Das Zusammenspiel dieser drei Kräfte zwingt die Teilchen (theoretisch) auf eine kreisrunde Bahn, um den Kern des Hoch- bzw. des Tiefdruckgebiets.

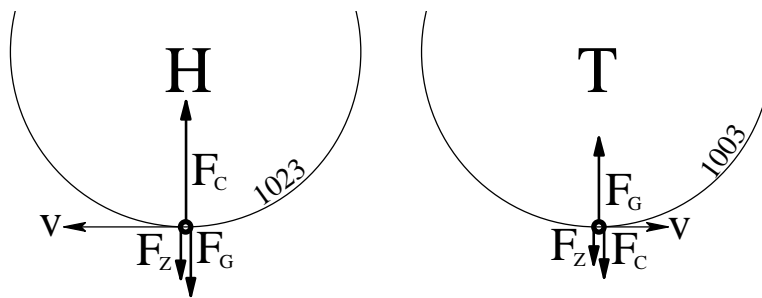


Abbildung 17: Kräfte am Teilchen bei isobarenparallelen Umströmung des Tief- bzw. Hochdruckkerns

In der „Natur“ der Corioliskraft liegt es die Luftmoleküle auf eine isobarenparallele Bahn zu zwingen. Da die Corioliskraft eine Funktion der Teilchengeschwindigkeit ist, muss sich bei höherer Gradientenkraft eine höhere Teilchengeschwindigkeit einstellen, um der Gradientenkraft entgegen wirken zu können. Bei gekrümmten Isobaren (was in der Natur der Fall ist) kommt auch noch die Zentrifugalkraft hinzu, die im Falle des Hochdrucks in Richtung der Gradientenkraft wirkt, im Falle des Tiefdrucks in Richtung der Corioliskraft. Um das Luftteilchen auf einer isobarenparallelen Bahn zu halten, ist also beim Hochdruck eine größere Corioliskraft (ergo Windgeschwindigkeit) notwendig, da Gradienten- und Zentrifugalkraft gegen die Corioliskraft wirken, und beim Tiefdruck eine kleinere Corioliskraft (ergo Windgeschwindigkeit), da die Zentrifugalkraft der Corioliskraft „hilft“. Der durch einen horizontalen Druckgradienten erzeugte Wind wird geostrophischer Wind genannt.

Da die Corioliskraft linear, die Zentrifugalkraft aber quadratisch von der Windgeschwindigkeit abhängt, wächst die Zentrifugalkraft mit zunehmender Geschwindigkeit schneller an. Mit zunehmender Gradientenkraft in einem Hochdruckgebiet muss die Windgeschwindigkeit zunehmen, damit die Corioliskraft dieser entgegen wirken kann; die Zentrifugalkraft nimmt aber überproportional schneller zu. Durch diese Zunahme wird der Krümmungsradius der Isobaren vergrößert, d.h. die Teilchen werden solange nach außen gedrückt, bis die Corioliskraft dieselbe Größe hat, wie die entgegenwirkenden Gradientenkraft und Zentrifugalkraft. Dies führt zu einer natürlichen Obergrenze für Isobarenkrümmungen und damit Windgeschwindigkeiten in Hochdruckgebieten. Obwohl also bei gleichem Druckgradient in einem Hochdruckgebiet höhere Windgeschwindigkeiten herrschen, existiert eine natürliche Grenze für den maximal möglichen Druckgradienten und damit für die Windgeschwindigkeiten in Hochdruckgebieten. Tiefdruckgebiete können sehr starke Druckgradienten aufweisen ohne eine natürliche Grenze für die Krümmungsradien der Isobaren (also ihre „Kleinheit“), daher gibt es Sturmtiefs, Tornados und Hurricanes als Formen von Tiefdruckgebieten, während der Wind in Hochdruckgebieten nur mäßig stark werden kann.

In großen Höhen ist die Reibung zwischen den Luftmolekülen sehr gering, der Wind weht isobarenparallel. In der Nähe der Erdoberfläche nimmt der Einfluss der Reibung aufgrund von Land- und Wassermassen zu. Diese Reibung bremst die Teilchen, die Geschwindigkeit verringert sich und damit auch die Coriolis- und Zentrifugalkraft. Die Gradientenkraft bleibt hingegen gleich groß. Aus diesem Grund weht der Wind in Bodennähe nicht isobarenparallel, sondern aus dem Hoch heraus bzw. in das Tief hinein.

Aus einem Hochdruckgebiet strömt die Luft im Uhrzeigersinn heraus, ins Tiefdruckgebiet gegen den Uhrzeigersinn hinein, wobei die Luft aufgrund der Bodenreibung mit einem Winkel zwischen  $10^\circ$  und  $25^\circ$  zur Tangente an den Isobarenverlauf fließt. Dies gilt für die nördliche Hemisphäre, auf der Südhalbkugel drehen sich die Ein- und Auströmrichtung um.

