
	GdHM - Wetterschule		
	- Deutschlands "erste Schule" für angehende Wetterfrösche		
Lektion	15	Lokale Windsysteme	1 (9)

Lokale Windsysteme

Kurzbeschreibung

Die Entstehungsmechanismen verschiedener häufig auftretender Winde werden anhand einiger Beispiele erläutert.

Autor:	Jasmine Kaptur
Erstellungsdatum:	07. April 2005

	GdHM - Wetterschule - Deutschlands "erste Schule" für angehende Wetterfrösche		
	Lektion	15	Lokale Windsysteme

In der letzten Lektion wurden die Ursachen von Wind vorgestellt. Dabei spielen neben der Großwetterlage auch lokale Gegebenheiten eine Rolle. Geographische Breite und die damit verbundenen Einstrahlungsunterschiede können ganz eigene Windsysteme ausbilden. Auch die Rückstrahlungseigenschaften verschiedener Oberflächen oder die Strahlungsverhältnisse in verschiedenen Tages- oder Jahreszeiten müssen bei der Erklärung solcher räumlich begrenzten Luftbewegungen herangezogen werden. Jahreszeitlich bedingte Winde werden näher im Kapitel „Globale Zirkulation“ beschrieben, da sie räumlich mehr ausgedehnt sind. Hier konzentrieren wir uns auf wirklich lokale Erscheinungen.

Nahezu in jeder Gegend der Erde kann man regionale Winde finden und fast alle davon tragen einen eigenen Namen.

Viele dieser lokalen Einzelwinde kann man in 3 Hauptgruppen zusammenfassen:

- | | |
|---|------------------------------------|
| 1 | Tageszeitlich bedingte Windsysteme |
| 2 | Fallwinde |
| 3 | Orographisch bedingte Winde |

Die Mechanismen, die diesen strukturierten Winden zugrunde liegen, werden im Folgenden erläutert. Sie können oft auch für die Erklärung sehr kleinräumiger Winde herangezogen werden.

1. Tageszeitlich bedingte Windsysteme


Die Sonneneinstrahlung ändert sich (bis auf die Polarregionen) periodisch jeden Tag. Während tagsüber die Sonneneinstrahlung für ein Aufwärmen der Landmassen und darüber liegenden Luftschichten sorgt, so kühlen sich diese in der Nacht schneller ab. Dieser ausgeprägte Tagesgang der Sonnenstrahlung sorgt für zwei Windformen, die bei ruhiger Wetterlage gut zu beobachten sind: das Land-Seewind-System, das an den Meeresküsten und im Randbereich großer Seen zu finden ist, sowie das Berg-Talwind-System, das sich im Gebirge aufbaut. In diesen Fällen spricht man von einer thermisch direkten Zirkulation.

WICHTIG: Diese Windsysteme können sich nur dann ausbilden, wenn keine großräumigen Störungen wie ein Tiefdruckgebiet mit dichten Wolken und Niederschlag die Strahlungsverhältnisse beeinflussen.

1.1 Land-Seewind-System

1.1.a Seewind

Jeder hat es schon einmal erlebt. An einem heißen Strandtag sorgt ein angenehmes „frisches Lüftchen“ für die ersehnte Abkühlung. Hierbei handelt es sich um eine Luft-

	GdHM - Wetterschule - Deutschlands "erste Schule" für angehende Wetterfrösche		
	Lektion	15	Lokale Windsysteme

strömung, die kühlere Luft vom Meer her an die Küste transportiert. Wegen seiner Herkunftsrichtung wird dieser Wind auch Seewind genannt.

In der unten stehenden Grafik ist die Windsituation an einem ruhigen Sonnentag skizziert. Die Sonne scheint und erwärmt allmählich Meer und Land, allerdings unterschiedlich stark.

