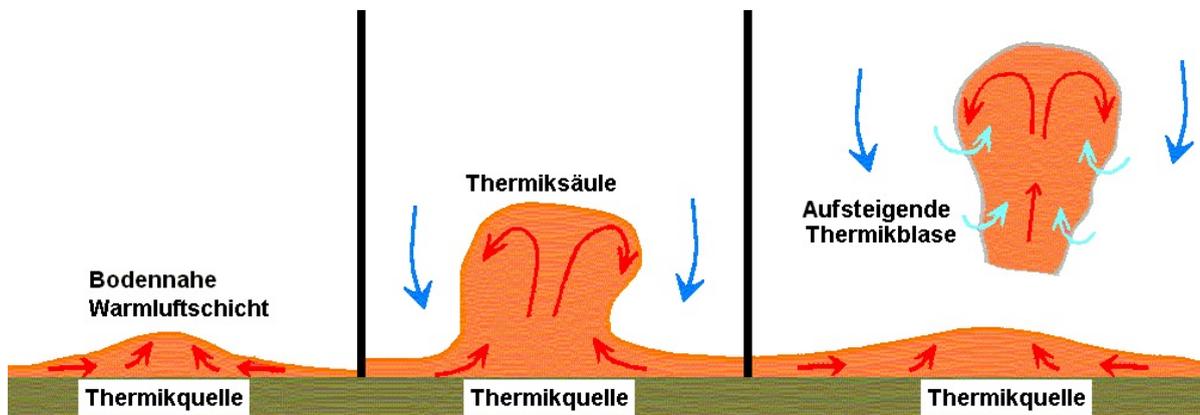


# Wolkenschnüffler



## Aerologie



## Thermik und Segelflug

Michael F. H. Krutina

Stand: August 2007

D:\Webseite\Deckblätter\Thermik Webseite.wpg



# Inhaltsverzeichnis

## Seitenzahl

1. Allgemeines	1
2. Blauthermik	3
2.1 Die überadiabatische Schicht	3
2.2 Struktur der Thermik	5
2.3 Blauthermik- oder Thermikschicht	6
2.4 Auftrieb und Beschleunigung von Luftpaketen	7
3. Cumulusthermik	12
3.1 Wachstumsbeeinflussende Faktoren	13
3.1.1 Statische Stabilität ab dem Kondensationsniveau	14
3.1.2 Entrainment	15
3.1.3 Vertikale Windscherung	15
3.1.4 Reibung	16
3.1.5 Anhäufung von Flüssigwasser	16
3.2 Ausbreitung von Cumuluswolken	16
4. Thermikbeeinflussende Faktoren	17
4.1 Wind	17
4.1.1 Windstille	19
4.1.2 Schwacher Wind	19
4.1.3 Mäßiger und starker Wind (> 10 kn)	20
4.1.4 Vertikale Windscherung	21
4.1.4.1 Wolkenstraßen	21
4.1.4.2 Thermikwellen	22
4.2 Wärmeumsatz des Erdbodens	24
4.2.1 Globalstrahlung $E_G$	25
4.2.1.1 Einfallswinkel der direkten Strahlung	26
4.2.1.2 Absorbierende und streuende Substanzen	28
4.2.1.3 Bewölkung	28
4.2.2 Albedo der Erdoberfläche	30
4.2.3 Gegenstrahlung $R_A$ und Strahlung der Erdoberfläche $R_E$	31
4.2.4 Bodenwärmestrom $w_B$	31
4.2.5 Latenter Wärmestrom $w_L$	33
4.3 Dauer der Thermik	34
4.4 Thermik im Gebirge	35
4.4.1 Merkmale	35
4.4.2 Thermikbeeinflussende Faktoren	36
4.4.2.1 Neigung der Berghänge	36
4.4.2.2 Besonderheiten von hochgelegenen Thermikquellen	38
4.4.2.3 Feuchtequellen im Gebirge	41
4.4.2.4 Strahlungsverhältnisse	41
4.4.2.5 Reduziertes Luftvolumen	42
4.4.2.6 Zusätzliche Faktoren	42
5. Vorhersage der Thermik	45
5.1 Thermikstärke und -güte	45
5.2 Konvektionsindizes	49
5.3 Auswirkungen der Temperaturadvektion	51
5.4 Beginn und Ende der Thermik	51
5.4.1 Beginn der nutzbaren Thermik	51
5.4.2 Ende der nutzbaren Thermik	51
Literaturverzeichnis	52



# 1. Allgemeines

Die von der Erdoberfläche während des Tages absorbierte Globalstrahlung führt zu einer mehr oder minder starken Erwärmung des Erdbodens, der die ihm aufliegende Luftschicht durch molekulare und turbulente Wärmeleitung unterschiedlich stark aufheizt, so dass relativ zur Umgebungsluft ungleichmäßig temperierte Luftkörper entstehen.

Der Wärmeumsatz zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre geschieht in der laminaren Unterschicht der Bodenluft durch Wärmeleitung und in der darüber liegenden Prandtl-Schicht durch den turbulenten Wärmeaustausch, der wesentlich schneller abläuft als die molekulare Wärmeleitung. Ist die Erdoberfläche wärmer als die darüber liegende Luft, stellt sich in der Prandtl-Schicht ein überadiabatischer Temperaturgradient ein. Die damit verbundene Labilität ist die notwendige Voraussetzung für einsetzende Konvektion.

**Konvektion** : Geordnete vertikale Zirkulationsströmung um eine horizontale Achse. Die am Erdboden erwärmte Luft steigt auf (Thermik), kühlt sich in der Höhe ab und sinkt seitwärts wieder ab.

Die Erwärmung der Luft durch den Erdboden erfolgt nicht einheitlich, weil die Temperatur der Heizschicht überwiegend von der Albedo, der Wärmekapazität und -leitfähigkeit, der Feuchte sowie dem Bewuchs des Erdbodens bestimmt wird.

Die wärmsten Stellen werden als Thermikquellen bezeichnet, so dass auch die Luft in diesen Gebieten wärmer als ihr Umfeld ist. Bei etwa einem Temperaturgefälle von etwa 2 °C zur Umgebungsluft beginnt die Warmluft aufgrund ihrer geringeren Dichte in Form eines kegelförmigen Körpers aufwärts zu streben. In ihrer Umgebung setzt dann eine Ausgleichströmung ein, die allmählich die Thermiksäule von unten her abschnürt (s. Abb. 1).

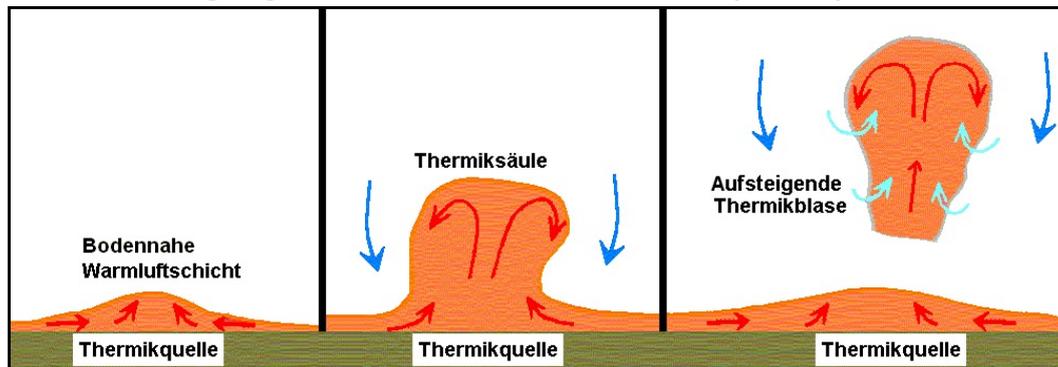
Durch einen externen Impuls - z.B. durch einen Windstoß - oder auch bei größeren Temperaturgegensätzen zur Umgebungsluft eigenständig ohne äußere Einwirkung, löst sich der Warmluftkörper vom Erdboden und gewinnt als Thermikblase - wie ein Heißluftballon - als ein auf dem Kopf stehendes, kegelförmiges Gebilde beschleunigt an Höhe.

Die während des Aufstieges im unteren Bereich des Warmluftkörpers stattfindende Durchmischung mit der Umgebungsluft (Entrainment) führt zu einer Auftriebsverminderung, so dass sich eine Schleppe weniger warmer Luft mit geringerer Aufstiegs geschwindigkeit ausformt (s. Abb. 1).

Der Oberteil der Thermikblase, die Kappe, enthält deshalb die wärmste Luft, so dass sie den stärksten Temperaturgradienten zur Umgebungsluft und die höchste Auftriebskraft besitzt (s. 2.4).

Die ständige Durchmischung bewirkt eine zunehmende Verminderung der Kappegröße und fortwährende Zunahme des Schleppenumfangs. Nachdem die Thermikblase eine Höhe erreicht hat, die etwa ihrem ein- bis zweifachen Durchmesser entspricht, ist daher ihre Auftriebskraft erschöpft.

### Vertikalbewegungen in der Konvektionsschicht (Abb. 1)



Quelle : [3]

Wenige Minuten später folgt dann die nächste Warmluftblase, die beim Erreichen der Schleppe ihrer Vorgängerin aufgrund des geringeren Stirnwiderstandes schneller aufzusteigen vermag. Neue und umfangreichere Thermikblasen können sich auch durch die Vereinigung von Schleppen kleinerer Thermikblasen bilden, so dass allgemein gilt, je größer der Höhengewinn einer Thermikblase ausfällt, desto voluminöser ist sie, aber desto geringer ist ihr Temperaturkontrast zur Umgebungsluft.

Diese Sequenz von aufsteigenden Warmluftblasen bildet einen konvektiven Aufwindschlauch, der von Segelfliegern zum Höhengewinn wird. Zwischen den einzelnen Steiggebieten sinkt die Luft als Ausgleich ab.

**Thermik** : Beschleunigte Aufwärtsbewegung einzelner, der Umgebungsluft gegenüber wärmeren bzw. weniger dichten Luftkörpern.

Solange der Wasserdampf der Thermikluftpakete ungesättigt bleibt, wird dieser Vorgang als Blauthermik oder Thermik bezeichnet. Kondensiert der Wasserdampf jedoch zu Wolkentropfchen, spricht man von Wolken thermik.

## 2. Blauthermik

### 2.1 Die überadiabatische Schicht

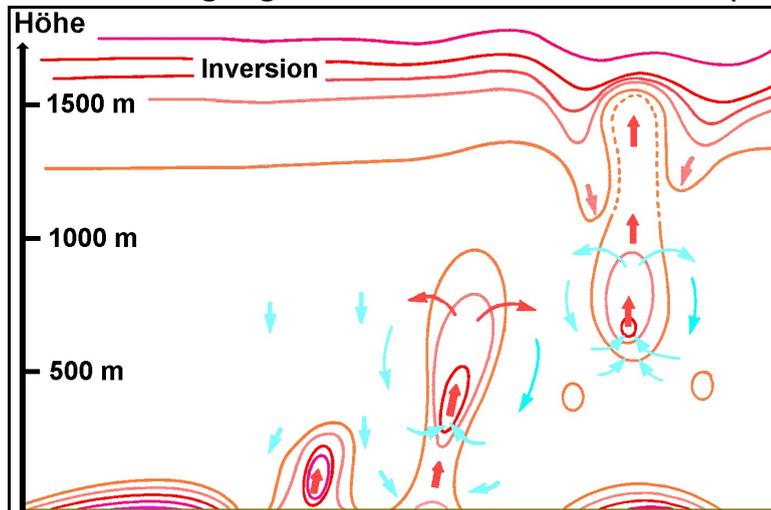
Die Entwicklung der Thermik beginnt in einer flachen, bodennahen Heißluftschicht, der sogenannten überadiabatischen Schicht, deren vertikaler Temperaturgradient bis zu 10 K pro 100 m betragen kann.

Hat die Sonne eine Höhe von ca.  $10^\circ$  erreicht, so nimmt die Dicke und die Labilität der überadiabatischen Schicht bis zu einem Sonnenstand von  $30^\circ$  schnell zu. Von diesem Zeitpunkt an vergrößert sich zwar noch ihr vertikaler Temperaturgradient, jedoch nicht mehr ihre Mächtigkeit, da die Konvektion nun so kräftig ist, dass die Bodenwärme überwiegend in höhere Schichten abtransportiert wird.

Die Dicke und der Labilitätsgrad der überadiabatischen Schicht wird von der Intensität der Einstrahlung, der Low-Level-Turbulenz und der Art des Untergrundes bestimmt. Über Wüstengebieten können mehrere 1000 ft starke überadiabatische Luftschichten entstehen, in maritimen Gegenden sind jedoch nur Schichtdicken von einigen 100 ft wahrscheinlich.

#### Vertikalbewegungen in der Konvektionsschicht (Abb. 2)

Quelle : [10]



Die Abb. 2 zeigt die Auslösung der Thermik in der überadiabatischen Schicht und das Eindringen von Thermikblasen in eine stabile Luftschicht. Die Kurvenscharen sind Linien gleicher potentieller Temperatur  $\Theta$ .

Die thermische Schichtung ist trockenlabil bei Abnahme von  $\Theta$  mit der Höhe ( $\Delta\Theta < 0$ ), trockenstabil bei Zunahme von  $\Theta$  mit der Höhe ( $\Delta\Theta > 0$ ) und trockenindifferent, wenn  $\Theta$  mit der Höhe konstant bleibt ( $\Delta\Theta = 0$ ).

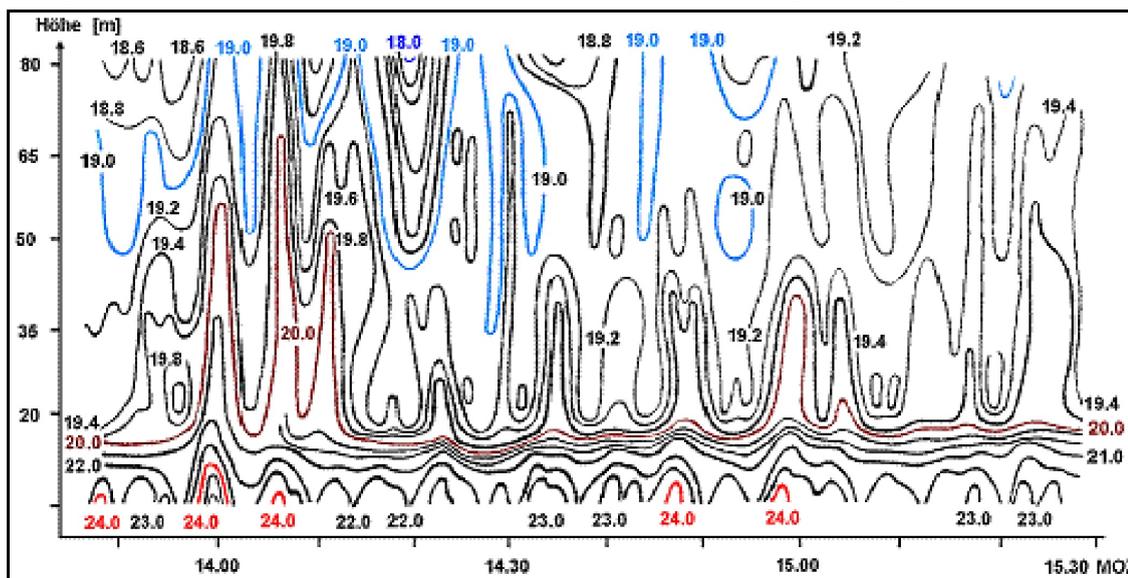
Die Stärke der Vertikalbewegungen ist dabei hauptsächlich von der Schichtdicke und der Größe des vertikalen Temperaturgradienten, dem Labilitätsgrad, abhängig.

Die Wechselwirkung zwischen den in der überadiabatischen Schicht aufsteigenden Thermikblasen und dem Absinken zwischen ihnen lässt im allgemeinen keine der beiden Vertikalbewegungen vorherrschen, sondern verursacht eine gegenseitige Abschwächung oder Zerstörung eines großen Teils der auf- und abwärts gerichteten Zirkulationen.

Erreicht eine sich im Wachstumsstadium befindliche Thermiksäule etwa die halbe Höhe der überadiabatischen Schicht, so beträgt ihre Chance, sich zu einer gut ausgebildeten Thermikblase zu entwickeln, mehr als 50 %.

Je mehr nun dieser auf dem Kopf stehende Warmluftkegel in der überadiabatischen Schicht an vertikaler Ausdehnung gewinnt, desto geringer wird die Wahrscheinlichkeit ihrer Zerstörung. Auf diese Art und Weise wirkt die überadiabatische Schicht wie ein Filter, der nur gut ausgebildete Säulen oder Blasen aufgeheizter Luft in den darüber liegenden troposphärischen Bereich hindurch lässt.

### Temperaturverlauf in der überadiabatischen Schicht (Abb. 3)



Quelle : [4]

Die Grafik zeigt den Temperaturverlauf zwischen 13.00 und 15.30 MOZ bis 80 m Höhe (nach G. Fritsche u. R. Stange, 1936). Die überadiabatische Schicht wird durch eine ausgeprägte Sperrschicht in etwa 15 m Höhe, in der die horizontalen Temperaturgegensätze gering sind, begrenzt. Bis zu ihr werden offenbar geringe Überhitzungen durch Reibung und turbulente Mischung abgebaut, so dass nur stärkere Thermikelemente (s. 14.00 MOZ) diese Grenzfläche durchstoßen können. Betrachtet man den maximalen vertikalen Temperaturgradienten der untersten 15 m, dann ergibt sich ein ausgeprägter überadiabatischer Temperaturgradient von ca. 4 K pro 15 m oder hochgerechnet von etwa 27 K pro 100 m.

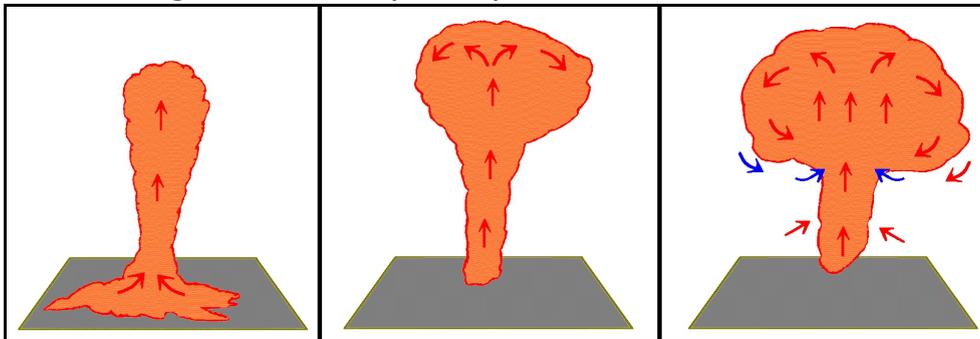
Oberhalb der überadiabatischen Schicht verläuft die t/p-Zustandskurve nahezu trockenadiabatisch (s. Abb. 6). Die Anzahl der Thermikblasen ist in dieser trockenindifferenten Schicht zwar geringer als in der überadiabatischen, aber sie sind besser entwickelt, gewinnen beim Aufstieg an Weite und nehmen häufig die Struktur eines Wirbelringes an (s. Abb. 4, 5).

## 2.2 Struktur der Thermik

Beim Aufsteigen dehnen sich die Thermiksäulen oder -blasen unter Einbeziehung (Entrainment) ihrer Umgebungsluft aus und entwickeln sich dabei häufig in der trocken-adiabatischen Schicht zu einem Wirbelring (s. Abb. 5).

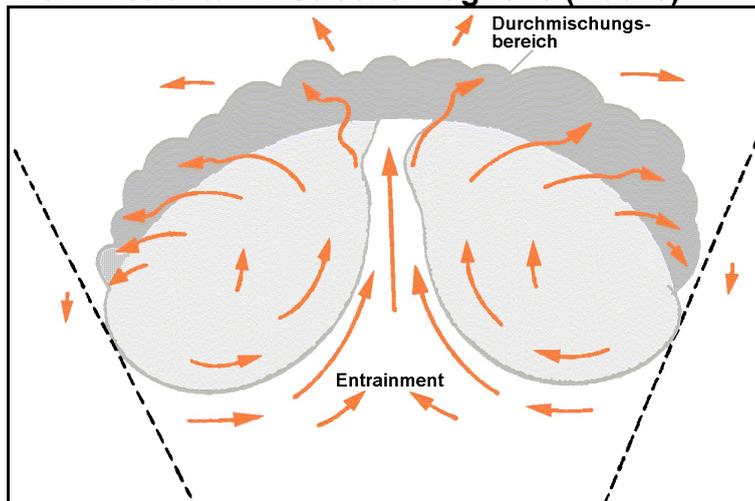
Durch die an ihrer Obergrenze stattfindende Durchmischung mit der Umgebungsluft, in welche die Thermikblase eindringt, und dem Entrainment an ihrer Basis vergrößert sich der aufsteigende, symmetrische Wirbelring ständig. In 1000 bis 2000 ft über Grund hat die Thermikblase etwa einen Durchmesser von 200 bis 600 m erreicht, der mit zunehmender Höhe weiter anwächst.