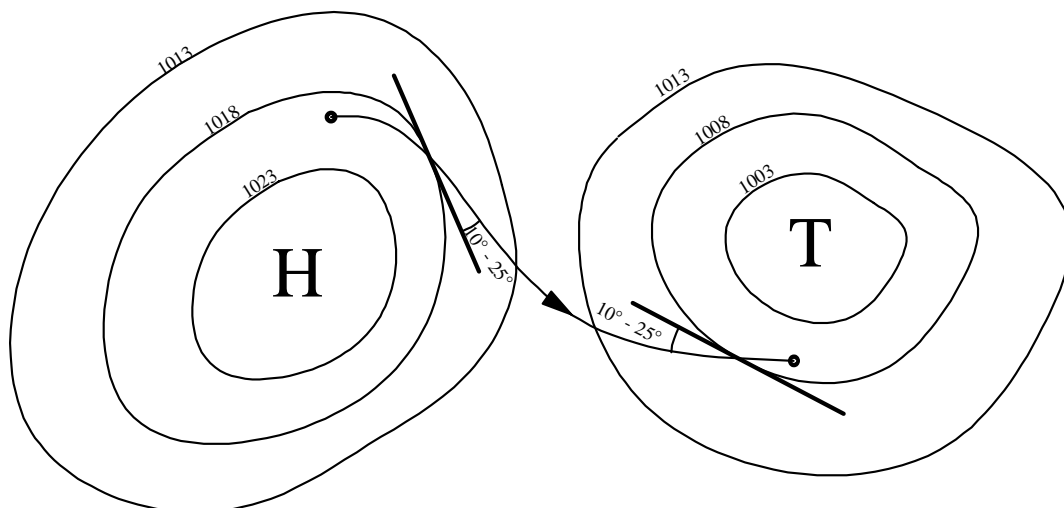


Abbildung 18: Bodennahe Strömungen aus dem Hoch bzw. in das Tief aufgrund von Bodenreibung

An dieser Stelle soll nochmal auf die Breitenabhängigkeit der Windgeschwindigkeit bei gleicher Druckverteilung hingewiesen werden. Da die Corioliskraft in niedrigen Breiten schwächer ist und von der Bewegung der Luftmoleküle abhängt, muss deren Geschwindigkeit entlang der Erdoberfläche in niedrigen Breiten größer sein, als in hohen Breiten, um die gleiche Corioliskraft erzeugen zu können:

$$a_C = 2\Omega v_W \sin\varphi \quad (6)$$

Bei gleicher Gradientenkraft, also gleicher Druckverteilung in der Nähe des Pols und in der Nähe des Äqua-

tors, ist der Wind in der Nähe des Äquators deutlich stärker. Aus diesem Grund können sich tropische Wirbelstürme, wie zum Beispiel Hurricanes, nur in niedrigen Breiten, also nahe dem Äquator bilden. Eine weitere Voraussetzung ist warmes Wasser, also hohe Luftfeuchtigkeit (= hohe latente Wärme), die in Äquatornähe ebenfalls erfüllt ist.

### 3.4 Wandernde Tiefdruckgebiete

Wandernde Tiefdruckgebiete oder Zyklonen entstehen in der Tiefdruckrinne an der Polarfront. Aufgrund von Reibung zwischen der feuchten und warmen Luft der mittleren Breite in Ostrichtung und der trockenen und kalten Luft der (sub-)polaren Zone in Westrichtung bildet sich an der Grenzschicht eine Welle aus. Es bildet sich ein den Erdball umspannender Wellenzug, eine sogenannte Rossbywelle, deren „Wellenberge“ aus Hochdruckrücken bestehen, die Richtung Pol ragen, und deren „Wellentäler“ aus Tiefdrucktrögen bestehen, die in die gemäßigten Breiten reichen. Entlang dieser Grenze in Wellenform bilden sich unter anderem (polare) Strahlströme aus – schmale Windbänder an der Tropopause in denen sehr hohe Windgeschwindigkeiten herrschen.

Wird eine Welle zu hoch und zu steil „bricht“ sie. Ähnliches passiert auch an der Rossbywelle, wobei sich der Wellenberg im Osten und das Wellental im Westen befinden. Die unterschiedlichen Luftmassen strömen nicht mehr parallel aneinander entlang, sondern beginnen gegeneinander zu drücken und stoßen sich gegenseitig in die Höhe – Konvergenz. An dieser Konvergenz entsteht ein örtlich begrenztes, relatives Tiefdruckgebiet, in das die Luftmassen gemäß den Überlegungen aus den vorherigen Kapiteln einzuströmen beginnen.

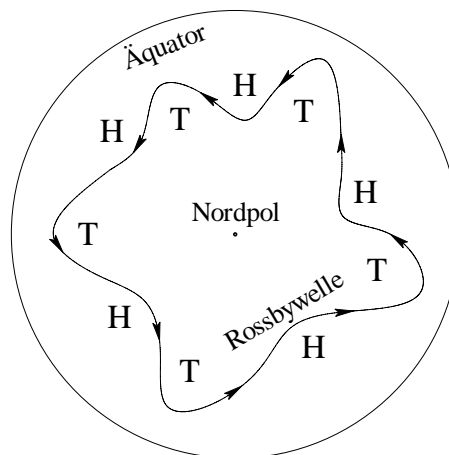


Abbildung 19: Rossbywelle mit Strahlströmen

#### 3.4.1 Zyklogenese

Die Entstehung eines wandernden Tiefdruckgebiets wird Zyklogenese genannt.