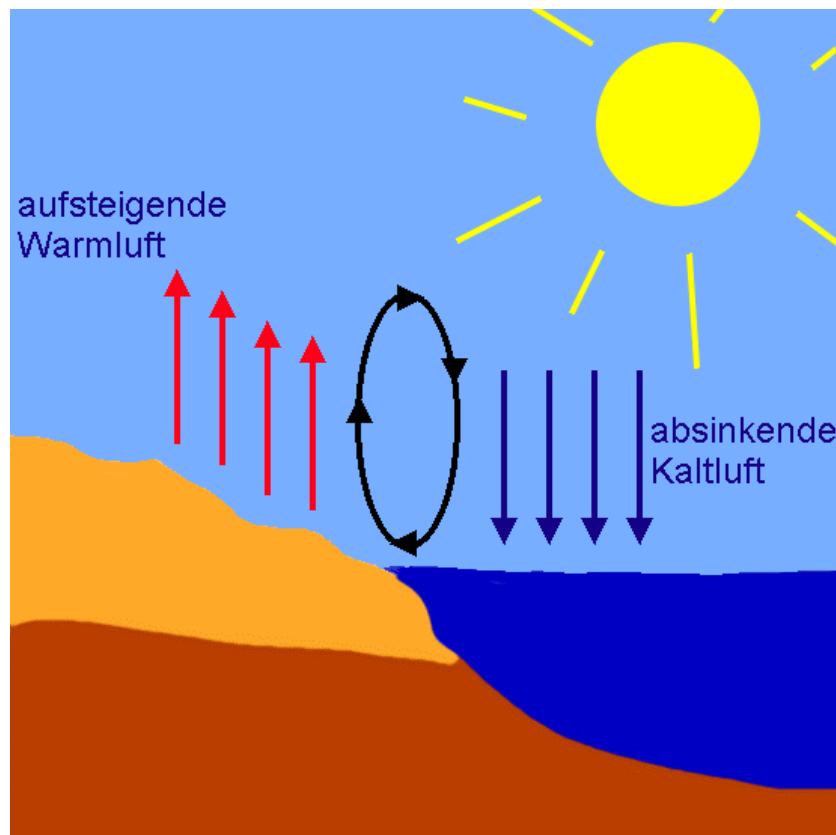



Abbildung 1: Schema Seewind

Die Wasseroberfläche reflektiert einen Teil der Strahlung sofort, was bedeutet, dass dem Meer dadurch weniger Energie zum Aufheizen zugeführt wird, als einer vergleichbaren Landmasse. Zudem tauscht die Wasseroberfläche ihre Energie mit den darunter liegenden Schichten aus. Nicht alle eingestrahelte Energie kann verbleibt also auf der Wasseroberfläche.

Ganz anders sehen diese Überlegungen für das Land aus. Die Erdoberfläche reflektiert viel weniger Strahlung zurück als glatte, spiegelnde Flächen. Hinzu kommt, dass die Erde Wärme nur sehr schlecht transportieren kann. Dadurch erhitzt sich die Oberfläche sehr schnell und stark. Diese Energie wird nun an die bodennahen Luftschichten weitergegeben, die sich erwärmen.

Warme Luft dehnt sich aus und ist leichter als kältere. Irgendwann am späten Vormittag nun ist die Luftschicht über Land so stark erwärmt, dass sie wegen ihres geringeren Gewichtes aufsteigt. Gleichzeitig strömt die kältere und schwerere Luft vom Meer nach. Es entwickelt sich eine beständige Zirkulation, die solange besteht, bis die Sonne entweder untergeht oder das Wetter sich ändert.

	GdHM - Wetterschule - Deutschlands "erste Schule" für angehende Wetterfrösche		
	Lektion	15	Lokale Windsysteme

Während sich der Seewind morgens relativ abrupt aufbaut (meisten 3h nach Sonnenaufgang), schläft er abends ganz langsam ein (2h vor Sonnenuntergang). Betroffen von der beschriebenen Zirkulation sind tagsüber die untersten 1000 m bis 1500 m.

