Tutorial 1

zum Wetter-Tool

http://gis.lmz-bw.de/wetter/

GeoPortal

Landesmedienzentrum
Baden-Württemberg

Karlsruhe Institute of Technology
Institute for Meteorology and
Climate Research
IMK-IFU

Das Wetter-Tool mit seinen Begleitmaterialien entstand in Kooperation mit dem Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) am Karlsruher Institut für Technologie (KIT) und der Wetterseite www.wetter3.de unter Mitwirkung von Dr. Ulrich Corsmeier, Dipl.-Met. Rainer Behrendt, Dipl.-Met. Holger Mahlke, Dipl.-Met. Bernhard Mühr, Dipl.-Met. Folke Olesen, cand. met. Tobias Reinartz sowie Dipl.-Met. David Piper.

Technische und fachdidaktische Umsetzung am GeoPortal des LMZ: StD. Rüdiger Engelhardt und StD. Gerald Manz.

Datenquellen:
Die Wetterkarten basieren auf dem globalen Wettervorhersagemodell GFS (Global Forecast System) des US-amerikanischen Wetterdienstes NCEP (National Center for Environmental Prediction)

Übungsaufgaben mit Lösungen stehen am Landesmedienzentrum Baden-Württemberg registrierten Lehrerinnen und Lehrern auf der Seite des Wetter-Tools zum Download zur Verfügung.

Tutorial_1_Moderne_Meteorologie.pdf Version 04.03.2013

©LMZ-BW / KIT

Kapitel	Thema	Seite
	Inhaltsübersicht	
1.1.	Wetter und Wetterkarte	3
1.2.	Zeitsystem in der Meteorologie	6
1.3.	Wettervorhersage	6
2.	Die planetarische Zirkulation	7
2.1.	Solare Einstrahlung	7
2.2.	Zirkulationszellen	9
3.	Luftdruck und Winde	10
3.1.	Luftdruck	10
3.2.	Ausgleichsströmung	10
3.3.	Corioliskraft	11
3.4.	Geostrophischer Wind	12
3.5.	Rotation von Zyklone und Antizyklone	13
3.6.	Windstärke	15
3.7.	Bodennahe Winde bei Reibung	16
3.8.	Höhenwinde	16
3.9.	Lokale Winde	17
3.9.1.	Föhn (klassische und hydraulische Theorie)	17
3.9.2.	Mistral	21
3.9.3.	Bora	22
4	Großräumige Vertikalbewegungen	24
4.1.	Konvektion und Advektion	24
4.1.1.	Konvektion	24
4.1.2.	Labilität und Stabilität	24
4.1.3.	Advektion	26
4.2.	Geopotenzial	27
4.3.	Druckgebilde in der Höhe	28
4.4.	Trog- und Rücken	30
4.5.	Druckgebilde am Boden	31

©LMZ-BW / KIT

Kapitel	Thema	Seite
4.6.	Wetter bestimmende Antriebsmechanismen	32
4.6.1.	Divergenz und Konvergenz	32
4.6.2.	Vertikalantriebe (Schichtdickenadvektion und Vorticityadvektion)	33
4.6.3.	Überlagerung von Antrieben (Omega-Karte)	35
4.7.	Lebenslauf einer Idealzyklone	37
4.8.	Fronten	38
4.8.1.	Warmfront	38
4.8.2.	Kaltfront	39
4.8.3.	Okklusion	39
5.	Wolkenbildung und Niederschlag	40
5.1.	Verdunstung und Kondensation	40
5.2.	Wolkenklassifikation und Wolkenbilder	42
5.2.1.	Hohe Wolken	42
5.2.2.	Mittelhohe Wolken	44
5.2.3.	Tiefe Wolken	45
6	Satellitenbilder	49
6.1.	Wettersatelliten und ihre Bahnen	49
6.2.	Falschfarben-Bild (Komposit-Bild)	49
6.3.	Interpretationsbeispiele für Satellitenbilder	50
7.	Anhang mit Infoboxen	53
	Box 1: Zusatzfaktoren bei der Erstellung einer Wettervorhersage	53
	Box 2: hydrostatisches Gleichgewicht	57
	Box 3: Omega-Gleichung	57
	Box 4: pseudopotentielle Temperatur	58
	Box 5: Corioliskraft	58
	Box 6: Geostrophischer Wind:	59

©LMZ-BW / KIT

1.1. Wetter und Wetterkarte

Unter dem Begriff **Wetter** versteht man den Zustand der Atmosphäre zu einem bestimmten Zeitpunkt an einem bestimmten Ort. Das Wetter spielt sich in der so genannten **Troposphäre** ab, welche den untersten Teil unserer Atmosphäre darstellt und vom Boden bis etwa 12 km Höhe reicht. Man kann sich diese Schicht etwa wie die Haut eines Apfels vorstellen. Bei der Troposphäre handelt es sich also um eine ziemlich dünne Schicht. Der restliche Apfel stellt in diesem Fall die Erde dar. Die Temperatur am oberen Rand der Troposphäre (Tropopause) beträgt im Mittel -50°C.

Die **Atmosphäre** an sich ist ein Gasgemisch, welches aufgrund der Gravitationskraft der Erde an selbige gebunden ist und nicht in die unendlichen Weiten des Weltraums entweichen kann. Dieses Gasgemisch besteht zu rund 78,1% aus Stickstoff, zu 21,9% aus Sauerstoff und zu 0,93% aus Argon. Der Rest wird von den so genannten Spurengasen, wie z.B. Kohlendioxid (CO_2) und Schwefeldioxid (SO_2) aufgefüllt. Ein Gas wurde bisher noch nicht genannt, obwohl dieses den wichtigsten Bestandteil für die Wechselhaftigkeit (Variabilität) des Wetters darstellt: der Wasserdampf. Er unterliegt starken räumlichen und zeitlichen Schwankungen und nimmt einen Anteil von 1%-4% der Luft ein. Durch Verdunstungsprozesse wird der Luft Wärme entzogen, die oft an anderer Stelle durch Kondensation wieder frei gesetzt wird. Damit findet ein großer Teil des Energieausgleichs zwischen hohen und niedrigen Breiten und zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre statt.

In der Troposphäre herrschen im Vergleich zu den horizontalen Windgeschwindigkeiten meist nur sehr geringe vertikale Windgeschwindigkeiten. Letztere liegen im Normalfall nur bei einigen cm/s. Trotzdem sind diese Vertikalbewegungen entscheidend für die Wetterabläufe. Wird nämlich Luft großräumig gehoben, so kommt es zur Wolkenbildung und Niederschlägen. Ein Absinken der Luft ist dagegen mit Wolkenauflösung und „Schönwetter“ verbunden.

Um Wetter beschreiben zu können, benötigt man Kenntnis über die **Wetterelemente**. Dazu zählen z.B. **Luftdruck, Temperatur, Luftfeuchte, Windstärke und Windrichtung**. Diese Elemente werden von Wetterstationen, Wetterballons, an Bord von Schiffen und Flugzeugen erfasst, berechnet und in Wetterkarten eingezeichnet.

Man unterscheidet zwischen der Bodenwetterkarte, die den Wetterzustand an der Erdoberfläche zeigt und der Höhenwetterkarte, welche die Druckverteilung und andere Parameter in verschiedenen Höhen (üblicherweise 1,5 km, 3 km, 5,5 km und 9 km) zeigt, denn in der oberen Troposphäre finden wichtige Mechanismen des Wetterablaufs statt.

©LMZ-BW / KIT

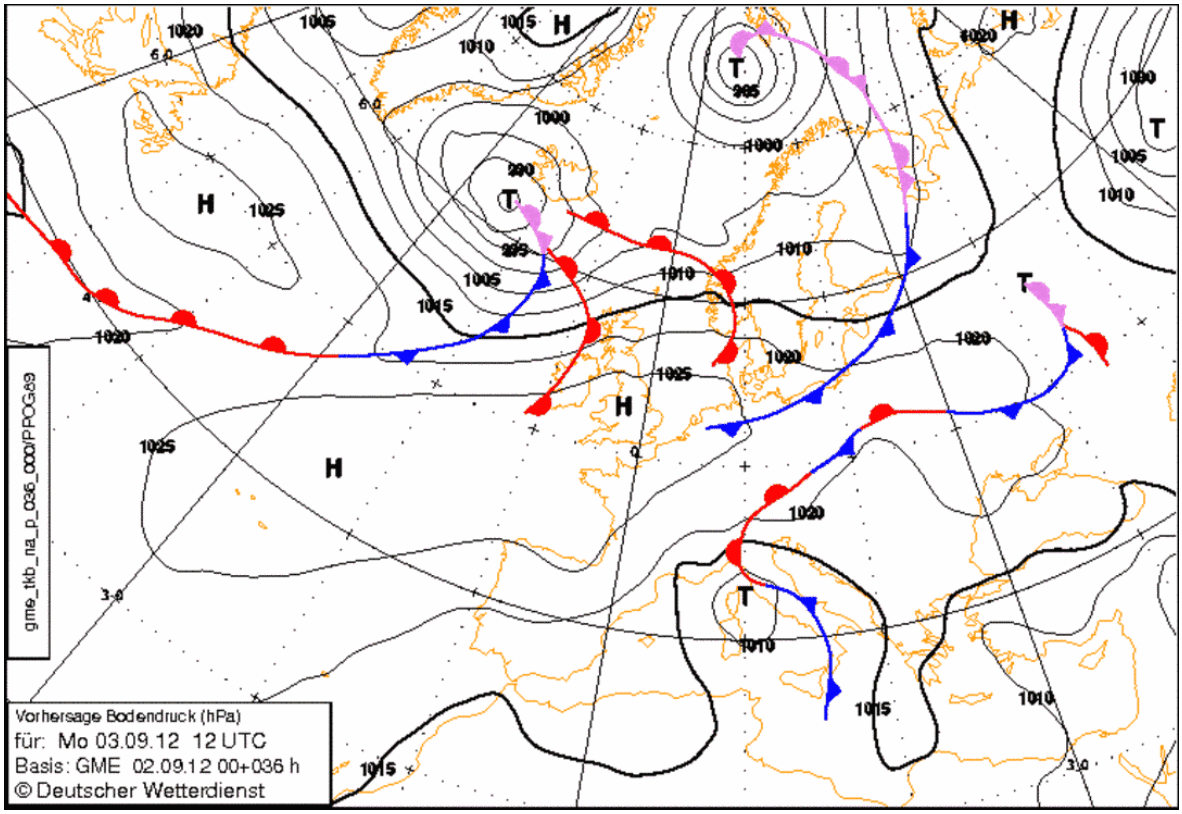


Abbildung 1.1.: Typische Bodenwetterkarte für Europa und weite Teile des Nord-Atlantiks

Was in der Bodenwetterkarte sofort ins Auge sticht, sind die roten, blauen und violetten Linien. Sie stellen die Fronten des jeweiligen Tiefdruckgebiets dar (blaue Linien mit ihren Dreiecken stehen für Kalt-, rote Linien mit ihren Halbkreisen für Warmfronten und violette Linien mit ihren Pärchen aus Dreiecken und Halbkreisen für Okklusionen).

Abb. 1.2. Kaltfront

Abb. 1.3. Warmfront

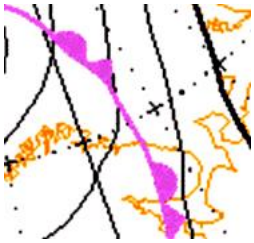


Abb. 1.4. Okklusion

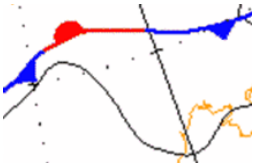


Abb. 1.5. Stationäre Front

Wenn sich eine Front verlagert, dann immer in Richtung der Dreiecke bzw. Halbkreise. Verlagert sie sich nicht oder kaum, spricht man von einer stationären Front. Die etwas dünneren Linien, die mit Zahlenwerte versehen sind, beschreiben Linien gleichen Luftdrucks (siehe **Luftdruck**, Kapitel 3). Man nennt sie **Isobaren**. Steht z.B. auf einer Linie 1030, so bedeutet das, dass überall auf dieser Linie ein Luftdruck von 1030 Hektopascal herrscht (1030hPa = 103000 Pascal). Meist sind in dieser Bodenkarte die aktuell gemessenen Wetterdaten einer Vielzahl von Wetterstationen dargestellt. Aktive, d.h. sich verlagernde Fronten sind meist mit einem typischen Ablauf des Wetters verbunden.

Speziell für die Darstellung des Wetters (Regen, Schnee, Gewitter, etc.) gibt es eine sehr umfangreiche Zahl an Symbolen. Im Folgenden die Symbole, die in unseren mittleren Breiten bedeutend sind und am häufigsten auftreten:

Abb. 1.6.: Für die Mittelbreiten bedeutende Symbole einer Wetterkarte
Quelle: wetter3.de

1.2. Zeitsystem in der Meteorologie

In der Meteorologie ist es üblich, nicht die mitteleuropäische Zeit zu verwenden, sondern auf die UTC Zeit zurückzugreifen.

Verwendete Abkürzungen:

MEZ	mitteleuropäische Zeit
MESZ	mitteleuropäische Sommerzeit
UTC	United Time Coordinated-Zeit

Die UTC-Zeit beschreibt die Zeit am 0°-Meridian, also am 0. Längengrad. Von der UTC-Zeit auf die MEZ kommt man, indem man zur UTC-Zeit eine Stunde addiert. Die MESZ erhält man durch Addition von zwei Stunden zur UTC-Zeit. Schlägt also beispielshalber eine Kirchenuhr in Karlsruhe im Winter 12 Mal, könnte man auch sagen es ist 11 UTC. Im Sommer wäre es 10 UTC.

1.3. Wettervorhersage

Für die Wettervorhersage ist die Kenntnis des aktuellen Zustands der Atmosphäre entscheidend, da dieser den Ausgangspunkt für die einzelnen Berechnungszyklen der Wettermodelle darstellt. Die Wettervorhersagemodelle berechnen dann nach physikalischen Gleichungen mit Methoden der Numerik die weitere Entwicklung des Wetters. Sie sagen das Wetter also voraus. Mit besseren Kenntnissen über den Wetterablauf und schnelleren Rechnern sind immer bessere Vorhersagen möglich.
Das Problem dabei ist allerdings, dass aufgrund von Messungenauigkeiten und einer begrenzten Messstationsdichte der momentane Atmosphärenzustand nie hinreichend genau bestimmt werden kann. Die Anfangsbedingungen sind also bereits nur ungenau bestimmt.
Des Weiteren müssen die an sich korrekten Gleichungen aufgrund ihrer Komplexität für die Berechnungen an manchen Stellen vereinfacht werden, was natürlich zu weiteren Ungenauigkeiten in den Vorhersagen führt. Eine Möglichkeit, um dennoch eine einigermaßen verlässliche Vorhersage erstellen zu können, bietet die so genannte Ensemble-Vorhersage. Hierbei werden die Anfangsbedingungen immer wieder leicht variiert, wodurch eine Vielzahl unterschiedlicher Vorhersagen für denselben Ort und dieselbe Zeit gewonnen wird. Daraus kann man dann ableiten, welche Wetterentwicklung am wahrscheinlichsten ist.
Die erste numerische Wettervorhersage wurde von dem Meteorologen Lewis Fry Richardson im Jahre 1922 erstellt. Allerdings dauerte die Berechnung sehr lange, weil noch keine Computer zur Verfügung standen. Das Ergebnis war zudem unbrauchbar, da Richardson seinerzeit einen wichtigen physikalischen Zusammenhang noch nicht kannte. Die erste erfolgreiche Wettervorhersage mit Hilfe eines Computers kam 1950 durch die Wissenschaftler Charney, Fjortoft und von Neumann zustande.

©LMZ-BW / KIT

2. Die Planetarische Zirkulation

Wie kommt es nun aber eigentlich zur Entstehung von Wetter? Prinzipiell ist der große Temperaturunterschied zwischen der Äquatorialregion und den beiden Polarregionen dafür verantwortlich. Dieser bildet sich aus durch die unterschiedlich starke Strahlungsintensität auf die Erdoberfläche.
Es kommt zu einem Wärmeaustausch zwischen Äquator und den Polen, d.h. Luftmassen unterschiedlicher Temperatur werden verfrachtet. Außerdem bilden sich aufgrund der Erdrotation Wirbel aus. Beides ist für die Wetterabläufe von großer Bedeutung, v.a. da bei der Verfrachtung Vertikalbewegungen ausgelöst werden, welche zu Wolkenbildung und Niederschlag (bei Hebung) oder Wolkenauflösung und schönem Wetter (bei Absinken) führen. Auch die Entstehung, Entwicklung und Verlagerung von Hoch- und Tiefdruckgebieten ist eine Folge dieser Prozesse.

2.1. Solare Einstrahlungsunterschiede

Im Folgenden wird nur noch die Nordhalbkugel betrachtet.

In der Äquatorregion trifft die solare Strahlung (I_0) meist nahezu senkrecht auf die Erde auf, am Nordpol dagegen meist nahezu waagerecht, wie an nebenstehender Abbildung deutlich wird. Entscheidend für die Erwärmung des Erdbodens ist die senkrechte (vertikale) Komponente der Einstrahlung (I_{vert}).

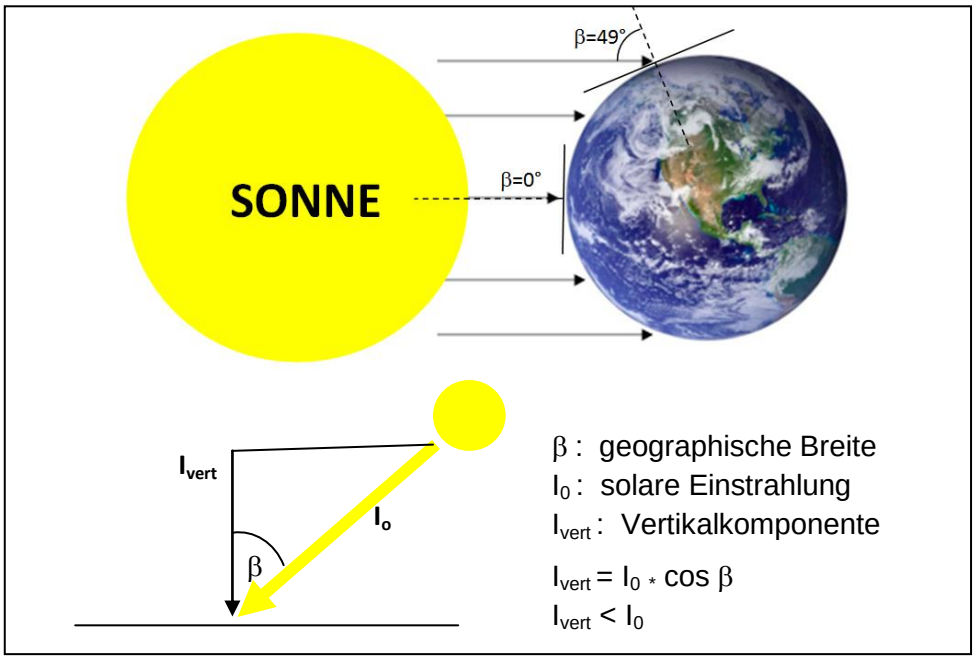


Abb.2.1.: Die Breitenabhängigkeit der Vertikalkomponente solarer Einstrahlung; Quelle: LMZ

Je größer der senkrechte Anteil der Sonneneinstrahlung, desto stärker die Erwärmung des Bodens und damit durch Wärmeleitung und Turbulenz die Erwärmung der Luftmassen.

©LMZ-BW / KIT

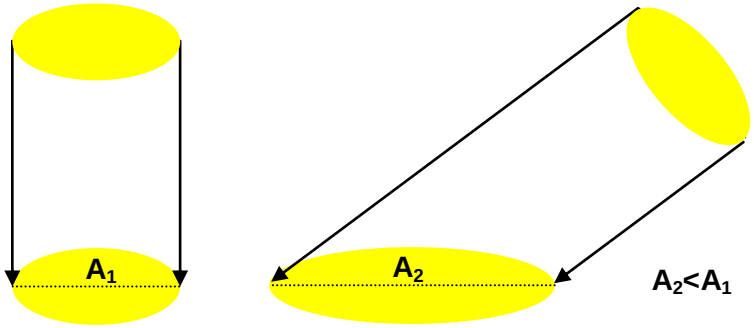


Abb. 2.2.: Verteilung der solaren Strahlungsenergie bei schrägem Lichteinfall

2.2. Albedo

Die Albedo ist ein Maß für das Rückstrahlvermögen von reflektierenden Oberflächen. Sie wird bestimmt durch den Quotienten aus reflektierter und einfallender Strahlung und liegt zwischen 0 und 1. Ein Rückstrahlvermögen von Eins entspricht einer vollständigen Reflexion des einfallenden Lichts. Über Flächen mit hoher Albedo wird Luft folglich weniger stark erwärmt.

Neuschnee	75-95%
tiefes Wasser bei tiefstehender Sonne	80%
Wolken	60-90%
Dünensand	30-60%
Ackerboden, brach	7-17%
Tropischer Regenwald	10-12%
Laubwald	15-20%
Nadelwald	5-12%
Wiesen, Weiden	12-30%
landwirtschaftliche Kulturen	15-25%
Siedlungen	15-20%
tiefes Wasser bei hochstehender Sonne	3-10%

Abb. 2.3.: Albedo-Werte ausgewählter Oberflächen; Quelle: www.wissenschaft-online.de

Es entsteht durch die unterschiedliche Sonneneinstrahlung ein Temperaturgradient, (Temperaturunterschied) zwischen warmer Äquatorialregion und kalten Polarregionen. Die Atmosphäre ist jedoch immer bemüht, in jeglicher Hinsicht im Gleichgewicht zu sein. Demnach versucht sie, das Temperaturungleichgewicht ins Gleichgewicht zu bringen. In der Folge muss die warme Luft vom Äquator zum Nordpol fließen und im Gegenstrom hierzu kalte Luft vom Nordpol zum Äquator. Konkret läuft das durch die Mechanismen großräumiger Zirkulation ab.

©LMZ-BW / KIT

2.3. Zirkulationszellen

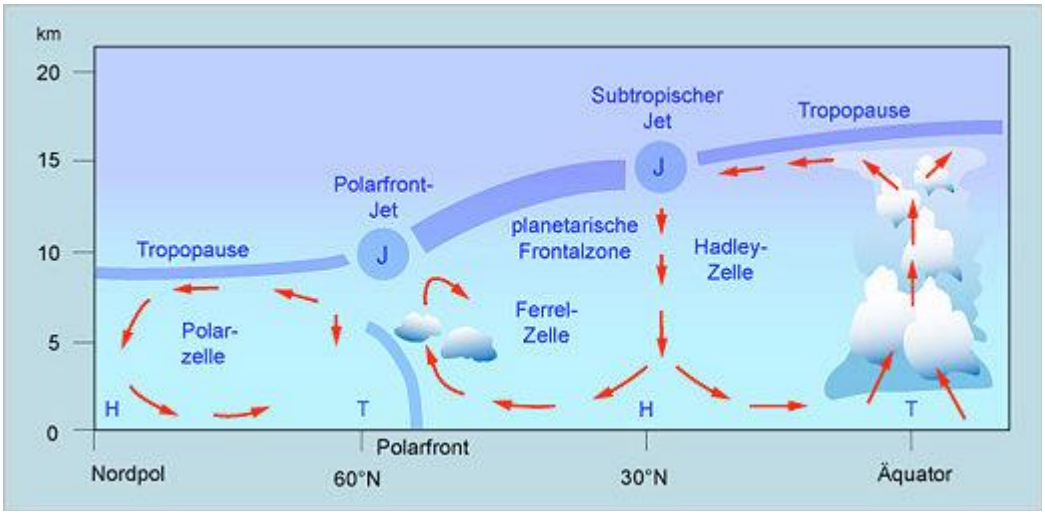


Abb. 2.4.: Die bedeutenden Zirkulationszellen der Erdatmosphäre; Quelle wiki.bildungsserver.de/klimawandel

Am Äquator erwärmt sich die Luft sehr stark und steigt in der Folge auf, da warme Luft eine geringere Dichte als kalte Luft hat. Es entsteht eine Tiefdruckrinne in Bodennähe, die sich entlang des kompletten Äquators erstreckt (auch bekannt als innertropische Konvergenzzone). Die Luft steigt nun soweit auf, bis sie den oberen Rand der Troposphäre (**Tropopause**) erreicht, da ab dort die Umgebungstemperatur mit der Höhe gleich bleibt und schließlich in der Stratosphäre sogar mit der Höhe aufgrund der Strahlungsabsorbtion von UV-Anteilen in der Ozon-Schicht zunimmt. In der Folge strömt die Luft in der Höhe vom Äquator polwärts in die Subtropen. Auf ihrem Weg kommt es bei etwa 30° nördlicher Breite zum Absinken. Hier bildet sich der so genannte subtropische Hochdruckgürtel aus. Beim Absinken erwärmt sich die Luft wieder und strömt aus Gründen der Masseerhaltung bodennah zurück in äquatoriale Richtung, denn dort wurde Luft in der Höhe polwärts verfrachtet, d.h. diese Luftmenge fehlt jetzt am Boden. Dabei erfahren diese Winde aufgrund der Corioliskraft eine Rechtsablenkung, als südwärts strömende Winde also nach Westen. Sie sind uns als Passatwinde bekannt. Damit ist nun ein Kreislauf zwischen Äquator und dem 30. Breitengrad geschlossen worden. Die tropische Zirkulationszelle wird als **Hadley-Zelle** bezeichnet.
Ein Teil der wieder abgesunkenen Luft bei 30° nördlicher Breite strömt allerdings nicht zurück zum Äquator, sondern weiter nach Norden. Da die Temperatur der Umgebungsluft mit zunehmender geographischer Breite wesentlich stärker abnimmt als die betrachtete nordwärts gerichtete bodennahe Strömung, steigt diese bei etwa 60° nördlicher Breite wieder auf und spaltet sich in der Höhe erneut in zwei Strömungen auf. Eine fließt aus Gründen der Massenerhaltung zurück zum subtropischen Hochdruckgürtel, die andere weiter Richtung Pol, wo sie sich dann schließlich wieder abkühlt, absinkt und bodennah zurück zum 60. Breitenkreis gelangt. Der Kreislauf zwischen 30. und 60. Breitengrad wird **Ferrelzelle** genannt, die Zirkulation zwischen 60. Breitengrad und Nordpol nennt man **Polarzelle. Die Verhältnisse auf der Südhalbkugel sind spiegelbildlich identisch.**
An der Grenze von Polar-und Ferrelzelle treffen bodennah kalte polare Ostwinde auf feuchtwarme Westwinde. Diese Zone wird als **planetarische Frontalzone** oder **Polarfront** bezeichnet.