- ✦ Die Luftmasse aus den gemäßigten Breiten folgt nicht mehr der Form der „brechenden“ Welle, sondern trifft frontal auf den östlichen Ast. Aufgrund ihrer höheren Temperatur ist sie weniger dicht (also leichter) als die kalte polare Luft und beginnt auf diese aufzulegen. Diese „Linie“, an der die warme Luft die Erdoberfläche verlässt um sich auf die kalte Luft hinaufzuschieben, wird als Warmfront bezeichnet. In Wetterkarten ist diese in der Regel rot gefärbt und mit Halbkreisen gekennzeichnet.
- ✦ Von Osten her strömt die polare Luftmasse, dreht sich mit dem brechenden Wellenkamm mit und trifft von Westen auf den westlichen Ast. Aufgrund ihrer niedrigeren Temperatur ist sie dichter (also

schwerer) als die warme Luft der gemäßigten Breiten und verdrängt diese nach oben (schiebt sich also quasi unter diese hinein). Diese „Linie“, an der die kalte Luft die warme nach oben wegstößt, wird als Kaltfront bezeichnet. In Wetterkarten ist diese in der Regel blau gefärbt und mit Dreiecken gekennzeichnet.

Es entsteht ein Gebiet tiefen Drucks, bestehend aus einem kleinen Sektor warmer Luft, der in Strömungsrichtung auf die kalte Luft raufklettert und an der Hinterseite von der nachkommenden kalten Luft nach oben verdrängt wird. Diese Zyklone hat sich im Laufe ihrer Entstehung von der Rossbywelle getrennt und „tropft“ als isoliertes Tiefdruckgebiet Richtung Äquator in die Westwindzone, wo es von der vorherrschenden Windrichtung nach Osten getrieben wird.

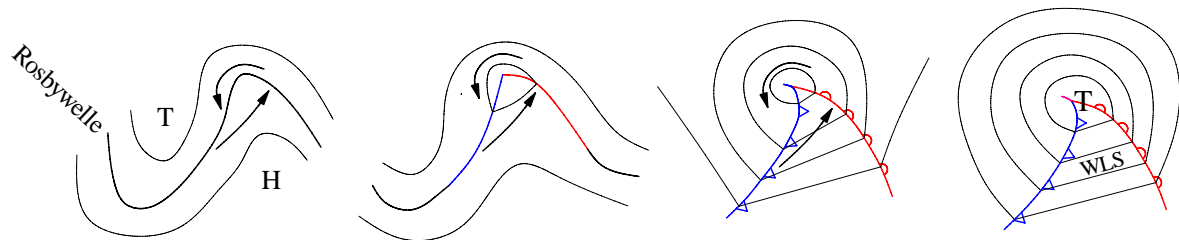


Abbildung 20: Schematische Darstellung der Entstehung einer Zyklone

Während die Zyklone selbst auf typischen Zugbahnen entlang der Strahlströme wandert, bewegen sich auch die Fronten weiter; die Kaltfront schneller als die Warmfront, wodurch der Warmluftsektor (WLS) laufend verkleinert wird. An den Fronten verlaufen die Isobaren nicht zwangsläufig stetig, sondern es entsteht ein sogenannter Isobarenknick.

### 3.4.2 Durchzug eines Tiefdruckgebiets

Die Zyklonen ziehen mit Geschwindigkeiten bis zu 40 Knoten in östliche Richtung, über Wasser schneller als über Land aufgrund der geringeren Reibung. In der äquatorseitigen Hälfte eines Tiefs wehen aufgrund der Corioliskraft eher westliche geostrophische Winde, auf der polseitigen eher östliche. Die geostrophischen Winde überlagern sich mit der Bewegung des gesamten Gebietes, und damit auch die Windgeschwindigkeiten. Auf der äquatorseitigen Hälfte sind die herrschenden Winde also stärker, da sich der geostrophische Wind und der „Fahrtwind“ der Zyklone gegenseitig verstärken. Polseitig schwächen sie sich ab.

Da Boote auf offener See in der Regel langsamer sind als die Zuggeschwindigkeit der Zyklonen werden diese einge- und überholt. Mithilfe von Beobachtungen des Himmels und Messen von Druck, Temperatur und Luftfeuchtigkeit kann eine herannahende Zyklone erkannt und gegebenenfalls früh genug reagiert werden. Die folgende Darstellung entspricht der einer „Idealzyklone“ – dem Modell anhand dessen die grundsätzlichen Vorgänge in einem dynamischen Tiefdruckgebiet in der Regel erforscht und erläutert werden. Wie der Name schon impliziert werden sich die Vorgänge in der Natur nicht genauso abspielen wie beschrieben, die tendenziellen Entwicklungen stimmen jedoch.

Es sollen nun die Wetterbeobachtungen (optisch und mithilfe von meteorologischen Messinstrumenten) bei dem Durchzug einer Zyklone auf hoher See dargestellt werden. Wie bereits erläutert ist die äquatorseitige Hälfte eines Tiefdruckgebiets die gefährlichere und damit die interessantere für folgende Überlegungen. Auf der Nordhalbkugel sollte der Wind während des gesamten Durchzugs der Zyklone ausschlagen. Ist dies nicht der Fall und der Wind krimpt, kann das ein Zeichen für einen kurz bevorstehenden Sturm hindeuten.