1.1.b Landwind

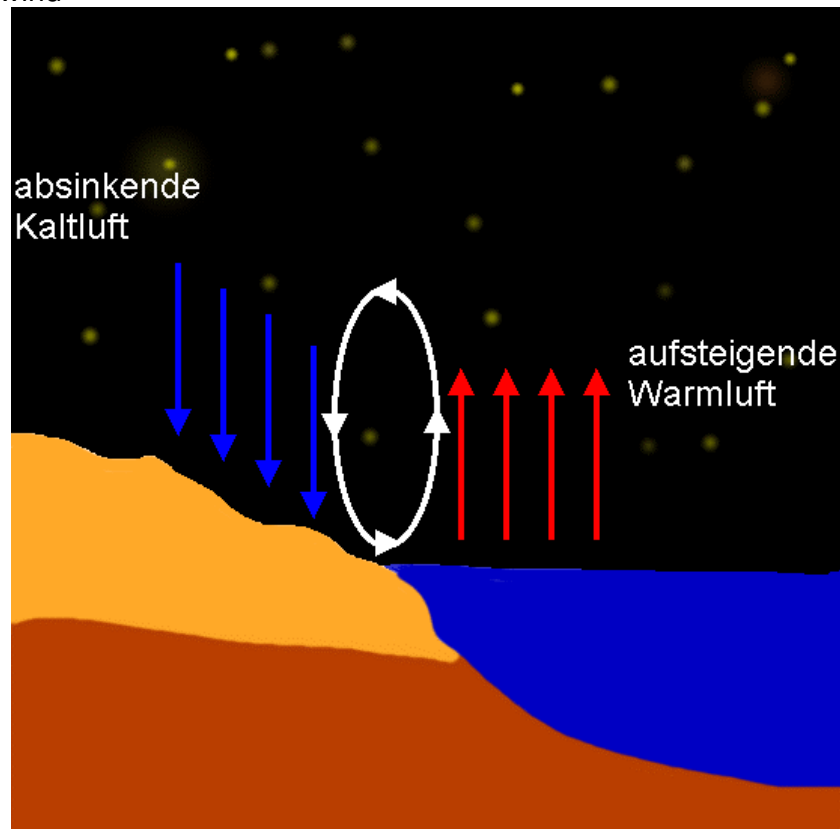


Abbildung 2: Schema Landwind

Ganz anders sieht die Situation nachts aus (siehe Abbildung oben). Während das Wasser seine Wärme besser und länger speichern kann als Land, kommt es wieder zu Temperatur- und damit zu Dichteunterschieden über Meer und Land. Nun ist die Luft über dem Erdboden durch die nächtliche Ausstrahlung deutlich kühler als die über dem Meer. Die Zirkulation, die sich einstellt weist nun die entgegengesetzte Richtung auf. Nachts weht dann ein Landwind, also vom Land zum Meer.

Die Landwindrotation erreicht nur noch die untersten 300 m bis 500 m und ist damit in der Regel schwächer als der Seewind am Tage, wenn die Strahlungsunterschiede auch größer sind.

1.2 Berg-Talwind-System

Im Gebirge bildet sich bei ruhigem Wetter ein täglicher Windrhythmus aus. Allerdings ist dieser sehr viel empfindlicher als der Land-See-Wind. Schuld daran sind die ständig wechselnden Einstrahlungsbedingungen in einem so sehr strukturierten Gelände. Selten nur wird ein Berghang vom Tal bis zum Gipfel durchgängig von der Sonne

bestrahlt, oft liegt der unterste Teil noch im Schatten, während oben schon die Sonne scheint. Auch hat man in den Bergen keine gleichmäßige Oberflächenstruktur, immer wieder wechseln sich in den Spalten und Rissen schattige mit sonnigen Flecken ab. Hinzu kommt, dass die Sonne tagsüber wandert und so die Flächen mit Licht und Schatten ständig wechseln. Die Luftströmung ist nicht gleichmäßig (Fachbegriff: laminar), sondern weist häufig Verwirbelungen auf (turbulente Strömung).