3. Luftdruck und Winde

3.1. Luftdruck

Der Druck ist definiert als **Kraft pro Fläche**. Im Falle des Luftdrucks handelt es sich um die Schwerkraft, die die Luft auf die unter ihr befindliche Erdoberfläche ausübt. Die Einheit des Drucks ist Pascal (Pa) bzw. Hektopascal (hPa). Der Normaldruck auf Meereshöhe beträgt 101 325Pa bzw. 1013,25hPa.
Beispiel: Betrachten wir auf der Erde eine Fläche von 1 m² und messen wir einen Luftdruck von 1013,25hPa so bedeutet das, dass die bis zur Grenze des Weltraums reichende Luftsäule, die sich über dieser Fläche befindet, eine Kraft von 101325N (Newton) ausübt. Zum Vergleich: Würde sich ein Mann mit der Masse 100kg auf die Fläche stellen, so würde er nur einen Druck von 981Pa bzw. 9,81hPa auf die Fläche ausüben.
Es stellt sich nun natürlich die Frage, wieso wir Menschen nicht von diesem eigentlich hohen Luftdruck erdrückt werden. Das liegt daran, dass der Luftdruck von allen Seiten gleichzeitig wirkt, in unseren Körperzellen annähernd derselbe Druck existiert und diese Werte sich somit gegenseitig aufheben.

Kalte Luftmassen besitzen eine höhere Dichte als warme. Reicht ein kaltes Luftpaket in dieselbe Höhe wie ein warmes, so besitzt dieses kalte Luftpaket ein höheres Gewicht als ein gleich großes warmes Luftpaket Am Boden des kalten Luftpakets wird daher ein größerer Luftdruck gemessen (**Kältehoch**). Im Gegensatz dazu entstehen über großen Landmassen mit hohen Lufttemperaturen **Hitzetiefs**.

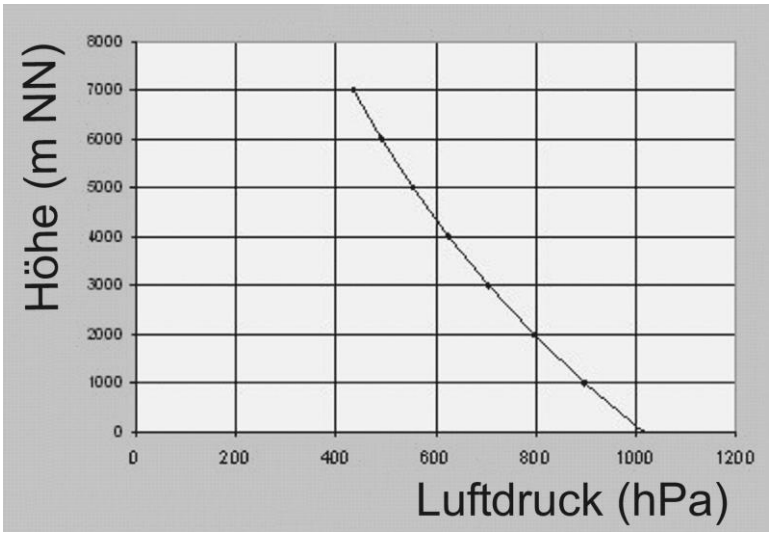


Abb. 3. Luftdruck und seine Höhenabhängigkeit

3.2. Ausgleichsströmung

Die globalen Einstrahlungsverhältnisse erzeugen Temperaturunterschiede, die wiederum zu Luftdruckdifferenzen führen. Diese erzeugen eine Kraft, die so genannte Druckgradientkraft. Dadurch setzt eine Ausgleichsströmung vom hohen zum tiefen Druck ein, um die Druckunterschiede auszugleichen. Diese Ausgleichsströmung wird Wind genannt.

©LMZ-BW / KIT

Unter einem Gradienten versteht man die Änderung einer physikalischen Größe wie z.B. Druck oder Temperatur über eine gewisse räumliche Distanz. Ein positiver Gradient bedeutet eine Zunahme, ein negativer eine Abnahme des Wertes der betrachteten Größe.

Hat man beispielsweise einen horizontalen Druckgradienten von 5hPa/1000km, so bedeutet dies, dass der Druck innerhalb von 1000km um 5hPa z.B. von p_1=1015hPa auf p_2=1020hPa steigt.

Hat man beispielsweise einen horizontalen Temperaturgradienten von 1K/100km, so bedeutet dies, dass die Temperatur innerhalb von 100km um 1K (1 Kelvin) z.B. von 12°C auf 13°C steigt. Ein positiver Gradient bedeutet eine Zunahme, ein negativer eine Abnahme des Wertes der betrachteten Größe.

3.3. Corioliskraft

Die Corioliskraft F_C beruht auf dem Trägheitseffekt für Körper, die sich in einem rotierenden System bewegen, wie die Erde eines ist. Bei einem im Gegenuhrzeigersinn rotierenden System (Nordhalbkugel der Erde) äußert sich die Corioliswirkung stets als Rechtsablenkung auf den bewegten Körper, unabhängig von seiner Bewegungsrichtung. Die Corioliskraft auf der Erde hängt ab von der geographischen Breite, hat am Äquator den Wert Null und ist am Pol maximal. Des Weiteren ist sie von der Momentangeschwindigkeit des bewegten Körpers abhängig, somit besonders wirksam bei starken Winden (Formel für F_C siehe Kapitel 7.5):

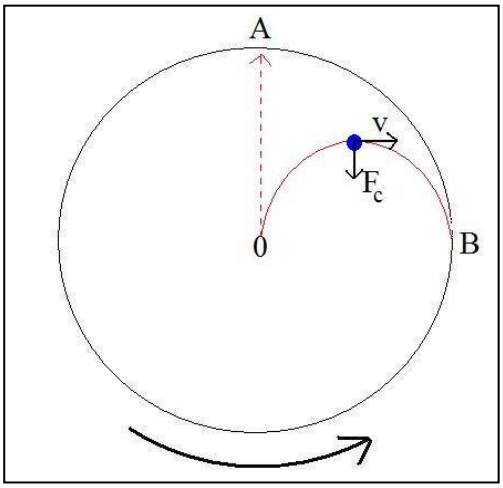


Abb. 3.1.: Skizze zur Veranschaulichung der Corioliskraft auf der Nordhalbkugel. Der große Kreis stellt das sich im Gegenuhrzeigersinn drehende System dar, z.B. die Erde mit Blick auf den Nordpol im Mittelpunkt. Der blaue Punkt steht für ein Objekt, z.B. ein Luftpaket, das sich anfangs vom Punkt 0 aus in Richtung A bewegt. Statt dort anzukommen, gelangt es auf einer Kreisbahn zum Punkt B. Da die Corioliskraft F_C senkrecht zur Bewegungsrichtung steht, ändert sich nur die Richtung, das Objekt wird aber auf seinem Weg nicht schneller oder langsamer. Denselben Effekt erlebt ein Beobachter, der sich am Rand eines sich drehenden Karussells mit Blickrichtung zur Drehachse befindet und einen Ball nach innen wirft;
nach wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/Corioliskraft

©LMZ-BW / KIT

3.4. Geostrophischer Wind

Aufgrund der Erdrotation und der damit verbundenen Corioliskraft gelangt eine Ausgleichsströmung nicht auf direktem Weg zur Tiefdruckzone. Alle auftretenden Strömungen der globalen Zirkulationszellen unterliegen der Corioliskraft: Rechtsablenkung auf der Nordhalbkugel, Linksablenkung auf der Südhalbkugel.

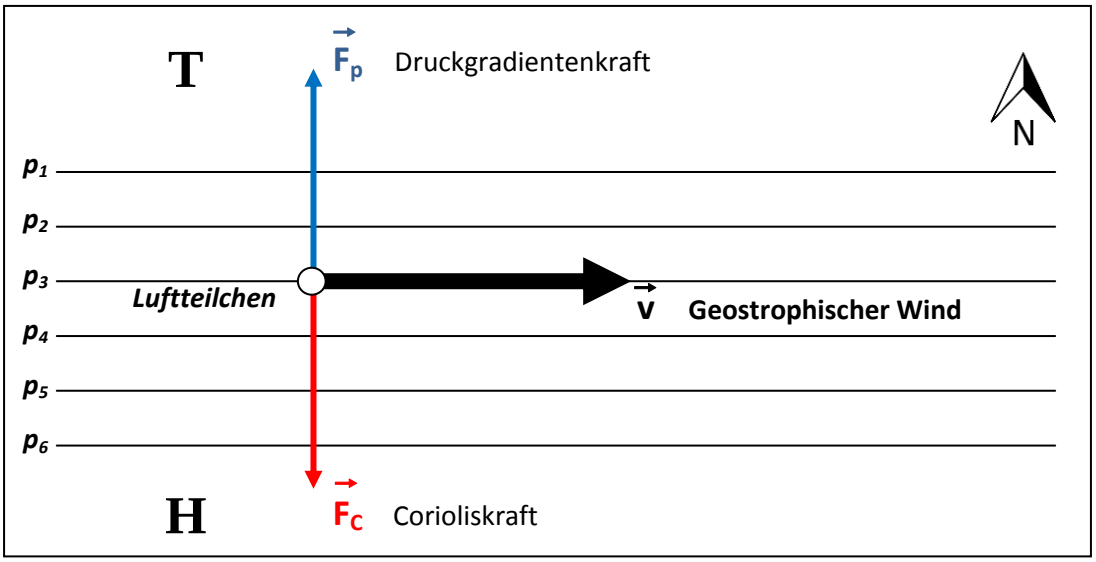


Abb. 3.2: Entstehung eines geostrophischen Winds auf der Nordhalbkugel

Dargestellt sind Linien gleichen konstanten Drucks, sogenannte Isobaren. Es bestehe ein konstanter Druckgradient zwischen p_1 und p_6 (Gradient: Richtung der stärksten Änderung einer physikalischen Größe). Entsprechend der Abbildung wird angenommen: $p_1 < p_2 < p_3 < p_4 < p_5 < p_6$. Damit ist auch die Druckgradientkraft im Beispiel konstant. Ein Luftteilchen wird vom höheren zum geringeren Druck beschleunigt. Es erfährt mit zunehmender Geschwindigkeit eine immer weiter wachsende Corioliskraft und wird dadurch in Bewegungsrichtung gesehen ständig rechts abgelenkt. Beim Gleichgewicht zwischen F_C und F_p (Bild oben) wird ein Luftteilchen jedoch weder weiter abgelenkt noch beschleunigt. Es behält seine Richtung und seine Geschwindigkeit bei. Ein geostrophischer Wind bewegt sich somit parallel zu den Isobaren. Änderung bei Einfluss von Bodenreibung: siehe Abb.4.7.

Aufgrund der Überlagerung von Druckgradientkraft und Corioliskraft resultiert ein Wind, der zuletzt parallel zu den Isobaren verläuft. Der tiefe Druck liegt dabei auf der linken Seite. Man spricht hierbei auch vom **geostrophischen Wind.**

Obige Grafik sei eine eingenordete Horizontalprojektion, man blickt also von oben auf das Geschehen. Vereinfacht ist ein Westwind zu erwarten. **T** könnte das Island-Tief als ein subpolares Tief sein, **H** könnte das Azoren-Hoch als subtropisches Hoch darstellen.

Die Benennung eines Windes erfolgt anhand der Richtung, aus der er weht. Kommt der Wind aus Norden, spricht man von einem Nordwind. Kommt er aus West, wie im Bild angedeutet, ist von einem Westwind die Rede. Ein Seewind weht folglich von der See auf das Land, ein Bergwind vom Berg ins Tal.

©LMZ-BW / KIT

3.5. Rotation von Zyklone und Antizyklone

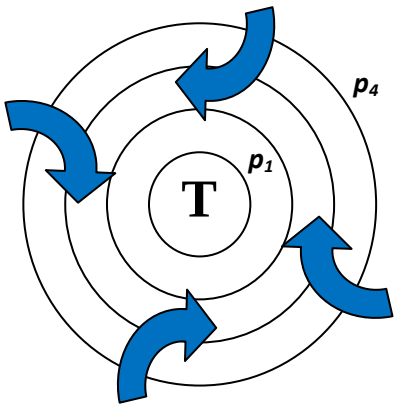


Abb. 3.3.1: Isobaren sind in geschlossener Kurve um ein Tiefdruckgebiet (Zyklone) angeordnet. Es weht ein Ausgleichswind aus allen Richtungen zum tiefen Luftdruck auf das Zentrum zu ($p_1<p_4$); somit stellt sich ein geostrophischer Wind ein, der das Tiefdruckgebiet im Gegenuhrzeigersinn umströmt.

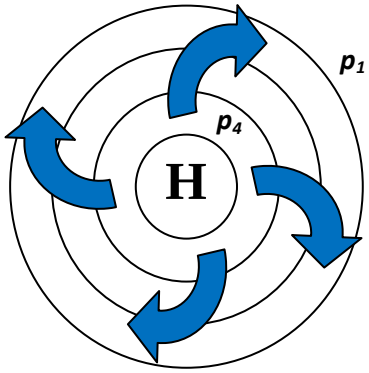


Abb. 3.3.2.: Isobaren sind in geschlossener Kurve um ein Hochdruckgebiet (Antizyklone) angeordnet. Es weht ein Ausgleichswind vom Zentrum mit hohem Luftdruck in alle Richtungen zum tieferen Luftdruck ($p_4>p_1$); es stellt sich ein geostrophischer Wind ein, der das Hochdruckgebiet im Uhrzeigersinn umströmt.

Um ein Tiefdruckgebiet (Zyklone) weht auf der Nordhalbkugel der Wind im Gegenuhrzeigersinn, um ein Hochdruckgebiet (Antizyklone) dementsprechend im Uhrzeigersinn. Dies spiegelt auch das **barische Windgesetz** wider**: „**Den Wind im Rücken liegt links das Tiefdruckgebiet (Zyklone)“. Weht der Wind beispielsweise aus Süden (Südwind), und man stellt sich mit dem Rücken in Windrichtung, so liegt der tiefe Luftdruck links von einem (hier: im Westen) und der hohe Luftdruck rechts davon (hier: im Osten).

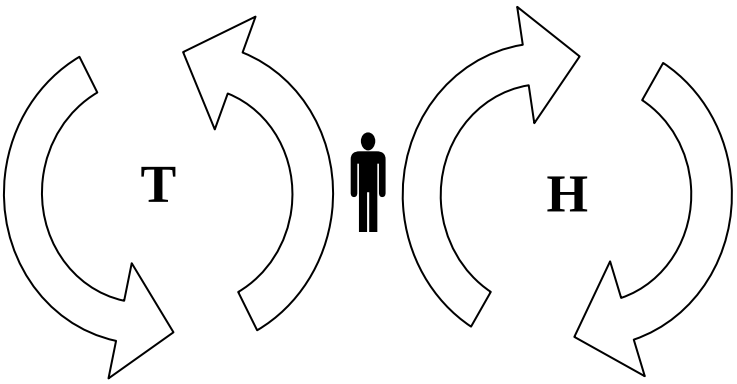


Abb. 3.4.: Das barische Windgesetz (für den Fall eines Südwinds auf der Nordhalbkugel): „Den Wind im Rücken liegt links das Tiefdruckgebiet (Zyklone)“, also westlich vom Beobachter.

©LMZ-BW / KIT

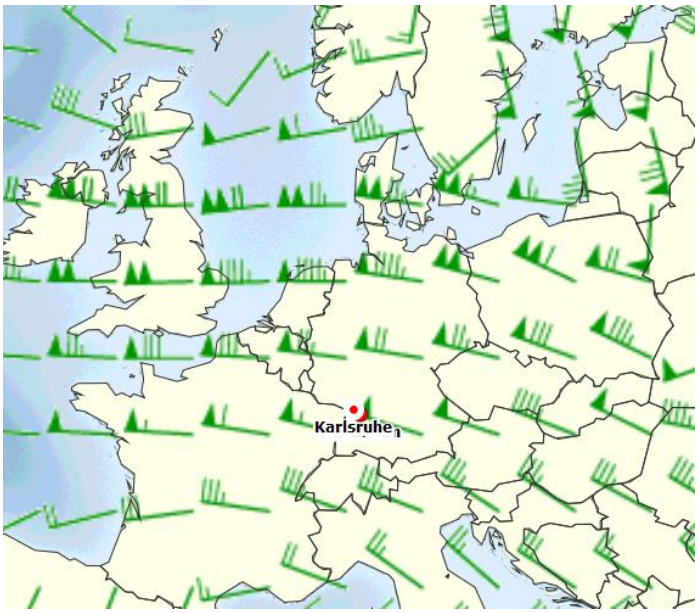


Abb. 3.5.1.: Karte aus dem Wetter-Tool mit Windpfeilen in Bodennähe (10m über Grund) vom 05.10.2012, 06

Zur Darstellung von Windrichtung und Windgeschwindigkeit werden in einer Wetterkarte Windpfeile verwendet. Dabei bedeutet ein kurzer Strich 5kn, ein langer Strich 10kn und ein ausgefülltes Dreieck 50kn. Beispiel oben für einen NW-Wind mit einer Geschwindigkeit von 65kn (50kn+10kn+ 5kn).

1kn = 1 Knoten = 1 Seemeile/h
= 1,852km/h
≈ 0,514444m/s

Abb. 3.5.2.: Windpfeil

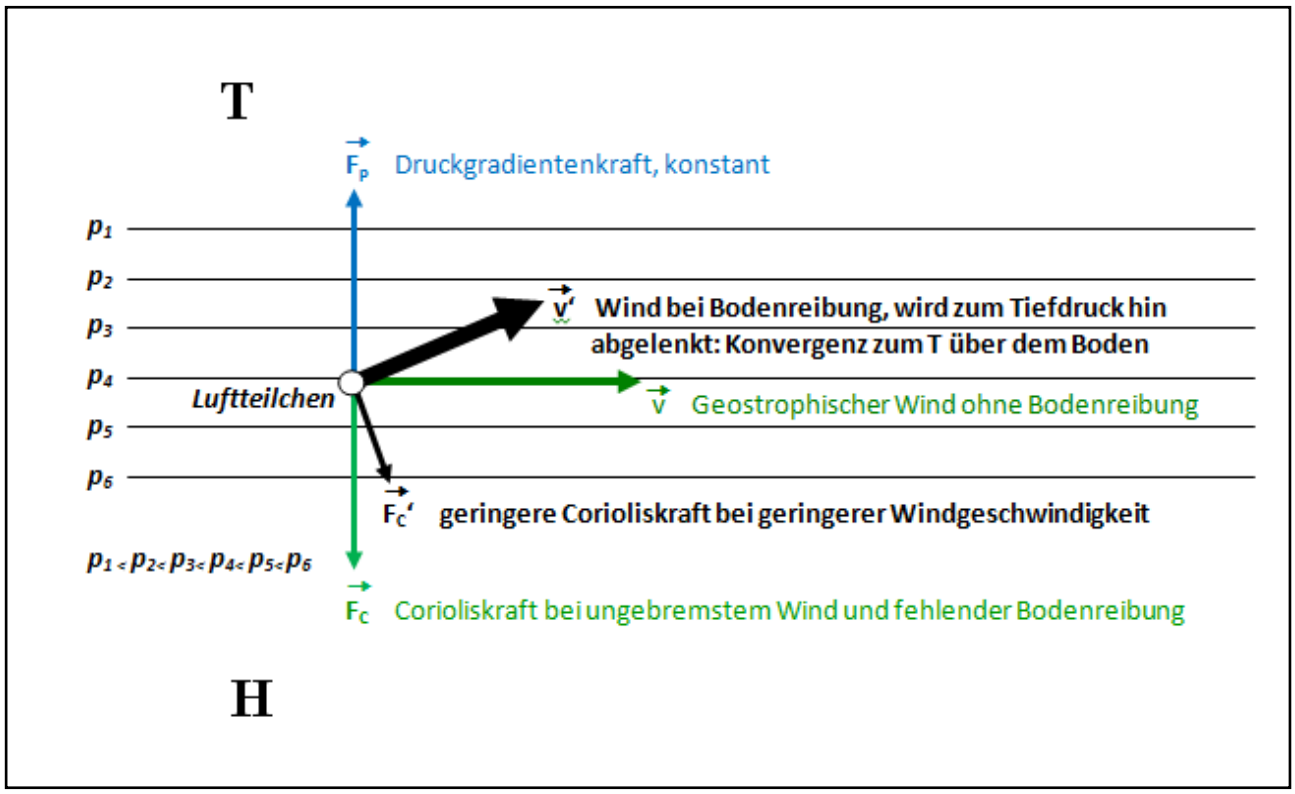


Abb. 3.6.: Windrichtungsänderung durch Bodenreibung auf der Nordhalbkugel:
bleibt die Druckgradientenkraft $\vec{F}_p$ konstant und nimmt durch Verringerung der Geschwindigkeit durch Bodenreibung die Corioliskraft $\vec{F}_C$ ab, so wird der Wind zum tieferen Druck hin abgelenkt.

3.6. Windstärke

Die **Windstärke** hängt vom **Druckgradienten** ab: Je größer dieser ist, desto höher ist auch die Windgeschwindigkeit. In Bezug auf die Abbildung 3.2. wäre ein stärkerer Wind, dargestellt durch einen längeren dicken schwarzen Geschwindigkeitspfeil, dann zustande gekommen, wenn die Isobaren p_1 bis p_6 enger zusammen liegen würden.

Ändert sich der Luftdruck zum Beispiel auf 1000km Horizontaldistanz um 5hPa (entspricht einem schwachen Druckgradienten ungefähr entlang der Nord-Süd-Erstreckung von Deutschland), so lässt sich eine durchschnittliche Windgeschwindigkeit von 18km/h berechnen. Erhöht sich der Druckunterschied entlang von 1000km auf 25hPa (starker Druckgradient), so werden im Mittel Geschwindigkeiten von 90km/h erreicht.

In der Meteorologie wird der Wind manchmal nicht in km/h, sondern in m/s, Knoten oder Beaufort (sprich: bo-for) angegeben. Die Beaufort-Skala umfasst 13 Windstärken. Sie beginnt mit Windstärke 0 (Windstille) und endet mit Windstärke 12 (Orkan). Im Folgenden ist die Beaufort-Skala dargestellt, wie sie vom DWD verwendet wird.

Windstärke in Beaufort	Bezeichnung	mittlere Windgeschwindigkeit in 10 m über freiem Gelände		Beispiele für die Auswirkungen des Windes
		m/s	km/h	
0	Windstille	0-0,2	<1	Rauch steigt senkrecht auf
1	leiser Zug	0,3-1,5	1-5	Windrichtung angezeigt durch den Zug des Rauches
2	leichter Wind	1,6-3,3	6-11	Wind im Gesicht spürbar, Blätter und Windfahnen bewegen sich
3	schwacher Wind	3,4-5,4	12-19	Wind bewegt dünne Zweige und streckt Wimpel
4	mäßiger Wind	5,5-7,9	20-28	Wind bewegt Zweige und dünnere Äste, hebt Staub und loses Papier
5	frischer Wind	8,0-10,7	29-38	kleine Laubbäume beginnen zu schwanken, Schaumkronen bilden sich auf Seen
6	starker Wind	10,8-13,8	39-49	starke Äste schwanken, Regenschirme sind nur schwer zu halten, Telegrafenleitungen pfeifen im Wind
7	steifer Wind	13,9-17,1	50-61	fühlbare Hemmungen beim Gehen gegen den Wind, ganze Bäume bewegen sich
8	stürmischer Wind	17,2-20,7	62-74	Zweige brechen von Bäumen, erschwert erheblich das Gehen im Freien
9	Sturm	20,8-24,4	75-88	Äste brechen von Bäumen, kleinere Schäden an Häusern (Dachziegel oder Rauchhauben abgehoben)
10	schwerer Sturm	24,5-28,4	89-102	Wind bricht Bäume, größere Schäden an Häusern
11	orkanartiger Sturm	28,5-32,6	103-117	Wind entwurzelt Bäume, verbreitet Sturmschäden
12	Orkan	ab 32,7	ab 118	schwere Verwüstungen

Abb. 3.7.: Beaufort-Windstärkenskala; Quelle: Deutscher Wetterdienst, www.dwd.de

Farbig markiert sind Windstärken, die man sich als Orientierungswerte merken sollte. Ab Windstärke 6 spricht man nicht mehr von Brise, sondern von Wind, ab Stärke 9 von Sturm und bei Beaufort 12 von Orkan.