1. **Vorderseitenwetter:** Während sich die warme und feuchte Luft des Warmluftsektors auf die dichtere, kalte Luft wie auf einen Keil aufschiebt, sinkt der Druck (und damit die Temperatur) und der Wasserdampf kondensiert. Da es keine starken Aufwärtsbewegungen gibt, entsteht Schichtbewölkung an der Grenze zwischen der kalten und der warmen Luft, die, je näher die Warmfront rückt, immer tiefer

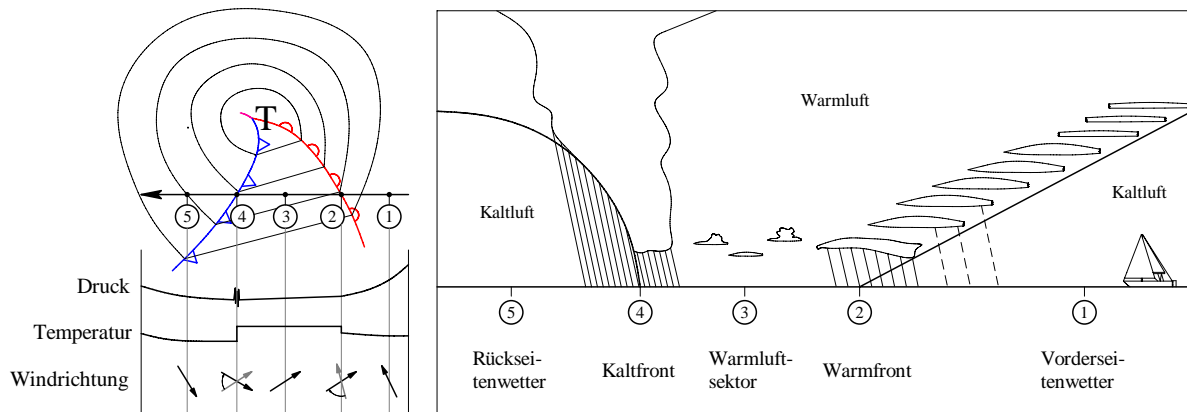


Abbildung 21: Schematische Darstellung der Abläufe beim Durchzug einer Zyklone

wird. In der Nähe der Warmfront wird die Schichtbewölkung dichter und tiefer, nachkommende warme Luft kann aufgrund der bereits sehr hohen Luftfeuchtigkeit den Wasserdampf nicht mehr halten, es beginnt zunächst schwach, dann immer stärker zu regnen.

- ☼ **Wolkenbild:** Vom Westen her vereinzelt Cirrostratus, die häufiger, dichter und tiefer werden. Übergang in eine durchgehende Wolkendecke aus Altostratus. Kurz vor der Warmfront tiefe Schichtbewölkung eventuell dunkle Nimbostratus und Regen
  - ☼ **Messungen:** Druck fallend / Temperatur steigend
  - ☼ **Wind:** südliche Richtung
2. **Warmfront:** An oder kurz nach der Warmfront hört der Regen auf, es beginnt aufzuklären, weil der Wasserdampf der warmen Luft in Bodennähe nicht auskondensiert. Aufgrund des Isobarenknicks an den Fronten, kann der Wind plötzlich um mehrere Grad nach rechts drehen. Unmittelbar nach der Front beginnt der Warmluftsektor.
    - ☼ **Wolkenbild:** Tiefe Schichtbewölkung eventuell dunkle Nimbostratus und Regen
    - ☼ **Messungen:** Druckabfall schwächer oder zu Ende / abrupter Temperaturanstieg
    - ☼ **Wind:** Ausschließen um mehrere Grad auf südwestliche Richtung
  3. **Warmluftsektor:** Im Warmluftsektor ist die Luft diesig und der Himmel relativ klar. Temperatur und Luftfeuchtigkeit sind hoch und der Druck bleibt fast konstant mit geringer Tendenz zu sinken.
    - ☼ **Wolkenbild:** Himmel wird zunehmend klarer, vereinzelt Stratus und Stratocumulus
    - ☼ **Messungen:** Druck konstant oder schwach fallend / Temperatur relativ hoch und konstant
    - ☼ **Wind:** konstante Winde aus südwest- bis westlicher Richtung

Da die kalte Luft dichter ist als die warme, schiebt sie sich nicht auf den Warmluftsektor auf, sondern verdrängt die warme Luft nach oben. Diese Verdrängung führt zu starker Konvektion, die warme und feuchte Luft wird in die Höhe geschleudert, kondensiert und steigt ähnlich wie beim Hitzegewitter bis zur Tropopause auf. Es entstehen gewaltige Quellwolken mit großer vertikaler Mächtigkeit. Diese Wolkentürme können schon früh im Westen erkannt werden und kündigen das Herannahen der Kaltfront an.
  4. **Kaltfront:** Aufgrund der starken Konvektion an der Kaltfront kondensieren große Wassermengen aus der nach oben verdrängten warmen Luft. Es kommt zu Frontengewittern mit starken Druckschwankungen, einen großen Temperaturabfall und starken Winden. Durch den Isobarenknick an der Kaltfront dreht der Wind beim Frontdurchgang stark nach rechts.