### Entwicklung der Thermik (Abb. 4)



Quelle : [3]

### Thermikstruktur in Streckenflughöhe (Abb. 5)



Quelle : [8]

Die Pfeile kennzeichnen die Relativbewegungen der Luft. Die Pfeile an den seitlichen Begrenzungen des Wirbelringes zeigen deshalb aufgrund der beschleunigten Aufwärtsbewegung der gesamten Thermikblase nicht unbedingt ein Absinken der Luft an. Der Bereich, in dem die Thermikblase infolge Durchmischung und Entrainment an Größe gewinnt, wird durch die beiden gestrichelten Linien angedeutet. Während der Durchmesser der Thermikblase etwa um das 1.5fache zunimmt, wird ihr Innerstes nach außen gekehrt, so dass die Durchmischung alle Seiten erfasst.

Der Wirbelring besitzt oft eine schmale Region nahe seinem Zentrum, Thermikherz genannt, in dem die Aufwinde markant stärker ausgeformt sind als in den Randzonen.

An heißen und trockenen Tagen ist diese zentrale Aufwindregion meist eng begrenzt, aber dafür ausgesprochen kräftig ausgeprägt.

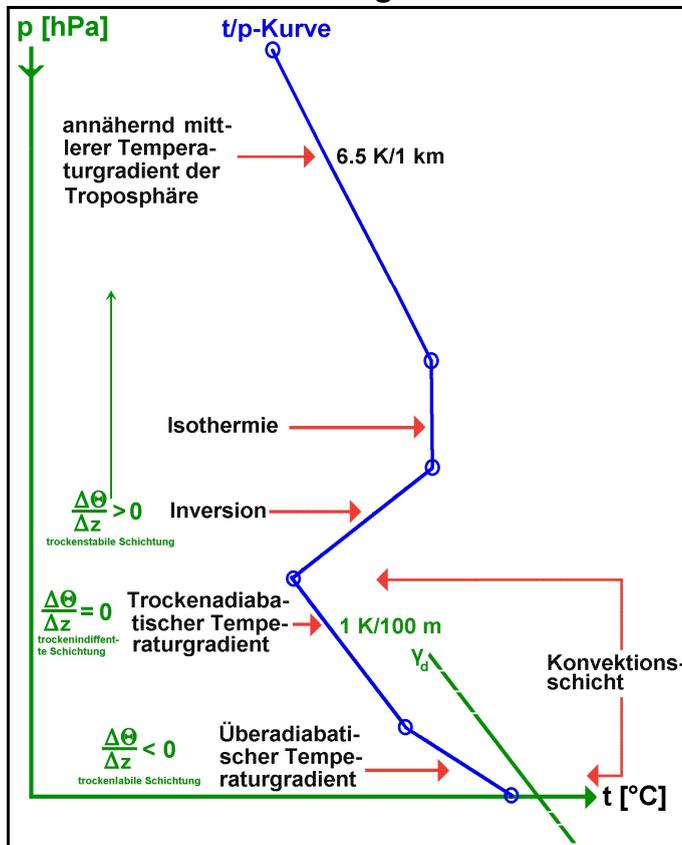
Weil die Aufwindstärke im Zentrum die Steiggeschwindigkeit des kompletten Luftpaketes etwa um den Faktor 2 übertrifft, ist ein Segelflugzeug in der Lage, im Thermikherz schneller an Höhe zu gewinnen, als es die gesamte Thermikblase vermag.

An der Obergrenze des Wirbelringes angekommen, steigt der Gleiter dann solange, bis die Aufwärtsbewegung der Thermikblase kleiner als sein Eigensinken ist.

## 2.3 Blauthermik- oder Thermikschicht

Die Luftschicht oberhalb der thermikauslösenden überadiabatischen Schicht ist dadurch gekennzeichnet, dass sich in ihr, aufgrund der durch die Vielzahl von auf- und absteigenden Luftkörpern stattfindenden Durchmischung, ein trockenadiabatischer Temperaturgradient einstellt.

Schematische Darstellung eines konvektiven TEMP (Abb. 6)



Quelle : [8]

$\Delta\Theta/\Delta z$  : Änderung der potentiellen Temperatur  $\Theta$  mit der Höhe  $z$   
 $\Delta\Theta/\Delta z = 0$  ☞ trockenindifferente Schichtung  
 $\Delta\Theta/\Delta z < 0$  ☞ trockenlabile Schichtung  
 $\Delta\Theta/\Delta z > 0$  ☞ trockenstabile Schichtung

$\gamma_d$  : Trockenadiabate

Die Abb. 6 zeigt die typische Zustandskurve einer sommerlichen Hochdrucklage an einem Strahlungstag am Nachmittag. In der bodennächsten Schicht ist die in dieser Tages- und Jahreszeit markante Überadiabate zu finden, darüber verläuft die  $t/p$ -Kurve nahezu trockenadiabatisch. Begrenzt wird die Konvektionsschicht durch eine ausgeprägte Absinkinversion.

Bei ausgeprägt gutem Segelflugwetter wird diese trockenadiabatische Schicht im allgemeinen durch eine Inversion in der vertikalen Ausdehnung beschränkt (s. Abb. 6). Erreichen die Thermikblasen die stabile Schicht, breiten sie sich aus und verlieren durch die Einbeziehung der kälteren Umgebungsluft schnell ihren Auftrieb. Oft wird dieser Vorgang durch eine geringfügige Zunahme der kleinräumigen Turbulenz angezeigt, und eine markante Inversion wird vielfach als ausgeprägte Dunstobergrenze sichtbar.

Besonders im Frühjahr und Herbst bildet sich durch Ausstrahlung im Laufe der Nacht bei wolkenarmem Himmel und schwachem Wind eine Bodeninversion aus, unter der sich feuchter Dunst, Nebel oder tiefer Stratus entwickeln kann. Haben sich diese Wettererscheinungen durch die morgendliche Einstrahlung aufgelöst, erwärmt sich der Erdboden relativ schnell und kleine Thermikblasen beginnen, die Bodenwärme in höhere Luftschichten zu transportieren.

Natürlich ist diese Thermik anfangs noch zu schwach ausgeprägt und vertikal nicht mächtig genug, um für den Segelflug nutzbar zu sein. Erst wenn die Blauthermikschicht eine Dicke von 600 m erreicht hat, ist die Thermik hinreichend kräftig, um die Gleiter unter Einhaltung der Sicherheitshöhe (300 bis 500 m agl) in der Luft zu halten. Dieser Zeitpunkt wird als der Beginn der Thermik bezeichnet.

Beim Vorhandensein einer markanten Bodeninversion nimmt die vertikale Ausdehnung der Blauthermikschicht im Laufe der Morgenstunden nur langsam zu, ihre Temperatur steigt infolge der geringen Schichtdicke jedoch schnell an. Ist die Auflösungstemperatur der Inversion erreicht, verlangsamt sich der Temperaturanstieg in der Blauthermikschicht und bei weiterer kräftiger Einstrahlung wird ihre Schichtdicke rasch größer und erreicht ein Maximum etwa zur Zeit der Tageshöchsttemperatur.

## 2.4 Auftrieb und Beschleunigung von Luftpaketen

Der Druck, den eine ruhende Flüssigkeit aufgrund ihrer Schwerkraft ausübt, lässt sich aus seiner physikalischen Beziehung 'Druck ist gleich dem Quotienten aus Kraft und Fläche' ableiten (s. Form. 1).

### Schweredruck in Flüssigkeiten (Form. 1)

$$p = \frac{F}{A} = \frac{F}{A}$$

$$p = \frac{m g}{A} = \frac{\rho V g}{A}$$

$$p = \frac{\rho A h g}{A} = g \rho h \text{ [N m}^{-2}\text{]}$$

- $p$  : Druck [Pa], den die Flüssigkeit ausübt;  
1 Pa = 1 N m<sup>-2</sup>
- $A$  : Basisfläche (Area) [m<sup>2</sup>] der Flüssigkeitssäule
- $F$  : Kraft (Force) [N]; 1 N = 1 kg m s<sup>-2</sup>
- $F_G$  : Gewichtskraft [N];  $F_G = m g$
- $m$  : Masse [kg] der Flüssigkeitssäule;  $m = \rho V$
- $g$  : Erd- oder Schwerebeschleunigung [m s<sup>-2</sup>];  
 $g = 9.80665 \text{ m s}^{-2}$  (Normwert der ICAO)
- $\rho$  : Dichte [kg m<sup>-3</sup>] der Flüssigkeit
- $V$  : Volumen [m<sup>3</sup>] der Flüssigkeitssäule
- $h$  : Höhe [m] der Flüssigkeitssäule

Wird die Gleichung des Schweredruckes in Flüssigkeiten ( $p = g \rho h$ ) differenziert und anschließend integriert, ist der hydrostatische Druck leicht berechenbar, da die Dichte von Flüssigkeiten als annähernd konstant angesehen werden kann (s. Form. 2).

### Hydrostatischer Druck (Form. 2)

$$dp = g \rho dh$$

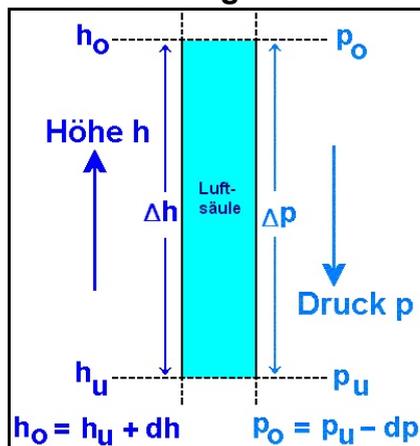
$$\int_{p_u}^{p_o} dp = g \rho \int_{h_u}^{h_o} dh$$

$$p_u - p_o = g \rho (h_u - h_o)$$

$$p_u = p_o + g \rho (h_u - h_o)$$

- $g$  : Erdbeschleunigung [m s<sup>-2</sup>]
- $\rho$  : Dichte [kg m<sup>-3</sup>] der Flüssigkeit
- $p_o$  : Druck [Pa] im höheren Niveau der Flüssigkeitssäule in der Höhe  $h_o$
- $h_o$  : Höhe [m] des oberen Niveaus der Flüssigkeitssäule
- $p_u$  : Druck [Pa] im tieferen Niveau  $h_u$
- $h_u$  : Höhe [m] des tieferen Niveaus der Flüssigkeitssäule

### Druckänderung mit der Höhe in einer Flüssigkeitssäule (Abb. 7)



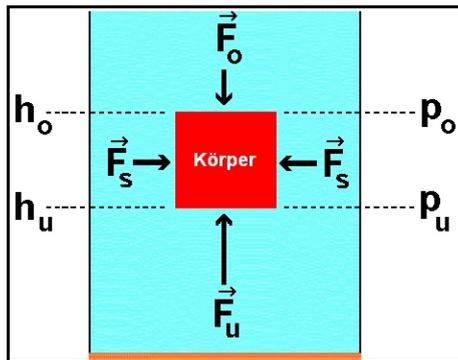
- $h_u$  : Höhe [m] an der Untergrenze der Flüssigkeitssäule
- $h_o$  : Höhe [m] an der Obergrenze der Flüssigkeitssäule
- $p_u$  : Schweredruck [Pa] in der Flüssigkeitssäule  $h_u$  in der Höhe  $h_u$
- $p_o$  : Schweredruck [Pa] in der Flüssigkeitssäule in der Höhe  $h_o$
- $\Delta h$  : Höhenänderung [m]
- $\Delta p$  : Druckänderung [Pa]

Wie die Abbildung 7 zeigt, herrscht in tieferen Schichten (Höhe  $h_u$ ) einer Flüssigkeitssäule ein um  $dp$  höherer Druck als in einer größeren Höhe  $h_o$ . Der Schweredruck an der Unterseite eines in eine Flüssigkeit eingelagerten Körpers ist deshalb um  $dp$  größer als an seiner Oberseite.

Weil der Druck in der Flüssigkeitssäule mit der Höhe abnimmt, ist  $p_u > p_o$ . Die Seitenkräfte  $\vec{F}_s$  rechts und links in derselben Höhe sind zwar gleich groß, aber aufgrund des stärkeren Schweredruckes  $p_u$  ist die Druckkraft  $F_u$  größer als  $F_o$ , so dass eine aufwärts gerichtete Kraft existiert, der statische Auftrieb  $F_A$ .

Alle in eine Flüssigkeit oder in ein Gas eingetauchten Körper sind deshalb nach dem Gesetz von Archimedes leichter als es außerhalb dieser Substanzen der Fall ist.

### Kräfte- und Drucke an einem in eine Flüssigkeit eingetauchten Körper (Abb. 8)



- $h_u$  : Höhe [m] der Unterseite des Körpers in der Flüssigkeitssäule
- $h_o$  : Höhe [m] der Oberseite des Körpers in der Flüssigkeitssäule
- $p_u$  : Schweredruck [Pa] der Flüssigkeitssäule  $h_u$  an der Körperunterseite in der Höhe  $h_u$
- $p_o$  : Schweredruck [Pa] der Flüssigkeitssäule  $h_o$  an der Körperoberseite in der Höhe  $h_o$
- $F_u$  : Druckkraft [N] der Flüssigkeitssäule  $h_u$  an der unteren Körperaußenseite
- $F_o$  : Druckkraft [N] der Flüssigkeitssäule  $h_o$  an der oberen Körperaußenseite
- $F_s$  : Druckkraft [N] der Flüssigkeitssäule in der Körpermitte

### Auftriebskraft $F_A$ (Form. 3)

$$F_A = F_u - F_o = \rho A (h_o - h_u) g$$

- $F_A$  : Auftriebskraft [N]
- $A$  : Fläche [m<sup>2</sup>]
- $g$  : Erdbeschleunigung [m s<sup>-2</sup>]
- $h_o$  : Höhe [m] der Körperoberseite
- $h_u$  : Höhe [m] der Körperunterseite

**Gesetz von Archimedes** : Die statische Auftriebskraft  $F_A$ , den ein allseitig von einer Flüssigkeit oder einem Gas umgebener Körper erfährt, hat den gleichen Betrag wie die Gewichtskraft  $F_G$  der verdrängten Flüssigkeits- bzw. Gasmenge.

Weil der Term " $A (h_o - h_u)$ " der Gleichung 3 das Volumen eines Körpers bzw. der verdrängten Luftmenge darstellt, gilt nachstehende Beziehung von Archimedes.

### Gesetz von Archimedes (Form. 4)

$$F_A = \rho_{um} V_{um} g = m_{um} g = F_G$$

- $F_A$  : Auftriebskraft [N]
- $\rho_{um}$  : Dichte [kg m<sup>-3</sup>] der verdrängten Luft
- $V_{um}$  : Volumen [m<sup>3</sup>] der verdrängten Luft
- $m_{um}$  : Masse [kg] der verdrängten Luft
- $F_G$  : Gewichtskraft [N] der verdrängten Luft

Betrachtet man atmosphärische Verhältnisse, so ist Luft im Gegensatz zu Flüssigkeiten kompressibel, d.h. die Luftdichte  $\rho$  nimmt mit zunehmender Höhe ab.

Aus diesem Grund ist die Gleichung 2 “ $dp = g \rho dh$ ” (s. Form. 2) nur für kleine dh-Werte - also für Luftschichten mit geringer vertikaler Ausdehnung - nutzbar, in denen die Luftdichte  $\rho$  als hinreichend konstant angenommen werden kann. Weil meteorologische Elemente wie der Luftdruck  $p$  in Raum  $(x, y, z)$  und Zeit  $(t)$  variieren und sich im kartesischen Koordinatensystem mit den Achsen  $x, y, z$  gut darstellen lassen, wird die Höhe  $h$  in meteorologischen Gleichungen meist durch den Buchstaben  $z$  ausgedrückt und die o.a. aufgeführte Beziehung wird, mit einem negativen Vorzeichen für die Luftdruckabnahme mit der Höhe versehen, als statische Grundgleichung bezeichnet.

Wendet man nun das Gesetz von Archimedes auf ein troposphärisches Luftpaket an, so gilt für das statische Gleichgewicht - die Auftriebskraft  $F_A$  des Luftpaketes entspricht der Gewichtskraft  $F_G$  der verdrängten Luft - die nachstehende Beziehung 5.

### Statisches Gleichgewicht (Form. 5)

$$F_A = F_G \quad \text{bzw.}$$

$$\rho_{pa} g V - \rho_{um} g V = 0$$

Befindet sich das Luftpaket nicht im statischen Gleichgewicht, so verursacht die resultierende Kraft  $F_r$  der Auftriebs- und Gewichtskraft eine vertikale Beschleunigung des Luftquantums.

### Beschleunigungskraft $F_r$ des Luftpaketes (Form. 6)

$$F_r = \rho_{um} g V - \rho_{pa} g V = g V (\rho_{um} - \rho_{pa})$$

- $F_r$  : Resultierende Kraft [N];  $\vec{F}_r = \vec{F}_A - \vec{F}_G$
- $\rho_{um}$  : Dichte [ $\text{kg m}^{-3}$ ] der verdrängten Luft
- $\rho_{pa}$  : Dichte [ $\text{kg m}^{-3}$ ] des aufsteigenden Luftpaketes
- $V$  : Volumen [ $\text{m}^3$ ] der verdrängten Umgebungsluft bzw. des Luftpaketes

Da die Dichte bei gleichem Luftdruck (Annahme  $\Rightarrow$  Druck des Luftpaketes entspricht dem Druck der verdrängten Umgebungsluft) hauptsächlich eine Funktion der Temperatur ist (Luftfeuchte wird vernachlässigt), ergibt sich für den Dichtequotienten die nachstehende Beziehung 7, deren Ausdruck für  $\rho_{pa}$  dann in die Gleichung 6 eingesetzt wird.

### Dichtequotient (Form. 7)

$$\frac{\rho_{pa}}{\rho_{um}} = \frac{T_{pa}}{T_{um}}$$

- $T_{pa}$  : Temperatur [K] des Luftpaketes
- $T_{um}$  : Temperatur [K] der verdrängten Umgebungsluft

$$\rho_{pa} = \rho_{um} \frac{T_{um}}{T_{pa}}$$

### Beschleunigung des Luftpaketes (Form. 8)

$$F_r = g V (\rho_{um} - \rho_{pa}) = g V \left( \rho_{um} - \rho_{um} \frac{T_{um}}{T_{pa}} \right) = \rho_{um} g V \left( 1 - \frac{T_{um}}{T_{pa}} \right)$$

$$F_r = \left( \rho_{um} g \frac{V}{T_{pa}} \right) (T_{pa} - T_{um}) \quad \bullet T_{pa}$$

$$F_r = \left( \rho_{um} g \frac{V}{T_{pa}} \right) (T_{pa} - T_{um}) \quad T_{pa} = T_{um} \frac{\rho_{um}}{\rho_{pa}}$$

$$F_r = \left( g V \frac{\rho_{pa}}{T_{um}} \right) (T_{pa} - T_{um})$$

$$F_r = m_{pa} a_{pa} = \rho_{pa} V a_{pa}$$

$$a_{pa} = \frac{F_r}{\rho_{pa} V}$$

$$a_{pa} = \frac{\left( g V \frac{\rho_{pa}}{T_{um}} \right) (T_{pa} - T_{um})}{\rho_{pa} V}$$

$$a_{pa} = g \left( \frac{T_{pa} - T_{um}}{T_{um}} \right)$$

$$a_{pa} \sim T_{pa} - T_{um}$$

- $a_{pa}$  : Beschleunigung [ $m s^{-2}$ ] des Luftpaketes
- $\rho_{um}$  : Dichte [ $kg m^{-3}$ ] der verdrängten Luft
- $\rho_{pa}$  : Dichte [ $kg m^{-3}$ ] des Luftpaketes
- $g$  : Erdbeschleunigung [ $m s^{-2}$ ]
- $V$  : Volumen [ $m^3$ ] der verdrängten Umgebungsluft bzw. des Luftpaketes
- $T_{pa}$  : Temperatur [K] des Luftpaketes
- $T_{um}$  : Temperatur [K] der verdrängten Umgebungsluft

Die Beschleunigung  $a_{pa}$  des Luftpaketes ist damit der Temperaturdifferenz  $T_{pa} - T_{um}$  zwischen dem Luftpaket und der Umgebungsluft proportional (s. Form. 8). Ist die Temperatur  $T_{pa}$  der aufsteigenden Luft höher als die der Umgebungsluft  $T_{um}$ , so wird der Term  $T_{pa} - T_{um}$  größer als null, so dass  $a_{pa}$  positiv ist. Das Luftpaket steigt beschleunigt auf. Bei  $T_{pa} < T_{um}$  dagegen wird  $a_{pa}$  negativ und das Luftquantum sinkt beschleunigt ab. Die Beschleunigungsphase hält an, solange die Auftriebskraft  $F_A$  größer als die Reibungskraft  $F_r$  zwischen Luftpaket und Umgebungsluft ist. Danach bleibt die Aufstiegs- geschwindigkeit  $w$  konstant und lässt sich nach der Formel 9 berechnen.