©LMZ-BW / KIT

3.7. Bodennahe Winde unter Reibung

Bisher wurde der horizontale Wind nur in einer bestimmten Höhe betrachtet. Im Folgenden soll die Änderung des Windes mit der Höhe diskutiert werden. In der Schicht zwischen Erdboden und 1-2km Höhe, der atmosphärischen Grenzschicht, verlangsamt der Reibungseinfluss des Erdbodens die Windgeschwindigkeit. Die hat zur Folge, dass aufgrund der verringerten Geschwindigkeit die Corioliswirkung abnimmt, die Gradientkraft dominiert und die Luftströmung zum tieferen Druck hin abgelenkt bewegt. Mit zunehmender Höhe nehmen dieser Reibungseinfluss und somit auch die Winddrehung ab. Oberhalb der Grenzschicht hat der Erdboden keinen Einfluss mehr auf den Wind, sodass dieser deutlich parallel zu den Isobaren weht. Der Wind geht also in den geostrophischen Wind über.

3.8. Höhenwinde

In der Atmosphäre nimmt die Windgeschwindigkeit in der Regel mit der Höhe deutlich zu. Diese Höhenwinde treten meist wellenförmig auf. Eine solche Welle setzt sich aus einer Abfolge von in Strömungsrichtung linksgekrümmten Bereichen (sogenannte Höhentröge) und rechtsgekrümmten Bereichen (sogenannte Höhenrücken) zusammen. Diese Trog- und Rückenstrukturen haben eine wichtige Funktion bei der Entstehung von Vertikalbewegungen.
Besonders starke Winde gibt es an der planetaren Frontalzone, wo subtropische Luft aus Süden auf polare Luft aus Norden trifft (siehe auch Thema 4). Der Luftdruck auf der warmen (südlichen) Seite dieser Frontalzone nimmt mit der Höhe wesentlich langsamer ab, als auf der kalten (nördlichen) Seite. Es kommt also auf relativ kurzer horizontaler Distanz zu einem starken Druckunterschied, welcher mit der Höhe zunimmt und in etwa 10 km Höhe sein Maximum erreicht. Hier treten dann die höchsten Windgeschwindigkeiten von bis zu 500 km/h auf. Diese starken Winde, auch „Strahlstrom“ (engl. „Jetstream“ oder kurz „Jet“) genannt, ziehen sich wie ein Band (von West nach Ost) um die Erde.

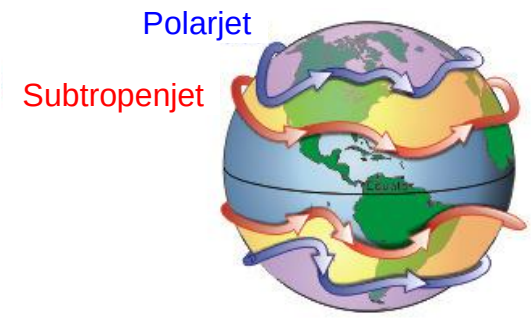


Abb. 3.8. Höhenstrahlströme (Jetstreams); Quelle: en.wikipedia.org/wiki/Jet_stream

Neben dem Polarjet bei ca. 60° nördlicher und südlicher Breite gibt es den Subtropenjet, der sich bei etwa 30° nördlicher und südlicher Breite befindet, für uns in Europa aber von geringerem Interesse ist. Der Polarjet ist auch der Grund dafür, warum z.B. Flüge von Europa in die USA bei Gegenwind häufig länger dauern als Flüge aus den USA nach Europa bei Rückenwind.

©LMZ-BW / KIT

3.9. Lokale Winde

3.9.1. Föhn - Klassische Theorie

Der uns bekannteste Föhneffekt tritt an den Alpen auf. Der Föhn wird generell als warmer Wind empfunden, der recht hohe Geschwindigkeiten aufweisen kann (bis 75km/h und mehr).
Damit sich im nördlichen Alpenvorland Föhn bemerkbar machen kann, muss die Luft von der Südseite der Alpen kommend, z. B. aus Norditalien das Gebirge von Süd nach Nord überqueren. Es wird also eine Südströmung bzw. ein Südwind benötigt. Diese Gegebenheit stellt sich oft ein bei einem Tief über Süd-Frankreich. Des Weiteren muss die im Norden Italiens befindliche Luftmasse einen gewissen Feuchtegehalt haben.

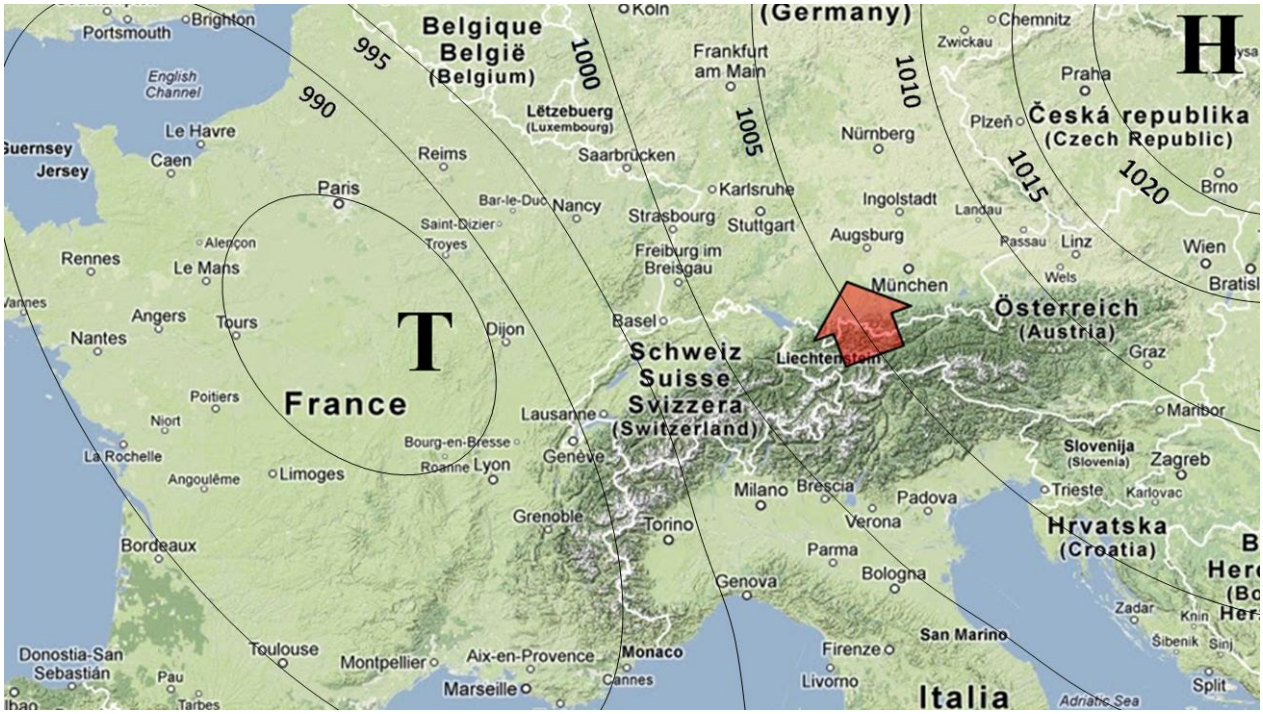


Abb. 3.9.: Druckverteilung über Europa beim Nordalpenföhn, schematische Darstellung; Kartengrundlage: Open-Street-Map

Nehmen wir als Beispiel an, die Luftmasse hätte am Anfang auf einer Höhe von 500m über NN eine Temperatur von 15°C und eine relative Feuchte von 50%. Durch die Südströmung wird die Luft nun gegen die Alpen gedrängt, es kommt also zu einem Staueffekt. In der weiteren Bewegung nach Norden wird die Luft gezwungen aufzusteigen. Dabei kühlt sie sich zunächst ungefähr um 1K (Kelvin) pro 100m Höhenzunahme ab. Man spricht hierbei von einem **trockenadiabatischen Aufstieg**. Durch diese Abkühlung nimmt die Fähigkeit der Luft, Wasserdampf zu speichern, ab. Bei weiterem Aufsteigen und demzufolge Abkühlen der Luft wird der **Taupunkt** erreicht, an dem die Luft den in ihr befindlichen Wasserdampf nicht mehr komplett speichern kann. In unserem Beispiel soll das in einer Höhe von 1500m über NN der Fall sein. Die Luft hat sich bis hierhin um 10K auf 5°C abgekühlt.

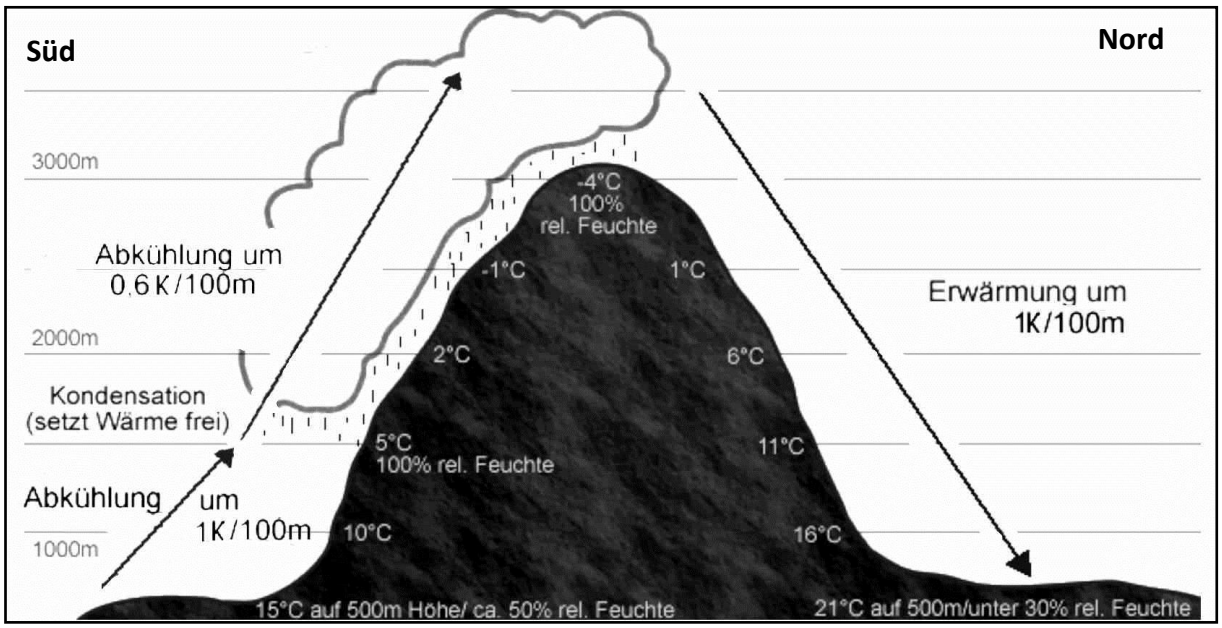


Abb. 3.10.1.: Temperatur und Niederschlagsentwicklung beim Föhneffekt

Der überschüssige Wasserdampf kondensiert nun und es bilden sich Wolken, die für teils ergiebige Niederschläge sorgen können (Stauregen). Bei der Bildung von Wolken kondensiert Wasserdampf zu flüssigen Wassertröpfchen unter Freisetzen von Wärme **(Kondensationswärme),** die an die Umgebung abgegeben wird. In der Folge nimmt die Lufttemperatur nur noch um etwa 0,6K pro 100m ab. Man spricht hierbei von einem **feuchtadiabatischen Aufstieg**. Bei einem feuchtadiabatischen Aufstieg nimmt die Temperatur mit der Höhe also langsamer ab als bei einem trockenadiabatischen Aufstieg.
Hat die Luft den Gipfel auf 3000m erreicht, sinkt sie auf der Alpennordseite wieder ab, wodurch sich die Luft wieder erwärmt. Da die Luft beim Aufstieg durch den Regen viel von ihrer Feuchte verloren hat, reicht schon eine geringe Erwärmung der Luft aus, um das verbleibende Wolkenwasser nach Verdunstung wieder aufzunehmen. Es kommt also relativ schnell zu Wolkenauflösung. Die Luft ist auf der Alpennordseite im Vergleich zur selben Höhe auf der Alpensüdseite trockener. Nach der Wolkenauflösung, welche meist kurz nach dem Gipfel einsetzt, erwärmt sich die Luft beim weiteren Absinken um 1K pro 100m (trockenadiabatisches Absinken). Vom Gipfel auf 3000m Höhe bis zum Niveau des Unterlands, das ebenfalls wie unsere Ausgangshöhe 500m betragen soll, erwärmt sich die Luft also um 25K. Nehmen wir an, dass die Temperatur auf dem Gipfel -4°C beträgt, so hat die Luft nach ihrem Abstieg eine Temperatur von 21°C und ist demnach wärmer, als vor ihrem Aufstieg. Die relative Feuchte beträgt in unserem Beispiel nun nur noch 30%, d.h. die Luft ist durch den „Wasserverlust“ aufgrund des Stauregens während des Aufstiegs, trockener als am Anfang. Die ankommende Luftmassen haben die typischen Eigenschaften des Föhns: warm und trocken.
Den Übergang von der Wolken- zur wolkenfreien Zone nennt man auch Föhnmauer (siehe Abb. 3.10.2.).

Abb. 3.10.2.: Föhnmauer: Übergang von der Wolkenzone zur wolkenfreien Zone.
Quelle: Karlsruher Wolkenatlas

Föhn - Hydraulische Theorie

Statistiken aber zeigen[1], dass beispielsweise in Innsbruck bei mindestens der Hälfte der Föhnfälle auf der Luvseite gar kein Niederschlag auftritt. Dies ist mit der klassischen thermodynamischen Föhntheorie nicht zu erklären, weshalb bereits vor 150 Jahren neue Überlegungen angestellt wurden[2], welche zur so genannten hydraulischen Theorie führten. Danach überquert die luvseitige Luftmasse das Gebirge nicht, sondern wird dort geblockt und bleibt im Luv liegen, egal ob es zur Bildung von Niederschlag kommt oder nicht. Die höher, oberhalb des Bergkammniveaus liegende Luft sinkt dagegen ins Lee des Gebirgskammes ab. Dies ist vergleichbar mit einem randvollen Stausee, bei dem nur die oberste Schicht über die Staumauer schwappt.

Fußnote 1: Seibert, 1990: South foehn studies since the ALPEX experiment, Meteorololgy and Atmospheric Physics 43, 91–103.
Fußnote 2: Hann, J., 1866: Zur Frage über den Ursprung des Föhn, Zeitschrift der Österreichischen Gesellschaft für Meteorologie 1 (1), 257-263, Wien.

©LMZ-BW / KIT

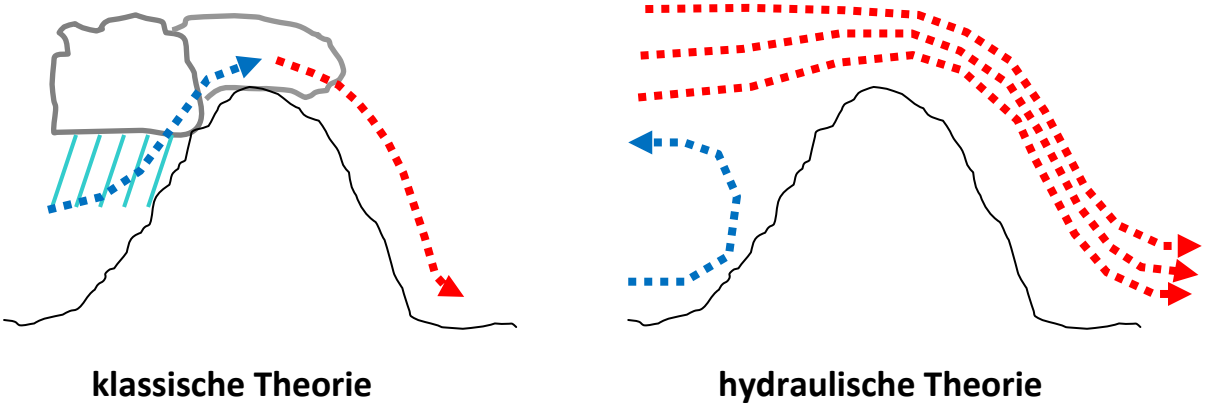


Abb. 3.11.: Unterschiedliche Strömungsverhältnisse, die zur Ausbildung des Alpenföhns führen. Grafik: Tobias Reinartz

Auf der linken Seite der obigen Abbildung ist die klassische, auf der rechten Seite die neue, hydraulische Theorie dargestellt. Blaue Pfeile stehen für die Strömung kalter Luft, rote Pfeile für die von vergleichsweise warmer Luft. Nach der klassischen Theorie wird die kalte Luft durch das Gebirge gezwungen aufzusteigen, kondensiert, regnet aus und erwärmt sich beim Abstieg trockenadiabatisch (1 K / 100 m). In der hydraulischen Theorie wird die kalte Luft vom Gebirge blockiert und bleibt im Luv liegen. Dort bildet sich dadurch ein so genannter Kaltluftsee.

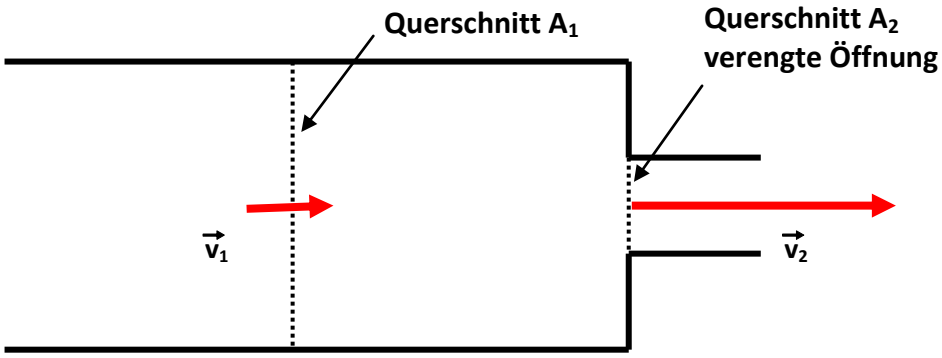


Abb. 3.12.: Zunahme der Strömungsgeschwindigkeit beim Wechsel der Querschnittsfläche (Impulserhaltung)

Während die klassische Theorie keine Erklärung für die teilweise recht hohen Windgeschwindigkeiten liefert, bietet die hydraulische Theorie dafür mehrere Erklärungen. Dazu zählt z.B. eine Verengung des Gebirgseinschnitts bzw. des Tals, wodurch sich die Geschwindigkeit der Luftströmung erhöht (Düseneffekt). Dies ist vergleichbar mit einem Gartenschlauch (siehe untere Abbildung). Öffnet man den Wasserhahn, so fließt das Wasser mit einer bestimmten Geschwindigkeit v_1 aus der Schlauchöffnung heraus. Verengt man nun diese Öffnung mit dem Finger, so stellt man fest, dass das Wasser nun mit einer wesentlich höheren Geschwindigkeit v_2 den Schlauch verlässt. Der Grund hierfür liegt darin, dass an der verengten Schlauchöffnung (Querschnitt A_2) dieselbe Menge Wasser in derselben Zeit durch die Öffnung muss, wie an einer nicht verengten Stelle des Schlauchs (Querschnitt A_1). In unserem Fall repräsentiert das Wasser die Luft und die verengte Schlauchöffnung die Verengung des Gebirgsausschnitts bzw. des Tals.
(siehe auch: www.wetteran.de/grundlagen/foehngrundlagen)

3.9.2. Mistral

Ein weiteres regionales Windsystem stellt der Mistral dar. Die typische Mistral-Wetterlage besteht aus einem Tief über Mitteleuropa und einem Hoch über der Biskaya. Dabei strömt meist kalte Luft aus Norden Richtung Mittelmeer. Auf ihrem Weg dorthin gelangt die Luft in das Rhône-Tal. Eingeengt durch das Zentralmassiv im Westen und die Westalpen im Osten kommt es zu einer Art Düseneffekt und somit zu einer Zunahme der Windgeschwindigkeit, welche in Böen sogar Orkanstärke erreichen kann. Eine weitere Möglichkeit für den Wind zum Mittelmeer zu gelangen besteht in der Passage der ebenfalls kanalisierend wirkenden Verengung zwischen dem Zentralmassiv und den Pyrenäen. Man spricht in diesem Fall vom so genannten Transmontana.

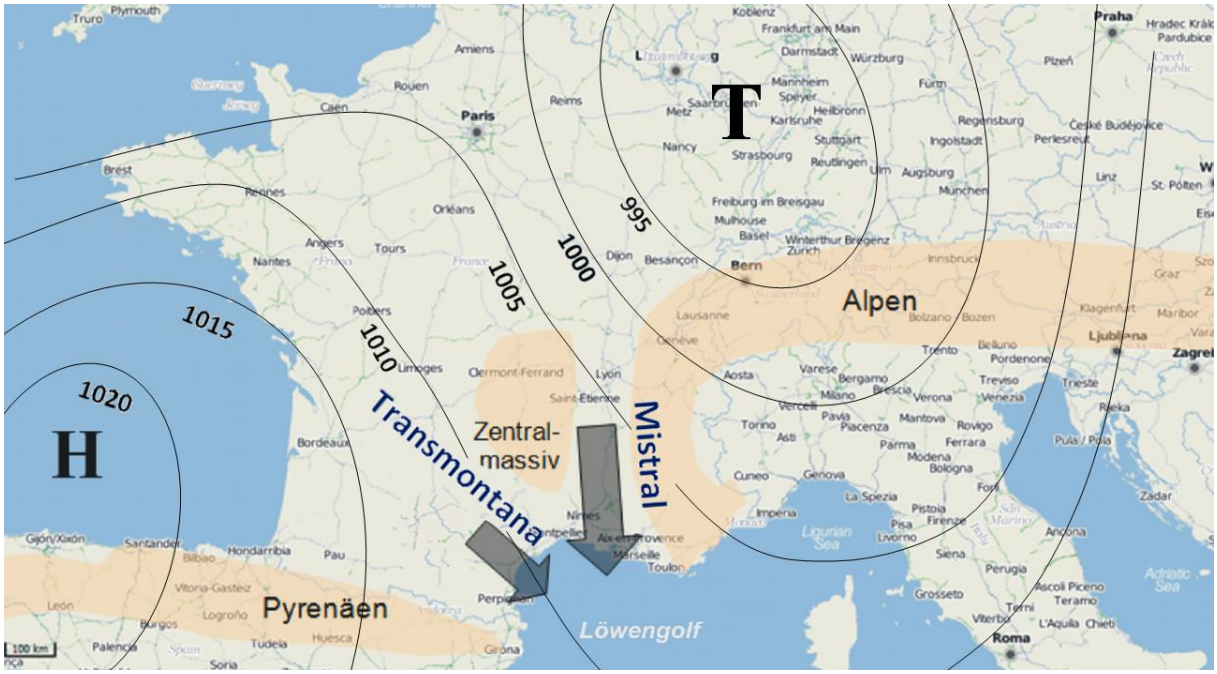


Abb. 3.13.: Der Mistral, ein über Tage anhaltender, kalter, kräftiger Nordwind im Rhonetal und über dem Löwengolf, schematische Darstellung; Kartengrundlage: Open-Street-Map

3.9.3. Bora

Die Bora ist ein kalter, trockener und böiger Fallwind, der besonders im Winter vom Dinarischen Gebirge vornehmlich an der kroatischen Küste aus Nordost in Richtung Adria hinunter stürzt. Dabei erreicht sie in Böen nicht selten Orkanstärke mit Spitzengeschwindigkeiten von bis zu 200 km/h.

Die Bora entsteht bei stabiler atmosphärischer Schichtung (Zunahme der Temperatur mit der Höhe, auch Inversion genannt) zumeist dann, wenn sich ein Hoch über dem Balkan und gleichzeitig ein Tief auf der Südseite der Alpen befinden. Besonders ausgeprägt ist die Bora, wenn sehr kalte Kontinentalluft oder Polarluft, also Luft, die durch einen Kaltluftvorstoß aus den hohen Breiten zum Balkan transportiert wurde, zur Adria gelenkt werden. Dann ist nämlich der Temperaturunterschied zwischen der warmen Luft über der Adria und der kalten Bora am größten.
Die hohen Windgeschwindigkeiten kommen zum einen dadurch zustande, dass die Bora überwiegend durch Gebirgspässe zur Adria hinabfließt (Düseneffekt; siehe Thema 3.9.2: Föhn). Zum anderen wird die potentielle Energie der Luft über dem Gebirge beim Abstieg in kinetische Energie (Bewegungsenergie) umgewandelt, was zu einer Zunahme der Windgeschwindigkeit führt.

Eine spürbare Erwärmung der ursprünglich kalten Luft beim trockenadiabatischen Abstieg wie beim Föhn ist bei der Bora nicht vorhanden. Dies liegt daran, dass der Höhenunterschied zwischen den Gebirgspässen und der Adria im Vergleich zu den Alpen nicht groß ist. Dadurch wird die Bora im Gegensatz zum Föhn als kalter Wind empfunden.