- ⊗ **Wolkenbild:** Quellwolken großer vertikaler Mächtigkeit, Cumulonimbus, starker Regen und (Fronten-)Gewitter
  - ⊗ **Messungen:** Druck schwankt stark / Temperatur fällt plötzlich ab
  - ⊗ **Wind:** zuerst Böenwalze mit westlichen, starken Winden, dann schießt der Wind abrupt um mehrere Grad aus und ist in der Regel stärker als vor der Kaltfront
5. **Rückseitenwetter:** Nach dem Durchzug des Gewitters nimmt die Bewölkung in der Regel stark ab, der Wind dreht auf nordwestliche Richtung und ist stärker als vor der Kaltfront. Mit der Zeit nimmt der Wind ab, der Druck beginnt wieder deutlich zu steigen und auch die Temperatur nimmt wieder zu. Sollte der Wind nach der Kaltfront krimpen anstatt auszuschießen droht Sturm.
- ⊗ **Wolkenbild:** Vereinzelt Cumulus oder Altocumulus, Bedeckung nimmt schnell ab, der Himmel klart auf
  - ⊗ **Messungen:** Druck beginnt zu steigen / Temperatur relativ tief mit Tendenz zu steigen
  - ⊗ **Wind:** Zunächst starker Wind aus Nordwest, aber abnehmend. Krimpt der Wind nach dem Durchzug der Kaltfront akute Sturmgefahr!

### 3.4.3 Okklusion

Da sich die Kaltfront schneller bewegt als die Warmfront, holt die Kaltfront die Warmfront ein. Die kalte Luft hat den gesamten Warmluftsektor nach oben verdrängt, das heißt, dass die gesamte Feuchte und latente Wärme der warmen Luft freigeworden ist. Dieses Phänomen wird als Okklusion bezeichnet, in Wetterkarten ist eine Okklusionsfront abwechselnd mit Halbkreisen und Dreiecken gekennzeichnet.

Aufgrund der großen freigewordenen Energien können die Gewitter und Winde in Okklusionen besonders heftig ausfallen. Aufgrund des ambivalenten Charakters ist die Okklusionsfront sowohl durch Schicht-, als auch durch Quellbewölkung gekennzeichnet. Die niedrige Schichtbewölkung verhindert oftmals die Einblicke in größere Höhen, sodass die Haufenwolken gar nicht oder erst sehr spät wahrgenommen wird und damit die Situation leicht falsch eingeschätzt werden kann.

Die einströmende Luft beginnt das okkludierte Tief aufzufüllen, die Druckverteilung wird flacher es beginnt sich aufzulösen.

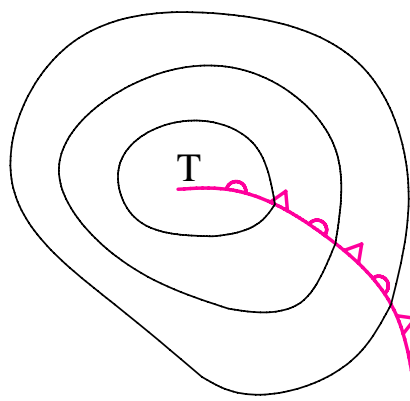


Abbildung 22: Okklusionsfront



## Anhang

### A Dampfdruck und Luftfeuchtigkeit

- i Der Mont Blanc ist knapp 5000 m hoch. Dem Diagramm in Abbildung 6 kann entnommen werden, dass in dieser Höhe ein Luftdruck von etwa 0,55 bar herrscht. Dieser entspricht dem maximal möglichen Partialdruck (und damit Dampfdruck) von Wasserdampf. Über die Beziehung von Dampfdruck und Siedetemperatur kann mithilfe des Diagramms in Abbildung 2 die maximal mögliche Temperatur flüssigen Wassers bestimmt werden - sie beträgt knapp über 80°C. Am Gipfel des Mont Blanc kann flüssiges Wasser also keine Temperatur größer als 82°C haben.
- ii Nachmittags, an einem warmen Herbsttag, beträgt die Lufttemperatur  $T_L$  25°C, das Hygrometer zeigt eine relative Luftfeuchtigkeit von 60%. Der Dampfdruck von Wasser bei 25°C entspricht etwa 32 mbar, damit lässt sich der tatsächliche Partialdruck berechnen:

$$p_{H_2O} = \varphi p_d(T_L) = 0,6 \cdot 32 \text{ mbar} = 19,2 \text{ mbar} \quad (7)$$

Gegen Abend, wenn die Sonneneinstrahlung nachlässt, nimmt die Lufttemperatur und damit der Dampfdruck des Wassers ab. Fällt der Dampfdruck des Wasserdampfs unter dessen Partialdruck, kondensiert er. Die Siedetemperatur von Wasser bei einem Dampfdruck von 19,2 mbar beträgt 17,1°C. Sinkt die Lufttemperatur unter 17,1°C ist die Entstehung von Nebel möglich.