Das alles macht die Erklärung der Windverhältnisse im Gebirge schwierig. Jeder Ort in den Bergen hat sein eigenes kleinräumiges Windfeld. An dieser Stelle reduzieren wir die Erklärungen auf ein übersichtliches Gelände. Eine Bergseite wird tagsüber gänzlich bestrahlt.

1.2.a Hangaufwind

Berghänge bieten vor allem in mittleren Breiten der Sonne große Flächen zum Bestrahlen. Dabei erwärmt sich die der Sonne zugewandte Seite sehr stark. Irgendwann am Nachmittag beginnen einzelne erwärmte Luftblasen damit, aufzusteigen. Ist die Einstrahlung groß genug, kann sich daraus ein ganzer aufwärtsgerichteter Luftschlauch bilden. Seiner Richtung wegen heißt dieser Wind Hangaufwind.

Erreichen die Luftmassen das Kondensationsniveau, so können in Gipfelnähe Quellwolken entstehen. Mit den Wolken wird übrigens auch Wasser nach oben transportiert, was an beschienenen Hängen mitunter zu einer höher gelegenen Vegetationsgrenze führt als an strahlungsärmeren Bergseiten.

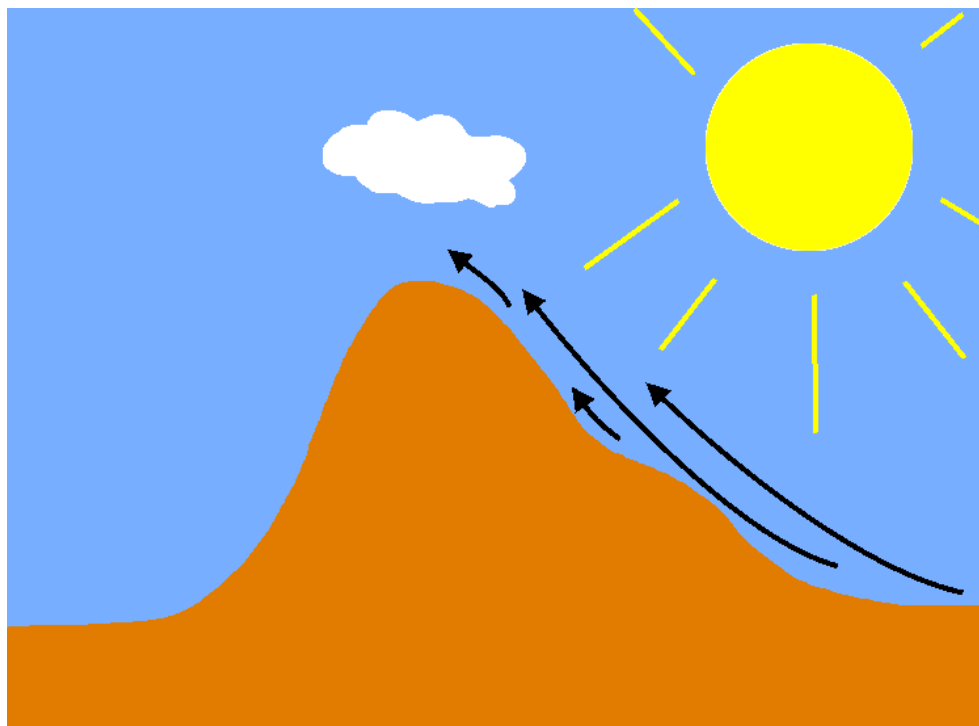



Abbildung 3: Schema Hangaufwind

	GdHM - Wetterschule - Deutschlands "erste Schule" für angehende Wetterfrösche		
	Lektion	15	Lokale Windsysteme

1.2.b Hangabwind

In der Nacht kühlen die die Berghänge umgebenden Luftschichten stärker aus als die der freien Atmosphäre. Dies hat zur Folge, dass eine hangabwärts gerichtete Strömung entsteht, der Bergwind. Kaltluft sammelt sich so in geschlossenen Tälern und es können Kaltluftseen entstehen, wo die Temperatur deutlich geringer ist als darüber.