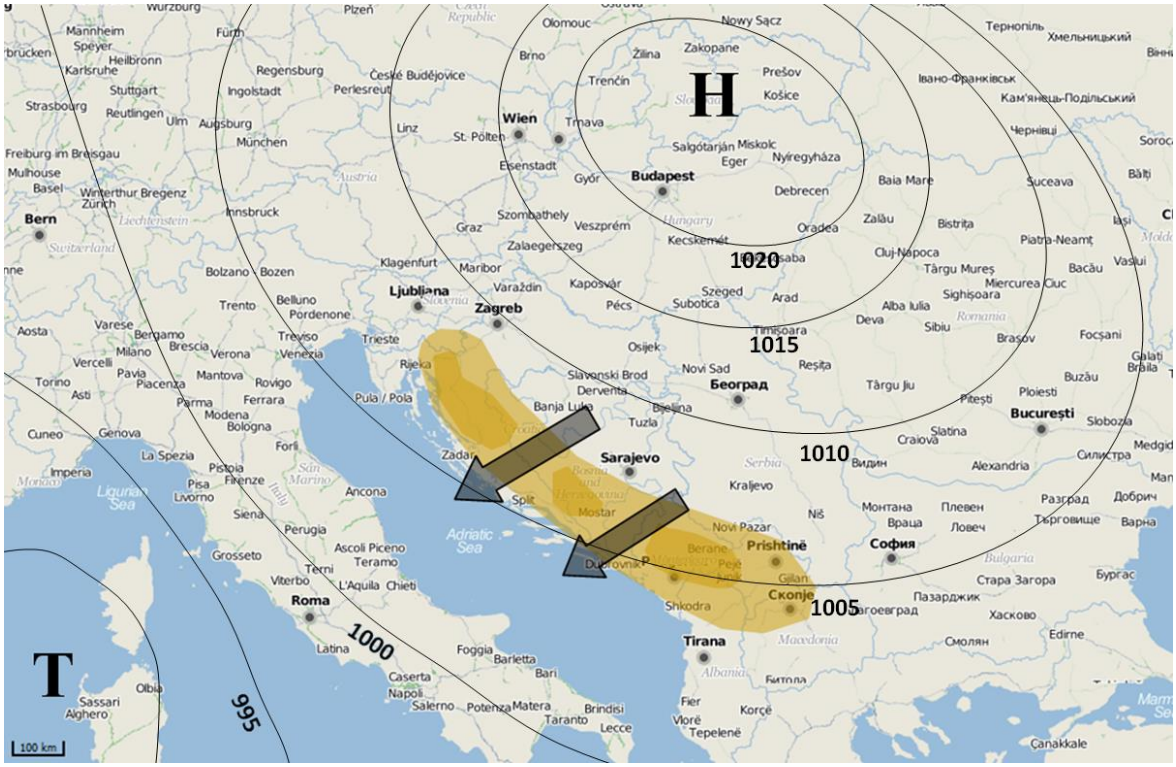


Abb. 3.14.: Verbreitungsgebiet der Bora im Bereich des Dinarischen Gebirges, schematische Darstellung; Kartengrundlage: Open-Street-Map

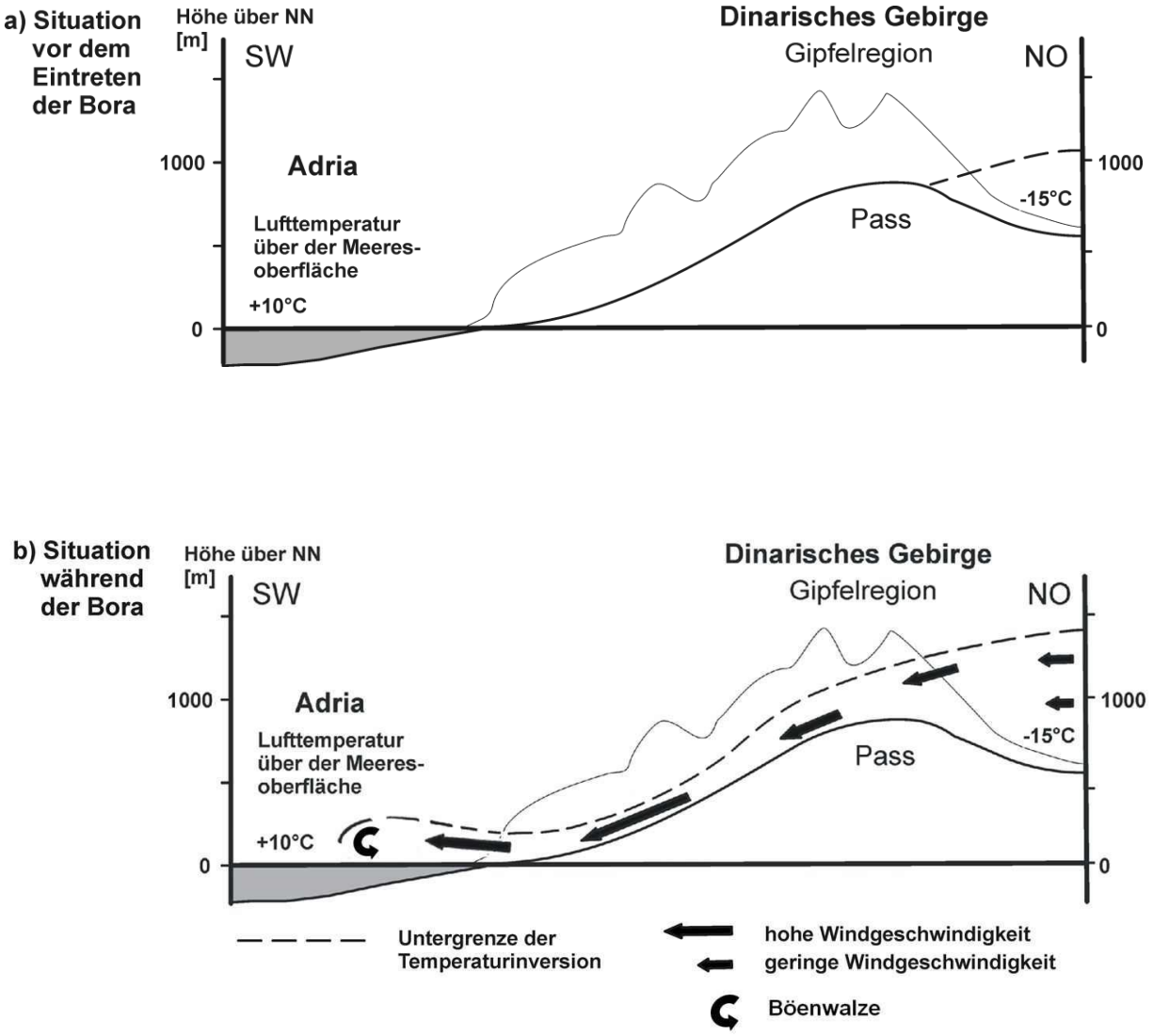


Abb. 3.15. Das Prinzip der Entstehung der Bora als plötzlich auftretender, kalter und böiger Fallwind in der östlichen Adria; Grafik: Gerald Manz

4. Die Bedeutung großräumiger Vertikalbewegungen

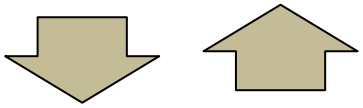
Für die Wetterentwicklung sind in besonderem Maß großräumige Hebungsprozesse von Bedeutung, da damit Luftdruck-, Temperatur- und Windänderungen einhergehen. Die Antriebe des großräumigen Wettergeschehens spielen sich im Allgemeinen in Höhen oberhalb der Grenzschicht ab (über 1500 m NN).

Grundlagen

4.1. Konvektion und Advektion

4.1.1. Konvektion

Zufuhr von Luftmassen in senkrechter Richtung, vertikal



In der Meteorologie versteht man unter Konvektion das Aufsteigen bodennah erwärmter Luftmassen, verbunden mit gleichzeitigem Absinken kühlerer Luft in der Umgebung. Man kann auch sagen, dass Konvektion der vertikale Transport von Luftmassen und von Wärme ist. Voraussetzung dafür ist eine labil geschichtete Atmosphäre, wie sie beispielsweise nach Durchzug einer Kaltfront vorkommt (siehe folgendes Kapitel).

4.1.2. Stabilität und Labilität

Betrachten wir ein Luftpaket am Boden, das aufsteigt. Dabei kühlt es sich ab. Man kann mit Hilfe physikalischer Gesetze zeigen, dass es sich, wenn man Kondensationsprozesse (Wolkenbildung) ausschließt, um ca. 1K pro 100m abkühlt. Man unterscheidet nun zwischen drei verschiedenen Schichtungszuständen der Umgebung: es gibt die stabile, die labile und die neutrale Schichtung. In unserem Gedankenbeispiel haben am Boden Luftpaket und Umgebung dieselbe Temperatur, nämlich 20°C (siehe Abbildung Nr.?).

Fall A: Labile Schichtung

In einer labilen Schichtung nimmt die Lufttemperatur der Umgebung schneller ab als die des betrachteten Luftpakets. Folglich kommt es zum Aufsteigen des Luftpakets, das immer wärmer als seine Umgebung ist, und zwar so lange, bis die Temperatur von Paket und Umgebung dieselbe ist.
Nehmen wir an, dass sich die Umgebung mit der Höhe um 1,5 K pro 100 m abkühlt, dann würde die Temperatur der Umgebungsluft in 100 m Höhe 18,5°C betragen und die unseres Luftpakets 19°C. In 400 m Höhe hätte die Umgebung dementsprechend 14°C und das Luftpaket 16°C, welches also zumindest bis dorthin stets wärmer ist als die umgebende Luft und somit aufsteigt.

©LMZ-BW / KIT

Ab einer bestimmten Höhe, beginnt die Luft des Luftpakets zu kondensieren (Wolkenbildung). Durch die freiwerdende Kondensationswärme kühlt sich das Luftpaket nun langsamer ab als die Umgebung, wodurch sich seine Temperatur immer mehr der der Umgebung nähert und schließlich gleich hoch ist. An diesem Punkt endet der Aufstieg des Luftpakets.

Fall B: Stabile Schichtung

In einer stabilen Schichtung nimmt die Lufttemperatur der Umgebung langsamer ab als die des betrachteten Luftpakets. Folglich ist in diesem Fall das Luftpaket stets kälter als die Umgebung.
Was wäre nun die Folge? Weil es kälter ist als die Umgebung, sinkt es ab und erreicht schließlich wieder das Ausgangsniveau.
Es gibt auch Situationen, in der die Temperatur der Umgebung mit der Höhe zunimmt; dies nennt man Inversion (lateinisch: „Umkehrung“).

Fall C: Neutrale Schichtung

In einer neutralen Schichtung nimmt die Lufttemperatur der Umgebung genauso schnell ab wie die des betrachteten Luftpakets. Folglich kommt es weder zu einem Aufsteigen noch zu einem Absinken des Luftpakets. Es bleibt in Ruhe.
Abbildungsbenennung fehlt!

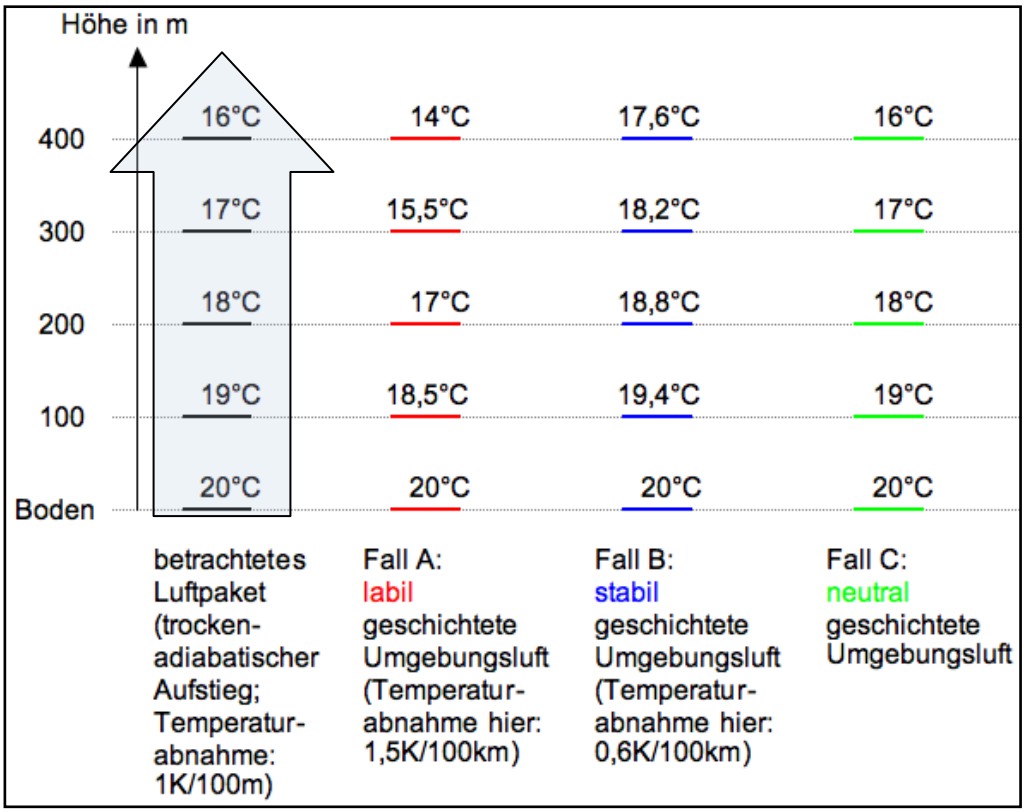
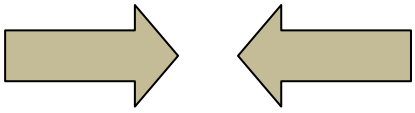


Abb. 4.1.: Verschiedene Schichtungszustände der Umgebungsluft

4.1.3. Advektion

Zufuhr von Luftmassen in waagrechter Richtung, horizontal



In der Meteorologie versteht man unter Advektion das horizontale Verfrachten einer physikalischen Größe wie z.B. Wärme oder Feuchtigkeit mit einer Luftströmung. In einer ruhenden Atmosphäre ohne Wind gibt es keine Advektion. Ebenso findet keine Advektion statt, wenn kein Gradient der betrachteten Größe vorhanden ist. Wird zum Beispiel warme Luft in ein Gebiet geleitet, in dem bereits genauso warme Luft vorhanden ist, findet keine Temperatur-(Wärme-)Advektion statt. Gelangt dagegen warme Luft in ein Gebiet mit vergleichsweise kalter Luft, existiert also ein Temperaturgradient (Temperaturunterschied), so spricht man in diesem Fall von **Warmluftadvektion**.

©LMZ-BW / KIT

4.2. Geopotenzial

Das Geopotenzial ist ein Maß für die potentielle Energie einer Luftmasse in einer bestimmten Höhe über Meeresniveau (Normalnull, NN). Es sagt aus, wie viel Energie notwendig wäre, um ein Luftpaket vom Meeresniveau in diese Höhe anzuheben. Die Linien gleichen Geopotenzials in den diversen Höhenwetterkarten nennt man Isohypsen.

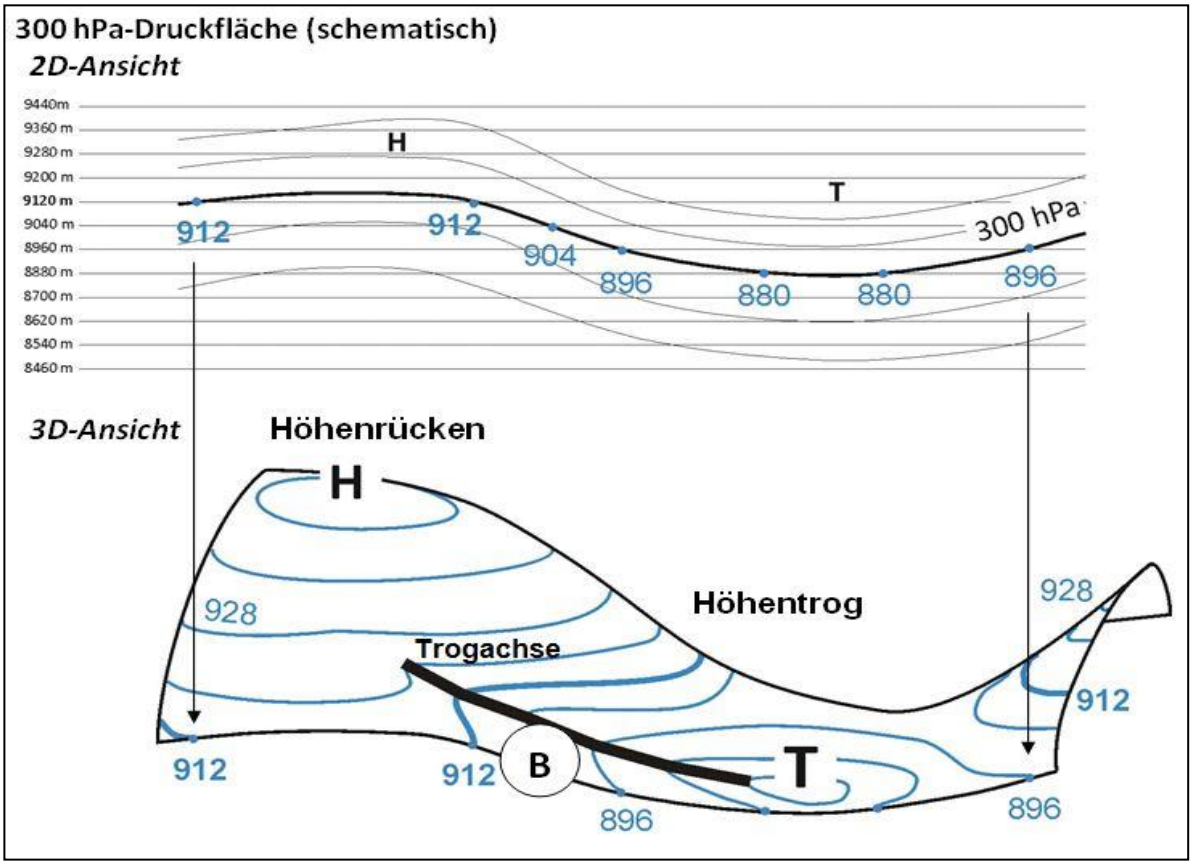


Abb. 4.2.: Geopotenzial der 300hPa-Isobare oben in Vertikalprojektion (2D-Ansicht)

Die durchgezogenen dünnen Linien sind Höhen über NN beginnend bei 5460m. Die dickere durchgezogene Linie in der 2D-Ansicht ist eine Isobare, entlang der ein Luftdruckwert von 300hPa herrscht. Blau gezeichnet sind die Schnittpunkte der Isobaren mit den Höhenlinien. Sie erhalten Werte, die in der Meteorologie gpdm genannt werden (geopotenzielle Dekameter).

Geopotenzial der 300hPa-Isobare unten in räumlicher Darstellung (3D-Ansicht)

Jede Isohypse gibt die Höhenlage an, in der 300hPa Luftdruck herrscht. Dieser Luftdruck wird ungefähr 9km über Meeresniveau gemessen. Beispiel: Isohypse 928 bedeutet 9280m Höhe. Die Zahlen geben somit das Geopotenzial einer Isohypse in gpdm an. Die Isohypsen sind somit mit Höhenlinien einer topographischen Karte vergleichbar. *(geopotenzielle Dekameter)*

Die Trogachse in einer kurzen schwarzen Linie dargestellt erhält man durch Verbinden der Punkte, die an der jeweiligen Isohypse die stärkste Krümmung aufweisen.

Grafik: Gerald Manz

©LMZ-BW / KIT

4.3. Druckgebilde in der Höhe

Zur Ausbildung von „Wetter“ tragen im Wesentlichen die Luftdruckverhältnisse in der Höhe bei (5-12km Höhe). In diesem Geopotenzial bewegt sich der Jet. Viele wolken- und niederschlagsbildende Prozesse laufen in der Höhe ab. Daher ist die Darstellung des Luftdrucks in einer Höhe um 9km und 5,5km Höhe für die meteorologischen Betrachtungen von großer Bedeutung!

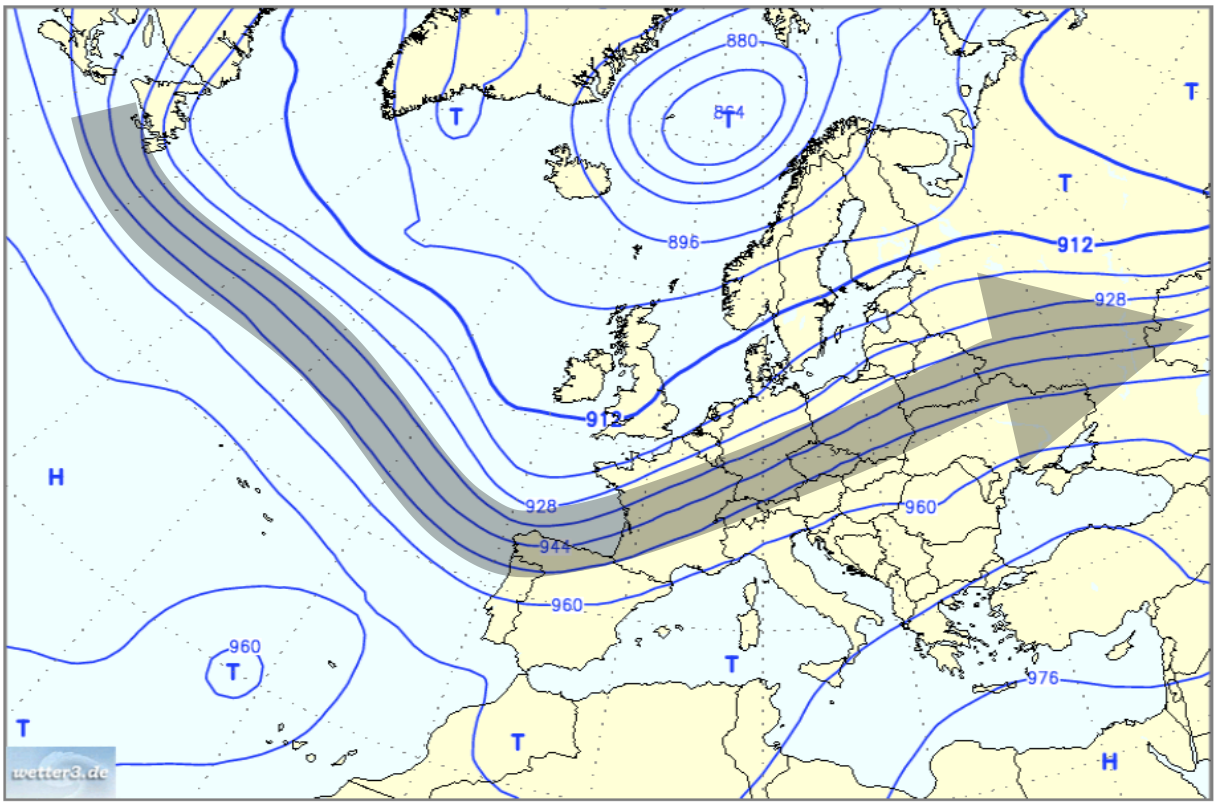


Abb. 4.3.: 300hPa-Druckverteilung vom 25.8.2012, 6 UTC;
Die dargestellten Linien sind Isohypsen entsprechend der Abbildung 4.1.2. Jede Isohypse gibt die Höhenlage an, in der 300 hPa Luftdruck herrscht. Dieser Luftdruckwert wird in ungefähr 9 km über dem Meeresniveau gemessen. Beispiel: Isohypse 960 bedeutet, dass der Luftdruck von 300 hPa hier in ca. 9600m Höhe zu finden ist. Die Zahlen geben somit das Geopotenzial des Luftdrucks in gpdm an (gpdm=geopotentielle Dekameter). Die Karte ist von Bedeutung, da in dieser Höhe elementare Prozesse der Wetterentstehung ablaufen. Der graue Pfeil symbolisiert die ungefähre Lage des Polarjets, rekonstruiert aus den Isobaren dieser Karte. Quelle: http://gis.lmz-bw.de/wetter

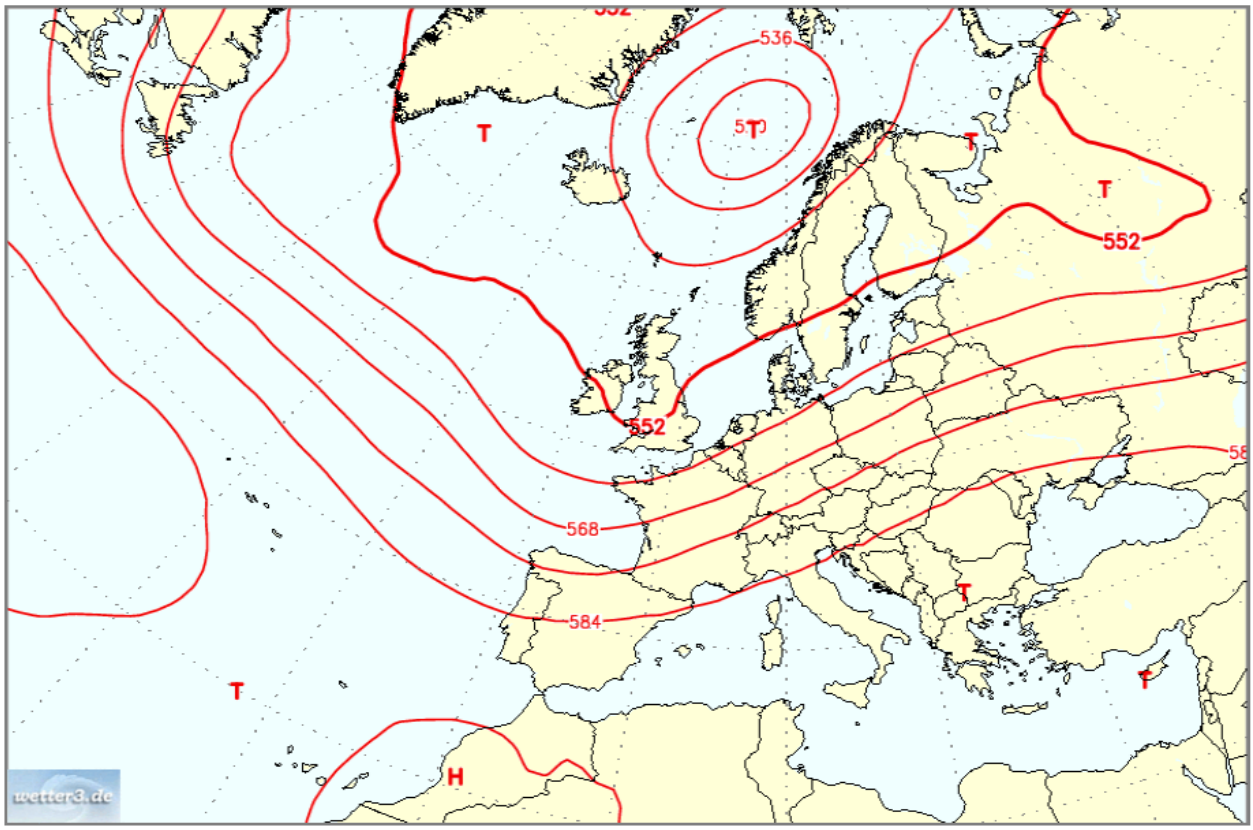


Abb. 4.4.: 500hPa-Druckverteilung vom 25.8.2012, 6 UTC;
Die dargestellten Linien sind Isohypsen entsprechend der Abbildung 4.1.2. Jede Isohypse gibt die Höhenlage an, in der 500hPa Luftdruck herrscht. Dieser Luftdruckwert wird in ungefähr 5,5km über dem Meeresniveau gemessen. Beispiel: Isohypse 568 bedeutet, dass der Luftdruck von 500hPa hier in ca. 5680m Höhe zu finden ist. Die Zahlen geben somit das Geopotenzial des Luftdrucks in gpdm an (gpdm=geopotentielle Dekameter). Die Karte ist von Bedeutung, da in dieser Höhe elementare Prozesse der Wetterentstehung ablaufen. Quelle: http://gis.lmz-bw.de/wetter

©LMZ-BW / KIT

4.4. Tröge- und Rücken

Die **Polarfront** (Kapitel 2, Abb. 2.4.) trennt im Allgemeinen trockenkalte Luft im Norden von feuchtwarmer Luft im Süden. Aufgrund des recht großen horizontalen Temperaturgradienten kommt es an dieser Grenze zu einer starken Zunahme des geostrophischen Windes mit der Höhe, was in einem Starkwindband in der Höhe, dem Strahlstrom (Jet) resultiert (Kapitel 3, Abb. 3.8.). Dieser läuft meist nicht geradlinig von West nach Ost, sondern führt eine großräumige, mäandrierende Wellenbewegung durch, die insbesondere auch durch die Land-Meer-Verteilung und kontinentale Gebirgsmassive hervorgerufen wird. Beult sich der Jet nach Süden aus spricht man von einem **Höhentrog** oder auch kurz Trog, welcher mit Höhenkaltluft gefüllt ist. Beult sich der Jet nach Norden aus, ist von einem **Höhenrücken** oder kurz Rücken die Rede. In der Meteorologie betrachtet man Tröge und Rücken des Geopotenzials vor allem im Niveau 300 hPa.