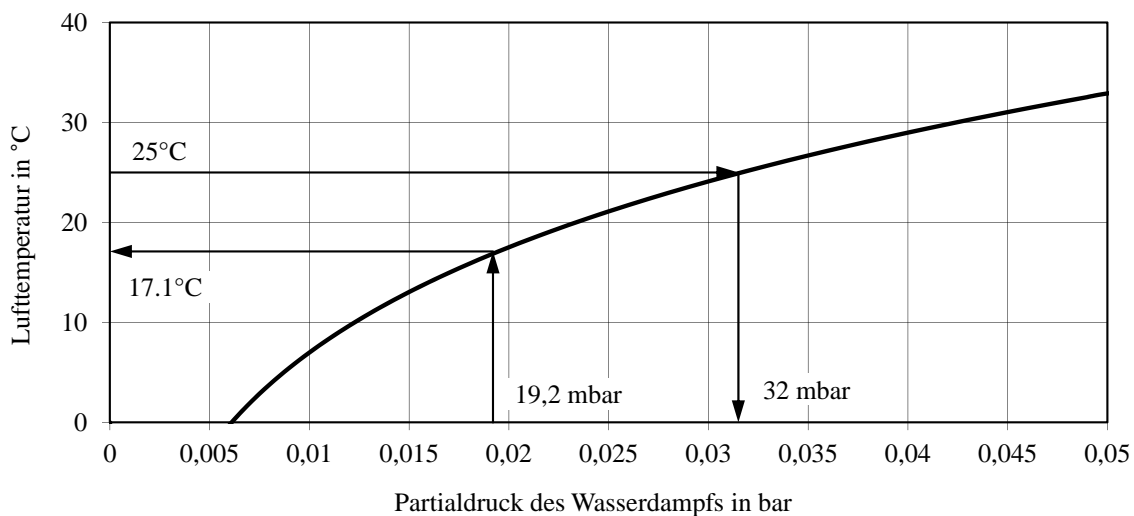


Abbildung 23: Grafischer Lösungsweg des Beispiels ii dieses Anhangs

### B Corioliskraft

Die Corioliskraft ist eine Scheinkraft deren Eindruck dadurch erweckt wird, dass sich die Erde unter einem, dass nicht mehr mit Oberfläche verbunden ist, Objekt weiterdreht.

#### B.1 Einfache Überlegungen für Geschwindigkeiten in Nord-Süd-Richtung

Der Beobachter, der entlang des Radiusstrahls blickt auf dem er sich befindet, erkennt, dass der Ball in der Zeit  $t$  statt der erwarteten Strecke  $s_1$  nur die Strecke  $s_2$  zurückgelegt hat.

Die Strecke entlang der Kreisbahn berechnet sich aus dem Produkt aus Tangentialgeschwindigkeit und Zeit.

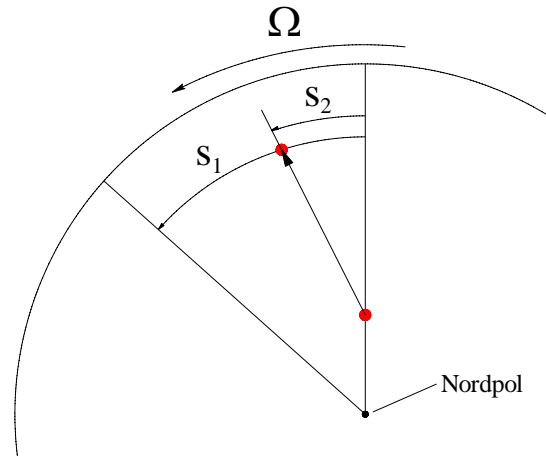


Abbildung 24: Streckendifferenz am Breitenparallel

$$s = v_T(R) t \quad (8)$$

Die Tangentialgeschwindigkeit in einem bestimmten Abstand von der Drehachse ergibt sich aus der Multiplikation der Winkelgeschwindigkeit der Erde und dem Normalabstand zur Drehachse.

$$v_T(R) = \Omega R \quad (9)$$

Die Streckendifferenz ergibt sich damit zu

$$s_2 - s_1 = \Delta s = (v_{T2} - v_{T1}) t = (R_2 - R_1) \Omega t. \quad (10)$$

Mit der Wurfgeschwindigkeit bzw. Radialgeschwindigkeit verändert der Ball in der gleichen Zeit seinen Abstand zur Drehachse. (11) eingesetzt in (10) ergibt (12).

$$R_2 - R_1 = v_R t \quad (11)$$

$$\Delta s = v_R \Omega t^2 \quad (12)$$

Die Streckendifferenz zweimal nach der Zeit abgeleitet ergibt die Coriolisbeschleunigung. Multipliziert man die Coriolisbeschleunigung mit der Masse errechnet sich die Corioliskraft.

$$a_C = \frac{\Delta^2 s}{\Delta t^2} = 2 v_R \Omega \quad (13)$$

$$F_C = a_C m \quad (14)$$

In den Abbildungen war die Wurfgeschwindigkeit  $v_W$  gleich der Radialgeschwindigkeit  $v_R$ , was aufgrund der Kugelform der Erde nicht stimmt. Ist die Wurfgeschwindigkeit konstant, nimmt die Radialgeschwindigkeit des Balls mit abnehmender Breite ebenfalls ab (siehe Abbildung 15). Legt der Ball auf der Erdoberfläche die gleiche Strecke  $s_W$  in der Nähe des Pols und in der Nähe des Äquators zurück, hat er sich unterschiedlich weit von der Drehachse, um die Strecke  $s_R$ , entfernt.

$$v_R = v_W \sin \varphi \quad (15)$$

$$a_C = 2 \Omega v_W \sin \varphi \quad (16)$$

## B.2 Vollständige kinematische Herleitung

Der vollständige Ausdruck der Coriolisbeschleunigung besteht aus der vektoriellen Addition von den drei Komponenten in drei Raumrichtung. Der Index *EW* kennzeichnet Größen in Ost-West-Richtung, der Index *NS* kennzeichnet Größen in Nord-Süd-Richtung und der Index *h* kennzeichnet Größen normal auf die Kugeloberfläche.