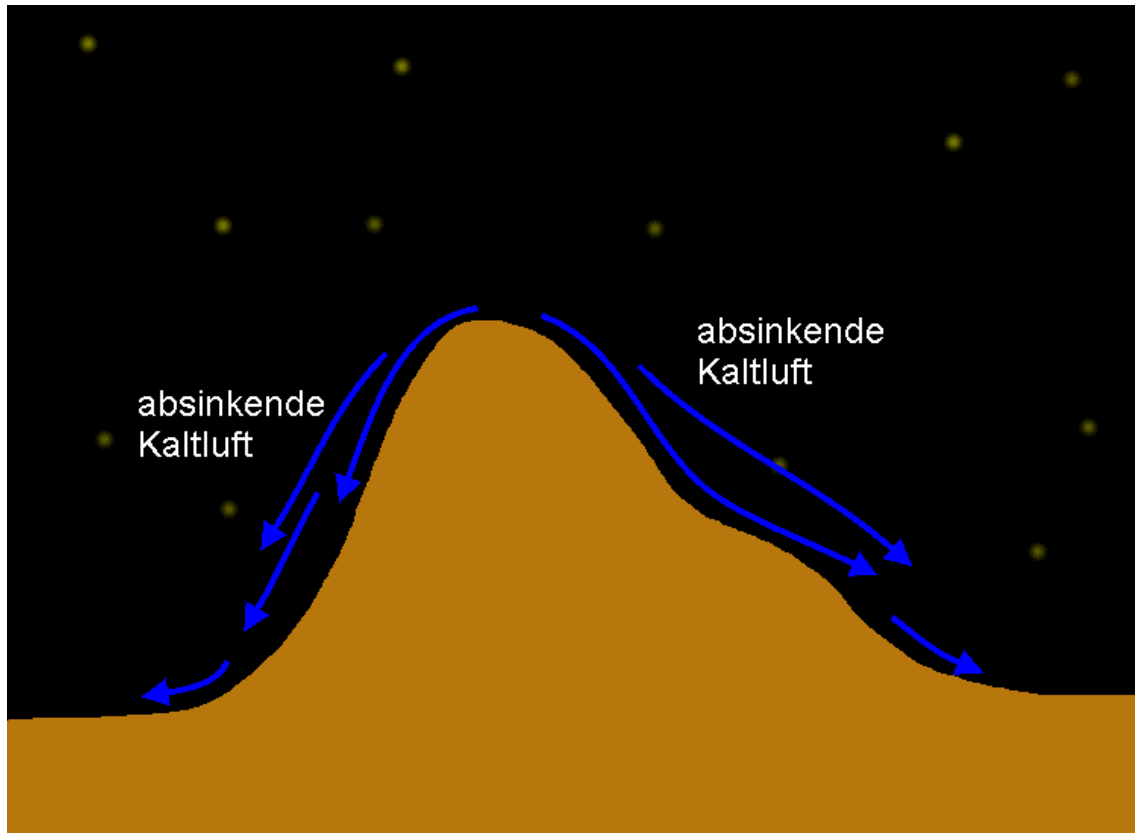


Abbildung 4: Schema Hangabwind

1.2.c Berg-Tal-Wind

Ist das Tal unterhalb eines Berges nicht geschlossen, so kann das Zusammenspiel einzelner Hangwinde zu einem Windmuster führen, das je nach Richtung der Hauptströmung vorherrschende Talwinde oder Bergwinde aufweist.

Dabei weht tagsüber der Talwind vom Tal bergauf und wird durch die Hangaufwinde angetrieben.

In der Nacht fließen einzelne kalte Hangabwinde zusammen und speisen den Bergwind, der die Kaltluft talwärts transportiert, was die unten stehende Grafik veranschaulicht.