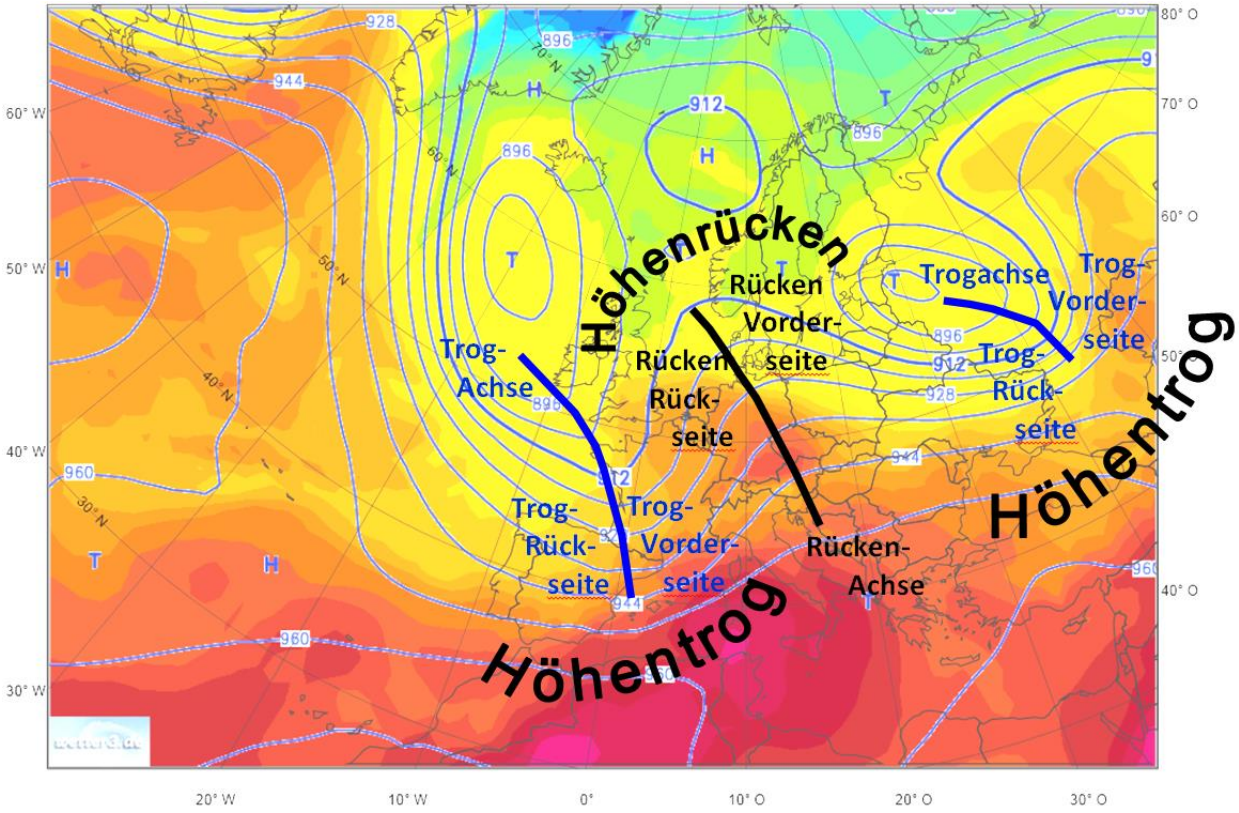


Abb. 4.5.: Höhentrog und Höhenrücken mit jeweiligen Achsen (300hPa) und Temperaturverteilung (850hPa), 24.9.2012, 6 UTC;
Unter einer Trogachse (durchgezogene blaus Linie) versteht man den Bereich des Troges mit den im Vergleich zur Umgebung am stärksten gekrümmten Isohypsen. Analoges gilt für die Rückenachse (durchgezogene schwarze Linie). Die flächige Temperaturkarte zeigt die Lufttemperatur im 850hPa-Niveau (ca. 1500m über NN; rot≙warm, blau≙kalt), die dünnen Linien sind Isohypsen der 300hPa-Geopotenzialkarte, siehe auch Abb. 4.2.; Quelle: http://gis.lmz-bw.de/wetter

4.5. Druckgebilde am Boden

Zu den Druckgebilden am Boden zählen **Hoch- und Tiefdruckgebiete**. Ihre Entstehung hängt mit den Druckgebilden in der Höhe zusammen. Die in den üblichen Wetterkarten der Tagespresse dargestellten Luftdruckkarten zeigen Bodendruckverteilungen mit Hochs (H) und Tiefs (T).

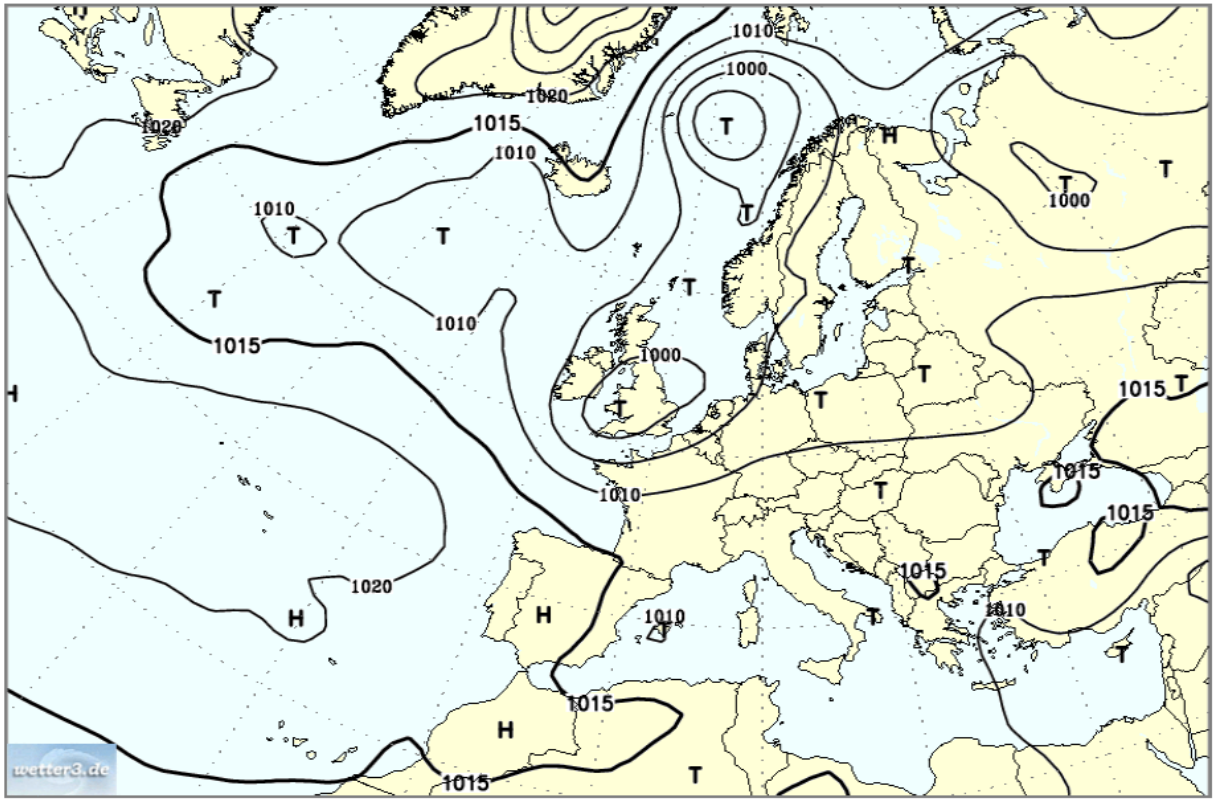


Abb. 4.6.: Bodendruckkarte vom 25.8.2012, 6 UTC: sie zeigt den Luftdruck über dem Meeresspiegel (NN, 0 Meter). Die schwarzen Linien heißen Isobaren. Entlang einer Isobare wird derselbe Luftdruck gemessen. Die Zahlen sind die Luftdruckwerte in hPa (hekto-Pascal, früher Millibar). Steht bei einer Isobare beispielsweise der Wert 1000, so herrscht überall auf dieser Linie der Luftdruck 1000hPa. Ein „T“ steht für Tiefdruckgebiet am Boden und befindet sich in der Region mit dem geringsten Druckwert. Ein „H“ beschreibt die Lage des Zentrums eines Boden-Hochdruckgebiets. Der mittlere Luftdruck der Erdatmosphäre beträgt in Meereshöhe 1013,25hPa.

Quelle: http://gis.lmz-bw.de/wetter

4.6. Wetter bestimmende Antriebsmechanismen

4.6.1. Divergenz und Konvergenz

Wie bereits erwähnt, sind großräumige Vertikalbewegungen (Hebung oder Absinken) für die Wetterabläufe von grundlegender Bedeutung. Bei großräumiger Hebung wird Luft aus niedriger Höhe bis auf größere Höhen angehoben. Die Vertikalgeschwindigkeit beträgt dabei wenige Zentimeter pro Sekunde. Verursacht wird dies primär durch Divergenz-Effekte in der Höhe. Dies ist im Prinzip vergleichbar mit einem Sog, der beim Trinken am oberen Ende eines Trinkhalms entsteht und von unten Flüssigkeit nach oben zieht. Am Oberrand der Troposphäre (10-12km Höhe) steigt die Luft nicht weiter auf, da die Temperaturinversion der Tropopause dies verhindert, sondern strömt horizontal zur Seite. Gleichzeitig strömt als Masseausgleich in der unteren Troposphäre Luft in Form von Konvergenz zusammen.
Weil in der Regel die Divergenz in der Höhe betragsmäßig größer ist als die Konvergenz in niedrigen Schichten, wird aus der Luftsäule effektiv Luft abgepumpt. Da der Luftdruck der Gewichtskraft der auf der Erdoberfläche auflastenden Luftsäule entspricht, fällt dabei der Druck am Boden. Durch das Zusammenströmen am Boden wird die Luft, welche durch die Corioliskraft nach rechts abgelenkt wird, in Rotation versetzt. Damit entsteht ein Wirbel (siehe Abb. 3.3.1). Außerdem wird die Konvergenz am Boden durch Reibungseffekte verstärkt. Mit dem fallenden Luftdruck und der Wirbelbildung bildet sich ein Tiefdruckgebiet (Zyklogenese). Durch die großräumige Hebung kommt es zu Wolkenbildung und Niederschlagsentstehung.
Bei großräumigem Absinken, das im Prinzip genauso abläuft, nur in umgekehrter Richtung (d.h. starke Konvergenzeffekte in der Höhe und Divergenz am Boden, so dass die Luft oben zusammenfließt und absinkt), kommt es zu Wolkenauflösung und schönem Wetter. Es bildet sich ein Bodenhoch.
Damit bestimmen großräumige Vertikalbewegungen die wesentlichen Abläufe des Wettergeschehens.

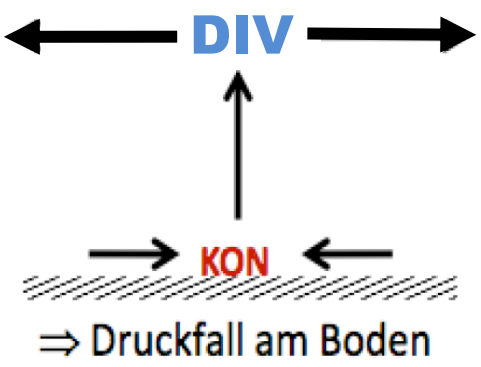


Abb. 4.7.1.: Entstehung großräumiger Hebung als Folge von Divergenz-Effekten in der Höhenströmung.

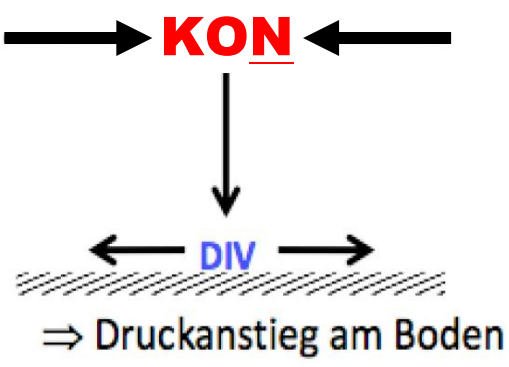


Abb. 4.7.2.: Entstehung großräumigen Absinkens als Folge von Konvergenz-effekten in der Höhenströmungen.

Wie kommt es zu den genannten Divergenz- und Konvergenzeffekten?

Die Luftpakete strömen bis der vor Ort herrschende Druckunterschied ausgeglichen ist (siehe Kap. 3.4.). Ändern sich entlang der Bahn eines Luftpakets der Druckgradient und/oder die Krümmung der Linien gleichen Drucks (Isohypsen, Isobaren), so dass das Luftpaket Bereiche unterschiedlich stark gedrängter Drucklinien durchläuft und/oder eine gekrümmte Bahn verlassen muss, so treten Divergenzen oder Konvergenzen auf. Aufgrund der hohen Windgeschwindigkeiten in größeren Höhen sind diese Divergenzen und Konvergenzen dort im Allgemeinen größer als in niedrigen Höhen. Ist in großer Höhe Divergenz überwiegend, so folgt daraus Hebung. Ist in großer Höhe Konvergenz überwiegend, so folgt daraus Absinken. Hebung bzw. Absinken ist in der mittleren Atmosphäre (700-400hPa) maximal.

4.6.2. Vertikalantriebe

Zu divergenz- bzw. konvergenzauslösenden Änderungen entlang der Bahn eines Luftpakets kann es durch verschiedene Prozesse kommen:

- Horizontale Verfrachtung von Luftmassen (Schichtdickenadvektion). Es kommt in dem Bereich zu einem Hebungsantrieb, wo eine warme Luftmasse herantransportiert wird (Warmluftadvektion). Dagegen kommt es dort zu einem Absinkantrieb, wo eine kalte Luftmasse verfrachtet wird (Kaltluftadvektion).

- Verlagerung von Wirbeln und Wirbelneubildung (Vorticityadvektion). Es kommt zu einem Hebungsantrieb auf der Vorderseite von Höhentrögen. Es kommt zu einem Absinkantrieb auf der Vorderseite von Höhenrücken.

- Wärmefreisetzung, z.B. Freiwerden von Kondensationswärme bei Wolkenbildungsprozessen oder über längere Zeit wirksame starke Einstrahlung am Boden, die sich allmählich bis in größere Schichten durchsetzt, führt zu Hebung. Über längere Zeit wirksame Abkühlungseffekte führen zu Absinken (Beispiel: Kältehoch).

Oft kompensieren sich diese Effekte teilweise oder ganz. Die Karte der Vertikalbewegungen zeigt das Ergebnis der Überlagerung dieser Antriebe, wie das Wettervorhersagemodell sie berechnet. Zusätzlich spielen Hebungs- und Absinkeffekte an Gebirgen und die Bodenreibung eine Rolle. Die Darstellung der Vertikalbewegungen in einer Wetterkarte wird mit Vorzeichen versehen. Es bedeuten

- positive Werte der Vertikalbewegungen: in der Luftmasse findet Hebung statt
- negative Werte der Vertikalbewegungen: in der Luftmasse findet Absinken statt

©LMZ-BW / KIT

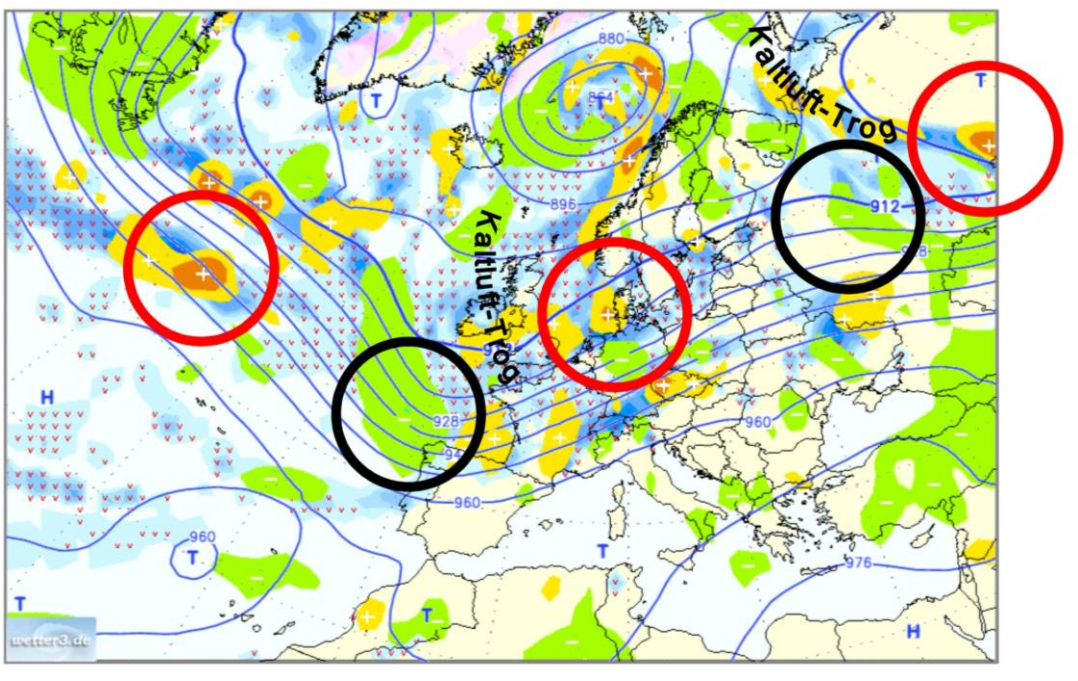


Abb. 4.8.: Zusammenhang von Antriebsmechanismen und Niederschlagsneigung; Überlagerung von drei Karten: vom 25.8.2012 6 UTC; Quelle: http://gis.lmz-bw.de/wetter

- *blaue Linien: Luftdruck; 300 hPa-Geopotenzial-Isobaren; obere Troposphäre in ca. 9 km Höhe: daraus ist die Lage der Kaltluft-Tröge ableitbar*
- *grün-rötliche Farbeflächen mit verschiedenen Vorzeichen: Antriebskarte; 500 hPa-Omega-Karte; positive Werte für Omega: Aufsteigen der Luft, Niederschlagsneigung*
- *blaue Flächen: Niederschlagskarte; dunkelblaue Regionen mit intensivem Niederschlag zeigen weitgehende Übereinstimmung mit der Lage der Regionen positiver Omega-Werte*

Die sogenannte Vorticityadvektion zeigt die Verlagerung bzw. Neubildung von Wirbeln (Höhentiefs, Höhentröge, Höhenhochs, Höhenrücken) an.
Durch die kühlende Wirkung der Hebung vorderseitig eines Höhentroges und die erwärmende Wirkung des Absinkens rückseitig desselben, verlagert sich auch der Bereich kalter Luft, den man im Trog zumeist vorfindet, zusammen mit dem Wirbel. Gleiches gilt mit jeweils umgekehrten Vorzeichen für die Mitbewegung der Warmluft im Bereich eines Höhenrückens.

©LMZ-BW / KIT

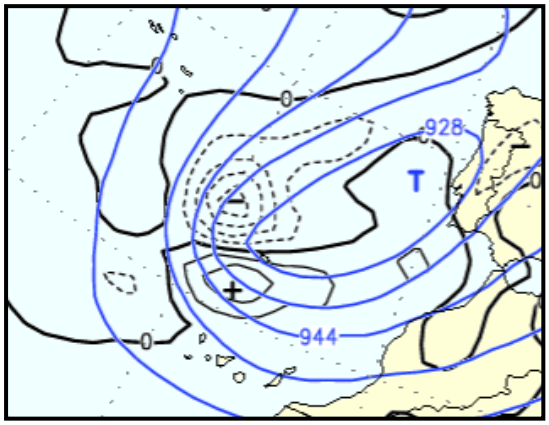


Abb. 4.9.: Auf der Vorderseite dieses Höhentroges (blaue Isohypsen) befindet sich positive Vorticityadvektion (mit „+“ markiert). Dies zeigt an, dass sich der Höhentrog nach Südosten verlagert, bzw. sich dort neu bildet.
(Situation: 27.09.2012, 12:00 UTC.)

Die Schichtdickenadvektion zeigt, dass Luftmassen unterschiedlicher Temperatur verfrachtet werden. Die Darstellung der Schichtdickenadvektion bezieht sich in der Regel auf den Bereich der unteren Troposphärenhälfte, d.h. 0 bis ca. 5,5 km NN. Die Verlagerung einer Warmfront ist beispielsweise mit positiver Schichtdickenadvektion verbunden, d.h. Warmluftadvektion.