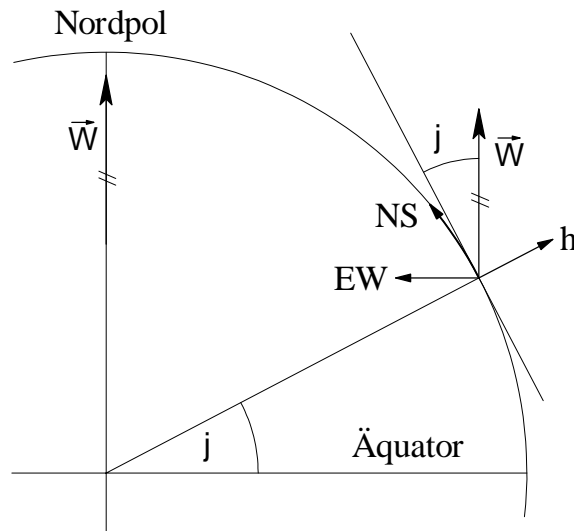


Abbildung 25: Skizze zur Herleitung der Coriolisbeschleunigung für einen Punkt mit der Breite  $\varphi$

Für einen beliebigen Punkt auf der Breite  $\varphi$  gilt für die Coriolisbeschleunigung  $a_C$ :

$$\vec{a}_C = -2\vec{\Omega} \times \vec{v} = -2\Omega \begin{bmatrix} 0 \\ \cos \varphi \\ \sin \varphi \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} v_{EW} \\ v_{NS} \\ v_h \end{bmatrix} \quad (17)$$

Nach Berechnung des Kreuzprodukts und Umkehrung des Vorzeichens ergibt sich der vollständige Ausdruck für die Coriolisbeschleunigung.

$$\vec{a}_C = -2\Omega \begin{bmatrix} \cos \varphi v_h - \sin \varphi v_{NS} \\ -\sin \varphi v_{EW} \\ -\cos \varphi v_{EW} \end{bmatrix} = 2\Omega \begin{bmatrix} \sin \varphi v_{NS} - \cos \varphi v_h \\ \sin \varphi v_{EW} \\ \cos \varphi v_{EW} \end{bmatrix} \quad (18)$$

Die vertikalen Luftströmungen können für die in diesem Lernbehelf angestellten Überlegungen vernachlässigt werden - vor allem in der Nähe der Erdoberfläche. Die Coriolisbeschleunigung ergibt sich dadurch zu:

$$\vec{a}_C = 2\Omega \begin{bmatrix} \sin \varphi v_{NS} \\ \sin \varphi v_{EW} \end{bmatrix} \quad (19)$$

## C Zentrifugalkraft

Die Zentrifugalkraft, eine weitere Schein- oder Trägheitskraft, wirkt ständig und stets normal auf die Rotationsachse und ihre Größe ist abhängig von der Position der Masse auf der Erde. Sie ist laut eine Funktion des Normalabstands von der Drehachse und nimmt linear und direkt proportional mit diesem zu. Aufgrund dieses Zusammenhangs ist der Durchmesser der Erde an niedrigen Breiten auch größer als an hohen. Am

Äquator wird das Gewicht eines Körpers wegen der „hohen“ nach außen gerichteten Zentrifugalkraft um drei Promille verringert.

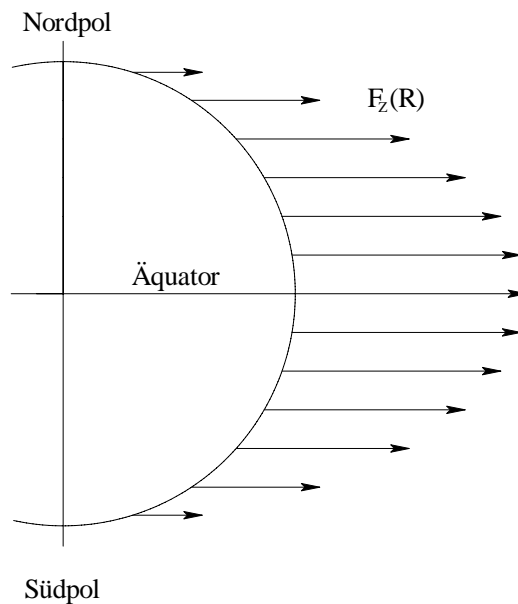


Abbildung 26: Zentrifugalkraft an der Erdoberfläche

Der Italiener sucht sich nun einen neuen Spielpartner, einen auf gleicher Breite. Der Spanier wirft dem Italiener, genau Richtung Osten, den Ball mit der Wurfgeschwindigkeit  $v_W$  zu. Nun müssen die Tangentialgeschwindigkeit  $v_T$ , aufgrund der Erdrotation, und die Wurfgeschwindigkeit  $v_W$  addiert werden. Dadurch vergrößert sich die Zentrifugalkraft. Die höhere Zentrifugalkraft beschleunigt den Ball in der Ebene des Breitenkreises weg von der Erde. Aus der Sicht des Spaniers wird der Ball nach rechts abgelenkt, aus Sicht des Italieners nach links.