Berg- und Talwind bilden ein in sich geschlossenes, periodisch auftretendes Windsystem. Je nach Verlauf des Gebirges und der umgebende Täler können sich diese Winde „zusammenschließen“ und so eine ganze Region beeinflussen.

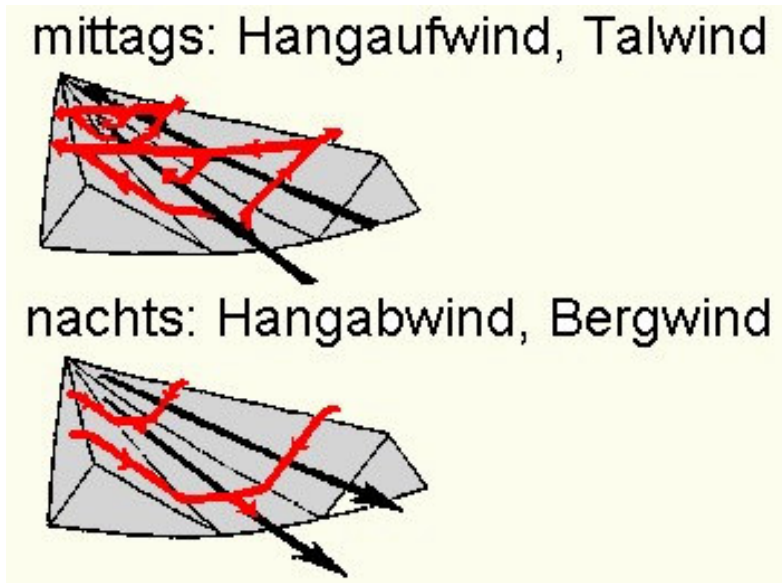


Abbildung 5: Schema Berg-Talwind

2. Fallwinde


Fallwinde treten nur im Gebirge auf. Sie können sehr warme und trockene Luft mit sich führen, aber auch sehr kalt sein. Demnach unterscheidet man warme und kalte Fallwinde.

In jedem Fall entstehen Fallwinde, wenn eine Luftmasse großräumig dazu gezwungen wird, ein Gebirge zu überqueren. Die Herkunftsrichtung wird dabei als Luv, die dem Wind abgewandte Seite als Lee bezeichnet.

2.1 Warme Fallwinde

Im deutschsprachigen Raum ist der Föhn als bekanntester Vertreter dieser Gruppe allen bekannt. Aber auch in anderen Regionen der Erde treten warme Fallwinde auf, wie z.B. in den Rocky Mountains der Chinook. Wegen seiner Häufigkeit hat er sogar Einfluss auf das lokale Klima und ermöglicht an den Osthängen auch im Winter Weidewirtschaft, da Schnee schnell wieder geschmolzen wird.

Die Situation bei einem warmen Fallwind sieht folgendermaßen aus: eine milde feuchte Luft wird im Zuge einer Südströmung (Beispiel hier für Föhn im Alpenvorland, für Chinook eher Westströmung) an die Alpensüdseite gepresst und zum Aufstieg gezwungen.

	GdHM - Wetterschule - Deutschlands "erste Schule" für angehende Wetterfrösche		
	Lektion	15	Lokale Windsysteme