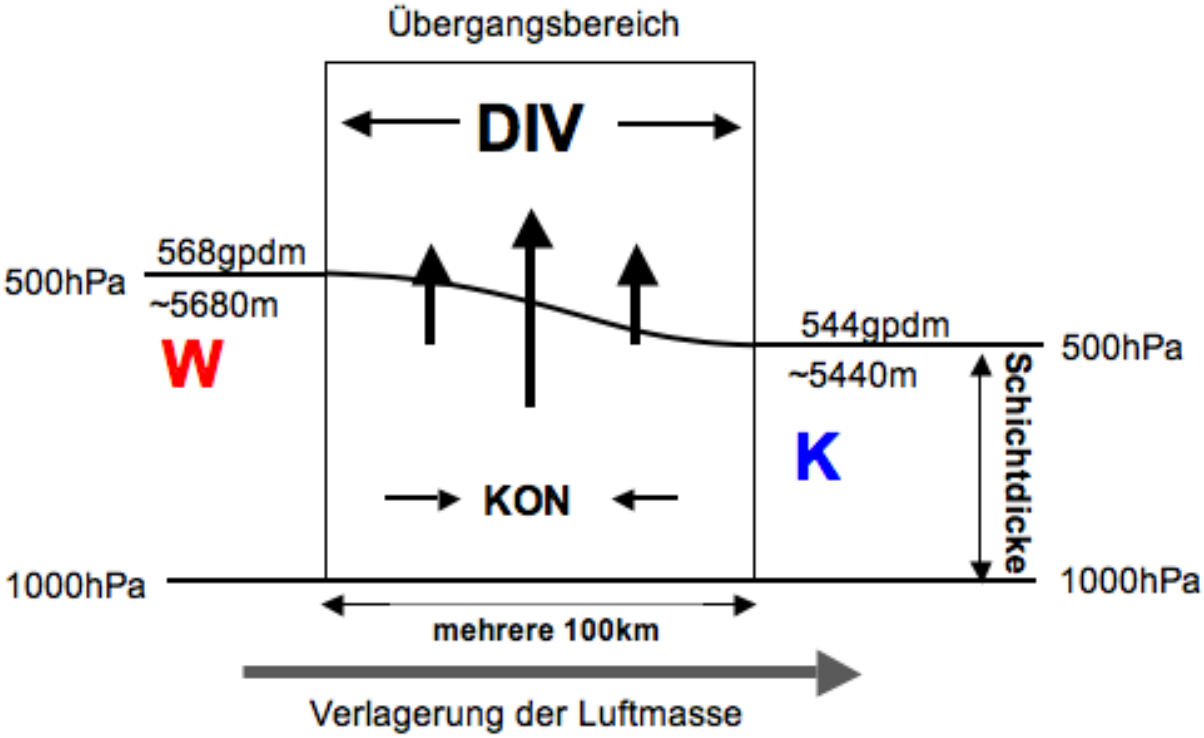


*Abb. 4.10.: Eine warme Luftmasse (**W**) wird im Bild nach rechts verfrachtet, wo sich zunächst noch eine kalte Luftmasse befindet (**K**). Als Schichtdicke wird die vertikale Mächtigkeit der unteren Troposphärenhälfte bezeichnet (d.h. der vertikale Abstand zwischen der 500hPa- und 1000hPa-Fläche). Wie das Volumen von Luft von der Temperatur abhängt, so hängt die Schichtdicke direkt von der Mitteltemperatur der unteren Troposphärenhälfte ab. Daher ist die Schichtdicke in der warmen Luftmasse höher (im Beispiel: 568gpdm entspr. ca. 5680m NN) und in der kalten Luftmasse niedriger (im Beispiel: 544gpdm entspr. ca. 5440m NN). Wird die warme Luftmasse verfrachtet, so nimmt im Übergangsbereich die Schichtdicke zu, d.h. die 500hPa-Druckfläche wölbt sich mit dem Heranströmen der warmen Luft langsam nach oben.*
Dabei wird im Übergangsbereich das Druckfeld umgestaltet. Die Luftpakete, welche in den Übergangsbereich strömen, müssen sich an das neue Druckfeld anpassen. Dabei bildet sich eine Divergenz in der Höhe, diese wirkt wie ein Sog, und Luft wird nach oben gehoben. Unten wiederum strömt die Luft zusammen. Der Übergangsbereich kann sich über mehrere 100km erstrecken. Häufig, jedoch nicht immer, liegt im Übergangsbereich eine Warmfront, an der die Vertikalbewegungen verstärkt sind. (Grafik: H. Mahlke, T. Reinartz)

Mit den hier erläuterten Mechanismen ergibt sich eine typische Koppelung zwischen den Druckgebilden am Boden (Bodentief, Bodenhoch) und denen in der Höhe (Höhentrog, Höhenrücken).

Da man Gebiete mit großräumiger Hebung auf der Vorderseite von Höhentrögen findet, liegen hier ideale Entstehungs- und Verstärkungsbedingungen für Tiefdruckgebiete. Daher ist vorderseitig eines Höhentroges häufig ein Bodentief zu finden. Oft ist zu beobachten, dass der Höhentrog langsam auf das Bodentief zu wandert und schließlich über dem Bodentief liegt. Dann ist in der Regel die Entwicklung des Bodentiefs abgeschlossen, d.h. der Druck fällt nicht weiter. Häufig kommt es dann dazu, dass das Gebilde stationär wird, man spricht dann von einem „steuernden Tief“, denn weitere Bodentiefs und kurzwellige Höhentröge werden um dieses hochreichende Tief herumgeführt.
Analog steigt der Bodendruck vorderseitig eines Höhenrückens aufgrund von großräumigem Absinken an, und es bildet sich ein Bodenhoch.

Lage im Strömungsfeld	**bevorzugt ablaufende Prozesse**
vorderseitig eines Höhentroges	großräumige Hebung aufgrund von Wirbelverlagerung und -neubildung (positive Vorticityadvektion)
vorderseitig eines Bodentiefs	großräumige Hebung aufgrund von horizontaler Verfrachtung warmer Luftmasse (häufig verbunden mit einer Warmfront)
im Bereich großräumiger Hebung	Verstärkung der großräumigen Hebung aufgrund von Wärmefreisetzung (Kondensation)
Höhentröge	verstärken sich, wenn sie im Bereich von Kaltluftadvektion liegen
vorderseitig eines Höhenrückens	großräumiges Absinken aufgrund von Wirbelverlagerung (negative Vorticityadvektion)
rückseitig eines Bodentiefs	großräumiges Absinken aufgrund von horizontaler Verfrachter kalter Luftmasse (häufig verbunden mit einer Kaltfront)
im Bereich länger anhaltender Abkühlung vom Untergrund	tritt großräumiges Absinken auf (➔Kältehoch)
Höhenrücken	verstärken sich, wenn sie im Bereich von Warmluftadvektion liegen
im Bereich kräftiger bodennaher Erwärmung	tritt großräumige Hebung auf (➔Hitzetief)
im Bereich großräumigen Absinkens	Verstärkung von großräumigem Absinken aufgrund der Verdunstung von Wolken (Verdunstungskühlung)

Abb. 4.11.: Orte und Wirkung von großräumiger Vertikalbewegung

©LMZ-BW / KIT

4.7. Lebenslauf einer Idealzyklone

Wellenstadium:

Ist eine divergente Strömung in der Höhe gekoppelt mit einer konvergenten Bodenströmung, so erzeugt sie in Verbindung mit dem mäandrierenden Jetstream eine kleine Wellenbildung an der Polarfront, so dass ein zyklonal rotierendes System entsteht (Kapitel 4.6.). Dadurch wird auf der Vorderseite des entstehenden Wirbelzentrums warme Luft aus Süden nach Norden transportiert, wo sich kältere Luft aufhält. Diese Grenze zwischen warmer und kalter Luft nennt man Warmfront (rote Linie mit Halbkreis-Symbolen).

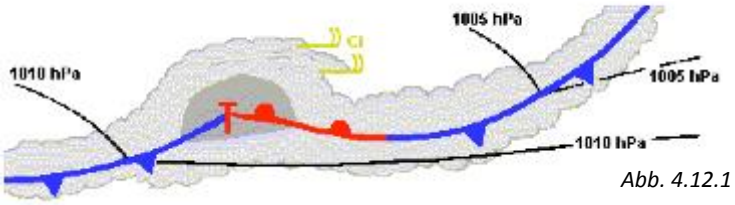


Abb. 4.12.1

Jugendstadium:

Mit der konvergenten bodennahen Strömung gelangt die warme subtropische Luft in das Zentrum des Tiefs. Solange diese Zufuhr gewährleistet ist, verstärkt sich das Tief, d.h. der Druck im Zentrum sinkt weiterhin und die Temperaturgegensätze nehmen zu. Auf der Rückseite des Tiefs strömt kalte Luft aus Norden in den warmen Süden. Diese Grenze bezeichnet man als Kaltfront (blaue Linie mit Dreiecksymbolen).
Es bildet sich der Warmsektor aus.

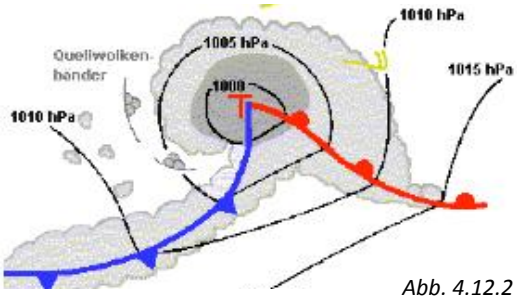


Abb. 4.12.2

Reifestadium:

In der weiteren Entwicklung kommt der Zeitpunkt, an dem die schnellere Kaltfront die Warmfront einholt. Dort, wo sich diese beiden Fronten treffen, entsteht die so genannte Okklusion (violette Linie mit Halbkreis- und Dreieckssymbolen), was darauf hindeutet, dass sich das Tief abschwächt, da es nun von der Zufuhr feuchtwarmer Luft abgeschnitten ist.
Im Okklusionsbereich ist die Warmluft am Boden nicht mehr nachweisbar.

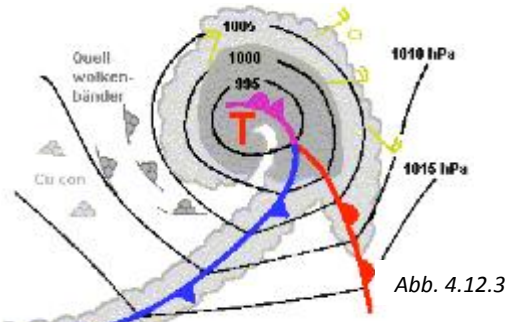
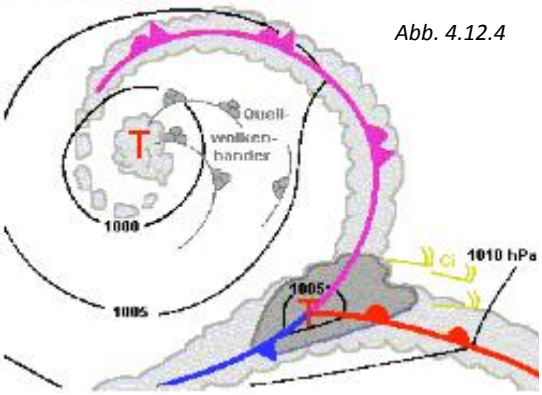


Abb. 4.12.3

Abb. 4.12.4



Auflösungsstadium:

Mit der Zeit wird die Okklusion immer größer, weil die Kaltluft das Zentrum des Bodentiefs „flutet“. Am Boden steigt der Druck im Zentrum an und in der Höhe nimmt die Divergenz ab. Die Zyklone „stirbt“ letztendlich.

Grafiken: Deutscher Wetterdienst (DWD)

4.8. Fronten

Fronten sind Luftmassengrenzen, d.h. sie stellen eine in der Regel 100-200km breite Übergangszone zwischen zwei Luftmassen mit unterschiedlicher Temperatur und Feuchte dar. An einer Front existiert ein zyklonaler Windsprung, d.h. in Bewegungsrichtung der Front dreht der Wind gegen den Uhrzeigersinn (Abb. 4.14).

4.8.1. Warmfront

Vor, über und hinter der Warmfront kommt es durch Schichtdickenadvektion (siehe Kapitel 4.6) zur Hebung der Luftmasse. Dadurch wird in der feuchten und warmen Luft Kondensation ausgelöst. In der Folge kommt es zu großräumig einsetzender **Bewölkung** (hauptsächlich Cirrostratus, Altostratus oder Nimbostratus) und damit verbundenen teils kräftigen großräumigen **Niederschlägen**. Mit dem Durchzug der Warmfront kommt es zu einer Zunahme der Temperatur und des Taupunkts, also der relativen Feuchte, sowie zu einem Druckfall.

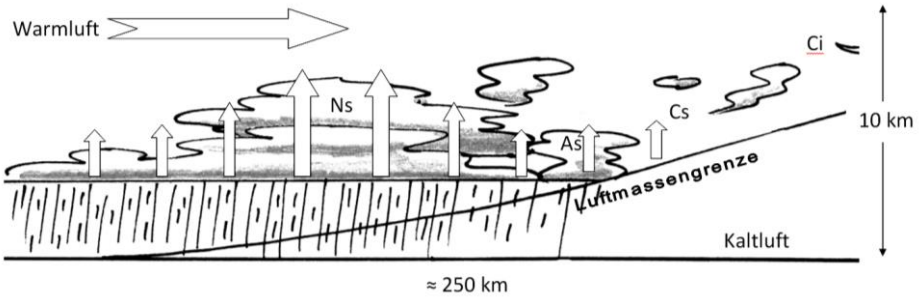


Abb. 4.13.: Warmfront

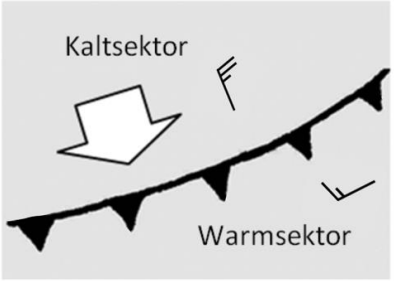


Abb. 4.13. Kaltfront

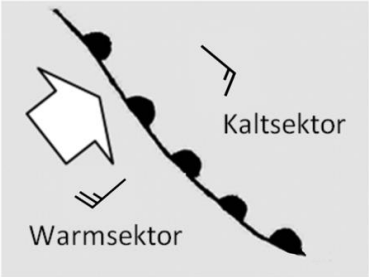


Abb. 4.14. Warmfront

In den Bodenwetterkarten sind die Fronten mit einer dicken Linie gekennzeichnet. Liegen an den dicken Linien Halbkreise-Symbole an, ist es eine Warmfront, liegen Dreiecke an, dann ist eine Kaltfront dargestellt. Okklusionen werden durch den Wechsel beider Symbole beschrieben.

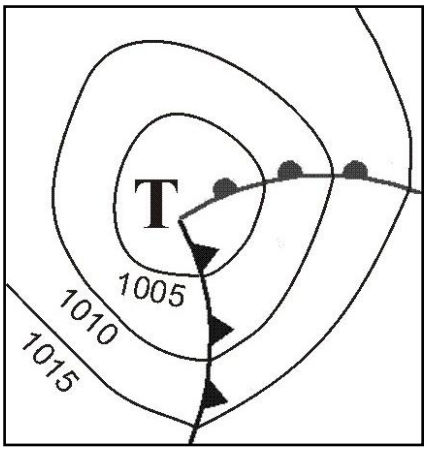


Abb. 4.15.: Verlauf von Fronten an Knicks der Isobaren (Meeresniveau)

Fronten gehen meist mit einem markanten Knick in den Isobaren einher, der den zyklonalen Windsprung an der Front beschreibt und eine Orientierung zur Festlegung ihres Verlaufs gibt.

©LMZ-BW / KIT

4.8.2. Kaltfront

Aufgrund der Druck- bzw. Windverhältnisse in der Höhe (3-10km) kommt die Kaltluft in der Höhe oft schneller voran als in Bodennähe. Gleichzeitig wird die Kaltluft wegen der Bodenreibung abgebremst. In der Folge überströmt die Kaltfront in der Höhe die Luft im Warmsektor am Boden, wodurch in der Höhe kalte Luft über warmer Luft liegt. Die damit entstehende Labilität kann zur Bildung von heftigen **Gewittern** entlang der Kaltfront führen. Die durch Höhenkaltluft bedingte **Labilität** (Kapitel 4.1.) ist auch der Grund für das hinter einer Kaltfront häufig zu beobachtende Schauerwetter. Demnach gehen Kaltfronten meist einher mit Cumulus- („Haufenwolken“) und Cumulonimbus-Bewölkung (Gewitterwolken). Mit dem Durchzug der Kaltfront kommt es zu einer Abnahme der Temperatur absoluten Feuchte und zu einer Druckzunahme.

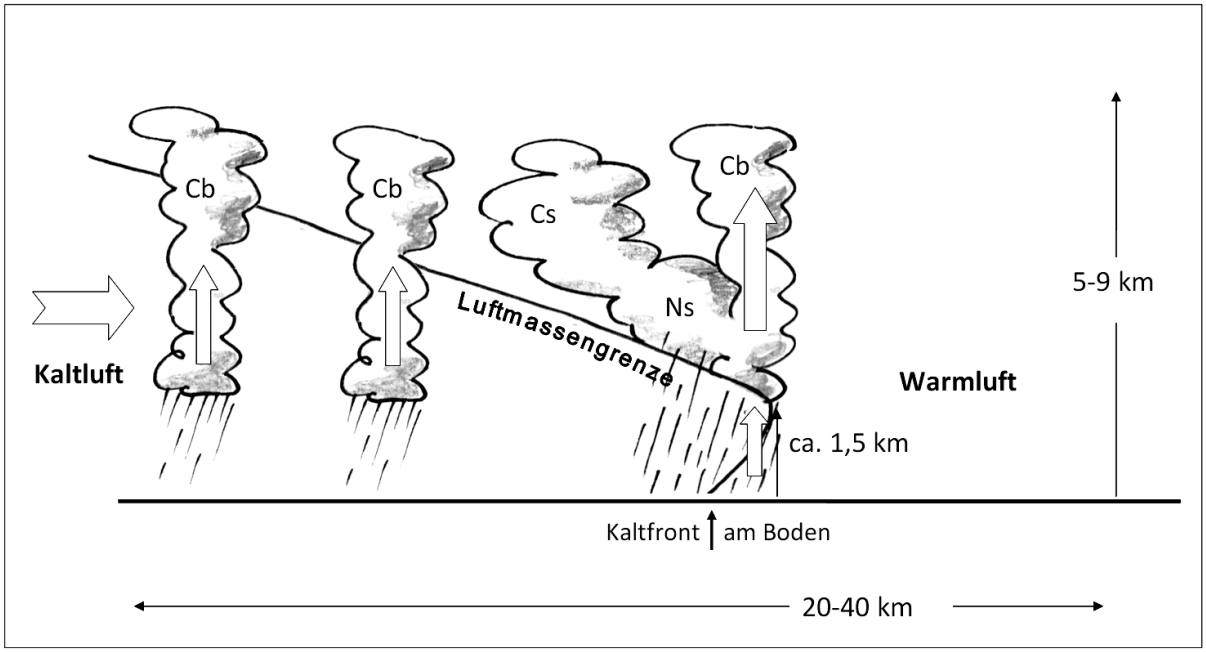


Abb. 4.17.: Kaltfront

Der Bereich zwischen Warm-und Kaltfront wird als Warmsektor bezeichnet. Dort gibt es wegen der Hebung der Luftmasse vor und hinter der Warmfront häufig starke Bewölkung (Nimbostratus) mit anhaltendem Regen unterschiedlicher Stärke. Im Außenbereich des Warmsektors wird bei verschwindender Hebung auch Wetterbesserung mit Auflockerungen beobachtet. Da die Luft auch im Inneren des Warmsektors gehoben wird, können auch hier Nimbostratus, Altostratus oder Cirrostratus-Wolken entstehen, aus denen Niederschlag fällt.

4.8.3. Okklusion

Bei der Okklusion holt die Kaltfront die vor ihr befindliche Warmfront ein. Die zwischen Warm-und Kaltfront vorhandene Warmluft des Warmsektors wird dabei vollständig vom Boden gehoben und wird von der ankommenden Kaltluft in die Höhe gedrückt. Vorderseitig haben wir es wie auch schon bei der Warmfront mit Nimbo- (Ns), Alto- (As) und/oder Cirrostratus (Cs), verbunden mit großräumigen teils kräftigen Niederschlägen zu tun, wohingegen rückseitig der Okklusion Cumulus-und Cumulonimbus-Bewölkung vorherrscht, verbunden mit Schauern und Gewittern.

©LMZ-BW / KIT

5. Wolkenbildung und Niederschlag

Zwei Prozesse, die ganz wesentlich das Wetter bestimmen, sind Verdunstung und Kondensation.

5.1. Verdunstung und Kondensation

Von Verdunstung ist die Rede, wenn flüssiges Wasser in den gasförmigen Zustand (Wasserdampf) übergeht. Wasserdampf ist für unser Auge unsichtbar. Der Wasserdampf, den wir z.B. über einem Topf mit kochendem Wasser zu sehen glauben, ist in Wirklichkeit ein Gemisch aus Wasserdampf und bereits wieder zu sichtbaren Wassertröpfchen kondensierten Gasteilchen. Was wir sehen, sind also nur die Wassertröpfchen. Zum Verdunsten des Wassers wird Energie benötigt. Kondensation bedeutet umgekehrt den Übergang von unsichtbarem Wasserdampf in den flüssigen Zustand sichtbarer Wolkentröpfchen. Hierbei wird Energie frei.

Feuchtequellen

Zu den Feuchtequellen der Atmosphäre zählen nicht nur die Ozeane, Seen und andere offene Meeresflächen, sondern auch die Pflanzenwelt. Durch **Transpiration** (Schwitzen, aktive Verdunstung durch Lebewesen) gerät Wasser vom Pflanzeninneren an ihre Oberfläche, welches dann verdunsten kann. Die Verdunstung an Oberflächen (Boden, Dächer, Regentropfen auf Blättern …) nennt man Evaporation. Durch Verdunstung wird die Atmosphäre also mit Feuchte versorgt.

Wolkenbildung

Nehmen wir an, dass der durch die Sonneneinstrahlung aufgewärmte Erdboden die über ihm liegende (feuchte) Luftschicht erwärmt und somit zum Aufsteigen bewegt (Abb. 5.1.1). Je höher diese Schicht aufsteigt, desto mehr kühlt sie sich ab, was bedeutet, dass das Speichervermögen für den in der Schicht befindlichen Wasserdampf immer kleiner wird. Irgendwann hat sich die Luftschicht soweit abgekühlt, dass sie den Wasserdampf nicht mehr speichern kann. Die Luftschicht ist gesättigt (100% **relative Luftfeuchte**). In diesem Moment beginnt der überschüssige Wasserdampf zu kondensieren und es kommt zur Wolkenbildung. Dieser Prozess lässt sich sehr gut in der folgenden Abbildung, der so genannten Taupunktskurve darstellen.
Die Temperatur, auf die die Luft gebracht werden muss, damit sie gesättigt ist, nennt man auch Taupunkttemperatur oder einfach nur Taupunkt (Abb. 5.1.2). Nehmen wir an, die Luft hätte eine Temperatur von 20°C (T1) und der Taupunkt läge bei 12°C (T2), dann müsste die Luft auf 12°C abgekühlt werden, damit es zur Wolkenbildung kommt. Wird die Luft weiter abgekühlt auf z.B. 5°C (T3), so kann sie immer weniger Wasserdampf speichern, d.h. es kondensiert immer mehr Wasserdampf.

©LMZ-BW / KIT

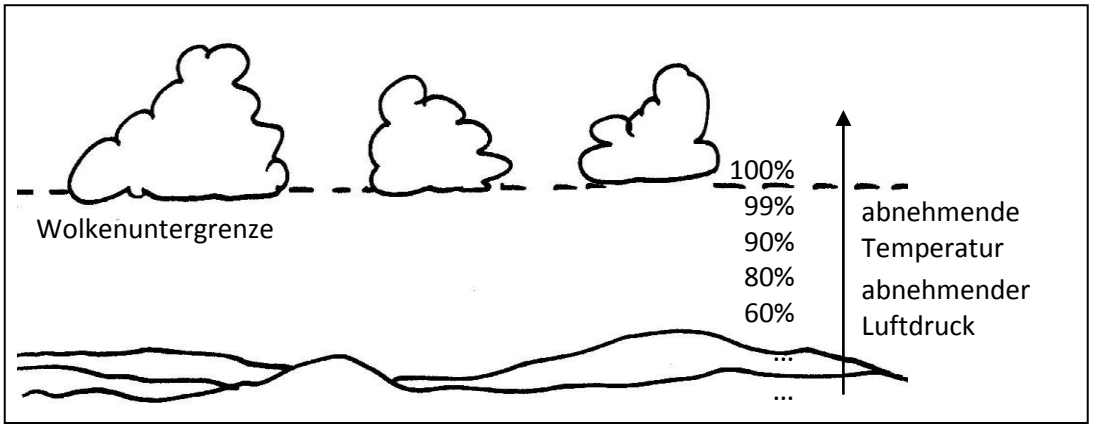


Abb. 5.1.1.: Zunahme der relativen Luftfeuchte bis zum Kondensationsniveau (100%).

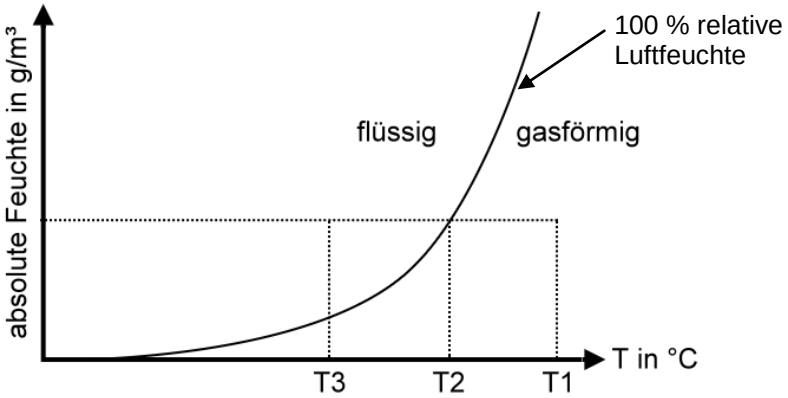


Abb. 5.1.2.: Auf der x-Achse ist die Temperatur in °C, auf der y-Achse die absolute Feuchte in gm^{-3} angegeben. Die absolute Feuchte gibt die Masse des Wasserdampfs in einem bestimmten Luftvolumen an. Auf der rechten Seiten der Kurve befindet sich Wasserdampf (gasförmig), auf der linken Seite der Kurve zusätzlich Flüssigwasser (kondensierter Wasserdampf). Direkt auf der Kurve ist die Luft gesättigt. Hier kommt es entweder zur Kondensation oder Verdunstung, je nachdem, ob die Luft durch Erwärmung oder Abkühlung auf Taupunktstemperatur gebracht wird.