### Aufwindgeschwindigkeit nach Saunders (Form. 9)

$$w \approx 1.2 \sqrt{9.81 \frac{t_{pa} - t_{um}}{t_{um} + 273.15}} 200 \quad [m s^{-1}]$$

Quelle : [Aerokurier 3/79]

- $w$  : Vertikalgeschwindigkeit des Luftpaketes [ $m s^{-1}$ ]
- 1.2 : Konstante, keine Dimension
- 9.81 : Erdbeschleunigung  $\bar{g}$  [ $m s^{-2}$ ]

- $t_{pa}$  : Temperatur [ $^{\circ}C$ ] des Luftpaketes
- $t_{um}$  : Temperatur [ $^{\circ}C$ ] der Umgebungsluft
- 200 : Radius [m] des Luftpaketes

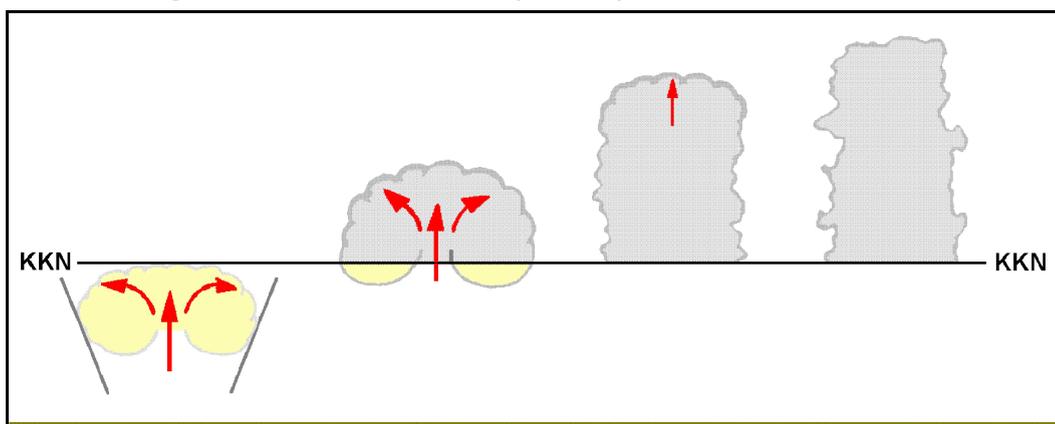
### 3. Cumulusthermik

Durch die Durchmischung infolge thermischer Turbulenz (Konvektion) ergibt sich in der Thermikschicht ein nahezu konstantes mittleres Mischungsverhältnis  $r_m$ . Kühlt sich nun eine aufsteigende Thermikblase bis zur Sättigungstemperatur von  $r_m$  ab, so setzt Kondensation ein und die Thermikblasen werden vom Kondensationsniveau an als Konvektionswolke sichtbar (s. Abb. 9). Erfahrungsberichte zeigten, dass unmittelbar unter der konvektiven Wolkenbasis eine stabile Schicht anzutreffen ist, in der die Segelflugbedingungen schwierig sind. Die Dicke dieser sogenannten "subkonvektiven Schicht" beträgt etwa 200 bis 600 ft und sie wirkt anscheinend wie ein Filter, der nur die stärksten, zur Entstehung von konvektiven Wolken notwendigen Thermikblasen hindurch lässt.

Eines der offensichtlichsten dynamischen Merkmale einer Quellwolke ist der Aufwindstrom, der durch adiabatische Abkühlung der Luft zur Kondensation des überschüssigen Wasserdampfes führt. Gleichzeitig aber werden Quellwolken ständig mit ihrer Umgebungsluft (Entrainment) und auch in ihrem Inneren durchmischt. Das Entrainment schwächt den Auftrieb, reduziert den Flüssigwassergehalt, mischt vertikale und horizontale Impulse und beeinflusst das Partikelspektrum der Wolke in einer Art und Weise, die noch nicht restlos geklärt ist.

So lange wie Aufwinde vorhanden sind, wird ständig vor dem Verlust durch Entrainment und Niederschlag Flüssigwasser produziert. Lassen die Aufwinde nach, wird der Nachschub an Wasserdampf unzureichend und die Wolke beginnt sich aufzulösen.

#### Entwicklung der Cumulusthermik (Abb. 9)



Quelle : [3]

*Kühlt sich eine aufsteigende Thermikblase bis zur Sättigungstemperatur von  $r_m$  ab, so setzt Kondensation ein und die Thermikblasen werden vom Kondensationsniveau an als Konvektionswolke sichtbar. Erfahrungsberichte zeigten, dass unmittelbar unter der konvektiven Wolkenbasis eine stabile Schicht anzutreffen ist, in der die Segelflugbedingungen schwierig sind. Die Dicke dieser sogenannten "subkonvektiven Schicht" beträgt etwa 200 bis 600 ft und sie wirkt anscheinend wie ein Filter, der nur die stärksten, zur Entstehung von konvektiven Wolken notwendigen Thermikblasen hindurch lässt.*

Quellwolken, die sich durch Bodenkonvektion ausbilden, sind dadurch gekennzeichnet, dass

- ein Strom von ungesättigten Thermikblasen vom Erdboden bis zur Wolkenuntergrenze aufsteigt;
- einige größere Luftpakete inmitten der Wolke weiter empor schießen, aber durch Entrainment, vertikale Windscherungen, Reibung und die Anhäufung von Wassertröpfchen in ihrer Entwicklung beeinflusst werden;
- eine absinkende Hülle, das Resultat des latenten Wärmeentzugs durch Entrainment, die Wolke umgibt.

Wenn eine neue Thermikblase die Wolkenobergrenze durchstößt, wird sie durch Entrainment zerstört und hinterlässt eine Schleppe, die feuchter als die umgebende Luft ist. Dadurch wird die Aufwärtsbewegung des nächsten Wolkenluftpaketes gefördert, so dass die Wolke auf diese Art und Weise langsam schrittweise wächst.

Die Wolkenentwicklung endet, wenn der Nachschub an Thermikblasen an ihrer Untergrenze unterbunden wurde. Anschließend kommt es zu einer schnellen Durchmischung, so dass sich die Wolke auflöst.

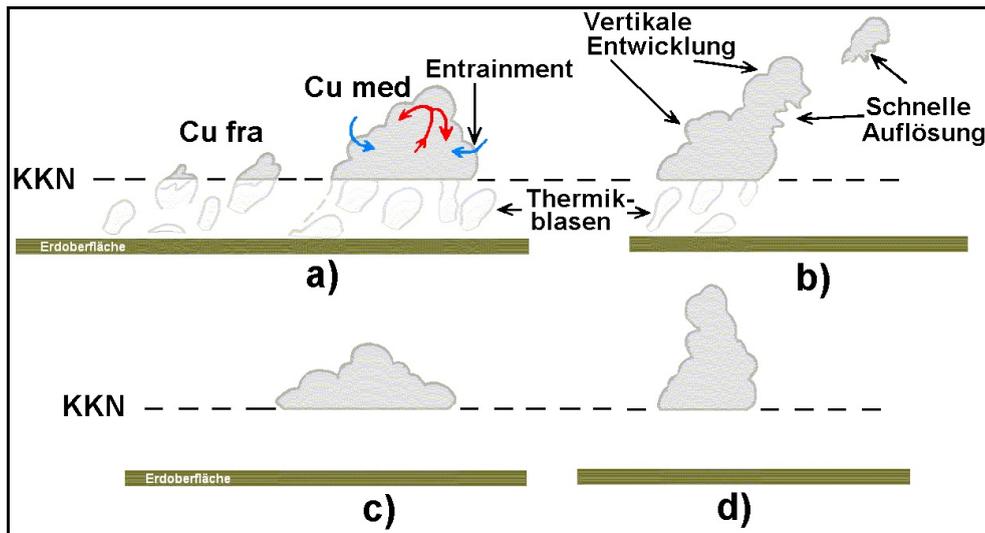
Die Lebensdauer einer Cumuluswolke beträgt etwa 5 bis 30 Minuten. Je mächtiger sie ist, desto länger bleibt sie sichtbar.

### **3.1 Wachstumsbeeinflussende Faktoren**

Der Auftrieb der Luftpakete und damit auch Größe und Gestalt der sich bildenden Quellwolke werden bestimmt durch

- die statische Stabilität ab dem Kondensationsniveau;
- das Entrainment;
- die vertikalen Windscherung;
- die Reibung zwischen der aufsteigenden Warmluftblase und der Umgebungsluft;
- die Bildung von Wasser- und Eisteilchen.

## Faktoren, die das Wachstum von Cumuluswolken beeinflussen (Abb. 10)



Quelle : [3]

- a) : Bildung von Cu, wenn Thermikblasen über das Kondensationsniveau aufsteigen
- b) : Auswirkung der vertikalen Windscherung
- c) : Cu bei schwacher Labilität oder trockener Umgebungsluft
- d) : Cu bei starker Labilität oder feuchter Umgebungsluft

### 3.1.1 Statische Stabilität ab dem Kondensationsniveau

Die Cumulusbildung beginnt, wenn die Thermikblasen es gerade geschafft haben, sich bis zur Wasserdampfsättigung adiabatisch abzukühlen, so dass eine geringfügige weitere Hebung zur Wolkenbildung führt. Diese sich dabei entwickelnden kleinen, zerrissenen Wolkenfetzen zeigen cumulusartige Formen und werden deshalb der Art "fractus" zugeordnet. Durch die Verschmelzung kleinerer gesättigter Thermikblasen, die sich unmittelbar oberhalb der Wolkenbasis vereinigen, wächst die Quellwolke dann weiter (s. Abb. 10 a)).

Als Vorankündigung von Cumuluswolken sind manchmal Dunstflecken zu erkennen, die früher "Fumulus" hießen. Die ungesättigten Thermikblasen haben in diesem Falle nur mühselig das Kondensationsniveau erreicht, so dass der beginnende Wolkenbildungsprozess soeben sichtbar geworden ist.

Die statische Stabilität und das Entrainment bestimmen die relativen Ausmaße der Wolke. Eine geringe feuchtlabile Schichtung oder ein trockenes Umfeld fördert die Ausbildung von breiten und flachen Quellwolken (s. Abb. 10 c)), während starke Labilität oder feuchte Luft die Entstehung von hohen und schmalen Quellwolken begünstigt (s. Abb. 10 d)).

Ähnliche Effekte lassen sich auch an den Rauchfahnen von Schornsteinen, Kraftwerken und Dampflokomotiven beobachten.

### 3.1.2 Entrainment

Wenn ein feuchtes Luftpaket, eine Thermikblase, beschleunigt aufsteigt, bildet sich durch die Mischung mit der Umgebungsluft eine Schleppe mit reduziertem Auftrieb aus.

Nachdem jedoch Kondensation stattgefunden hat, wird gesättigte Wolkenluft mit ungesättigter Umgebungsluft gemischt. Weil dadurch Wolkentröpfchen verdunsten und der Luft latente Wärme entzogen wird, entsteht eine kältere, dichtere Hülle um den wärmeren, mittleren Bereich des Wolkenluftpaketes. Dieser kältere Rand sinkt ab, so dass eine Art `Springbrunnen-Effekt` einsetzt, der sich auch vom Erdboden beobachten lässt, wenn sich Cumuluswolken in einer trockenen Luftschicht entfalten.

Die damit endende horizontale Ausdehnung bewirkt letztlich, dass der Durchmischungs- und Verdunstungseffekt das gesamte Volumen der Wolken thermikblase erfasst, so dass die Aufwärtsbewegung in der Höhe aufhört, in der Umgebungs- und Blasenluft die gleiche Temperatur aufweisen. Ein starkes Entrainment wirkt deshalb als aktive Wachstumsbremse auf Cumuluswolken.

Ohne Entrainment könnte man vermuten, dass alle Cu die gleichen Obergrenzen aufwiesen und ihre vertikale Entwicklung nur durch eine stabile Schicht in der Höhe begrenzt werden würde. Variationen in der Stärke des Entrainments führen daher zu unterschiedlich hohen Obergrenzen.

Eine weitere Auswirkung des Entrainments lässt sich auch an den zerfetzten Rändern von sich auflösenden Quellwolken erkennen.

### 3.1.3 Vertikale Windscherung

Wenn die Windgeschwindigkeit sich mit der Höhe ändert, werden Quellwolken während ihrer Wachstumsphase verdreht.

Nimmt die Geschwindigkeit z.B. mit der Höhe zu und ändert sich die Windrichtung nicht, dann entwickeln sich die Cu leewärts (s. Abb. 10 b)).

Dieser Prozess fördert ebenfalls das Entrainment.

### 3.1.4 Reibung

Die zwischen dem aufsteigenden Luftpaket und seiner Umgebungsluft wirkende Reibungskraft  $F_r$  befindet sich mit der Auftriebskraft  $F_A$  bald nach Beginn der Vertikalbewegung im Gleichgewichtszustand, so dass das Luftquantum nur anfänglich beschleunigt, danach aber mit konstanter Geschwindigkeit aufsteigt.

### 3.1.5 Anhäufung von Flüssigwasser

Die Umwandlung von Wasserdampf durch Kondensation in den dichteren flüssigen Aggregatzustand verursacht einen Massenzuwachs der Wolke. Dieser Effekt nimmt mit der vertikalen Entwicklung der Wolke zu und kann den Auftrieb erheblich beeinflussen.

## 3.2 Ausbreitung von Cumuluswolken

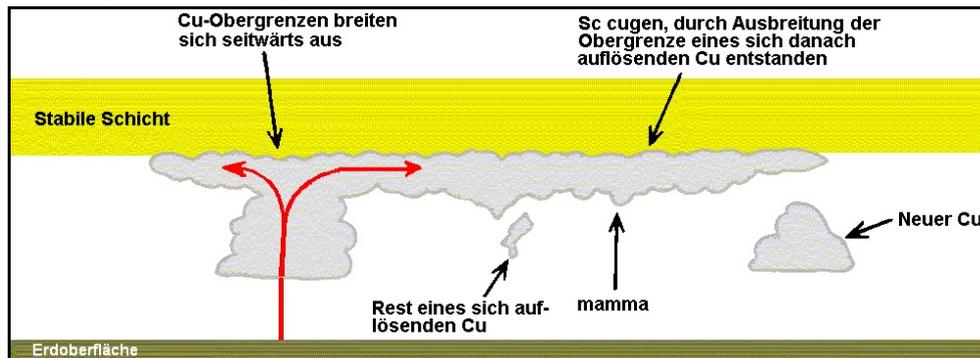
Wenn es einer Quellwolke gelingt, gerade bis zu einer stabilen Schicht vorzudringen, so ist sie meist nicht mehr in der Lage, diese zu überwinden.

Die Wolkenluftpakete sammeln sich deshalb unterhalb der stabilen Schicht und breiten sich seitwärts aus, so dass stratiforme Wolkenfelder entstehen, die als Sc oder Ac cumulonitus bezeichnet werden (s. Abb. 11) und klumpiger, sowie oft auch dicker und dunkler als normaler Sc (Ac) str erscheinen. Da diese cugen-Wolken wenig Bewegung zeigen, weil auch die Aufwindgeschwindigkeiten der Mutterwolke in diesem Bereich klein sind, lösen sie sich infolge Durchmischung nur zögernd auf; häufig lassen sich solche Wolkenflecken noch über eine Stunde nach dem Zerfall des Cumulus erkennen.

Bei Ausbreitung eines kräftigen Cu unterhalb einer stabilen Schicht können sich die Wolkenflecken zu einer ausgedehnten und beständigen Wolkenschicht verbinden, welche die Einstrahlung reduziert und weitere Cumulusbildung verhindert.

Manchmal ist der Himmel in der Frühe klar und nach der morgendlichen Quellwolkenbildung dann am Nachmittag oder auch früher stark bewölkt, da sich Sc oder Ac cugen gebildet hat (s. Abb. 11).

## Bildung von Sc cugen (Abb. 11)



Quelle : [3]

Wenn es einer Quellwolke gelingt, gerade bis zu einer stabilen Schicht vorzudringen, so ist sie meist nicht mehr in der Lage, diese zu überwinden. Die Wolkenluftpakete sammeln sich deshalb unterhalb der stabilen Schicht und breiten

sich seitwärts aus, so dass stratiforme Wolkenfelder entstehen, die als Sc oder Ac cumulogenitus bezeichnet werden (s. Abb. 11) und klumpiger, sowie oft auch dicker und dunkler als normaler Sc (Ac) str erscheinen. Da diese cugen-Wolken wenig Bewegung zeigen, weil auch die Aufwindgeschwindigkeiten der Mutterwolke in diesem Bereich klein sind, lösen sie sich infolge Durchmischung nur zögernd auf; häufig lassen sich solche Wolkenflecken noch über eine Stunde nach dem Zerfall des Cumulus erkennen.

## 4. Thermikbeeinflussende Faktoren

### 4.1 Wind

Die Stärke der Aufheizung der bodennahen Luft über einer potentiellen Thermikquelle ist von der Windgeschwindigkeit und der windgeschützten Lage der thermikbildenden Örtlichkeit abhängig.

In einem Weizenfeld z.B. kann sich an einem sonnigen Tag eine bis zu 3 °C höhere Temperatur als im Bereich der größeren Strömungsgeschwindigkeiten oberhalb der Ähren einstellen und die Tageshöchsttemperatur in Kartoffelfeldern liegt meist 1 - 5 °C über dem Maximum in ihrer unmittelbaren Umgebung.

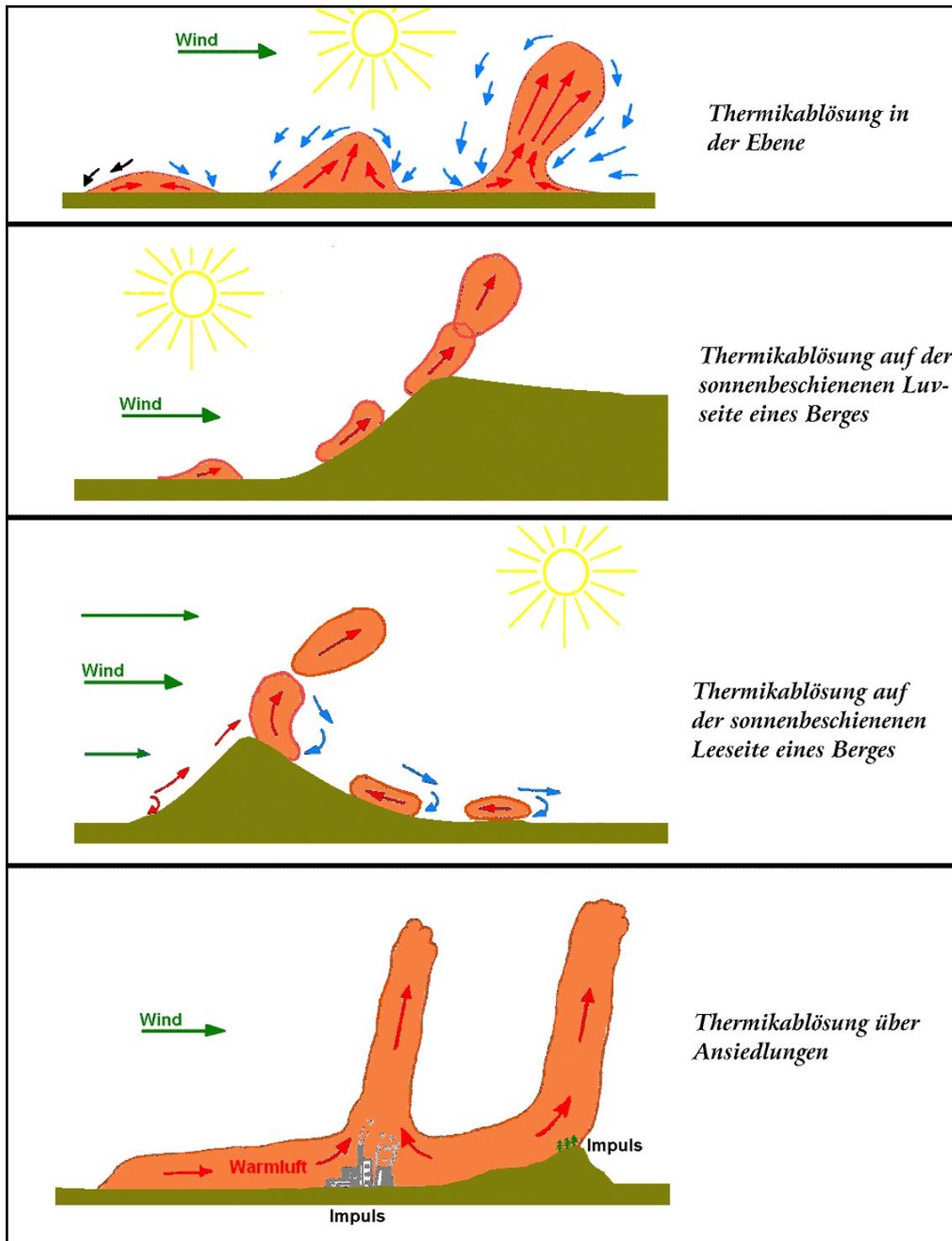
Sonnenbestrahlte Bodenareale, die sich im Windschatten befinden, sind deshalb meist aktive Thermikquellen.