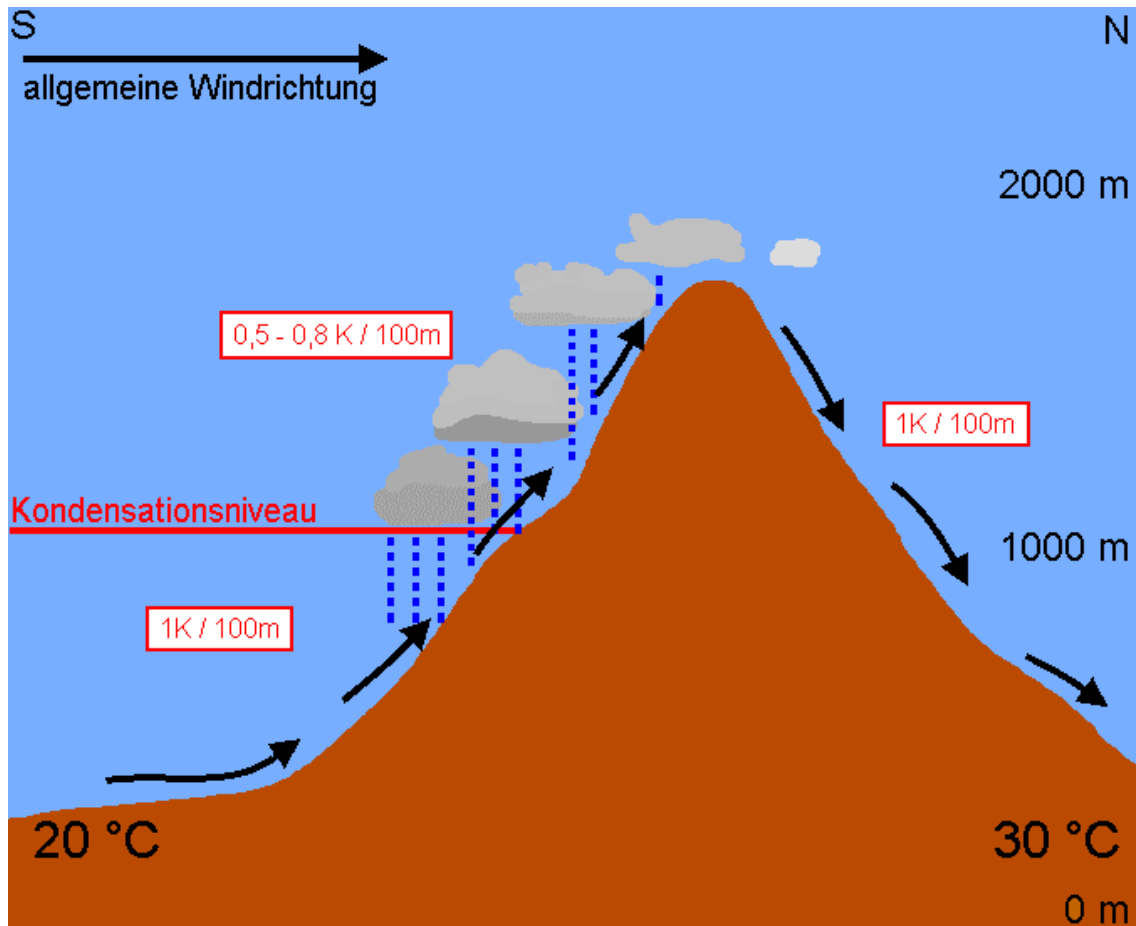



Abbildung 6: Schema warmer Fallwind

Ein Teil der Energie der feuchten Luft ist als so genannte „latente Wärme“ im Wasserdampf gespeichert, was für die späteren Erklärungen noch wichtig sein wird. Mit jedem 100 m nimmt die Temperatur gemäß dem trockenadiabatischen Temperaturgradienten um etwa 1 K ab. Irgendwann wird das Kondensationsniveau erreicht. Ab hier ist die Abkühlung nicht mehr so stark, denn bei der Kondensation wird die latente Wärme als Energie freigegeben und erwärmt die Luft. Ab nun bilden sich Stauwolken und die aufsteigende Luft kühlt sich nur noch um 0,5 – 0,8 K / 100 m ab (feuchtadiabatischer Temperaturgradient). Aus der Staubewölkung fällt mitunter starker Dauerregen, der manchmal einige Tage andauern kann. Das Ausregnen trocknet die Luft und je höher sie kommt, umso trockener ist sie. Am Gipfel angekommen beginnt der Abstieg, der von der fortdauernden Höhenströmung erzwungen wird. Die Wolken lösen sich rasch auf, und ab dann kann die Luft sich wieder erwärmen. Weil dies nun ohne Wolken geschieht, beträgt die Erwärmung gemäß dem trockenadiabatischen Temperaturgradienten 1 K / 100 m. Da nun auf der Leeseite ein längerer Abstieg mit der höheren Temperaturzunahme erfolgt, kommt die Luft leeseitig am Ausgangsniveau sehr viel wärmer an, als zu Beginn der Reise übers Gebirge. Temperaturunterschiede von 10 °C sind keine Seltenheit. Im Winter kann dies zu einer Schneeschmelze führen, im Sommer zu akuter Brandgefahr für Häuser und Wälder.