Niederschlagsbildung

Sinkt die Temperatur der Luftschicht unter 0°C, so setzt die Bildung kleiner Eisteilchen ein. Daneben existieren allerdings immer noch Wassertröpfchen (**unterkühltes Wasser**), die sich an die Eisteilchen anlagern können und sofort gefrieren. Es kommt zum Wachstum der Eisteilchen. Sind diese nun so schwer, dass sie der Aufwind in den Wolken nicht mehr halten kann, fallen sie aus der Wolke heraus. Schmilzt dieses Eisteilchen auf dem Weg zum Boden und erreicht es diesen auch (es kann davor auch wieder verdunsten), so spricht man von **Regen**. Schmilzt es nicht, ist von Schnee die Rede. Regen und Schnee entstehen bei relativ schwachen Aufwinden von wenigen cm/s. Bei Gewittern erreichen die Aufwinde in Wolken einige m/s (das 100-fache!!!). Das bedeutet, dass die Eisteilchen viel länger in den Wolken gehalten und damit auch viel größer und schwerer werden können. Unter Umständen schmelzen diese „Eisklumpen“ nicht mehr auf ihrem Weg zum Boden und schlagen dann dort als Graupel oder Hagel auf. Bei intensivem Landregen, beispielsweise an einer Warmfront, geht die Niederschlagsbildung auch über die oben beschriebene Eisphase, bei Nieselregen dagegen entstehen Wassertröpfchen direkt aus der Kondensation.

©LMZ-BW / KIT

5.2. Wolkenklassifikation und Wolkenbilder

Zuordnung der Wolken in drei Stockwerke:

hohe Wolken	7-13km
mittelhohe Wolken	2- 7km
niedrige Wolken	0- 2km

Die Einteilung der Wolken in ihre Grundformen:

schichtförmig	stratus
haufenförmig	cumulus

5.2.1. Hohe Wolken

Zur hohen Bewölkung zählen Cirrus (C), Cirrocumulus (Cc) und Cirrostratus (Cs). Sie befinden sich in den mittleren Breiten zwischen 7 und 13km Höhe.

Cirrus (C)

Abb. 5.2.: Cirrus

Der **Cirrus** ist uns wohl eher durch den Begriff **Schleierwolke** bekannt, allerdings beschreibt dieser Begriff den Cirrostratus treffender. Bei Cirruswolken handelt es sich um reine **Eiswolken**, sie bestehen ausschließlich aus Eiskristallen und halten sich in dementsprechend großen Höhen auf. Hier herrschen Temperaturen zwischen -40°C und -60°C. Wegen ihrer geringen vertikalen Ausdehnung weisen sie keine dunklen Schattenstellen an ihrer Unterseite auf, sondern erscheinen weiß oder haben einen seidigen Glanz.
Häufig kündigen Cirruswolken das Herannahen einer **Warmfront** an, denn mit der Warmluftzufuhr in größerer Höhe sind immer Hebungsvorgänge verbunden, die Anlass zur Cirrusbildung (vor allem aber Cirrostratusbildung) geben können. Allerdings können Cirren auch in einem ausgedehnten Hochdruckgebiet den Himmel zieren, weshalb sie allein kein eindeutiges Kriterium für eine Wetterverschlechterung darstellen.

©LMZ-BW / KIT

Cirrocumulus (Cc)

Abb. 5.3.: Cirrocumulus

Der **Cirrocumulus** besteht fast ausschließlich aus **Eiskristallen**, vereinzelt können auch stark unterkühlte Wassertröpfchen vorhanden sein. Er zeigt sich in dünnen, weißen Flecken, Feldern oder Schichten von Wolken ohne Eigenschatten. Die Wolkenelemente sind sehr klein und von körniger oder gerippelter Struktur. Der Cirrocumulus ist dünn genug, damit die Sonne hindurch scheinen kann. Seine Bezeichnung (-cumulus) weist darauf hin, dass in der Bildungshöhe relativ starke vertikale Bewegungsvorgänge auftreten und sich dabei eine Haufenwolke bildet. Der Cirrocumulus ist verhältnismäßig selten.
Häufig bilden sich Cirrocumulus-Felder im Vorfeld eines sich nähernden Höhentroges. Meist herrschen im Entstehungsniveau große Windgeschwindigkeiten, sodass sich das Cirrocumuluswolkenfeld rasch hinsichtlich Form und Größe ändert oder auch schnell wieder verschwindet.

Cirrostratus (Cs)

Abb. 5.4.: Cirrostratus

©LMZ-BW / KIT

Wie der Cirrocumulus besteht auch der Cirrostratus hauptsächlich aus **Eiskristallen**. Er präsentiert sich als weißlicher Wolkenschleier, der oft den gesamten Himmel oder zumindest große Teile davon bedeckt. In der Cirrostratusbewölkung treten entweder dünne Streifenbildungen auf oder sie sieht völlig strukturlos wie ein nebelartiger Schleier aus. Die Sonne verschwindet nie vollständig hinter der Bewölkung. Das Aufziehen von Cirrostratusbewölkung kündet zuverlässig das Herannahen einer **Warmfront** an. Durch den Warmlufttransport auf der Vorderseite eines sich nähernden Höhentroges kommt es zur für die Wolkenbildung nötigen großräumigen Hebung.

5.2.2. Mittelhohe Wolken

Zur mittelhohen Bewölkung gehören Altocumulus (Ac) und Altostratus (As). Sie sind in unseren Breiten zwischen 2 und 7km Höhe anzutreffen.

Altocumulus (Ac)

Abb. 5.5.: Altocumulus

Der **Altocumulus** besteht überwiegend aus **Wassertropfen**. Er zeigt sich am häufigsten als ein ausgedehntes Wolkenfeld, bei dem die einzelnen Wolkenelemente ziemlich regelmäßig angeordnet sind. Die vertikale Ausdehnung variiert stark. Der Altocumulus kann so dünn sein, dass durch ihn hindurch die Sonne mühelos erkennbar bleibt, genauso gut kann er die Sonne aber auch völlig verdecken.
Meist entsteht der Altocumulus im Übergangsbereich von Luftmassen unterschiedlicher Eigenschaften im entsprechenden Höhenbereich(2-7km). Dies geschieht am Rande einer ausgedehnten Luftschicht bei Hebung oder auch Turbulenz im mittleren Wolkenstockwerk.

©LMZ-BW / KIT

Altostratus

Abb. 5.6.: Altostratus

Der **Altostratus** besteht aus einer Mischung aus Wassertröpfchen und Eiskristallen, welche im Zusammenspiel ein graues oder bläuliches Wolkenfeld erzeugen, das meist große Teile des Himmels oder den gesamten Himmel überzieht. Bei einer dünneren Ausprägung bleibt die Sonne durch die Wolkenschicht hindurch erkennbar, dickere Altostratus-Schichten verdecken die Sonne vollständig. Der Altostratus kann völlig ausdruckslos ohne erkennbare Strukturen auftreten, in anderen Fällen sieht er streifig oder faserig aus. Der Altostratus bildet sich bei langsamer Hebung ausgedehnter Luftschichten, bis Wolkenbildung durch Kondensation oder Resublimation des in der Luft enthaltenen Wasserdampfes eintritt (Resublimation: direkter Übergang des Wasserdampfs zu Eisteilchen).

5.2.3. Tiefe Wolken

Die Gattungen bei den tiefen Wolken sind Stratocumulus (Sc) und Stratus (St). Sie existieren in mittleren Breiten zwischen 0-2km Höhe. Es sind flache Wolken.

Stratocumulus (Sc)

Abb. 5.7.: Stratocumulus

Der **Stratocumulus** ist die weltweit häufigste Wolkenart. Er besteht aus **Wassertröpfchen** und erscheint überwiegend in Form von grauen Flecken, Feldern oder Schichten. Die einzelnen Wolkenteile, aus denen er sich zusammensetzt, weisen an ihrer Unterseite fast immer dunkle Stellen auf. Der Stratocumulus kann relativ dünn sein, sodass die Sonne sichtbar bleibt oder sie auch völlig verdecken. Typisch für den Sc ist seine unregelmäßige Helligkeitsverteilung an seiner Unterseite, sodass verschiedene Wolkenteile reliefartig hervortreten. Der Stratocumulus verdankt seine Entstehung fast immer einer anderen Wolkenart, aus der er hervorgeht. So kann er zum Beispiel aus einem Altocumulus entstehen, wenn dessen Wolkenelemente größer werden. Auch bildet er sich aus in sich zusammenfallenden, abflachenden und horizontal ausbreitenden Quellwolken (Cu).

Stratus (St)

Abb. 5.8.: Stratus

Der **Stratus** besteht aus Wassertröpfchen und erscheint uns als durchgehende graue, nebelartige, eintönige Wolkenschicht. Die Unterseite der tiefen Wolkenschicht präsentiert sich zumeist klar abgegrenzt und weist gelegentlich Wellenformen auf. Nicht selten breitet sich der Stratus in so geringer Höhe über dem Erdboden aus, dass höhere Gebäude oder Hügel bereits in ihn hineinragen. Fällt Niederschlag aus dem Stratus, dann nur in Form von Sprühregen, Schnee oder Schneegriesel geringer Intensität. Der Stratus bildet sich häufig durch Abkühlung der untersten Luftschichten, wenn diese sehr feucht sind. Er kann auch aus einem Stratocumulus hervorgehen, wenn dessen Untergrenze absinkt oder seine Konturen verliert und in eine ausdruckslose Form übergeht.

Neben diesen verhältnismäßig flachen Wolken existieren auch solche mit großer vertikaler Ausdehnung. Sie umfassen meist zwei oder sogar alle drei Stockwerke. Zu ihnen zählen Cumulus (Cu), Cumulonimbus (Cb) und Nimbostratus (Ns).

©LMZ-BW / KIT

Cumulus (Cu)

Abb. 5.9.: Cumulus

Cumuluswolken bestehen aus Wassertröpfchen und sind uns als klassische **Quellwolken** oder auch Haufenwolken bekannt. Sie treten in mehreren Entwicklungsstadien gleichzeitig auf. Es gibt flache Quellwolken mit einer geringen vertikalen Ausdehnung und abgeflachten Oberseiten, andere entwickeln sich mäßig stark und zeigen kleinere Aufquellungen und es gibt die einige tausend Meter dicken blumenkohlartigen Quellwolken. Die Sonne kann durch sie nicht hindurch scheinen. Die von der Sonne beschienen Wolkenteile erscheinen leuchtend weiß, die Unterseiten der Cumuluswolken aber dunkel. Sie entstehen durch Konvektion, also meist durch kleinräumige Hebung aufgrund bodennaher Überhitzung durch kräftige Einstrahlung.

Cumulonimbus (Cb)

Abb. 5.10.: Cumulonimbus

©LMZ-BW / KIT

Der **Cumulonimbus** ist uns als mächtige Schauer-und **Gewitterwolke** bekannt. Diese Wolken sind sehr dicht und von ganz beträchtlicher vertikaler Ausdehnung (1 bis 13 km Höhe). Sie bestehen im unteren Teil aus **Wassertröpfchen**, im oberen aus **Eiskristallen**. Der obere Wolkenteil erscheint ganz oder teilweise glatt oder faserig und ist fast immer abgeflacht. Er breitet sich häufig horizontal aus und bildet so die typische **Amboss-Form**. Während die Wolkenflanken im Sonnenlicht hell weiß erstrahlen, präsentieren sich die Wolkenunterseiten oft sehr dunkel. Niederschlag fällt schauerartig, kurz und intensiv, und bei **Unwettern** extrem heftig. Cumulonimben entstehen durch die Weiterentwicklung von Cumuluswolken. Beim Übergang zu einem Cumulonimbus verliert die Cumuluswolke in ihrem oberen Bereich die scharfen Umrisse, die dort befindlichen Wolkentröpfchen gefrieren zu Eisteilchen und es beginnt sich durch die Horizontalausbreitung der Cumuluswolke an der Tropopause ein Amboss auszubilden.

Nimbostratus (Ns)

Abb. 5.11.: Nimbostratus

Der **Nimbostratus** ist uns als klassische Regenwolke bekannt. Er liegt tief, ist grau und häufig dunkel. Er besteht aus Wasser-und Regentröpfchen und ist so dicht, dass die Sonne nicht hindurch scheinen kann. Aus der Wolke fallender Niederschlag verleiht der Wolkenuntergrenze ein diffuses Aussehen. Der Niederschlag ist meist von leichter bis mäßiger Intensität und kann bis zu einigen Stunden anhalten (Landregen bzw. Stratiformregen). Der Nimbostratus verdankt seine Entstehung der langsamen Hebung ausgedehnter Luftschichten.

©LMZ-BW / KIT

6. Satellitenbilder

6.1. Wettersatelliten und ihre Bahnen

Alle Satelliten bewegen sich auf Bahnen um die Erde auf denen die Zentripetalkraft und die Gravitationskraft gleich groß sind. Die geostationären Satelliten bilden einen Sonderfall, weil die Umlaufzeit genau 24h sein soll und die Bahnebene parallel zur Äquatorebene der Erde liegt. Daraus ergibt sich zwangsläufig die Höhe, nämlich 35800km. So befinden sie sich stets über einem bestimmten Punkt des Äquators, und können mit diesem quasi „mitfliegen“, sie sind "geostationär". Von dieser Satellitenbahn können jedoch keine Daten der polnahen Regionen und der Pole selbst gemessen werden, da diese nicht mehr im Sichtfeld des Satelliten liegen. Wegen des großen Abstandes ist die horizontale Auflösung am Boden mit einigen Kilometern Bildpunktgröße relativ grob. Andererseits ist die zeitliche Auflösung der Messungen nicht durch den Orbit, d.h. durch die Dauer einer „Erdumrundung“ begrenzt. 15 bis 30 Minuten sind Standard, in besonderen Fällen werden Daten jede Minute aufgenommen. Neben den geostationären gibt es Satelliten auf niedrigeren Umlaufbahnen von 900 bis 200km Höhe. Für die Erderkundung werden polumlaufende Satelliten in ca. 850km über dem Erdboden bevorzugt. Die Erde dreht sich dabei unter dem Satelliten weg, sodass innerhalb von etwa 12 Stunden die ganze Erde aufgenommen wird.
Im Wetterkartenportal werden zwei unterschiedliche Satellitenbilder angeboten. Zum einen ein Infrarot-, zum andern ein Falschfarbenbild.

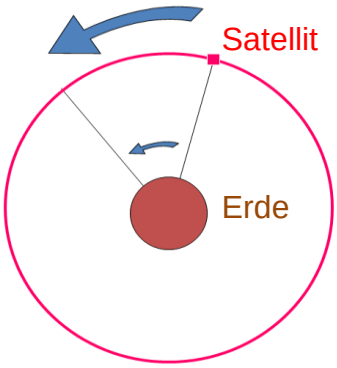


Abb. 6.1.: Blick auf den Nordpol mit geostationärem Satellit

6.2. Infrarot-Bild (IR-Bild):

Das Infrarot-Satellitenbild basiert auf der Messung der Wärmestrahlung, die von der Erdoberfläche und der Atmosphäre ausgeht. Man kann so rund um die Uhr, also auch nachts im Bereich ohne Sonnenlicht Bilder erhält. Man sieht die Wolkenobergrenzen in Abhängigkeit ihrer Temperatur. Je niedriger die Temperatur, desto höher die Wolkenobergrenze und desto kräftiger, sprich heller die Wolke. Niedrige Wolkenobergrenzen sind wärmer und werden deshalb dunkler, sprich grauer dargestellt. Niedrige Wolken und Nebel haben eine ähnliche Temperatur wie die Erdoberfläche und sind daher nur schwer zu erkennen.

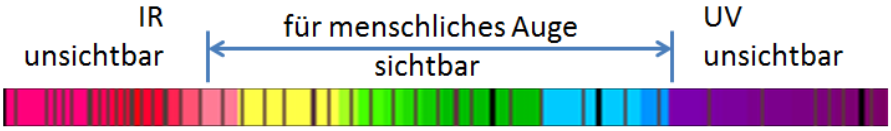


Abb. 6.2.: Spektralverteilung

Falschfarben-Bild (Komposit-Bild):

Das Falschfarben-Bild stellt eine Mischung aus sichtbarer und nah-infraroter Strahlung sowie der infraroten Strahlung dar. Das Farbbild zeigt also keine realen Farben! Die spektralen Daten werden so kombiniert, dass Vegetation grün und sonstige Oberflächen braun erscheinen. Niedrige (Wasser-) Wolken sind weiß und hohe (Eis-) Wolken erscheinen Türkis.

©LMZ-BW / KIT

6.3. Interpretationsbeispiele für Satellitenbilder

Beispiel 1:

Dieses Beispiel soll zeigen, das die im Satellitenbild sichtbaren Wolkenstrukturen in vielen Fällen einen ersten Hinweis auf Fronten geben können, die zu den Tiefdruckgebieten gehören. Es sei aber darauf hingewiesen, dass Fronten eine Struktur in den bodennahen Feldern von Wind, Temperatur, Feuchte, etc. darstellen. Die an der Front aktiven Wetterprozesse verursachen bestimmte Wolkenformationen, die dann im Satellitenbild in der Höhe sichtbar werden. Beide Bilder zeigen die Wolkenverteilung über dem Atlantik, Europa und Nordafrika am 07.03.2012 um 12 UTC (13 MEZ). Abb. 6.3.1. ist eine Infrarotaufnahme, Abb. 6.3.2. eine Falschfarbenaufnahme.
Was sofort ins Auge sticht ist ein langgezogenes, gebogenes Wolkenband, das sich vom Polarmeer über Skandinavien und Mitteleuropa bis auf den Atlantik heraus erstreckt. Das IR-Bild stellt dieses Wolkenband in einem kräftigen Weiß dar, das Falschfarben-Bild in Türkis. Da beide Bilder denselben Zeitpunkt zeigen, müssen die beiden Farbtöne natürlich auch dasselbe bedeuten. Bei dem Wolkenband handelt es sich um das Frontensystem eines Tiefs (**T_1**) über dem Polarmeer, das sich in der Endphase des Reifestadiums befindet. Violett dargestellt ist die Okklusion des Tiefs. Die Kaltfront hat in diesem Bereich also die Warmfront bereits eingeholt. Weiter südlich ist das noch nicht der Fall. Hier sind Kaltfront (blau) und Warmfront (rot) noch voneinander getrennt. Auf der Rückseite der Okklusion bzw. der Kaltfront befindet sich die Kaltluft. Diese erkennt man indirekt an den vielen kleinen Wolkenklecksen, die kleine Schauer- und eventuell auch Gewitterzellen darstellen und bekanntermaßen typisch sind für den Bereich hinter einer Kaltfront (siehe Thema 4).

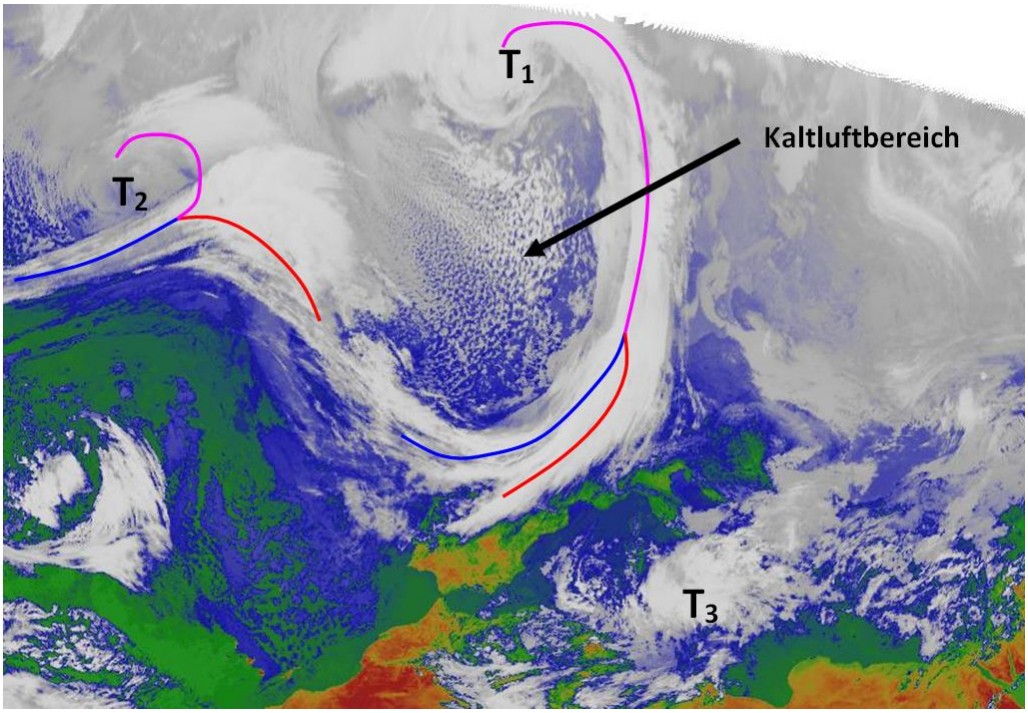


Abb. 6.3.1: Infrarot-Aufnahme vom 07.03.2012, 12 UTC

©LMZ-BW / KIT

Ein weiteres Tief (**T_2**) erkennt man über dem Atlantik. Es befindet sich am Anfang des Reifestadiums, was man aus der relativ kurzen Okklusion schließen kann. Schön zu erkennen sind zum einen das mit der Kaltfront verbundene Wolkenband mit dem dahinterliegenden Kaltluftbereich (Wolkenkleckse), zum anderen das mit der Warmfront verknüpfte Gebiet dichter hochreichender Wolken.
Blickt man zum Mittelmeer in der Gegend um Sizilien, so findet man auch hier einen Bereich mit hochreichender kompakter Bewölkung. Sie gehören zu einem schwachen Tiefdruckgebiet (**T_3**), allerdings ist kein typischer Frontenverlauf im Satellitenbild feststellbar.

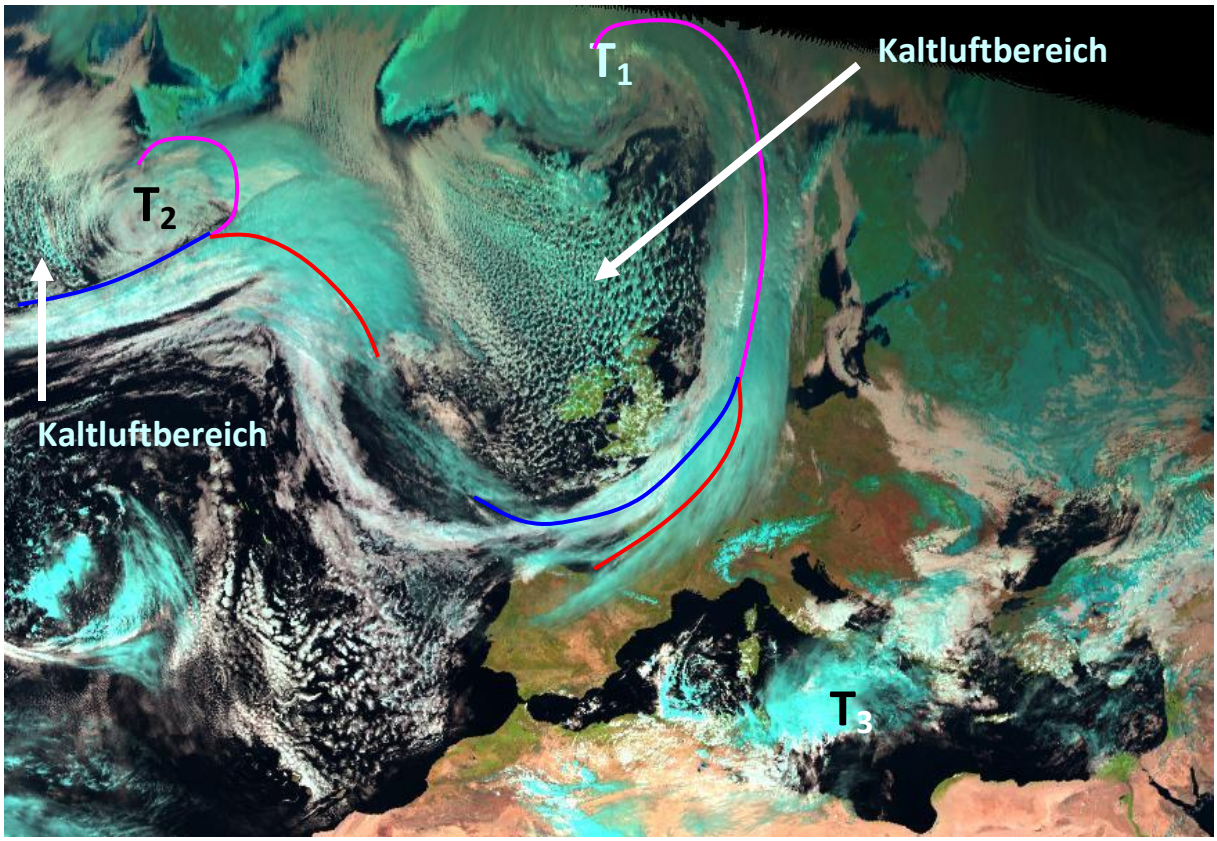


Abb. 6.3.2.: Falschfarbenbild (Kompositbild) vom 07.03.2012, 12 UTC

Beispiel 2:

Dieses Beispiel soll zeigen, wie man Gewitter im Satellitenbild erkennen kann. Im Folgenden handelt es sich um einen Fall vom 30.06.2012, als sehr kräftige Gewitterstürme über Mitteleuropa hinwegfegten und u.a. in Deutschland für erhebliche Schäden sorgten.
Betrachten wir zunächst den zentraleuropäischen Raum in Abb. 6.4. auf den Bildern 1 und 2 (12 UTC). Hier sehen wir bereits eine Gewitterzelle über Polen (schwarzer Kreis), zu erkennen an ihrem isolierten Auftreten und der kräftig weißen (IR) bzw. der türkisen (Falschfarben-Bild) Farbe, was für eine kompakte hochreichende Bewölkung steht. Im weiteren Verlauf werden nur noch die IR-Bilder betrachtet, da auf den RGB-Bildern gegen Abend und in der Nacht kaum bis überhaupt nichts mehr zu sehen ist.
Die Wolkenlage vier Stunden nach Bild 1 zeigt Bild 3. Im Vergleich zu Bild 1 sind nun über Teilen Frankreichs und Deutschlands kleine Wolkenkleckse zu sehen (roter Kreis). Die kräftig weiße Farbe und ihre Abgrenzung zur Umgebung deuten darauf hin, dass es sich hierbei um einzelne Schauer bzw. Gewitter handelt.