Dazu zählen zum Beispiel die Leeseiten von Gebäuden, kleinere Orte und Berghänge im hügeligen Gelände.

Durch äußere Einflüsse, aber auch bei großen Temperaturunterschieden zur Umgebung löst sich die Warmluft vom Erdboden und steigt als Thermiksäule und -blase auf. Einige der häufigsten Faktoren, die den zum Ablösen der Luftpakete notwendigen Impuls liefern, sind in der Tabelle 1 aufgeführt.

### Ablösung von Thermikblasen (Abb. 12)

Quelle : [6]



Die Stärke der Aufheizung der bodennahen Luft über einer potentiellen Thermikquelle ist von der Windgeschwindigkeit und der windgeschützten Lage der thermikbildenden Örtlichkeit abhängig. Sonnenbestrahlte Bodenareale, die sich im Windschatten befinden, sind meist aktive Thermikquellen. Dazu zählen zum Beispiel die Leeseiten von Gebäuden, kleinere Orte und je nach Sonnenstand und geographischer Ausrichtung die Berghänge im hügeligen Gelände (s. Abbildung).

Durch äußere Einflüsse, aber auch bei großen Temperaturunterschieden zur Umgebung löst sich die Wärmeluft vom Erdboden und steigt als Thermiksäule oder -blase auf (s. Tab. 1).

### Thermikauslösende Faktoren (Tab. 1)

<b>Initialimpuls und Ablösung der Thermik vom Erdboden bei</b>	<b>lokal hohen Temperaturen über</b>	sehr guten Thermikquellen bei Windstille	
		Feuern	
		Industrieanlagen	
	<b>Bewegung der Luft aufgrund von</b>	Fahrzeugen	
		Industriebetrieben	
		landenden/startenden Flugzeuge	
<b>Wind</b>	schwach	Ablösung an Gebäuden, Wald, Bergkanten, Ufern, usw...	
	mäßig/stark	frühzeitige Ablösung durch Turbulenz	

#### 4.1.1 Windstille

Bei Windstille in der konvektiven Schicht formen sich Thermikblasen meist nur über einem sich schnell aufheizenden Untergrund aus und benötigen, um sich vom Erdboden zu lösen, sehr hohe Temperaturen oder einen Initialimpuls durch Autos, startende/landende Luftfahrzeuge usw...

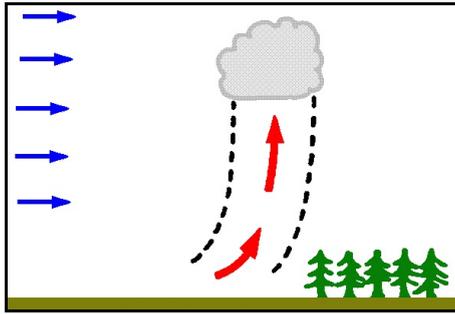
Thermikblasen bilden sich deshalb seltener, sind zeitlich und räumlich ausgedehnter als bei windigen Wetterbedingungen und sie haben infolge ihrer hohen Temperatur gegenüber der Umgebungsluft einen großen Auftrieb.

#### 4.1.2 Schwacher Wind (<10 kn)

Windgeschwindigkeiten von weniger als 10 Knoten fördern die Ausbildung von relativ umfangreichen, markant ausgeprägten und eine hohe Auftriebskraft besitzenden Thermikblasen (s. Abb. 13), die häufig an topographischen Hindernissen (Waldrändern, Gebäuden, usw...) vom Erdboden abgelöst werden.

Diese Art der Thermik ist für den Segelflug bestens geeignet.

### Thermik bei schwachem Wind (Abb. 13)



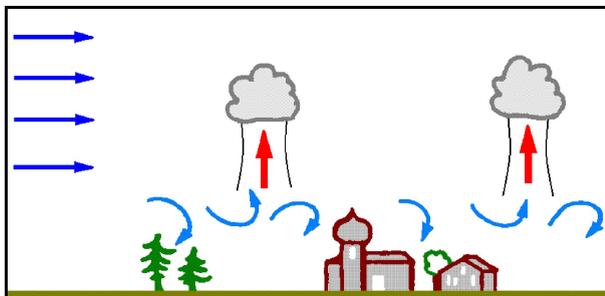
Quelle : [10]

Windgeschwindigkeiten von weniger als 10 Knoten fördern die Ausbildung von relativ umfangreichen, markant ausgeprägten und eine hohe Auftriebskraft besitzenden Thermikblasen, die häufig an topographischen Hindernissen (Waldrändern, Gebäuden, usw...) vom Erdboden abgelöst werden. Diese Art der Thermik ist für den Segelflug bestens geeignet.

### 4.1.3 Mäßiger und starker Wind (> 10 kn)

Höhere Windgeschwindigkeiten als 10 Knoten führen zu turbulenten Strömungsverhältnissen in Bodennähe, so dass die Thermik hier oft gestört bzw. zerrissen auftritt. Ab Höhen von annähernd 200 bis 500 m ü.G. besteht jedoch die Möglichkeit, dass die thermische Aktivität für den Segelflieger durchaus wieder nutzbar ist (s. Abb. 14).

### Mäßiger/starker Wind ohne vertikale Windscherung (Abb. 14)



Quelle : [10]

Bei mäßigen Windgeschwindigkeiten können sich über einheitlichem Untergrund bei vertikaler Windscherung parallel zur Strömungsrichtung die für Segelflieger günstigen Wolkenstraßen (Cumulus radiatus) entwickeln (s. 4.1.4.1).

Im Bergland muss zusätzlich zum Gradientwind der Einfluss von kleinräumigen Zirkulationen mit in Betracht gezogen werden, da z.B. der Hangaufwind die Thermik früher auslöst und sie zusätzlich verstärkt.

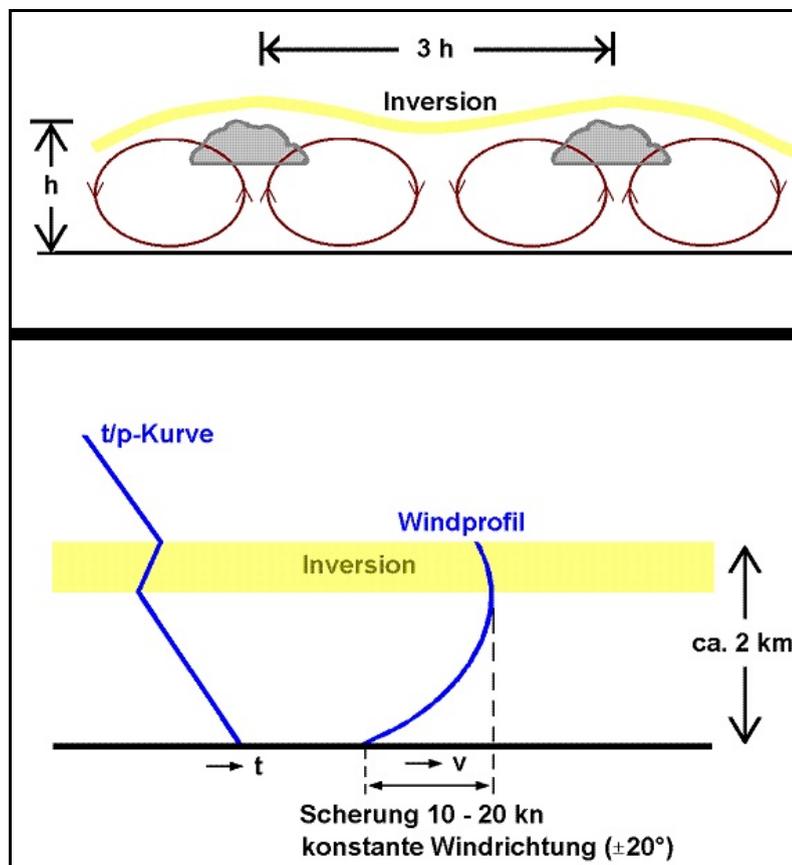
## 4.1.4 Vertikale Windscherung

Thermikblasen, die durch eine Luftschicht mit vertikaler Windscherung aufsteigen, werden verdreht, so dass Segelflieger oft nur schwer bzw. manchmal gar nicht in der Lage sind, an Höhe zu gewinnen. Unter bestimmten Voraussetzungen jedoch können sich Wolkenstraßen entwickeln und sogar die Bildung von Wellen in wolkenfreier Luft in der Nähe und oberhalb der Blau- oder Wolken thermik sind möglich, wenn die Windscherung anhält.

### 4.1.4.1 Wolkenstraßen

Die Anordnung von Cumuluswolken (Cu ra) in Reihen tritt häufiger auf und überdeckt größere Gebiete, als im allgemeinen angenommen wird. Ca. 30 % der Quellwolken sind in Linien parallel zur Windrichtung angeordnet und weisen meist eine Länge von ca. 50 km auf. Eine Ausdehnung von 800 - 1000 km und einer Breite von 400 - 500 km, - vor allem in den Passatregionen und in Finnland zu beobachten -, ist aber nicht ungewöhnlich.

#### Wolkenstraßen (Abb. 15)



Diese organisierte Konvektion entsteht durch eine walzenförmige Sekundärzirkulation, die als Grenzschichtrollen bezeichnet werden und in deren aufsteigenden Ästen Kondensation eintritt.

Wolkenstraßen bilden sich bei

- frischem Wind in Bodennähe,
- konstanter Windrichtung innerhalb der Konvektionsschicht durch Kaltluftadvektion (Rechtsdrehung in der Reibungsschicht wird durch KLA überkompensiert),
- Begrenzung der Konvektionsschicht durch eine Inversion oder stabile Schicht in 1.5 bis 2 km Höhe und
- einer Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe im mittleren und oberen Teil der Konvektionsschicht auf Werte von mindestens 20 kn.

Der Abstand zu den benachbarten Cumulusreihen entspricht etwa der 2- bis 3-maligen Dicke der Konvektionsschicht.

Die Voraussetzungen für die Bildung von Wolkenstraßen sind:

- Frischer Wind in Bodennähe,
- konstante Windrichtung innerhalb der Konvektionsschicht durch Kaltluftadvektion (Rechtsdrehung in der Reibungsschicht wird durch KLA überkompensiert),
- Begrenzung der Konvektionsschicht durch eine Inversion oder stabile Schicht in 1.5 bis 2 km Höhe und
- Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe im mittleren und oberen Teil der Konvektionsschicht auf Werte von mindestens 20 kn.

Der Abstand zu den benachbarten Cumulusreihen entspricht etwa der 2- bis 3-maligen Dicke der Konvektionsschicht.

Wolkenstraßen sind nicht nur parallel zur Richtung des Windes in der konvektiven Schicht ausgebildet, sondern folgen auch dem Isobarenverlauf, wenn sie sich in Gebieten formen, in denen eine antizyklonale oder zyklonale Stromlinienanordnung vorliegt.

Diese geordnete Form der Thermik ermöglicht es dem Piloten, längere Streckenflüge ohne kostbaren Höhenverluste durchzuführen.

#### **4.1.4.2 Thermikwellen**

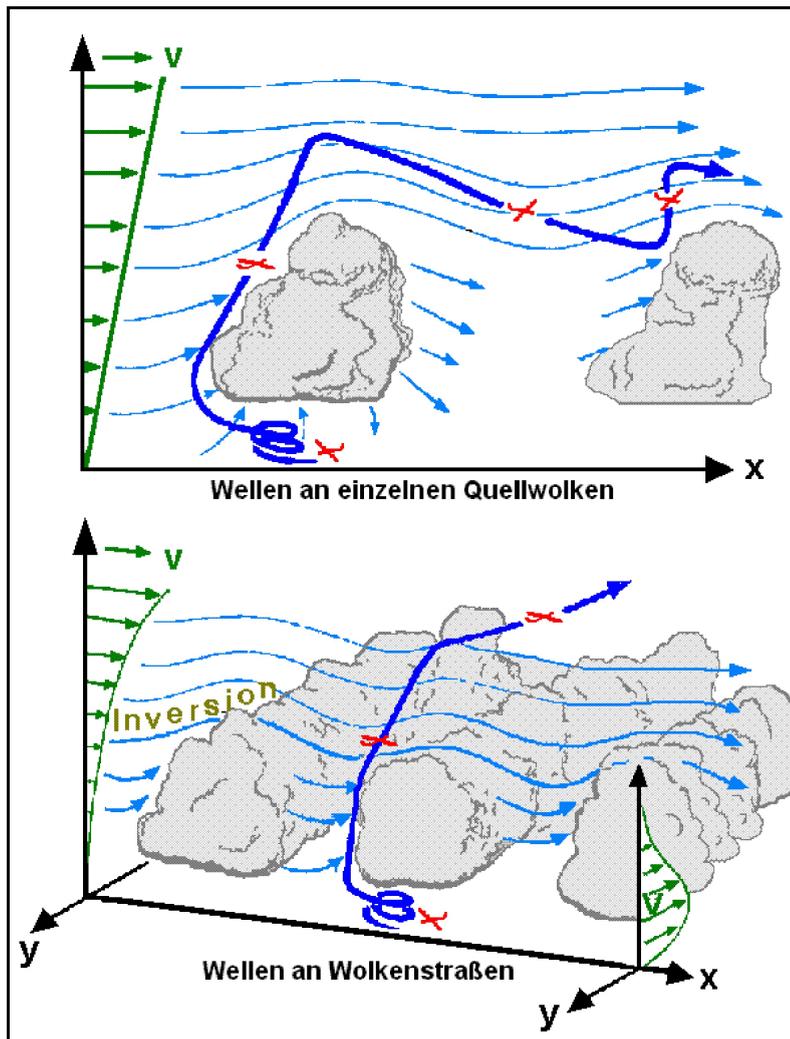
Manchmal lassen sich über dem Flachland Wellen beobachten, die mit der thermischen Konvektion eng verknüpft sind, ähnlich wie Leewellen entstehen und deshalb als Thermikwellen bezeichnet werden.

Sie können durch einzelne Quellwolken oder Cumulusstraßen initiiert werden, ihre Existenz wurde erst in den 70er Jahren entdeckt und sie treten vermutlich öfter auf, als es landläufig angenommen wird.

Auch Blauthermikstraßen können thermische Wellen auslösen, jedoch ist die Wahrscheinlichkeit des Auftretens geringer als die von Wolkenstraßen.

Thermikwellen bilden sich, wenn die sich aufwärts bewegenden Luftpakete aus Regionen mit kleinerer Windgeschwindigkeit in größere Höhen mit stärkerem Wind vordringen und aufgrund des geringeren mitgeführten Horizontalimpulses, den sie sich tieferen Schichten angeeignet haben, ein Hindernis für die obere, schneller strömende Umgebungsluft bilden.

## Thermikwellen (Abb. 16)



Quelle : [10]

### Wellen an einzelnen Cumuluswolken

v : Windgeschwindigkeit  
x : x-Achse

Die grünen Pfeile an der Ordinate (links) zeigen das Windprofil des Höhenwindes, die dünnen hellblauen Linien die Strömungsverhältnisse der Luft und die dicke dunkelblaue Kurve markiert den optimalen Flugweg des Gleiters.

### Wellen an Wolkenstraßen

v : Windgeschwindigkeit  
y : x-Achse  
x : y-Achse

Die grünen Pfeile an der Ordinate links zeigen das Windprofil des Höhenwindes und die grünen Pfeile an der Ordinate rechts unten den Wind in der Konvektionsschicht. Die dünnen hellblauen Linien sind Strömungslinien der Luft und die dicke dunkelblaue Kurve markiert den optimalen Flugweg des Gleiters.

### 4.2.4.1.2.1 Cumuluswellen

Schwache Cumuluswellen treten relativ häufig auf und diese Art der Thermikwellen entwickeln sich, wenn der Wind mit der Höhe zunimmt, die vertikale Windscherung größer als 3 kn/1000 ft ist und keine wesentliche Änderung der Windrichtung mit der Höhe vorliegt. Die Wetterlage ist dabei durch einen starken horizontalen Temperaturgradienten mit parallel verlaufenden Isothermen und Isohypsen gekennzeichnet.

### 4.2.4.1.2.2 Wolkenstraßenwellen

Wellen an Wolkenstraßen sind für den Segelflug von größerer Bedeutung als Cumuluswellen, weil sie höher reichen und in horizontal größere Bereiche überdecken.

Sie erlauben es dem Segelflieger, Streckenflüge on top durchzuführen und bilden sich (s. Abb. 16) bei

- mäßigem Wind in Bodennähe,
- einer Windgeschwindigkeit von ca. 20 kn im mittleren Teil der Konvektionsschicht und einer Windgeschwindigkeitsabnahme darüber,
- konstanter Windrichtung (Änderung  $\leq 20^\circ$ ) innerhalb der Konvektionsschicht,
- einer Begrenzung der Konvektionsschicht durch eine Inversion oder stabile Schicht in 1.5 bis 2 km Höhe,
- einer annähernd senkrechten Richtung des Windes im Vergleich zur Windrichtung der Konvektionsschicht (Warmluftadvektion oberhalb der konvektiven Schicht) und
- Zunahme der Windgeschwindigkeit oberhalb der stabilen Schicht.

## 4.2 Wärmeumsatz des Erdbodens

Der Wärmeumsatz des Erdbodens bestimmt die Thermikgüte und lässt sich aus der Beziehung für die Wärmebilanz an einer idealisierten Bodenoberfläche ableiten (s. Form 10).

### Wärmeumsatz an einer idealisierten Bodenoberfläche (Form. 10)

$$Q_E + w_B - w_F - w_L = 0$$

$Q_E$  : Strahlungsbilanz [ $W m^{-2}$ ] der Erdoberfläche  
 $w_B$  : Bodenwärmestrom [ $W m^{-2}$ ]  
 $w_F$  : Fühlbarer Wärmestrom [ $W m^{-2}$ ]  
 $w_L$  : Latenter Wärmestrom [ $W m^{-2}$ ]

*Die Wärmeströme zur Erdoberfläche hin sind mit einem positiven und die von ihr hinweggerichteten mit einem negativen Vorzeichen gekennzeichnet.*

Der fühlbare Wärmestrom  $w_F$ , die für den Segelflug entscheidende Größe, liefert die für den thermischen Streckenflug notwendige Energie und setzt sich zusammen aus dem molekularen Wärmestrom, dem turbulenten Wärmetransport und der Konvektion.

Durch den molekularen Wärmetransport erwärmt sich die dem Erdboden unmittelbar aufliegende Luftschicht, durch Turbulenz und Konvektion die höheren Bereiche.

Löst man die Gleichung für den Wärmeumsatz an einer idealisierten Bodenoberfläche nach  $w_F$  auf und ersetzt die Strahlungsbilanz  $Q_E$  durch die Globalstrahlung  $E_G$ , die Gegenstrahlung  $R_A$ , die Albedo  $A$  und die langwellige Ausstrahlung  $R_E$ , dann ergibt sich die nachstehende Formel 11.

## Wärmeumsatz an einer idealisierten Bodenoberfläche (Form. 11)

$$w_F = E_G + R_A - R_E - A + w_B - w_L$$

- $w_F$  : Fühlbarer Wärmetransport [ $\text{W m}^{-2}$ ]
- $E_G$  : Globalstrahlung [ $\text{W m}^{-2}$ ]; Summe aus direkter und diffuser Sonnenstrahlung
- $R_A$  : Terrestrische Strahlung [ $\text{W m}^{-2}$ ] der Atmosphäre; der zum Erdboden gerichtete Anteil der Emission
- $R_E$  : Strahlung [ $\text{W m}^{-2}$ ] der Erdoberfläche
- $A$  : Albedo; Verhältnis von Reflexion und einfallender Strahlung
- $w_B$  : Bodenwärmestrom [ $\text{W m}^{-2}$ ]
- $w_L$  : Latenter Wärmestrom [ $\text{W m}^{-2}$ ]

### 4.2.1 Globalstrahlung $E_G$

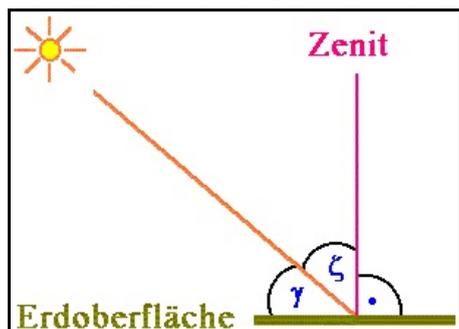
Als Globalstrahlung wird die Summe aus direkter und diffuser Sonnenstrahlung bezeichnet.