	GdHM - Wetterschule - Deutschlands "erste Schule" für angehende Wetterfrösche		
	Lektion	15	Lokale Windsysteme

Die Temperaturdifferenz hängt also zum einen von der Ausgangs-Luftfeuchtigkeit und –Temperatur ab, die ja die Höhe des Kondensationsniveaus bestimmen und natürlich von der Höhe des Hindernisses, das überquert werden muss.

2.2 Kalte Fallwinde

Wenn sehr kalte Luft über ein relativ niedriges Gebirge in eine wärmere Region geführt wird, so kann sich die Kaltluft beim Abstieg aufgrund ihres höheren Gewichtes noch zusätzlich beschleunigen und einen eisigen Fallwind erzeugen.

In der Antarktis treten zudem die katabatischen Winde auf, die aufgrund der Kanalisierung in den meerwärts gerichteten Tälern Windgeschwindigkeiten bis 20 m/s erreichen können. Gespeist werden diese durch Kaltluftbecken, in denen sich so lange eisige Luft ansammelt, bis das Becken schließlich „überläuft“ und die Kaltluft sich auf den Weg in Richtung Küste macht.

3. Kanalisierung

Im letzten Abschnitt wurde schon kurz angesprochen, dass auch die reine Form eines Tales die Bewegung der Luftmassen beeinflusst.

Grundlage hierbei ist die Regel, dass bei einer gleichmäßigen Strömung der Durchsatz an einem beliebigen Querschnitt immer konstant ist. Wenn also immer dieselbe Menge an Luft herangeführt wird, muss auch wieder dieselbe Menge abtransportiert werden. Bei einer Luftströmung in einem gleichförmigen Tal bedeutet das, dass entlang des Tales dieselbe Windgeschwindigkeit gemessen wird. Verengt sich aber das Tal an einer Stelle, so muss dieselbe Luftmenge nun durch einen kleineren Querschnitt, was sie nur schafft, indem sie schneller hindurchfließt. Diese Zunahme der Windgeschwindigkeit aufgrund von orographischen Gegebenheiten nennt man Kanalisierung.

Dieser Effekt tritt auch in langgezogenen Häuserschluchten wie beispielsweise in New York auf. Dort kann allein die Bauweise zu einer Änderung der lokalen Windbedingungen führen.

Ein eindrucksvolles Beispiel dieser Kanalisierung ist der kühle Mistral, der durch das Rhonetal in Richtung Meer so stark beschleunigt wird, dass die Menschen in der Provence kaum Bänke oder Blumen vor ihren Häusern aufstellen können, ohne dass diese weggeweht werden.

Die beschriebenen Entstehungsmechanismen sind vielleicht nicht vollständig, reichen aber meist aus, um regionale Windphänomene gut zu erklären. Neben den wenigen vorgestellten Beispielen gibt es in fast jeder Region der Erde eigene Winde, die wegen ihrer Häufigkeit eigene Namen tragen.

Eine annähernd vollständige Liste finden man unter:

<http://www.mondorf-wetter.de/regiowind/windp01.htm>

Dort wird neben dem Namen und der Region der Wind auch charakterisiert und weitere Eigenheiten erwähnt.