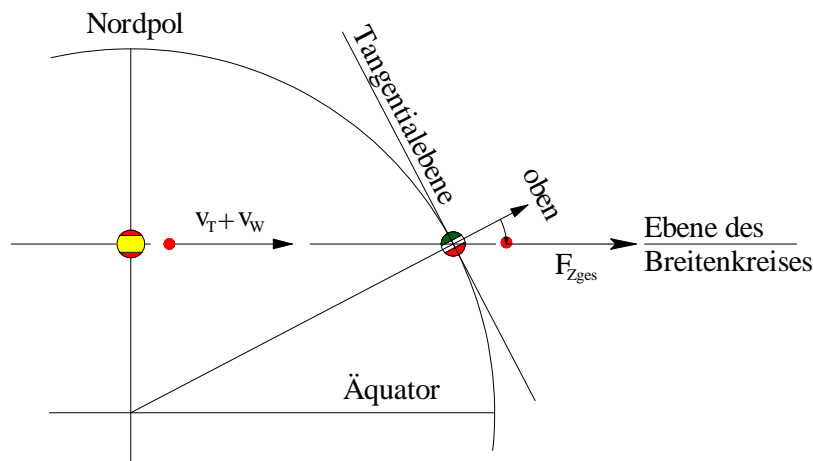


Abbildung 27: Ablenkung durch Erhöhung der Zentrifugalkraft

Wirft der Italiener dem Spanier den Ball zu, so muss die Tangentialgeschwindigkeit  $v_T$  von der Wurfgeschwindigkeit  $v_W$  subtrahiert werden und die Zentrifugalkraft verringert sich. Aufgrund der geringeren Zentrifugalkraft bewegt sich der Ball in der Ebene des Breitenkreises zur Erde hin. Aus der Sicht des Spaniers wird der Ball nach links abgelenkt, aus Sicht des Italieners nach rechts.

Die Vorgänge beim eben beschriebenen Ballspiel sollen nun mathematisch ausgedrückt werden. Die

Zentrifugalkraft  $F_Z$  ist das Produkt aus der Zentrifugalbeschleunigung  $a_Z$  und der Masse des Körpers.

$$F_Z = m \Omega^2 r = m \frac{v_T^2}{r} \quad (20)$$

$$a_Z = \Omega^2 r = \frac{v_T^2}{r} \quad (21)$$

Mit zunehmender Breite nimmt auch der Abstand der Erdoberfläche von der Rotationsachse zu - der Radius  $r$ , die Tangentialgeschwindigkeit  $v_T$  und die Zentrifugalbeschleunigung  $a_Z$ , sind also abhängig von der Breite  $\varphi$  und Radius der Erdkugel  $R$ .

$$v_T = \Omega R \cos \varphi \quad (22)$$

$$a_Z = \Omega^2 R \cos \varphi \quad (23)$$

Durch Addition bzw. Subtraktion der Windgeschwindigkeit  $v_W$  zu bzw. von der Tangentialgeschwindigkeit  $v_T$  der Erde, ergeben sich höhere bzw. niedrigere Zentrifugalkräfte.

$$F_{Z_{ges}} = \frac{m (v_W + v_T)^2}{R \cos \varphi} = \frac{m (v_W + \Omega R \cos \varphi)^2}{R \cos \varphi} \quad (24)$$

$$F_{Z_{ges}} = \frac{m (v_W - v_T)^2}{R \cos \varphi} = \frac{m (v_W - \Omega R \cos \varphi)^2}{R \cos \varphi} \quad (25)$$

Durch Auflösen der Klammer ergeben sich folgende Ausdrücke für die (gesamte) Zentrifugalkraft und weiter, nach Division durch die Masse des Körpers, die (gesamte) Zentrifugalbeschleunigung.

$$F_{Z_{ges}} = \frac{m v_W^2}{R \cos \varphi} \pm \frac{2 m v_W \Omega R \cos \varphi}{R \cos \varphi} + \frac{m (\Omega R \cos \varphi)^2}{R \cos \varphi} \quad (26)$$

$$a_{Z_{ges}} = \frac{v_W^2}{R \cos \varphi} \pm 2 v_W \Omega + \Omega^2 R \cos \varphi \quad (27)$$

- ✳ Der erste Term von (27) entspricht der Zentrifugalbeschleunigung der Eigenbewegung relativ zur Erdoberfläche ohne Berücksichtigung der Erdrotation.
- ✳ Der zweite Term von (27) entspricht der Coriolisbeschleunigung - ohne Breitenabhängigkeit.
- ✳ Der dritte Term von (27) entspricht der Zentrifugalbeschleunigung aufgrund der Erdrotation ohne Berücksichtigung der Bewegung relativ zur Erdoberfläche.

## Literatur

Kühr W 2005 *Der Privatflugzeugführer, Grundlagen der Flugwetterkunde, Band 2*. Schiffmann Luftfahrtverlag, Neunkirchen-Seelscheid (ISBN 978-3-921-27008-0)

Klose B 2015 *Meteorologie*. Springer, Heidelberg (ISBN 978-3-662-43577-9)

Bott A 2015 *Synoptische Meteorologie*. Springer, Heidelberg (ISBN 978-3-662-48194-3)