#### Globalstrahlung $E_G$ (Form. 12)

$$E_G = E_B + E_D = E_I \cos \zeta + E_D = E_I \sin \gamma + E_D$$

- $E_G$  : Globalstrahlung [ $\text{W m}^{-2}$ ]
- $E_D$  : Diffuse Sonnenstrahlung [ $\text{W m}^{-2}$ ]
- $E_I$  : Direkte Sonnenstrahlung [ $\text{W m}^{-2}$ ] auf eine senkrechte Fläche
- $E_B$  : Direkte Sonnenstrahlung [ $\text{W m}^{-2}$ ] auf eine horizontale Fläche;  $E_B = E_I \sin \zeta$
- $\zeta$  : Zenitdistanz der Sonne
- $\gamma$  : Sonnenhöhe;  $\gamma = 90 - \zeta$

#### Zenitdistanz und Sonnenhöhe (Abb. 17)



- $\zeta$  : Zenitdistanz (Zenitwinkel) [grad] der Sonne
- $\gamma$  : Sonnenhöhe;  $\gamma = 90 - \zeta$  [grad]

Je nach Bodenbeschaffenheit absorbiert die Erdoberfläche einen mehr oder minder großen Anteil der zur Verfügung stehenden Globalstrahlung, der abhängig ist

- von der Sonnenhöhe bzw. Einfallswinkel der Strahlung und
- vom spezifischen Gehalt der Luft an absorbierenden und streuenden Substanzen wie Aerosolpartikeln und Wolken.

Weil die direkte Sonnenstrahlung  $E_B$  den hauptsächlichen Anteil der Globalstrahlung  $E_G$  bei Segelflugwetterbedingungen darstellt (s. auch Tab. 2), kann der kleine Anteil der diffusen Sonnenstrahlung  $E_D$  an der Globalstrahlung vernachlässigt werden, so dass gilt:

### Bestrahlungsstärke einer horizontalen Fläche (Form. 13)

$$E_B = E_I \sin \gamma \cdot q^{m_r} \approx E_G$$

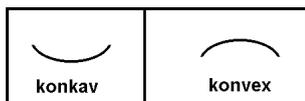
$E_G$	: Globalstrahlung [ $\text{W m}^{-2}$ ]
$E_B$	: Direkte Sonnenstrahlung [ $\text{W m}^{-2}$ ] auf eine horizontale Fläche
$E_I$	: Direkte Sonnenstrahlung [ $\text{W m}^{-2}$ ] auf eine senkrechte Fläche
$q$	: Atmosphärisches Transmissionsvermögen für den Zenitweg der Strahlung
$m_r$	: Optische Weglänge, d.h. das Verhältnis des tatsächlichen zum zenitalen Weg des Strahls
$\gamma$	: Sonnenhöhe; $\gamma = 90 - \zeta$ [grad]

Der Faktor  $q^{m_r}$  enthält die Wirkung der Rayleigh- und Aerosolstreuung, der Aerosol- und selektiven Gasabsorption und ist deshalb sehr stark vom Wasserdampf- und Aerosolgehalt bzw. der Trübung der Luft abhängig.

## 4.2.1.1 Einfallswinkel der direkten Strahlung

Schwankungen des Einfallswinkels der direkten Strahlung ergeben sich in unseren geographischen Breiten durch jahres- und tageszeitliche Änderungen der Sonnenhöhe und der unterschiedlichen Oberflächengestalt der Erde, die sich aus konkaven und konvexen Landschaftsformen - Täler und Hügel - zusammensetzt.

### Konkave und konvexe Krümmung (Abb. 18)



Die jahres- und tageszeitlichen Änderungen der Sonnenhöhe und ihr Einfluss auf die Globalstrahlung bestimmen die Segelflugsaison und die tägliche Dauer des thermischen Segelfluges. Im Flachland umfasst die Segelflugsaison die Monate Mai bis September, und die fliegbare Thermik beginnt ca. zum Zeitpunkt der Auflösung der Bodeninversion und endet etwa 2 h vor Sonnenuntergang (s. 4.3).

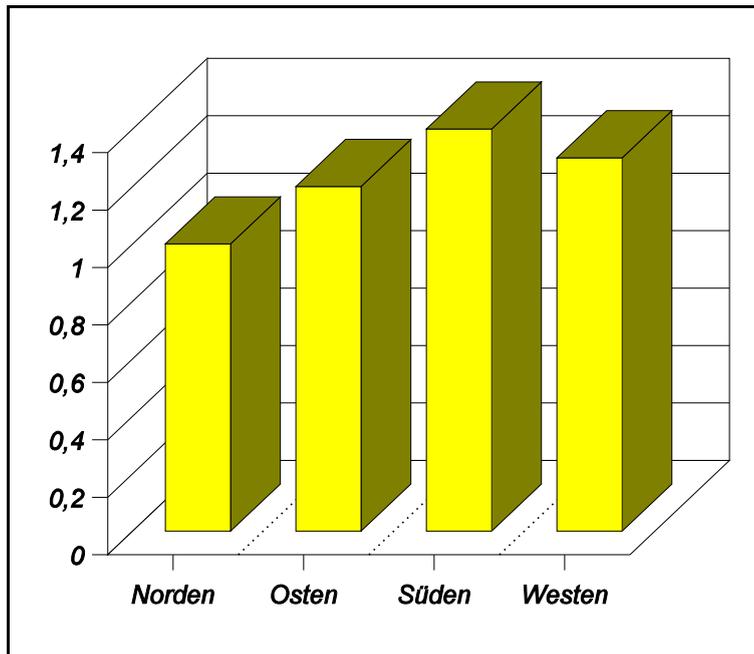
Die Orographie beeinflusst die Thermikstärke. Bei ähnlichem Untergrund (Bodenart, -feuchte, Bewuchs, ...) ist die thermische Aktivität über hügeligem Gelände größer als über der Ebene.

Günstig exponierte Hügel- und Bergflanken werden nicht nur intensiver bestrahlt, sondern die Thermik wird auch durch Hangaufwinde oder erzwungene Hebung früher ausgelöst (s. auch 4.4).

Die Ausrichtung einer geneigten Fläche nach der Himmelsrichtung bestimmt deshalb den Betrag und Zeitpunkt des Tagesmaximums der Lufttemperatur.

Im Jahresmittel sind S-, SW- und W-Hänge am wärmsten und im Sommer wird nicht der S-, sondern der SW-Hang am stärksten aufgeheizt (s. auch 4.4.2.1).

### Hangausrichtung und Erwärmungsfaktor (Abb. 19)



Bewertungen für die Streichrichtung und Faktor der Erwärmung von Hanglagen (nach Shulgen 1965)

*Nach Shulgen erwärmen sich östlich orientierte Berghänge um den Faktor 1,2, westliche um 1,3 und Südhänge um 1,4 stärker als Nordhänge.*

Bei konkaver Erdoberflächengestalt (Tallage) kann außerdem noch Schattenwurf auftreten, so dass in dieser Gegend mit geringeren Temperaturen gerechnet werden muss als bei konvexen Formen.

Bei Tälern spielt daher die Beschaffenheit des Untergrundes eine größere Rolle.

Ein konkaves Tal ist deshalb um den Faktor 0.9 - 0.7 kühler als ein ebenes Gebiet und ein Höhenrücken um den Faktor 1.1 wärmer.

Zusätzlich wird im hügeligen Gelände in höheren Lagen eine geringere Bestrahlung zur Auslösung der Thermik benötigt, da durch das nächtliche Abfließen der bodennahen Kaltluftschicht weniger Energie für das Auflösen von Bodeninversionen aufgebracht werden muss.

### 4.2.1.2 Absorbierende und streuende Substanzen

Der direkte Strahlungsanteil der Globalstrahlung ist für die starke Aufheizung des Erdbodens verantwortlich. Wird die direkte Strahlung aufgrund eines langen Strahlungsweges durch die Atmosphäre bei tiefem Sonnenstand und/oder durch absorbierende und streuende Substanzen in der Luft geschwächt, so ist auch die thermische Aktivität dementsprechend geringer.

#### Schwächung der solaren Strahlung durch streuende und absorbierende atmosphärische Substanzen (Tab. 2)

Typische regionale Gegenden	Strahlungsart und Sonnenhöhe								
	Direkte Sonnenstrahlung $E_B$			Diffuse Sonnenstrahlung $E_D$			Globalstrahlung $E_G$		
	10°	30°	60°	10°	30°	60°	10°	30°	60°
Industriegebiet	15	40	58	25	19	14	40	59	71
Großstadt	24	52	66	23	16	11	47	68	77
Flachland	35	62	75	21	12	8	56	74	82
Hochgebirge	49	72	82	16	9	5	65	81	87

Quelle : [1]

Die Globalstrahlung und ihre beiden Komponenten, die direkte und diffuse Sonnenstrahlung, werden in Prozent von der extraterrestrischen Strahlung - der solaren Strahlung, die an der Obergrenze der Atmosphäre auf eine horizontale Fläche auftrifft - für typische regionale Gegenden angegeben, in denen die Anzahl der streuenden und absorbierenden Substanzen markant voneinander abweichen.

Die Tabelle 2 nach R. Schulze zeigt die Abhängigkeit der Globalstrahlung von der Länge des Strahlungsweges durch die Atmosphäre und dem Gehalt der Luft an absorbierenden und streuenden Substanzen. Je kleiner die Weglänge bzw. je geringer die Trübung der Atmosphäre ist, desto größer fällt der Anteil der direkten Strahlung an der Globalstrahlung aus.

Dunst, Staub und Industriesmog vermögen sogar vor allen Dingen vormittags die Konvektion völlig zu unterdrücken. Die Emissionen der Industrie von Ludwigshafen können z.B. die Thermik bei schwachwindigen Hochdrucklagen oft in einem Umkreis von mehr als 20 km zerstören.

### 4.2.1.3 Bewölkung

Wolken reflektieren die Globalstrahlung diffus, absorbieren sie und übertragen sie auch durch diffuse Reflexion zwischen den Wolkenelementen zur Erdoberfläche.

Die Stärke der diffusen Reflexion und der Absorption ist abhängig von der Einfallsrichtung der direkten Strahlung, dem Bedeckungsgrad der Wolken, ihrer Gattung, ihrer Oberflächenbeschaffenheit und ihrer Dicke und Dichte. Ein Teil der diffus reflektierten Strahlung wird in den Weltraum abgegeben, der Rest gelangt durch diffuse Transmission zur Erdoberfläche.

Das Verhältnis von der diffusen Wolkenreflexion zur Globalstrahlung wird als Wolkenalbedo bezeichnet.

**Mittlere Wolkenalbedo verschiedener -gattungen (Tab. 3)**

Wolkengattung		Mittlere Wolkenalbedo
Schönwetter-Cu über Land (Cu hum/med)		29 %
Cs über Land		32 %
St	100 m dick	40 %
	200 m dick	50 %
	300 m dick	60 %
	500 m dick	70 - 75 %
As		40 - 70 %
Sc über See		60 %
6/8 Sc oder Sc/Cu über Land		70 %
dichter Cs mit tieferen Niederschlagswolken		74 %
Cb	klein, Obergrenze ≤ 6 km	86 %
	ausgedehnt und mächtig	92 %

*Die Wolkenalbedo ist am geringsten bei Cu hum/med und hat den größten Wert bei mächtigen Cb.*

**Wolkenalbedo**  
Verhältnis von diffusen Wolkenreflexion zur Globalstrahlung

Der Anteil der solaren Strahlung, der von Wolken absorbiert wird, ist nur gering und liegt bei den dichtesten Wolken in der Größenordnung von 7 - 8 % .

Statistische Untersuchungen von Segelfluggewettbewerben durch den Franzosen R. Vaillant ergaben, dass bei Sc-, Ac-, Ci- oder Cs-Bewölkung mit einem Bedeckungsgrad von weniger als 4/8 keine Behinderungen auftraten, da die Piloten das Abschirmungsgebiet umfliegen oder es so schnell als möglich durchqueren, sofern es nicht zu ausgedehnt ist.

Bei einem Bedeckungsgrad von 5/8 oder mehr wird die Thermik - je nach vorherrschender Wolkengattung - mehr oder weniger abgeschwächt bzw. sogar völlig unterdrückt. Dementsprechend gering sind dann auch die Steiggeschwindigkeiten von Segelflugzeugen (s. Tab. 4).

**Bedeckungsgrad und mittlere Steigwerte von Segelflugzeugen (Tab. 4)**

Bedeckungsgrad	Wolkengattung und mittlere Steigwerte		
	Sc	Ac, As	Ci, Cs
5/8	1.6	≤ 1.0 m s <sup>-1</sup>	≤ 1.5 m s <sup>-1</sup>
6/8	1.2		
7/8	0.7		≤ 1.0 m s <sup>-1</sup>
8/8	0.2		

Quelle : [4]

**4.2.2 Albedo der Erdoberfläche**

Die Erde absorbiert - je nach Bodenbeschaffenheit (Bodenart, -feuchte, Bewuchs) - einen mehr oder minder großen Anteil der einfallenden Globalstrahlung.

**Albedo verschiedener Bodenarten (Tab. 5)**

Bodenbeschaffenheit		Albedo (%)	Absorption (%)
Wasser	Sonnenhöhe 90°	3 - 6	97 - 94
	Sonnenhöhe 50°	7 - 10	93 - 90
	Sonnenhöhe um 20°	20 - 25	80 - 75
Schnee	frisch	75 - 95	25 - 5
	alt	40 - 70	60 - 30
Sand	trocken	35 - 45	65 - 55
	nass	20 - 30	80 - 70
schwarze Erde		5 - 15	95 - 85
graue Tonböden	feucht	10 - 20	90 - 80
	trocken	20 - 35	80 - 65
Grasfläche		10 - 20	90 - 80
Getreidefeld		15 - 25	85 - 75
Laubwald		10 - 20	90 - 80
Nadelwald		5 - 15	95 - 85
Tundra	schneefrei	15 - 20	85 - 80
	schneebedeckt	um 80	um 20
Savanne		15 - 20	85 - 80
Wüste		25 - 30	75 - 70
Betondecke		17 - 27	83 - 73
Asphaltdecke		5 - 10	95 - 90

Quelle : [1]

*Frisch gefallener Schnee besitzt eine Albedo von bis zu 95 %, so dass über der weissen Pracht praktisch keine Thermik vorhanden sein kann.*

*Die Thermik über schwarzer Erde dagegen ist bei optimalen Bedingungen ausgezeichnet, weil das Rückstrahlvermögen dieses Bodens maximal 15 % beträgt.*

**Albedo**  
Verhältnis von Reflexion zur Globalstrahlung

Der nicht vom Boden absorbierte Teil wird von der Erdoberfläche durch diffuse Reflexion in Richtung Atmosphäre zurückgeworfen. Der Quotient, der sich dabei aus der gesamten reflektierten Strahlung und der Globalstrahlung ergibt, heißt Albedo. Eine kleine Albedo bedeutet ein hohes Absorptionsvermögen der Erdoberfläche, so dass in diesem Fall seine Aufheizung stark sein kann. Die Albedo von Asphalt sowie schwarzer Erde ist besonders groß und die von frisch gefallenem Schnee ist z.B. sehr klein (s. Tab. 5).

### 4.2.3 Gegenstrahlung $R_A$ und Strahlung der Erdoberfläche $R_E$

Unter dem Begriff Gegenstrahlung versteht man die langwellige Strahlung der Atmosphäre, die entsprechend der Temperatur ihrer einzelnen Luftschichten selektiv, d.h. nur bei ganz bestimmten Wellenlängen emittiert.

Auch die Erde strahlt - in Abhängigkeit von ihrer Temperatur - im langwelligen Bereich, mit einem Energiemaximum bei einer Wellenlänge von etwa 10000 nm, aus. Für den Segelflug jedoch sind diese beiden Faktoren ohne Belang.

### 4.2.4 Bodenwärmestrom $w_B$

Der Bodenwärmestrom erlaubt eine Aussage über die Wärmespeicherung des Bodens, da ein Teil der absorbierten Strahlungsenergie durch Wärmeleitung in tiefere Erdbodenschichten geleitet wird und nur ein Teil zur Aufheizung der Oberflächenschicht verbleibt.

Ein Maß für die thermischen Eigenschaften verschiedener Böden- oder Gesteinsarten sind ihre spezifische Wärmekapazität und Wärmeleitfähigkeit (s. Tab. 6).

**Spezifische Wärmekapazität  $[J\ kg^{-1}\ K^{-1}]$**  : Wärmemenge  $Q$ , die benötigt wird, um die Temperatur eines Körpers mit der Masse von 1 kg um 1 K zu erhöhen.

**Wärmeleitfähigkeit  $[J\ m^{-1}\ s^{-1}\ K^{-1}]$**  : Energie, die in der Zeiteinheit einen Würfel mit einem Volumen von  $1\ m^3$  durchströmt, wenn die Temperaturdifferenz zwischen zwei entgegengesetzten Seiten 1 K beträgt. Die Wärmeleitfähigkeit ist der Stärke des Wärmestromes in einem Medium proportional.

Ist die Albedo der Erdoberfläche klein und sind spezifische Wärmekapazität und Wärmeleitfähigkeit gering, so heizt sich die oberste Bodenschicht schnell auf.

**Spezifische Wärmekapazität und -leitfähigkeit von Stoffen (Tab. 6)**

Quelle : [4]

Bodenart	Spezifische Wärmekapazität [J kg <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> ]	Wärmeleitfähigkeit [J m <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> ]
Zement	879	1.63
Granit	837	4.61
Basalt	795	1.73
Ton	879	1.28
Sand	trocken	873
	nass	1256
Moor	trocken	1842
	nass	3349
Wasser	4187	0.57
organische Substanzen	2500	0.25
Luft	1.3	0.02

Wie bereits aus dem thermischen Verhalten verschiedener Bodenarten zu ersehen ist, steigen Wärmeleitfähigkeit und spezifische Wärmekapazität mit dem Wassergehalt des Erdbodens.

Gestein enthält kein Wasser, so dass über nacktem Fels trotz der hohen Wärmeleitfähigkeit die thermische Aktivität groß ist. Die hohe Leitfähigkeit bewirkt außerdem, dass die Thermik über diesem Untergrund zum Abend hin länger anhalten kann.

Aber nicht nur der Wassergehalt, sondern auch der Anteil der Luft im Erdboden spielt eine wichtige Rolle, da die Wärmeleitfähigkeit der Luft um den Faktor 20 unter der des Wassers liegt. Je größer also der Luft- und je geringer der Wasseranteil des Bodens, desto kleiner ist die Wärmeleitfähigkeit und damit um so stärker die Aufheizung der obersten Bodenschicht.

Pflanzen sind in der Regel schlechte Wärmeleiter. Während ihrer Entwicklung schwankt ihr Wasserhaushalt und mit ihm ihre Wärmeleitfähigkeit. Grüne Vegetation weist eine mäßig große Wärmeleitfähigkeit, abgestorbene Vegetation eine extrem kleine auf.

Die Transpiration grüner Pflanzen ist beträchtlich. Ein großer Laubbaum z.B. verdunstet bis zu 300 kg Wasser pro Tag und über feuchtem Untergrund ist die Transpiration der Pflanzen im allgemeinen größer als über trockenen Böden.

Je weniger transpirierende Blätter ein Pflanzenbestand hat, desto besser ist die Thermik ausgeprägt. Nadelwald ist gegenüber Laubforst aus diesem Grunde thermisch ergiebiger, Heidelandschaft vorteilhafter als Wald usw... .

Der hohe Wasseranteil einer frisch gemähten Wiese z.B. erfordert eine Große Wärmemenge zur Verdunstung.

Ist aber das abgeschnittene Gras verdorrt, bildet es eine wärmeisolierende Schicht und damit auch eine Verdunstungssperre, so dass Heu zu einer Thermikquelle werden kann. Auch Laub wirkt wärmedämmend und verdunstungshemmend.

Auf der anderen Seite neigen dichte Getreidefelder und bewaldete Gebiete dazu, die Wärme länger zu speichern und sie abends freizugeben, wenn sich der unbewachsene Boden bereits abgekühlt hat.

Wie unterschiedlich sich die bodennahe Luftschicht über verschiedenem Untergrund aufheizen kann, zeigen Temperaturmessungen, die in 2 - 5 cm bis 2 m Höhe über dem Erdboden am 23.05.1973 um 12.00 UTC in Butzweilerhof (EDCU) stattfanden.