©LMZ-BW / KIT

Zwei Stunden später sehen wir in Bild 4, dass die einzelnen Gewitterzellen bereits nahezu doppelt so groß sind wie in Bild 3.
Weitere zwei Stunden später um 20 UTC haben sich die Eisschirme (oberster Bewölkungsanteil) der einzelnen Zellen bereits teilweise vereinigt (Bild 5) und um 22 UTC (Bild 6) kann man nur noch einen riesigen Gewitterkomplex erkennen.
In den Bildern 3 bis 6 sind stets sehr schön die kräftig weiße Farbe (dichte, hochreichende Bewölkung) und die klare Abgrenzung der Gewitterzellen zur Umgebung zu sehen.

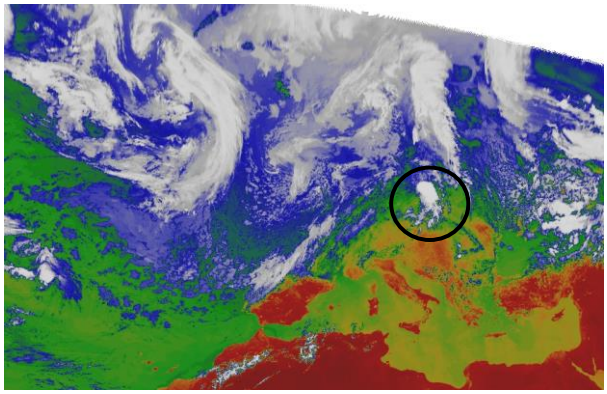


Abb. 6.4. Bild 1: IR-Bild, 30.06.2012, 12 UTC

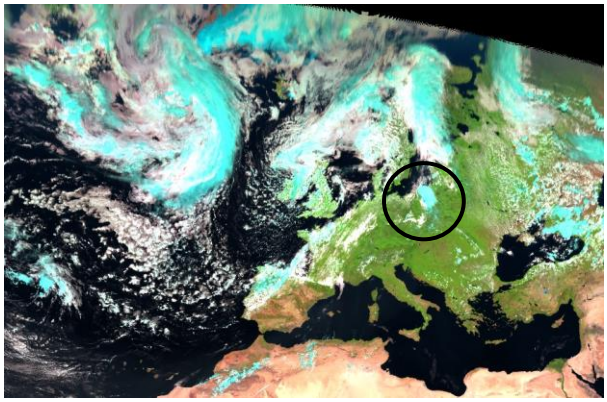


Abb. 6.4. Bild 2: Falschfarben-Bild, 30.06.2012, 12 UTC

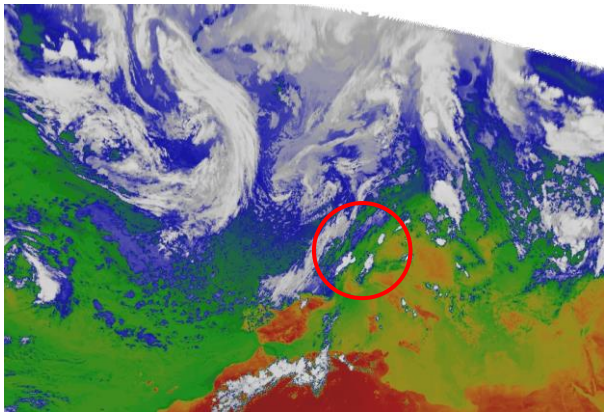


Abb. 6.4. Bild 3: IR-Bild, 30.06.2012, 16 UTC

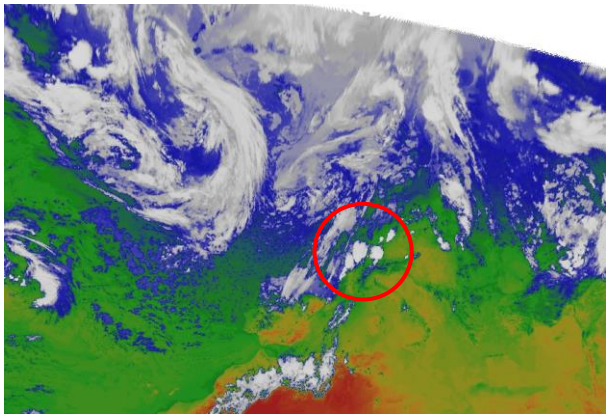


Abb. 6.4. Bild 4: IR-Bild, 30.06.2012, 18 UTC

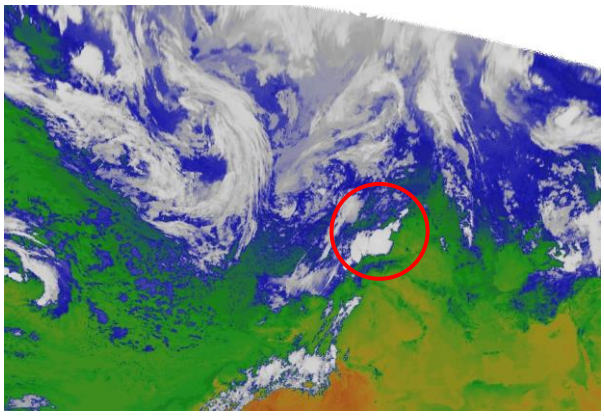


Abb. 6.4. Bild 5: IR-Bild, 30.06.2012, 20 UTC

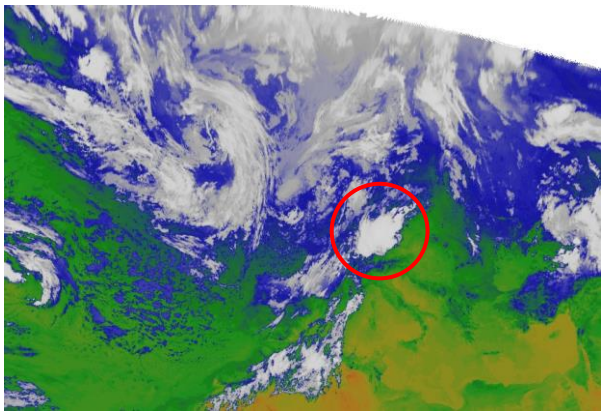


Bild 6: IR-Bild, 30.06.2012, 22 UTC

©LMZ-BW / KIT

7. Anhang

Infoboxen

Box 1: Zusatzwissen für die Erstellung einer Wettervorhersage

- Berücksichtigung der Jahreszeit

Bei der Erstellung einer Vorhersage ist es wichtig, die aktuell herrschende Jahreszeit zu berücksichtigen. Während man im Sommer bei Hochdruckwetterlagen die Höchsttemperatur am Boden häufig ohne Probleme mit Hilfe der Temperatur in 850hPa (also in etwa 1500m Höhe) bestimmen kann (siehe weiter unten: „Temperatur in 850hPa“), muss man bei Hochdruckwetterlagen im Herbst und Winter vorsichtig sein. Zum Beispiel kommt es hier nachts vor allem in Flusstälern des Öfteren zur Ausbildung von Nebel und Hochnebel, der sich nicht selten bis in den Nachmittag hinein oder sogar den ganzen Tag über hält. Somit können Stationen, die sich unterhalb der Hochnebeldecke befinden, vergleichsweise niedrige Temperaturen verzeichnen.
Des Weiteren tritt in den Herbst- und Wintermonaten häufig eine Inversion auf, also eine Zunahme der Lufttemperatur mit der Höhe. Sie steht oftmals in Zusammenhang mit der Bildung von Nebel und Hochnebel. Aufgrund der längeren Nächte kommt es bei Windstille oder schwachem Wind in Folge starker infraroter Ausstrahlung von der Erdoberfläche zur bodennahen Bildung kalter Luft. Folglich nimmt die Temperatur mit der Höhe zu. Diese Inversionsschicht hält meist so lange an, bis es zu so genannter Durchmischung, z.B. beim Durchzug einer Kaltfront, kommt (siehe unten: „Durchmischung“ bzw. „maskierte Fronten“).

- Durchmischung

Unter Durchmischung versteht man die vertikale Umwälzung horizontal geschichteter Luftschichten. Dazu kommt es zum Beispiel bei der Passage einer Kaltfront (siehe unten: „maskierte Fronten“). Von schlechter Durchmischung spricht man, wenn bodennah kalte und in der Höhe warme Luftschichten vorhanden sind. Die Schichtung ist dann sehr stabil, und vertikale Durchmischung wird unterbunden. Bei entgegengesetzten Bedingungen ist von guter Durchmischung die Rede.

- maskierte Fronten

Im Allgemeinen erwartet man von einer Kaltfront, dass es verbunden mit ihrem Durchzug kälter wird. Im Winter muss dies allerdings nicht immer der Fall sein. In dieser Jahreszeit sind Inversionswetterlagen keine Seltenheit. In einer Inversionsschicht nimmt die Temperatur der Luft mit der Höhe zu, d.h. die Schichtung ist stabil (Kap. 4.1.2.). Man spricht dann auch von einer schlecht durchmischten Luftschicht bzw. von schlechter Durchmischung. Die kalte Luft lagert also in Bodennähe, die warme Luft in der Höhe.
Kommt es nun zur Passage einer Kaltfront, wird die Luft durchmischt. Als Endergebnis der Vermischung der warmen und kalten Luft ergibt sich eine Luftmasse, die dann am Boden wärmere Temperaturen zeigt als zuvor. Man spürt am Boden also eine Erwärmung, obwohl hier gerade eine Kaltfront durchgezogen ist. Man spricht von guter Durchmischung.

©LMZ-BW / KIT

Man kann sich das mit Hilfe eines einfachen Experiments veranschaulichen: Schüttet man Essig und Öl in ein Glas, wird man feststellen, dass sich die beiden Flüssigkeiten nicht vermischen, sondern dass sich am Boden des Gefäßes eine Essig- und darüber eine Ölschicht ausbilden, da Essig schwerer ist als Öl. Die kalte Luft entspricht demnach in diesem Beispiel dem Essig, die warme Luft dem Öl. Wir können also sagen: Der Inhalt des Glases ist schlecht durchmischt.
Als nächstes verschließen wir das Glas und schütteln es, wodurch sich Essig und Öl vermischen (entspricht dem Durchzug einer Kaltfront). Am Glasboden befindet sich jetzt nicht mehr nur Essig (kalte Luft) sondern auch Öl (warme Luft). Der Glasinhalt ist nun gut durchmischt (entspricht einer bodennahen Erwärmung).

- Temperatur in 850 hPa

Im Sommer kann mit Hilfe der Temperatur in 850hPa (entspricht etwa 1500m Höhe über NN) auf die Höchsttemperatur am Boden geschlossen werden. Dabei ist es wichtig, dass die Sonnenstrahlung ungehindert den Erdboden erreichen kann. Es sollte also im besten Fall wolkenlos sein. Dann kann man davon ausgehen, dass sich die Luft bis zum Boden um etwa 1K pro 100m erwärmt (Kap. 4.1.2.). Herrschen beispielsweise auf dem Feldberg (Höhe etwa 1500m NN) +10°C, würde man in Karlsruhe (Höhe etwa 100m NN) +25°C messen.
Im Winter gilt obige Berechnung aber nicht, da die Einstrahlung sehr flach auf die Erdoberfläche auftrifft und die unteren Luftschichten nur wenig erwärmt (siehe Kap. 2). Außerdem kommt es speziell in dieser Jahreszeit nachts vor allem in Flusstälern des Öfteren zur Bildung von Nebel und Hochnebel, der sich nicht selten bis in den Nachmittag hinein oder sogar den ganzen Tag über hält. So geschehen z.B. am 9.2.2011, als sich den ganzen Tag der Oberrheingraben unter einer Hochnebeldecke befand. Während sich in Rheinstetten (Höhe etwa 100m NN) unterhalb des Hochnebels die Sonne über den Tag hinweg überhaupt nicht sehen ließ, schien sie oberhalb der Hochnebeldecke wie z.B. in Freudenstadt (Höhe etwa 800m NN) und auf dem Feldberg (Höhe etwa 1500m NN) jeweils 9 Stunden lang! Dies schlug sich auch deutlich in den Temperaturen nieder. So wurde in Rheinstetten eine Höchsttemperatur von etwa 3°C, in Freudenstadt dagegen 8°C gemessen. Selbst auf dem Feldberg konnte an diesem Tag mit knapp 7°C eine deutlich höhere Höchsttemperatur als in Rheinstetten verzeichnet werden.

- Bestimmung der Minimaltemperatur T_{min}

Bei der Vorhersage der Tiefsttemperatur gibt es einige Faktoren, die beachtet werden müssen. In der Regel tritt bei wolkenloser Nacht das Temperaturminim bei Sonnenaufgang auf, weil sich die Luft dann die längste Zeit abgekühlt hat.
Ist es nachts bedeckt, so kühlt sich die Luft bei weitem nicht so stark ab, wie bei einer wolkenlosen Nacht, da die Wolken die Ausstrahlung des Bodens aufnehmen (absorbieren) und wieder zur Erde zurückschicken (emittieren) und somit der Abkühlung der Luft entgegen wirken. Ähnlich ist es mit der Feuchte. Je feuchter die Luft, desto geringer die Abkühlung.

©LMZ-BW / KIT

Ein weiterer Faktor, der die Tiefsttemperatur beeinflusst, ist der Wind. Ist es windstill, kann sich am Boden kalte Luft ansammeln. Dies kann nicht passieren, wenn Wind weht, da dann die bodennahe Luft in ständiger Bewegung ist und es zu Durchmischung kommt.
Des Weiteren muss die Lage der Station berücksichtigt werden. Befindet sich diese z.B. in einem Tal bzw. in einer Mulde, so wird sie häufig eine kältere Tiefsttemperatur messen als eine vergleichbare Station auf einem Berg bzw. am Hang. Dies liegt daran, dass sich nachts die Luft über den Hochebenen und Hängen aufgrund der stärkeren Ausstrahlung schneller abkühlt als die Luft im Tal. Folglich ist die Luft über den Hochebenen und Hängen kälter und somit schwerer als die Luft im Tal, wodurch sie hangabwärts ins Tal strömt.
Die tiefsten Temperaturen werden demnach also in einer wolkenlosen, trockenen und windstillen Nacht an einer Station in einem Tal bzw. einer Mulde gemessen. Haben wir es dagegen mit einer vergleichbaren Station auf einem Berg bzw. am Hang zu tun in einer bedeckten und windigen Nacht, so wird die Abkühlung der Luft am stärksten gehemmt.
Im Winter gilt übrigens, dass das Tagesminium der Temperatur nicht unbedingt in der Nacht stattfinden muss; hier spielt vor allem der Effekt der Verfrachtung von Luftmassen eine Rolle, d.h. durch den Effekt einer Frontpassage in Verbindung mit den in diesem Abschnitt genannten Faktoren kann es sein, es in der Nacht wärmer ist als am Tage.

- Typische Werte für die Temperatur:

Um ein Gefühl dafür zu bekommen, ob die in einer bestimmten Höhe gemessene Temperatur warm oder kalt ist, ist es wichtig, ein paar Richtwerte zu kennen:

kalt: -35°C in 500 hPa (entspricht etwa 5500 m Höhe) ➔ Die Schichtung ist auf jeden Fall labil. ➔ Schauer und Gewitter sind möglich.

kalt: -15°C in 850 hPa (entspricht etwa 1500 m Höhe, also der Höhe des Feldbergs)

warm: +10 bis +15°C auf Feldberg ➔ +25 bis +30°C in Karlsruhe (bei guter Durchmischung)

Weitere wichtige Werte sind so genannte Schwellenwerte, ab denen zum Beispiel der Deutsche Wetterdienst eine Unwetterwarnung herausgibt:

Warnung vor:

Windböen	ab 105 km/h
Hagel	ab 1,5 cm Durchmesser
Starkregen	ab 25 l/m^2 in 1 Stunde bzw. ab 35 l/m^2 in 6 Stunden
Dauerregen	ab 40 l/m^2 in 12 Stunden bzw. ab 50 l/m^2 in 24 Stunden bzw. ab 60 l/m^2 in 6 Stunden
Schneefall	ab 10 cm in 6 Stunden bzw. ab 15cm in 12 Stunden; über 800 m ab 30 cm in 12 Stunden

©LMZ-BW / KIT

- Schneefallgrenze:

Die Schneefallgrenze gibt, wie der Name schon sagt, die Höhe über Normalnull an, ab der der Schnee in Regen übergeht. Sie darf nicht mit der Nullgradgrenze verwechselt werden, da Schnee auch noch fallen kann, wenn bodennah +1 bis +2°C herrschen. Es ist also keine Seltenheit, wenn es im Winter in Freudenstadt (ca. 800m NN) bei Minusgraden schneit und gleichzeitig in Karlsruhe (ca. 100m NN) bei leichten Plus-Graden regnet.
In den Niederschlagskarten wird meistens nur der Regen in mm angegeben. Fällt der Niederschlag allerdings als Schnee, kann man als Faustregel sagen, dass 1mm Regen etwa 1cm Schnee entspricht.

©LMZ-BW / KIT

Box 2: hydrostatisches Gleichgewicht

Ein Luftpaket befindet sich im hydrostatischen Gleichgewicht, wenn die Auftriebskraft, die versucht, das Luftpaket zu heben, gleich groß ist wie die Schwerkraft, die ihrerseits versucht, das Paket nach unten zu drücken. Dieses Gleichgewicht gilt allerdings nur für sehr kleine Vertikalgeschwindigkeiten (wenige cm/s). Bei Gewittern beispielsweise, wo die Vertikalgeschwindigkeiten im Bereich von einigen m/s liegen, ist das hydrostatische Gleichgewicht nicht erfüllt.
Das hydrostatische Gleichgewicht lässt sich in guter Näherung durch die hydrostatische Grundgleichung beschreiben. Sie besagt, dass in einer ruhenden Atmosphäre, also in einer Atmosphäre ohne Bewegung und Beschleunigung die horizontalen Druck-, Dichte- und Temperaturgegensätze verschwinden. Im Umkehrschluss bedeutet das, dass aus horizontalen Temperaturgegensätzen (z.B. durch unterschiedlich starke Einstrahlung) horizontale Dichte- und Druckunterschiede resultieren und daraus schließlich Bewegung.

Box 3: Omega-Gleichung

$$\omega \approx \underline{f_0 \frac{\partial}{\partial p}[-\vec{v}_g \cdot \vec{\nabla}_p(\zeta_g + f)]} + \underline{\frac{R}{p}\nabla^2[-\vec{v}_g \cdot \vec{\nabla}_p T]} + \underline{\frac{R}{c_p p}\nabla^2 H}$$

** Die im Folgenden angegebenen Vorzeichen mit dem *Stern ergeben sich aus der mathematischen Herleitung. Zur didaktischen Veranschaulichung wurden im Wetter-Tool auf gis.lmz-bw.de/wetter die Vorzeichen für die Omega-Karte vertauscht.*

Die Omega-Gleichung beschreibt das großräumige Absinken und Aufsteigen von Luftmassen. Sie setzt sich zusammen aus der differentiellen (also mit der Höhe zu- oder abnehmenden) Vorticityadvektion (blau). Der Parameter Schichtdicken- bzw. Temperaturadvektion ist rot und der der diabatischen Wärmeänderungen grün. Diabatische Wärmeänderungen erfolgen zum Beispiel durch Kondensation (Erwärmung) oder Verdunstung (Abkühlung).

Errechnet sich ein *positiver Wert für Omega, so bedeutet dies großräumiges Absinken. Ein berechneter *negativer Wert steht dagegen für großräumiges Aufsteigen der Luft.
Vorderseitig eines Höhentroges hat man es zumeist mit der Höhe zunehmender *positiver Vorticityadvektion, Warmluftadvektion und diabatischer Erwärmung zu tun. Es errechnet sich ein *negatives Omega und somit großräumiges Aufsteigen. Rückseitig eines Höhentroges führen dagegen mit der Höhe zunehmende *negative Vorticityadvektion, Kaltluftadvektion und diabatische Abkühlung zu einem berechneten *positiven Omega und dementsprechend zu großräumigem Absinken.

©LMZ-BW / KIT

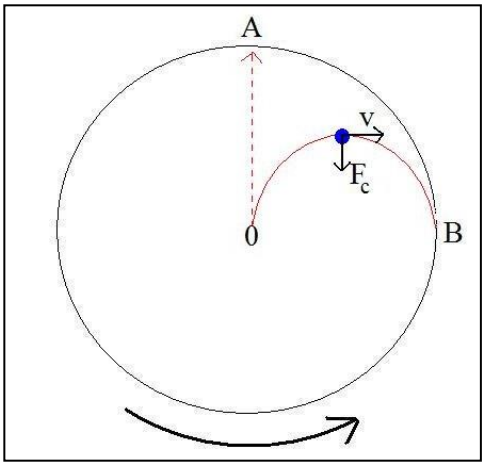
Box 4: pseudopotentielle Temperatur

Die pseudopotentielle Temperatur im Niveau 850hPa ist die Temperatur, die ein feuchtes Luftpaket hat, wenn man es zunächst solange (adiabatisch) hebt, bis sämtlicher, im Luftpaket enthaltener Wasserdampf kondensiert ist und schließlich (trockenadiabatisch) wieder auf das Ausgangsniveau (in diesem Fall 850hPa) absenkt. Wie bereits erwähnt wurde, ist der Temperaturgradient bei feuchtadiabatischen Prozessen (~0,6°C/100m) kleiner als der bei trockenadiabatischen Prozessen (~1°C/100m). Deshalb ist die pseudopotentielle Temperatur größer als die „normale“ Temperatur im Ausgangsniveau. Je trockener das Luftpaket ist, sprich je niedriger die relative Feuchte ist, desto geringer ist der Unterschied zwischen den beiden Temperaturen. Da der Durchzug von Fronten mit einer Änderung der Feuchte einhergeht, ist die pseudopotentielle Temperatur sehr gut zur Lokalisierung von Fronten geeignet.

Box 5: Corioliskraft

F_C: Corioliskraft
m: Masse des bewegten Körpers
ω: Winkelgeschwindigkeit der Erde ($\omega = 2\pi/24h$)
v: Momentangeschwindigkeit des bewegten Körpers
β: Breitengrad

$$F_C = 2 * m * \omega * v * \sin \beta$$



zur Definition der Corioliskraft

Box 6: Geostrophischer Wind:

Der geostrophische Wind $\vec{v}_g$ berechnet sich nach folgender Formel:

$$\vec{v}_g = \frac{1}{f \cdot \rho} \vec{k} \times \vec{\nabla} p$$

f = Coriolisparameter: Er beschreibt den Einfluss der Corioliskraft auf den Wind. Am Nordpol ist er am größten, am Äquator verschwindet er, weshalb es dort keine Corioliskraft gibt. In unseren Breiten beträgt er $10^{-4} \frac{1}{s}$ also $0{,}0001 \frac{1}{s}$.

ρ = Luftdichte: Sie ist von der Temperatur und der Höhe abhängig. Am Boden beträgt sie näherungsweise $1 \frac{kg}{m^3}$.

$\vec{\nabla} p$ = 3-dimensionaler Druckgradient, wobei hier die vertikale Komponente gleich 0 ist.

$\vec{k}$ = Einheitsvektor: Er ist ein Vektor der Länge 1 und zeigt senkrecht nach oben.

Der Ausdruck $\vec{k} \times \vec{\nabla} p$ stellt sicher, dass der geostrophische Wind immer parallel zu den Isobaren (Linien gleichen Luftdrucks) zeigt.

Der geostrophische Wind ist ein 2-dimensionaler Vektor, er besteht also aus einer x- und einer y-Komponente und lässt sich somit in einem kartesischen Koordinatensystem darstellen. In der Meteorologie hat man sich darauf geeinigt, dass die X-Richtung von West nach Ost und die Y-Richtung von Süd nach Nord gerichtet sind.
Betrachten wir als Beispiel einen reinen Westwind, also einen Wind aus Westen, sprich in positive x-Richtung. Der geostrophische Wind hat demnach keine y-Komponente (keine Nord- bzw. Südkomponente). Dann kann man obige Gleichung auch vereinfacht schreiben als:

$$v_{g,x} = \frac{1}{f \cdot \rho} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta x}$$

Nehmen wir an wir hätten auf einer Entfernung von Δx = 1000km einen Druckunterschied von Δp = 20hPa. Dann ergibt sich eine Windgeschwindigkeit von

$$v_{g,x} = \frac{1}{0{,}0001 \frac{1}{s} \cdot 1 \frac{kg}{m^3}} \cdot \frac{2000 Pa}{1000000 m} = 20 \frac{m}{s} = 72 \frac{km}{h}.$$