### Temperatur und unterschiedlicher Untergrund (Tab. 7)

Art des Untergrundes	Temperatur	
		gemessen in
Sumpfböden, kleine Wälder	13.0 °C	2 - 5 cm agl
Grasflächen	18.1 °C	
trockener Sand	23.8 °C	
Landebahn (Beton, 1 m Höhe)	28.7 °C	1 m agl
Lufttemperatur	18.0 °C	2 m agl

Quelle : [4]

*Die Temperaturgegensätze sind zum Teil beträchtlich. Sumpfböden und kleine Wälder zeigen im Vergleich zur Lufttemperatur von 18.0 °C einen um 5 °C geringeren, die Landebahn einen um 10.7 °C höheren Wert.*

Wie aus der Tabelle 7 zu ersehen ist, sind die Temperaturgegensätze zum Teil beträchtlich. Sumpfböden und kleine Wälder zeigen im Vergleich zur Lufttemperatur von 18.0 °C einen um 5 °C geringeren, die Landebahn einen um 10.7 °C höheren Wert.

### 4.2.5 Latenter Wärmetransport $w_L$

Ist der Erdboden feucht, wird latente Wärme zur Verdunstung des Wassers benötigt. Weil Wasser eine hohe latente Wärmemenge aufweist, fällt so der Temperaturanstieg weitaus geringer aus, als man es aufgrund der Einstrahlung zu erwarten wäre.

**Latente Wärme** : Wärmemenge  $Q$ , die bei konstanter Temperatur und konstantem Druck für einen Aggregatzustandswechsel des Wassers benötigt bzw. dabei freigesetzt wird.

### Latente Wärmemenge L (Form. 14)

$$L = 2501 - 2.33 \cdot t \quad [\text{kJ kg}^{-1}]$$

L : Latente Wärmemenge Q [kJ kg<sup>-1</sup>] für Verdunstung/Kondensation bei 1013.25 hPa

t : Temperatur [°C]

Quelle : [12,13]

Die Bodenfeuchte beeinflusst den Strom fühlbarer Wärme damit nicht nur über die Veränderung der Wärmeleitfähigkeit, sondern auch unmittelbar über die Verdunstung.

Nach Berenji (1967) werden etwa 30 % der durch Einstrahlung gewonnenen Wärme zur Verdunstung benötigt. Je geringer also die Bodenfeuchte ist, desto kleiner ist die benötigte latente Wärmemenge, so dass mehr Energie für die Aufheizung der obersten Erdbodenschicht zur Verfügung steht.

Fallen nachts verbreitet Niederschläge, wird sich die Thermik später als über trockenem Untergrund entwickeln. Treten tagsüber starke Schauer und Gewitter auf, benötigt der nasse Erdboden einen längeren Zeitraum, bis sich die Thermik erneut wieder einstellt. Diese Aussage verifizierte Manfred Kreipl durch statistische Untersuchungen. Er zeigte auf, dass der Folgetag eines Niederschlagstages mit einer Regenmenge ab 5 mm für den thermischen Segelflug ungeeignet ist. Aus diesem Grunde sollten mäßige bis gute Segelflugverhältnisse nur dann vorhergesagt werden, wenn nachts kein Niederschlag auftrat und es am Vortag nicht oder höchstens örtlich geregnet hat.

## 4.3 Dauer der Thermik

Die für den Segelflieger nutzbare Thermik beginnt, wenn sich ein trockenadiabatischer Temperaturgradient vom Erdboden bis zu einer Höhe von etwa 600 m ü.G. (2000 ft agl) eingestellt bzw. sich die Bodeninversion, falls ihre Obergrenze höher liegt, aufgelöst hat. Die thermischen Aufwinde sind zu diesem Zeitpunkt gerade kräftig genug, um ein Segelflugzeug nach dem Schlepp- oder Windenstart in der Luft zu halten.

Die Thermik endet normalerweise dann, wenn die Temperatur der Erdoberfläche wieder abzusinken beginnt. Dieser Vorgang findet aufgrund der von Ort zu Ort differierenden topographischen Verhältnisse und Bodenbeschaffenheiten zu unterschiedlichen Zeiten statt und lässt sich deshalb nur näherungsweise vorhersagen.

Erfahrungswerte bestätigen jedoch, dass die Thermik in Mitteleuropa bei einer advektionsfreien Wetterlage etwa bis 2 h vor Sonnenuntergang andauert.

Vier Hauptfaktoren beeinflussen die Dauer der abendlichen thermischen Aktivität, die Wärmemenge zur Aufrechterhaltung des trockenadiabatischen Temperaturgradienten in einer für den Segelflug ausreichend dicken bodennahen Luftschicht, die Topographie und Vegetation und der atmosphärische Dunst :

– **Input an Wärme**

Ist der Erdboden während des Tages gut aufgeheizt worden, so dass er damit genügend Wärme gespeichert hat, so besteht bei hochreichender Kaltluftadvektion (relativ häufig in den Monaten Mai und Juni) die Möglichkeit, dass die für Segelflieger nutz-bare Thermik weitaus länger anhält als generell üblich.

Bei Kaltluftadvektion ist die Wärmemenge, die zur Aufrechterhaltung des trockenadiabatischen Temperaturgradienten in der bodennahen Luftschicht benötigt wird, klein, so dass die Thermik erst kurz nach Sonnenuntergang endet.

In extremen Fällen können sogar unter aktiven Cumuluswolken Thermikschläuche bis zu mehr als einer Stunde nach Sonnenuntergang angetroffen werden.

– **Topographische Effekte**

Über günstig exponierten Berghängen, die nachmittags und abends von der Sonne noch beschienen werden, hält die Thermik wesentlich länger als im Flachland an.

– **Einflüsse der Vegetation**

Freie Felder kühlen sich bei tief stehender Sonne schnell ab, Wälder und Städte dagegen besitzen ein großes Wärmespeichungsvermögen. Schwache Thermik in Bodennähe ist daher häufig über Wäldern und Städten noch mehr als eine Stunde nach dem Ende der thermischen Aktivität über freiem Gelände beobachtet worden.

– **Atmosphärischer Dunst**

Dunstschichten an Inversionen reduzieren die Einstrahlung, so dass die Thermik früher endet als an klaren Tagen.

## 4.4 Thermik im Gebirge

### 4.4.1 Merkmale der Thermik

Die thermischen Unterschiede in der Aufheizung des Erdbodens, die sich im Flachland bei wolkenarmen Strahlungswetter über verschiedenartigem Untergrund ausbilden, treten in und in der Nähe von Gebirgen bedeutend stärker in Erscheinung.

Ein Gebirgsmassiv lässt sich tagsüber als Wärmequelle gegenüber der umgebenden Niederung auffassen, da seine Oberfläche größer ist, es weiter in die Atmosphäre eindringt, so dass der Luftfilter kleiner wird, und außerdem auch noch die im Hochland stattfindende intensivere Durchmischung eine raschere vertikale Verteilung der Wärme bewirkt.

Die Richtung und Stärke der Hangneigung, die Zerklüftung der Oberfläche, das oft dichte Nebeneinander von Sonnen- und Schattenhängen und der vielfältige Untergrund bedingen große Unterschiede der Oberflächenerwärmung auf engstem Raum.

Die dadurch starken horizontalen Dichtegegensätze der dem Gelände aufliegenden Luftschicht führen zu Vertikalbewegungen. Die erwärmte, leichtere Luft setzt sich nach oben in Bewegung, während die kältere, dichtere abwärts in Richtung der aufwärts strebenden wärmeren Luft strömt.

Die Thermik im Gebirge unterscheidet sich deshalb beträchtlich von der thermischen Aktivität in der Ebene und wird geprägt von

- der Neigung der Berghänge,
- den Besonderheiten von hochgelegenen Thermikquellen,
- den Feuchtequellen im Gebirge,
- den Strahlungsverhältnissen und
- dem reduzierten Luftvolumen.

Vergleicht man bei ähnlichen Wetterbedingungen die thermischen Gegebenheiten im Berg- und Flachland, so gilt, dass die Thermik im Gebirge meist

- stärker ist,
- aus engeren Aufwindschläuchen besteht,
- häufiger und regelmäßiger auftritt,
- morgens früher beginnt und abends länger anhält.

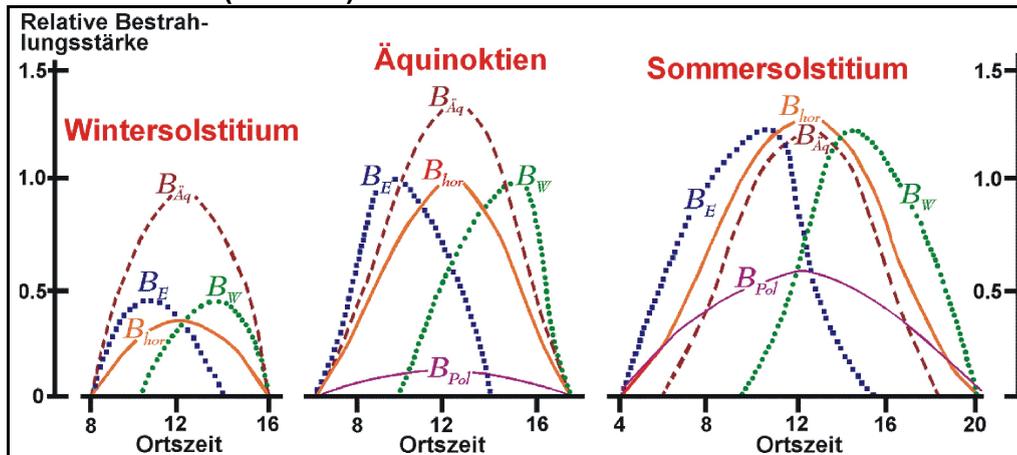
Der Neigungswinkel und die Orientierung der Berghänge, die Art und Beschaffenheit des Untergrundes und der Wind bestimmen dabei maßgeblich die Größe der Abweichung.

## **4.4.2 Thermikbeeinflussende Faktoren**

### **4.4.2.1 Neigung der Berghänge**

Bergflanken, die der Sonne zugeneigt sind, erhalten einen wesentlich höheren Anteil an verfügbarer Sonnenstrahlung als ebenes Gelände oder solche Hänge, die in andere Richtungen orientiert sind. Ausgenommen hier von ist die kurze Zeitspanne, in der die Sonne sehr hoch steht.

## Relative Bestrahlungsstärke über ebenen/geneigten Flächen in der geographischen Breite von 40° (Abb. 20)



Der Einfluss der Hangneigung ist äußerst effektiv. Zu den Zeiten der Äquinoktien erhält z.B. ein ostwärts ausgerichteter Hang um 08.00 sowie ein westwärts orientierter Hang um 16.00 Ortszeit die gleiche Strahlungsmenge wie eine horizontale Fläche gegen Mittag.

**Äquinoktien** ☽ tag und Nachtgleichen; um den 21.3. und 23.9. des Jahres

**Solstitien** ☀ onnenwenden; um den 21.6. und 21.12. des Jahres

$B_{hor}$  : Relative Bestrahlungsstärke einer horizontalen Fläche;  $B_{hor} = 1.0$  um 12 Ortszeit (Äquinoktien)

$B_E$  : Relative Bestrahlungsstärke eines Ost-Berghanges mit einer Neigung von 45°

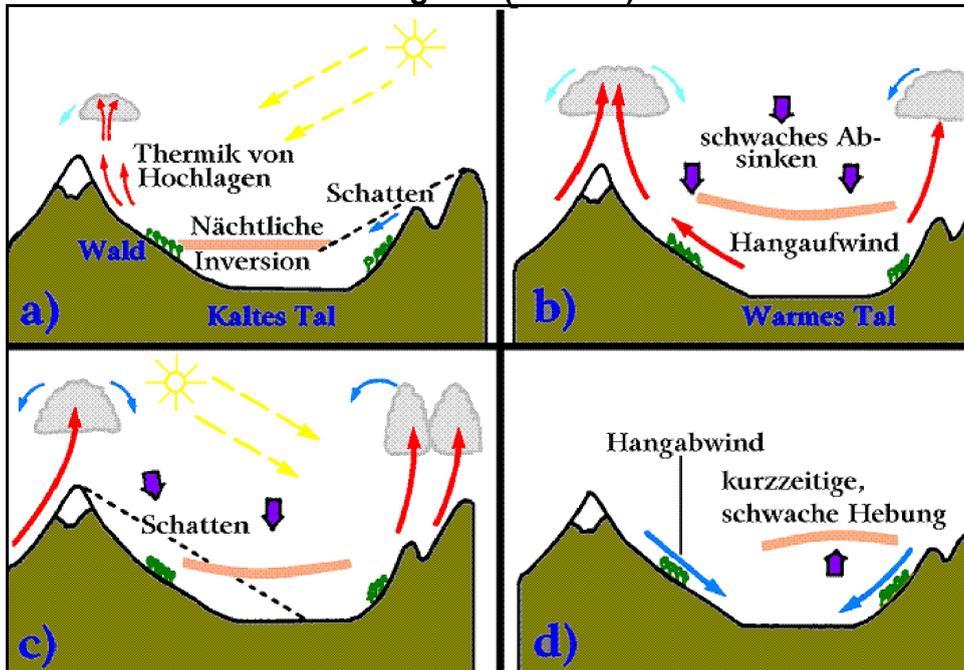
$B_W$  : Relative Bestrahlungsstärke eines West-Berghanges mit einer Neigung von 45°

$B_{Aq}$  : Relative Bestrahlungsstärke eines äquatorseitigen Berghanges mit einer Neigung von 45°

$B_{pol}$  : Relative Bestrahlungsstärke eines polseitigen Berghanges mit einer Neigung von 45°

## Thermische Aktivität im Bergland (Abb. 21)

Quelle : [10]



### a) Morgens

Die Thermik beginnt an den sonnenbeschienenen Hängen, während das Tal noch im Schatten liegt.

### b) Mittags

Thermik ist an beiden Hängen des Tals anzutreffen und die hangaufwärts gerichtete Strömung bewirkt ein schwaches kompensierendes Absinken in der Talmitte.

### c) Nachmittags

Thermik tritt an den Hängen auf, die morgens im Schatten lagen und gegen Sonnenuntergang ist sie nur noch an westlich orientierten Berghänge zu finden.

### d) Abends

Die Strahlungsabkühlung führt zu Hangabwinden, so dass daraus schwache Hebungsvorgänge über dem Tal resultieren. Diese Aufwärtsbewegung der Luft, die ein Steigen von bis zu  $0.5 \text{ m s}^{-1}$  auslösen kann, ist nicht auf die Talmitte konzentriert, sondern findet in der Nähe des Hanges statt, der als letzter Einstrahlung aufwies.

Der Einfluss der Hangneigung ist äußerst effektiv. Wie die Grafik 20 zeigt, erhält zu den Zeiten der Äquinoktien ein ostwärts ausgerichteter Hang um 08.00 sowie ein westwärts orientierter Hang um 16.00 Ortszeit die gleiche Strahlungsmenge wie eine horizontale Fläche gegen Mittag.

Aus diesem Grunde beschränkt sich die Thermikentwicklung hauptsächlich auf die der Sonne zugewandten Berghänge (s. auch Abb. 21).

Diesen Zusammenhang verdeutlicht die schematisierte Abbildung 21, die den zeitlichen Verlauf der thermischen Gebirgszirkulation in einem kleinen Tal vereinfacht darstellt. Morgens entfaltet sich die thermische Aktivität an den sonnenbeschienenen Hängen, während sich das Tal noch in der Dämmerungsphase befindet und an der schattigen, gegenüber liegenden Bergflanke weiterhin der Hangabwind dominiert.

Mittags ist Thermik an beiden Hängen des Tals anzutreffen und die hangaufwärts gerichteten Luftströmungen verursachen eine talmittige Bodendivergenz, die ein geringfügiges kompensierendes Absinken bewirkt.

Nachmittags tritt Thermik an den Hängen auf, die sich morgens im Schatten befanden und gegen Sonnenuntergang beschränkt sich die thermische Aktivität auf die westlich orientierten, noch angestrahlten Berghänge.

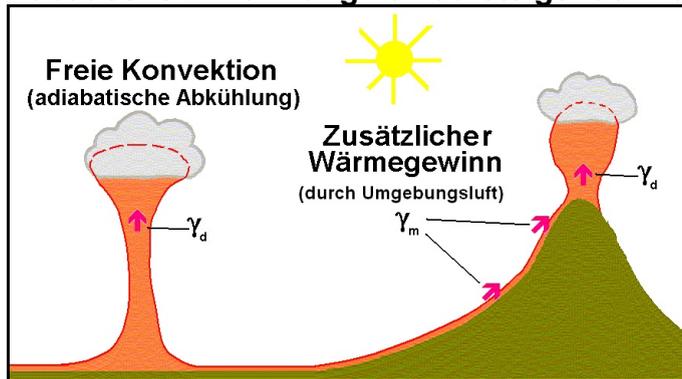
Abends führt die Strahlungsabkühlung der schon längere Zeit im Schatten gelegenen Bergflanken zu Hangabwinden und einer Bodenkonvergenz, so dass daraus schwache Hebungsvorgänge über dem Tal resultieren. Diese Aufwärtsbewegung der Luft, die ein Steigen von bis zu  $0.5 \text{ m s}^{-1}$  auslösen kann, ist nicht auf die Talmitte konzentriert, sondern findet in der Nähe des Hanges statt, der als letzter Einstrahlung aufwies.

#### **4.4.2.2 Besonderheiten von hochgelegenen Thermikquellen**

Im Flachland beginnt die Thermik später als im Bergland, da die sich nachts in der Ebene oder den Tälern ausbildende stabile Schichtung nach Sonnenaufgang erst abgebaut werden muss.

Im Gebirge dagegen löst die morgendliche Einstrahlung an exponierten Berghängen bereits viel früher eine Aufwärtsbewegung der Luft, den Hangaufwind, aus, der sich während ihres Aufstieges fortwährend umgebende Hangluftsegmente anschließen.

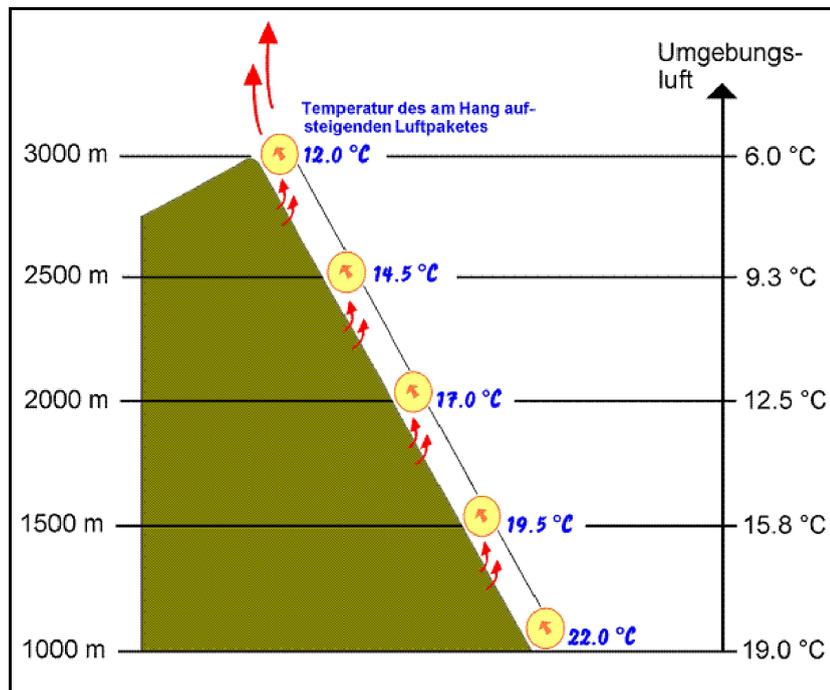
### Diabatische Erwärmung von aufsteigender Hangluft (Abb. 22)



Quelle : [10]

Weil dadurch der aufströmenden Luft diabatisch immer wieder Wärme zugeführt wird, kühlt sie sich nicht adiabatisch ab, sondern ihre Abkühlungsrate - der sogenannte diabatische Temperaturgradient  $\gamma_m$  - beträgt, in Abhängigkeit von der Höhenlage, Länge und Zerklüftung der Bergflanken, 0.5 bis 1 K pro 100 m. Erst oberhalb des Bergkammes stellt sich wieder ein adiabatischer Temperaturgradient  $\gamma_d$  ein (s. Abb. 22).

### Thermik an einer langen Hochgebirgsflanke (Abb. 23)



#### Berghang

$$\gamma_m = 0.5 \text{ K}/100 \text{ m}$$

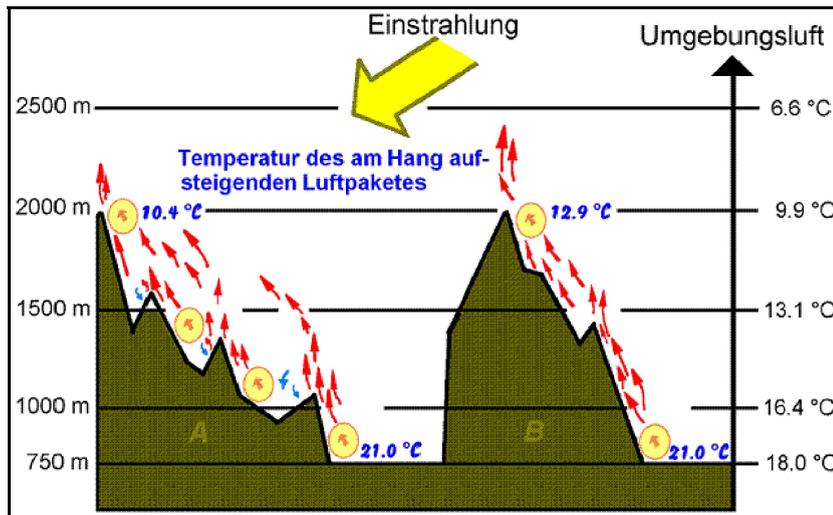
#### Umgebungsluft

$$\gamma = 0.65 \text{ K}/100 \text{ m}$$

Eine gleichmäßig ansteigende Hochgebirgsflanke bietet für den Segelflug optimale Bedingungen, da sie keine Abreißkanten besitzt. Die ständige diabatische Wärmezufuhr durch die sich der aufsteigenden Warmluft fortwährend anschließenden Hangluftsegmente bewirkt, dass  $\gamma_m$  nur 0.5 K/100 m beträgt.

Lange oder gleichmäßig ansteigende Hänge bewirken eine stärkere Aufheizung und einen geringeren diabatischen Gradienten der aufströmenden Hangluft. Kürzere Bergflanken oder solche, die stärker zerklüftet sind und mehrere Abreißkanten aufweisen, führen zu einer vorzeitigen Ablösung der Warmluft und ihr diabatischer Temperaturgradient  $\gamma_m$  ist deshalb größer (s. Abb. 23, 24).

### Thermik an unterschiedlich gegliederten Hochgebirgsflanken (Abb. 24)



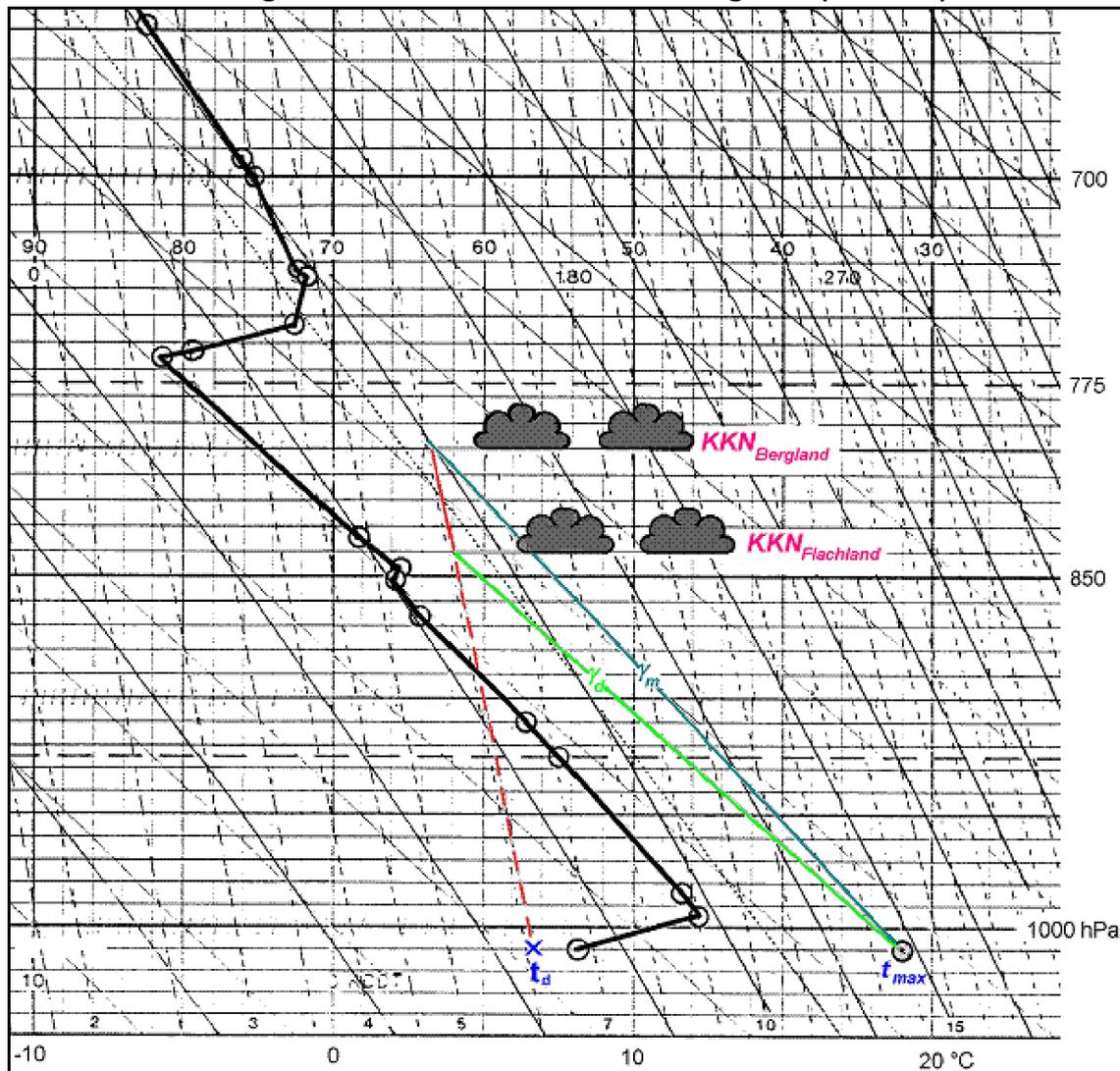
**Berghang A**  
 $\gamma_m = 0.85 \text{ K}/100 \text{ m}$

**Berghang B**  
 $\gamma_m = 0.65 \text{ K}/100 \text{ m}$

**Umgebungsluft**  
 $\gamma = 0.65 \text{ K}/100 \text{ m}$

An stark zerklüfteten Hängen (Abb. 24, A) löst sich die Warmluft vorzeitig vom Hang, so dass die diabatische Erwärmung durch die sich beim Aufstieg anschließenden Hangluftsegmente geringer ausfällt als bei B;  $\gamma_m$  ist deshalb bei A größer als bei B.

### Quellwolkenuntergrenze in der Ebene und im Bergland (Abb. 25)



Weil der diabatische Temperaturgradient  $\gamma_m$  kleiner als der trockenadiabatische Gradient  $\gamma_d$  ist, liegt die Quellwolkenbasis im Bergland höher als in der Ebene.

Die Höhenlage der Bergflanke, die Länge der Hangdiagonalen und die Einstrahlungsintensität bestimmen die Stärke der Thermik im Hochland.

Ausgedehnte Hänge im Gebirge entwickeln deshalb stärkere Aufwinde als kurze Berg-  
rücken der Mittelgebirge oder des Alpenvorlandes. Bei Routinesegelflugvorhersagen las-  
sen sich diese kleinräumigen Unterschiede natürlich nicht berücksichtigen, so dass ein auf  
statistischen Daten und Pilotenberichten beruhender mittlerer diabatischer Temperatur-  
gradient  $\gamma_m$  für das Bergland verwendet werden sollte, der für die Alpen 0.7 K/100 m (Ge-  
birge bis zu 3000 m Höhe) und für die Mittelgebirge 0.85 K/100 m (Höhe um 800 m) be-  
trägt.

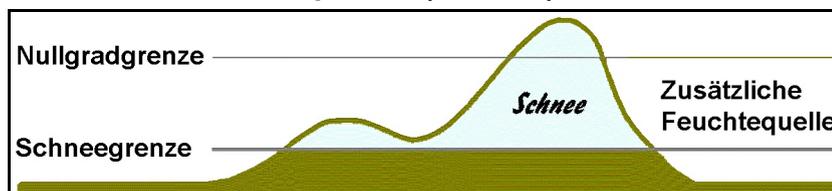
Darüber hinaus wird im Bergland die Intensität der Absinkinversion durch die  
Ausdehnung der vertikalen Durchmischungsschicht reduziert.

#### 4.4.2.3 Feuchtequellen im Gebirge

Im Bergland fällt mehr Niederschlag als im Flachland oder in Tallagen. Diese zusätzliche,  
nicht kalkulierbare Feuchtequelle hängt von verschiedenen Faktoren ab. Dazu gehören  
unter anderem die

- Beschaffenheit des Erdbodens (Art des Oberflächenabflusses);
- Ausdehnung, Temperatur und Albedo von Schneefeldern und Gletschern; im all-  
gemeinen gilt, dass der Bedeckungsgrad der Bewölkung über schneebedeckten Ge-  
bieten bei positiven Temperaturen und Taupunkten zunimmt, da dann genügend  
Wasserdampf zur Kondensation bereitsteht (s. Abb. 26).

#### Zusätzliche Feuchtequellen (Abb. 26)



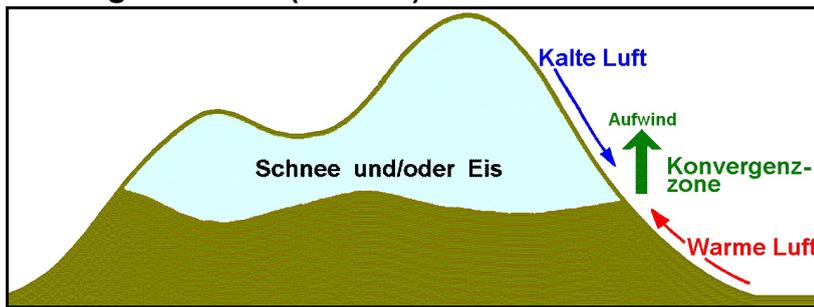
Quelle : [10]

#### 4.4.2.4 Strahlungsverhältnisse

Im Bergland ist die Einstrahlung aufgrund der reineren Luft und des kürzeren tropo-  
sphärischen Strahlungsweges häufig intensiver als in der Ebene (s. auch Tab. 2).

Die Strahlungsunterschiede können hier besonders in der kalten Jahreszeit groß sein,  
wenn sich in den Tälern Dunst oder Nebel gebildet hat.

### Konvergenzzonen (Abb. 27)



Quelle : [10]

Hangab- und Hangaufwind können manchmal an partiell schneebedeckten Berghängen konvergieren und eine schmale Aufwindzone verursachen.

Schneebedeckte Gipfel oder Gletscher reflektieren einen hohen Anteil der solaren Strahlung, so dass manchmal zwischen dem katabatischen Wind und der wärmeren, aus den Tallagen aufsteigenden Luft eine schmale Konvergenzzone zu beobachten ist.

### 4.4.2.5 Reduziertes Luftvolumen

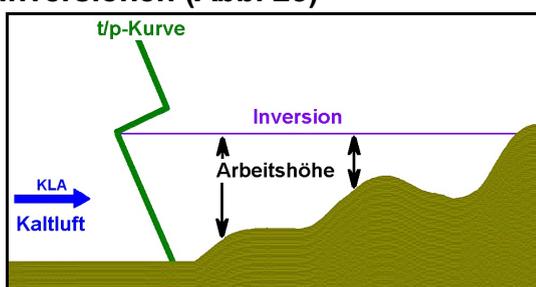
Die Luftmenge, die tagsüber in Tälern erwärmt werden muss ist geringer als die über dem umliegenden Tiefland, so dass sich in den Tallagen höhere Temperaturen als in der Ebene einstellen. Diese Temperaturunterschiede verursachen den Talwind, der die thermische Aktivität fördert und sie im Bergland intensiver und beständiger als in der Ebene gestaltet.

### 4.4.2.6 Zusätzliche Faktoren

#### 4.4.2.6.1 Inversionen

In den Tälern beginnt die Thermik später als in höheren Lagen, da sich nachts in den Tälern durch die katabatischen Luftströmungen der umgebenden Berghänge Inversionen ausbilden bzw. bereits vorhandene stabile Schichten intensiviert werden.

### Inversionen (Abb. 28)



Quelle : [10]

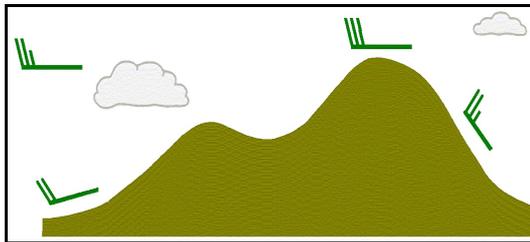
Low-Level-Inversionen, die durch bodennahe Kaltluftadvektion entstehen, weisen im Bergland die gleiche Untergrenze auf wie in der Ebene auf, so dass dadurch die Arbeitshöhe des Segelfliefers eingeschränkt werden kann.

Low-Level-Inversionen, die durch bodennahe Kaltluftadvektion entstehen, weisen im Bergland die gleiche Untergrenze wie in der Ebene auf, so dass dadurch die Arbeitshöhe des Segelfliegers eingeschränkt werden kann (s. Abb. 28).

#### 4.4.2.6.2 Luv- und Lee-Effekte

Bei einer gebirgsenkrechten Strömungskomponente von 15 Knoten und mehr sollten bei der Thermikvorhersage die Luv-/Lee-Effekte mit in Betracht gezogen werden (s. Abb. 29).

#### Erzwungene Hebung und Lee-Effekte (Abb. 29)



Quelle : [10]

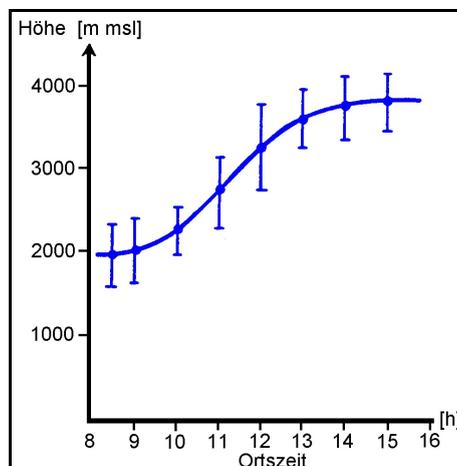
**Mögliche Auswirkungen**  
Luvseite : Staubewölkung  
Leeseite : Leewellen

#### 4.4.2.6.3 Wolkenbasis und Thermikstärke

Da der Wasserdampfgehalt in der Troposphäre im allgemeinen mit der Höhe abnimmt, erfahren die Untergrenzen der Konvektionswolken - sofern keine zusätzlichen Feuchtequellen vorhanden sind (s. 4.4.2.3) - über gebirgigem Terrain eine weitere Anhebung.

Der Tagesgang der Wolkenbasis wird hier außerdem noch von der Oberflächenform und den stark wechselnden Bodenverhältnissen des Geländes geprägt.

#### Tagesgang des KKN in den Nordalpen (Abb. 30)



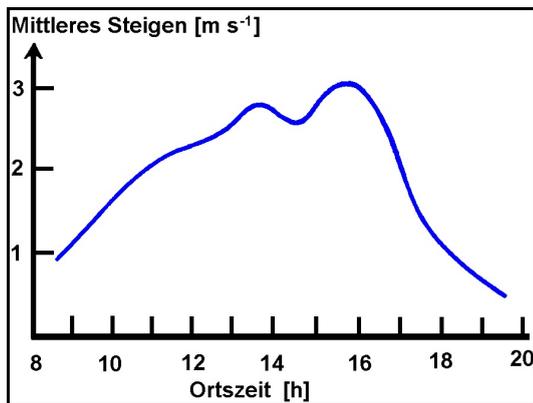
Quelle : [10]

Bei Wetterbedingungen, die für Langstreckenflüge günstig sind, liegt das KKN z.Z. der Cumulusbildung etwa zwischen 1600 und 2300 m und erreicht im Tagesverlauf maximale Werte von ca. 3200 bis 4100 m MSL.

Ein Beispiel für den Tagesgang des KKN in den Nordalpen bei Wetterbedingungen, die für Langstreckenflüge nutzbar sind, zeigt die Abbildung 30 und die Grafik 31 gibt die tägliche Änderung des mittleren Steigens in den Nordalpen wieder.

Die Untergrenze von Quellwolken in den Nordalpen bei für Langstreckenflüge günstigen Wetterbedingungen liegt z.Z. der Cumulusbildung etwa zwischen 1600 und 2300 m und erreicht im Tagesverlauf maximale Werte von ca. 3200 bis 4100 m MSL.

### Tagesgang des mittleren Steigens in den Nordalpen (Abb. 31)



Quelle : [10]

Zur Ortszeit von 09 und 18 herrschen mittlere Steigraten von etwa 1.2 und bis ca. 3.0  $m s^{-1}$  vor. Bemerkenswert ist auch die Dauer der Thermik, die über 9 h ein mittleres Steigen von 1.2 bis 3.0  $m s^{-1}$  ergab.

Weiterhin lässt die Kurve des mittleren Steigens zwei Maxima erkennen, die verdeutlichen, dass die Hangausrichtung zur Sonne die Thermik im Gebirge dominiert. Sie beginnt an den Ostflanken der Berge und erreicht im Sommer über den SW-Hängen den höchsten Wert (s. auch 4.2.1.1).

Die Grafik 31 zeigt zur Ortszeit von 09 und 18 mittlere Steigraten von etwa 1.2 und bis ca. 3.0  $m s^{-1}$ . Bemerkenswert ist auch die Dauer der Thermik, die über 9 h ein mittleres Steigen von 1.2 bis 3.0  $m s^{-1}$  ergab.

Weiterhin lässt die Kurve des mittleren Steigens zwei Maxima erkennen, die verdeutlichen, dass die Hangausrichtung zur Sonne die Thermik im Gebirge dominiert. Sie beginnt an den Ostflanken der Berge und erreicht im Sommer über den SW-Hängen den höchsten Wert (s. 4.2.1.1).

## 5. Vorhersage der Thermik

### 5.1 Thermikstärke und -güte

Die meteorologischen Faktoren, die einen Einfluss auf die Thermik haben, sind umfangreich und auch das Leistungsspektrum der Segelflugzeuge ist groß, reicht vom doppelsitzigen Schulungsgleiter bis zur Rennklasse und umfasst damit Gleitzahlen in der Größenordnung von 25 bis weit über 50.

Die nachfolgenden Methoden und/oder Werte berücksichtigen deshalb nur die Größen, welche die Thermik dominieren und/oder basieren grundsätzlich auf empirisch ermittelten Durchschnittswerten.

Eine einfache Beziehung, die auf einer großen Anzahl von Pilotenauskünften beruht, besteht zwischen der Dicke der Konvektionsschicht und der Thermikstärke.

Je höher ein Thermikschlauch reicht, desto kräftiger ist er ausgeprägt und desto größer ist damit auch das mittlere Steigen (s. Tab. 9).

Natürlich sollten bei der Abschätzung der Thermikstärke nicht nur die Mächtigkeit der Konvektionsschicht, sondern auch der Wind und eventuell aufkommende abschirmende Bewölkung mit berücksichtigt werden.

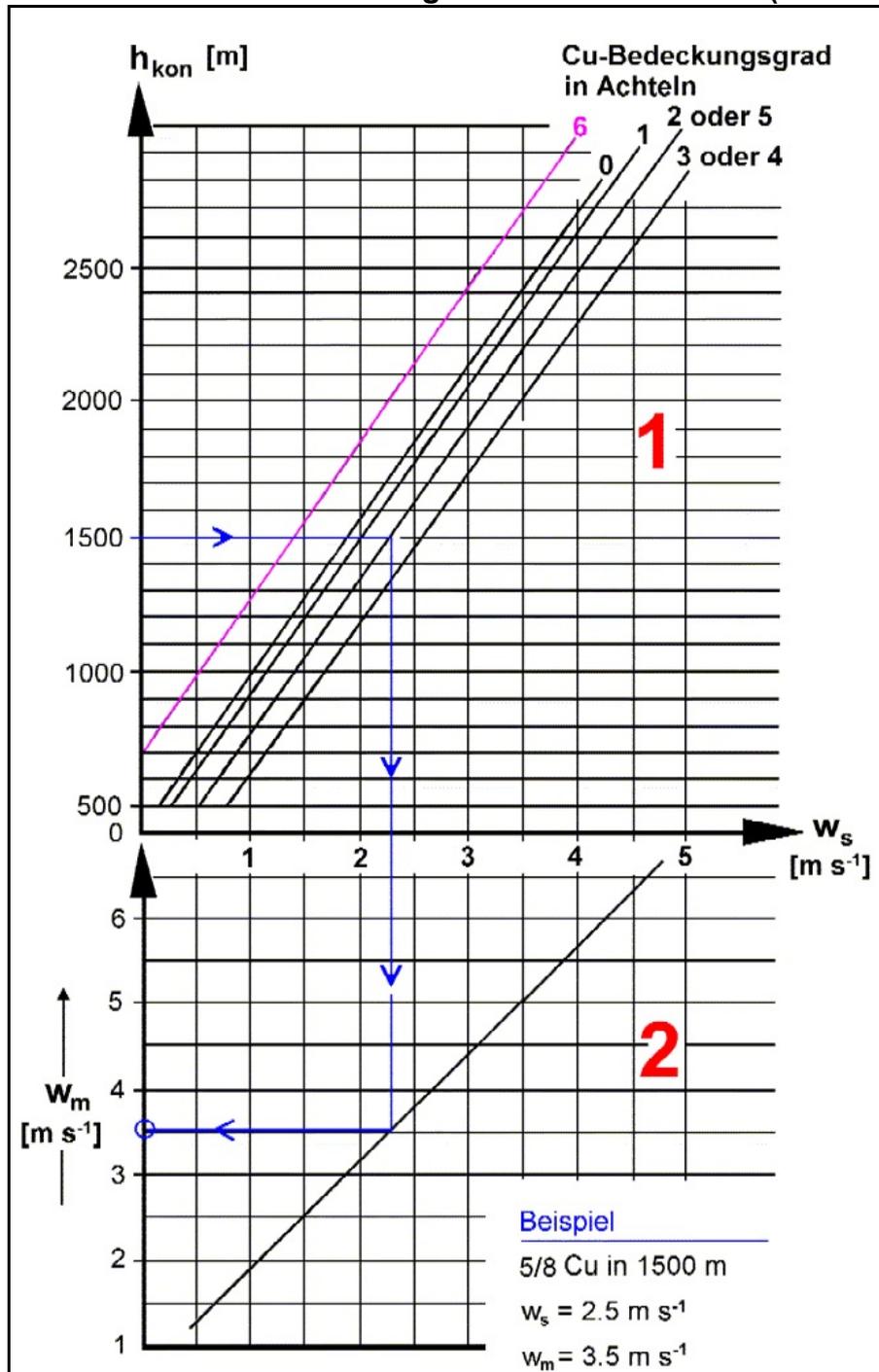
**Thermikstärke und Dicke der Konvektionsschicht (Tab. 9)**

Art der Thermik	Dicke der Konvektionsschicht Maximale Höhe von $\gamma_d$	Mittlere Steigwerte $w_s$	
Blauthermik	1 km	1.0 m s <sup>-1</sup>	
	2 km	2.0 m s <sup>-1</sup>	
	3 km	3.0 m s <sup>-1</sup>	
Wolkenthermik	kleine Cu (Cu hum, med)	1 km	1.2 m s <sup>-1</sup>
		2 km	2.4 m s <sup>-1</sup>
		3 km	3.6 m s <sup>-1</sup>
	kleine Cu und Kaltluftadvektion	1 km	1.5 m s <sup>-1</sup>
		2 km	3.0 m s <sup>-1</sup>
		3 km	4.5 m s <sup>-1</sup>
bei großen Cu (Cu con) oder Cb <sup>☁</sup> Steigwerte sehr unterschiedlich, aber teilweise wesentlich höher			
aride Klimate (Australien, Südafrika)		$w_s$ : (1.5 bis 2) m s <sup>-1</sup>	

$\gamma_d$  : Trockenadiabatischer Gradient

In Trockengebieten wie in australischen oder auch in südafrikanischen Regionen sind die Steigwerte der Tabelle 9 mit dem Faktor 1.5 bis 2 zu multiplizieren.

**Konvektionsschicht und Steigwerte nach R. Vaillant (Abb. 32)**



$w_s$  : Mittleres Steigen [m s<sup>-1</sup>]  
 $w_m$  : Maximales Steigen [m s<sup>-1</sup>]  
 $h_{kon}$  : Höhe der Quellwolkenuntergrenze [m]

Bei einem Bedeckungsgrad mit 2 oder 5/8 Cu und einer Quellwolkenbasis von 1500 m ü.G. ergibt sich aus der Grafik von Vaillant ein mittleres Steigen von 2.6 und ein maximaler Steigwert von 3.5 m s<sup>-1</sup>. Ein typisches Eigensinken von Segelflugzeugen ist in den Steigwerten bereits enthalten.

Eine ähnliche, aber etwa feinere Aussage als aus Tabelle 9 ergibt sich aus dem Diagramm der Abbildung 32, dessen Werte bei abschirmender Bewölkung und stärkerem Wind der Tabelle 10 entsprechend korrigiert werden müssen.

**Mittleres Steigen bei Abschirmung durch Bewölkung und Korrekturfaktor bei Wind für die Abbildung 32 (Tab. 10)**

	Bedeckungsgrad in Achteln	Wolkengattung		
		Sc	Ci, Cs	Ac, As
<b>Bewölkung</b>	0	keine Korrektur der Steigwerte aus Abb. 31		
	1			
	2			
	3			
	4			
		mittleres Steigen $w_s$		
	5	1.6 m s <sup>-1</sup>	1.1 m s <sup>-1</sup>	< 1.0 m s <sup>-1</sup>
	6	1.2 m s <sup>-1</sup>	1.1 m s <sup>-1</sup>	
	7	0.7 m s <sup>-1</sup>	0.7 m s <sup>-1</sup>	
8	0.2 m s <sup>-1</sup>	keine Angaben		
<b>Windgeschwindigkeit</b>	1 - 10 kn	keine Korrektur		
	12 - 15 kn	Multiplikation von $w_s$ und $w_m$ mit dem Faktor 0.9		
	> 15 kn	Thermik nicht nutzbar, aber manchmal Wolkenstraßen		

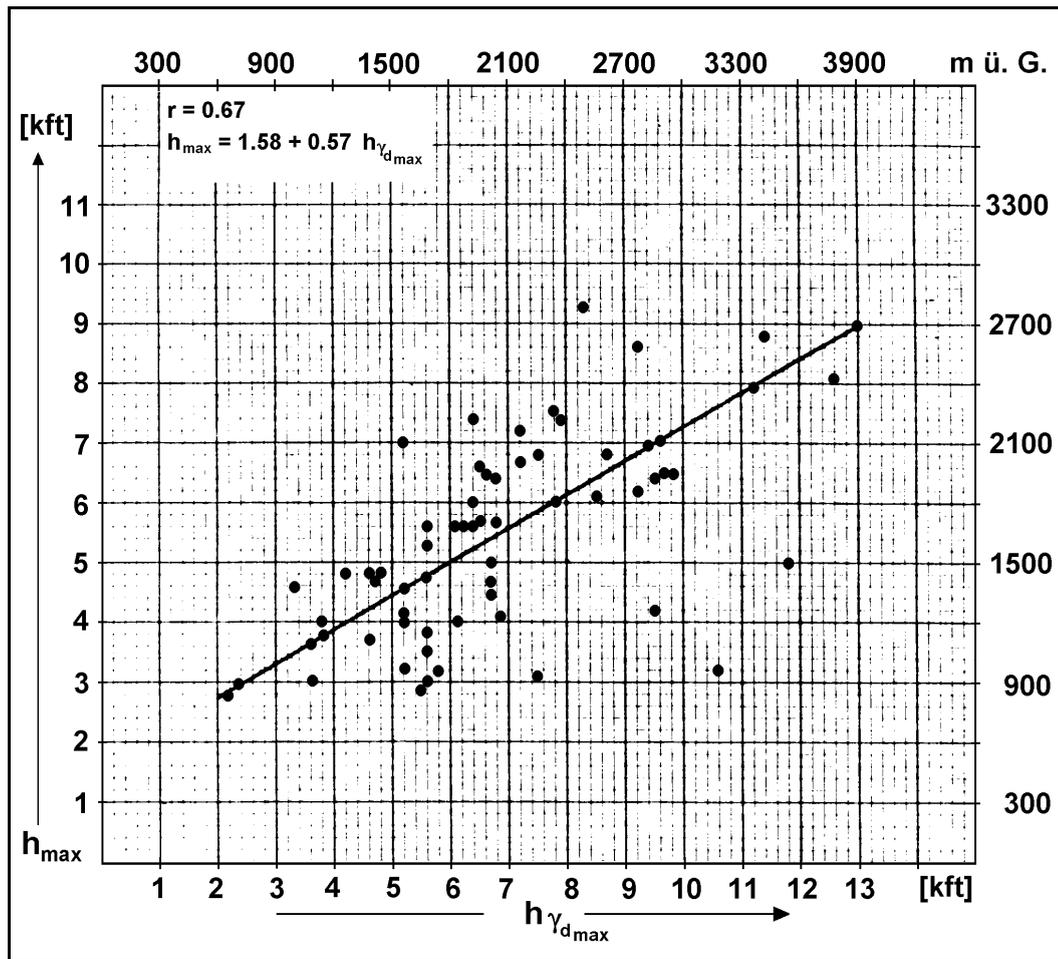
Die Werte der Tabelle 10 wurden durch Debriefing von Piloten eines Segelflugwettbewerbes gewonnen und gemittelt.

- Ein Bedeckungsgrad von 4 Achteln oder weniger behinderte die Piloten nicht, so dass keine Berichte vor-lagen. Es kann deshalb angenommen werden, dass diese Bewölkungsverhältnisse erfahrene Piloten nicht behindern.
- Anzahl der Fälle ☞ 55 bei Sc, 24 bei Ci/Cs und 13 bei Ac/As; beim Wind 15

Die Regressionsgerade der nachfolgenden Grafik 33 lässt den Zusammenhang zwischen maximaler Flughöhe und der Dicke der Konvektionsschicht erkennen.

Die Tabelle 9 und die Abbildungen 32/33 zeigen, dass bei optimalen Segelflugbedingungen und einer Dicke der Konvektionsschicht von 1.8 km Steiggeschwindigkeiten von etwa 1.9 bis 3.2 m s<sup>-1</sup> im Mittel mit Spitzenwerten bei 4.5 m s<sup>-1</sup> sowie eine maximale Flughöhe über Grund von ca. 1500 m zu erwarten sind.

**Dicke der Konvektionsschicht und maximale Flughöhe (Abb. 33)**



- $h_{max}$  : Maximale Flughöhe über Grund; links in Kilofeet, rechts in Metern
- $h_{\gamma_{dmax}}$  : Maximale Dicke der trockenadiabatischen Schicht über Grund; unten in Kilofeet, oben in Metern
- $r$  : Korrelationskoeffizient
- $h_{max} = \dots$  : Gleichung der Regressionsgeraden

Mit den mittleren Steigwerten und den Stufen "schwach", "mäßig", "gut" und "sehr gut" lässt sich die Thermik in vier Klassen einteilen (s. Tab.11).

**Klassen der Thermik (Tab. 11)**

Thermikstufe	Mittleres Steigen	Obergrenze der Konvektionsschicht über Grund	
		Ebene	Bergland ( $h_B$ = Höhe des Hauptgebirgszuges)
schwach	bis $1.0 \text{ m s}^{-1}$	bis < 1000 m	bis $h_B$
mäßig	$1.0$ bis $2.5 \text{ m s}^{-1}$	v on 1000 bis < 1500 m	von $h_B$ bis $h_B + 500 \text{ m}$
gut	> $2.5$ bis $5.0 \text{ m s}^{-1}$	v on 1500 bis < 2000 m	von ( $h_B + 500 \text{ m}$ ) bis ( $h_B + 1000 \text{ m}$ )
sehr gut	> $5.0 \text{ m s}^{-1}$	> 2500 m	> ( $h_B + 1000 \text{ m}$ )
in ariden Klimaten		mittleres Steigen $w_s$ : 1.5 bis 2	

Die Thermikstufen lassen sich aus den mittleren Steigraten ableiten bzw. sind von der Dicke der Konvektionsschicht abhängig. In ariden Klimaten (Australien, Südafrika), in denen die latente Wärmenergie, die zur Verdunstung des feuchten Erdbodens benötigt wird, im Vergleich zu normalen mitteleuropäischen Verhältnissen meist sehr klein ist, liegen die mittleren Steigraten der Thermikstufen um den Faktor 1.5 bis 2 höher (s. Tab. 9, 11).

## 5.2 Konvektionsindizes

Zur Abschätzung der Stärke und Güte der Thermik sowie der Überentwicklung, d.h. der Schauer- oder Gewitterneigung, lassen sich Konvektionsindizes benutzen, die auf einer einfachen Analyse der Temperatur- und Taupunktswerte eines Radiosondenaufstieges beruhen und zum Teil auch zur Vorhersage der Auftrittswahrscheinlichkeit von Schauern oder Gewittern verwendet werden.

### Showalter Stabilitätsindex $Sh_i$ (Tab. 12)

Auftrittswahrscheinlichkeit von Schauern oder Gewittern				
1.	Bestimmung der aktuellen Temperatur $t_{a500}$ in 500 hPa aus dem TEMP			
2	Bestimmung der Temperatur $t_{p500}$ eines Luftpaketes, das anfangs trockenadiabatisch von 850 hPa bis zum HKN und danach feuchtadiabatisch bis 500 hPa gehoben wird			
3	Die Differenz von 1. und 2. ergibt den Index $Sh_i$ , der positive Werte aufweist, wenn das Luftpaket in 500 hPa kälter als die Umgebung ist.	$Sh_i = t_{a500} - t_{p500}$	$Sh_i < 4$	Schauer
			-2	Gewitter

Als Beispiel sei der Showalter-Index  $Sh_i$  (s. Tab. 12) aufgeführt, der es ermöglicht, die statischen Stabilität mit Hilfe eines thermodynamischen Diagrammpapiers übersichtsmäßig zu bestimmen. Das neue Datenpräsentationsprogramm NinJo des DWD, das als Gemeinschaftsprojekt von fünf Wetterdiensten entwickelt wurde, bietet in seiner TEMP-Auswertung zusätzlich zum  $Sh_i$  eine Vielzahl von weiteren, wesentlich komplexeren Stabilitätsindizes, die gute Hinweise auf das erwartete Auftreten von Schauern oder Gewittern geben.

Der Thermikindex  $T_i$  erlaubt eine grobe Einstufung der Thermikgüte (s. Tab. 13). Bei gebirgigem Terrain sollte anstatt des Druckwertes 850 hPa das Niveau 700 hPa verwendet werden.

Mit dem Segelflugindex  $S_i$  können die Segelflugbedingungen und die vertikale Entwicklung von Konvektionswolken abgeschätzt werden.

$S_i$  wurde für den Westen der USA entwickelt, lässt sich aber wahrscheinlich auch auf andere Regionen übertragen. Zu beachten ist, dass  $S_i$  falsche Werte ergibt, wenn die Konvektionsschicht nicht bis 700 hPa reicht.

### Thermikindex $T_i$ (Tab. 13)

Auftrieb von Thermikblasen			
1.	Bestimmung der Temperatur der Umgebungsluft $t_{a850}$ in 850 hPa aus dem TEMP		
2.	Bestimmung der Temperatur $t_{p850}$ eines Luftpaketes, das mit der Maximumtemperatur vom Bodendruckniveau trockenadiabatisch bis 850 hPa gehoben wird		
3.	Die Differenz von 2. und 1. ergibt den Index, der positive Werte aufweist, wenn das Luftpaket Auftrieb über die Druckfläche 850 hPa hinweg besitzt.	$T_i = t_{p850} - t_{a850}$	$T_i > 0$ mäßige bis exzellente Thermik
für gebirgiges Gelände sollte anstatt 850 hPa das Druckniveau 700 hPa verwendet werden			

### Segelflugindex $S_i$ (Tab. 14)

$S_i = t_{850} - t_{500} + t_{d850} - D_{500}$		
$S_i$	Thermikgüte und Entwicklung der Konvektion	
< -10	keine oder schwache Thermik	nur anwendbar bei Konvektion bis 700 hPa
≥ -10 bis < 5	Blauthermik oder 1/8 Cu mit mäßiger Thermik	
≥ 5 bis < 15	gute Segelflugbedingungen	
≥ 15 bis < 20	gute Segelflugbedingungen mit gelegentlichen Schauern	$t_{850}$ ☞ Temperatur in 850 hPa
≥ 20 bis < 30	hervorragende Segelflugbedingungen, aber zunehmende Eintrittswahrscheinlichkeit von Schauern und Gewittern	$t_{500}$ ☞ Temperatur in 500 hPa
> 30	Eintrittswahrscheinlichkeit von Schauern und Gewittern über 60 %	$td_{850}$ ☞ Taupunkt in 850 hPa
$S_i$ wurde für den Westen der USA entwickelt, lässt sich aber vermutlich auch auf andere Länder übertragen und ergibt falsche Werte, wenn die Konvektionsschicht nicht bis 700 hPa reicht.		$D_{700}$ ☞ Taupunktdifferenz in 700 hPa

## 5.3 Auswirkungen der Temperaturadvektion

Advektive Temperaturänderungen in der Konvektionsschicht beeinflussen die Thermik wesentlich. Bei Kaltluftadvektion ist die Thermik stärker ausgebildet und dauert länger an und bei Warmluftzufuhr wird Thermik abgeschwächt und endet früher.

## 5.4 Beginn und Ende der Thermik

### 5.4.1 Beginn der nutzbaren Thermik

Die für den Segelflieger nutzbare Thermik beginnt in der Ebene (s. auch 4.3), wenn sich

- ein trockenadiabatischer Temperaturgradient vom Erdboden bis 600 m ü. G. oder 2000 ft agl eingestellt hat bzw.
- bis sich die Bodeninversion, falls ihre Obergrenze über 600 m agl liegt, aufgelöst hat.

Im Bergland setzt die Thermik über strahlungsbegünstigten Berghängen (s. 4.4.2.2) früher ein.

### 5.4.2 Ende der nutzbaren Thermik

Die Thermik endet in Abhängigkeit von der Temperaturadvektion meist im Flachland einige Stunden vor Sonnenuntergang (s. Tab. 15). Im Bergland dagegen kann sie in abgeschatteten Tälern und Berghängen wesentlich früher als in der Ebene und über strahlungsbegünstigten Berghängen (s. 4.4.2.2) später aufhören.

#### Ende der nutzbaren Thermik im Flachland (Tab. 15)

Wetterlage	Ende vor Sonnenuntergang
keine Temperaturadvektion	2.5 - 3 h
Advektion in der Konvektionsschicht von <u>    Warmluft ohne Abschirmung der Einstrahlung durch Schichtwolken</u>	3.5 - 4 h
Kaltluft	1.5 - 2 h
Mächtigkeit der Cu $\geq$ 3000 ft	1.5 - 2 h

#### Literaturverzeichnis

- [1] DWD : *Allgemeine Meteorologie, Leitfaden Nr. 1;*  
*Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach/Main 1987*
  
- [2] Liljequist, G.H., : *Allgemeine Meteorologie;*  
Cehak, C. : *3. Auflage, Friedr. Vieweg & Sohn, 1984*
  
- [3] Meteorological Office : *A Course in Elementary Meteorology;*  
*Second Edition, Her Majesty's Stationery Office, London 1978*
  
- [4] Müller, D., : *Meteorologische Aspekte des Streckensegelfluges,-Thermik von A bis Z-;*  
Kottmeier, C : *Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover,*  
*Selbstverlag, 1985*  
  
*Regionale Konvektionsunterschiede über Norddeutschland;*  
*Meteorologische Rundschau 35 Jg., Heft 3, 1982*
  
- [5] Peach, E.-M. : *Unsicherheit bestimmt die Entscheidungssituation im Segelflug;*  
*Aerokurier 3/1981*
  
- [6] Reichmann, H. : *Streckensegelflug; Motorbuch Verlag Stuttgart, 1975*
  
- [7] Benth, D. : *Möglichkeiten der Abschätzung von Thermikgebieten aus Radiosondenauf-*  
*stiegen und Geländecharakteristiken; Aerokurier 2/1979*
  
- [8] Wallington, C.E. : *Meteorology for glider pilots;*  
*3. International Edition, J.W. Arrowsmith Ltd., Bristol, 1977*
  
- [9] WMO No. 364 : *Compendium of Meteorology, Volume I, Part II, Physical Meteorology*  
*Genf 1973*
  
- [10] WMO No. 495 : *Handbook of meteorological forecasting for soaring flight;*  
*2nd Edition, Genf 1993*
  
- [11] Bakan, S., Becker, P, : *Organisierte Konvektion in der planetarischen Grenzschicht;*  
Clond, P. : *PROMET 3 1988*
  
- [12] Pelz, J. : *Zusammenfassung häufig benötigter Gleichungen un Konstanten;*  
*Beilage zur Berliner Wetterkarte, FU Berlin 19*
  
- [13] DWD : *Aspirations-Psychrometer-Tafeln; 1976*