

Grundelemente des Wetters

Die Bedeutung der Luftfeuchtigkeit

Das Wetter kämpft niemals gegen einen Flieger. Wir haben also auch keinen Grund, uns gegen das Wetter zu stellen und es überlisten oder besiegen zu wollen. Das Wetter ist weder klug noch arglistig, es ist gefühllos wie eben jede Naturgewalt. Wer es beherrschen will, muss es gründlich studieren und verstehen lernen.

TEXT UND FOTOS DR. MANFRED REIBER



1 Oft kann man bei einem Flug oberhalb von etwa 10 bis 12 km Höhe die Tropopause regelrecht sehen. Die Tropopause trennt die trockene Stratosphäre von der meist feuchteren Troposphäre. Deutlich kann man das an der unterschiedlichen Blaufärbung gut erkennen. Die Stratosphäre ist tief blau, die Troposphäre milchig weiß.

Ausreichende Luftfeuchtigkeit ist eine notwendige Voraussetzung für die Bildung von Nebel, Wolken und Niederschlag. Gerade diese Erscheinungen sind es, die im Wesentlichen den Charakter des Wetters prägen und bestimmen. Sie sind die optisch wahrnehmbaren Dinge des Wetters und gleichzeitig die Phänomene, die neben Wind und Turbulenz das Fliegen am nachhaltigsten beeinflussen.

Die Luftfeuchtigkeit, ihre Maßgrößen und Maßeinheiten

Luftfeuchtigkeit ist der Gehalt der Atmosphäre an Wasserdampf. Er gelangt hauptsächlich durch Verdunstung von den Weltmeeren, Seen, Flüssen, der feuchten Erdoberfläche und durch Transpiration von Pflanzen in die Atmosphäre. Auch wenn keine Wolken vorhanden sind, enthält die Luft mehr oder weniger Wasserdampf. Das Gas Wasserdampf ist unsichtbar. Qualitativ lässt sich aber der Wasserdampfgehalt an der Blaufärbung des Himmels erkennen. Eine tiefe blaue Farbe weist auf geringen, ein milchig weißes Blau auf hohen Wasserdampfgehalt hin. Siehe Abb 1.

Ein gut geschulter, erfahrener Luftsportler kann an der Himmelsfarbe Luftmassen voneinander unterscheiden. In Kaltluft ist der Himmel tiefblau, in einer Warmluftmasse eben milchig weiß. Diese Unterscheidung ist von großer praktischer Bedeutung, weil beide Luftmassen sehr unterschiedliche flugmeteorologische Eigenschaften besitzen.

- Welche Eigenschaften hat Kaltluft?
- tiefblaue Farbe
- kühl bis kalt
- geringe Luftfeuchte
- nach Auflösung der Bodeninversion gute Thermik
- häufig böiger, teils starker Wind
- nach Erreichen der Auslösetemperatur Ausbildung von Quellwolken, bei starker Labilität auch Schauer
- nach Auflösung der Bodeninversion sehr gute Flugsicht

Ist in der Frühe der Himmel tiefblau, dann ist nach Auflösung der Bodeninversion mit guten bis sehr guten thermischen Verhältnissen und super Sicht zu rechnen. Zu beachten ist die Böigkeit des Windes und gegebenenfalls stärkere Quellwolkenbildung am Nachmittag.

- Welche Eigenschaften hat Warmluft?
- das Blau des Himmels ist milchig weiß
- warm
- hohe Luftfeuchte
- Thermik setzt spät ein und ist in der Regel nur schwach
- kaum böiger, meist schwacher Wind
- Quellwolken entstehen kaum, häufig kann man Schichtwolken beobachten
- die Sicht ist in der Regel schlecht, oft ist es dunstig

Ist der Himmel milchig weiß gefärbt, dann wird sich tagsüber nur schwache Thermik entwickeln können. Obwohl die Bodeninversion nur schwach ausgebildet ist, wird sie nur langsam aufgelöst. Es bleibt dunstig, der Wind ist kaum böig und meist schwach.



2 Sichtbare thermische Verhältnisse in Kaltluft nach Auflösung der Bodeninversion. Deutlich ist die Blaufärbung des Himmels zu erkennen.

Der Wasserdampfdruck

Betrachtet man feuchte Luft als ein Gas, das aus 2 Komponenten besteht, aus trockener Luft und aus Wasserdampf, dann setzt sich der Gesamtdruck aus den Partialdrücken der trockenen Luft und des Wasserdampfes zusammen.

$$P = P_{tr} + e \quad [\text{hPa}]$$

P	Gesamtluftdruck (hPa)
P _{tr}	Druck der trockenen Luft (hPa)
e	Wasserdampfdruck (hPa)

Der Wasserdampfdruck wird mit „e“ bezeichnet und in hPa gemessen. Seine Größe hängt davon ab, wie viel Wasser durch Verdunstung in die Atmosphäre gelangt ist. Er kann aber nicht beliebig groß werden. Sein maximal möglicher Wert hängt von der Lufttemperatur ab. Dieser Wert wird Sättigungsdampfdruck genannt, mit „E“ bezeichnet und ebenfalls in hPa gemessen. Je höher die Lufttemperatur, umso größer kann der Sättigungsdampfdruck werden.

Oder anders ausgedrückt:

Je höher die Lufttemperatur, desto größer ist das Aufnahmevermögen der Luft für Wasserdampf.

Dieser Zusammenhang ist in dem Diagramm der Abbildung 4 dargestellt.

Was erkennt man daraus?

Nur aus warmen Luftmassen können beträchtliche Niederschlagsmengen fallen (z.B. in Sommergewittern), während sehr kalte Luftmassen mengenmäßig nur wenig Niederschlag hervorbringen können (aus sehr kalter arktischer Polarluft fallen bekanntlich nur geringe Schneemengen). Auch Nebel wird in warmer Luft deutlich dichter als in kalter.

Die relative Luftfeuchtigkeit

Die relative Luftfeuchtigkeit ist definitionsgemäß der Quotient aus dem momentanen herrschenden Dampfdruck „e“ und dem Sättigungsdampfdruck „E“. Sie ist eine dimensionslose Zahl, wird meist mit dem Formelbuchstaben „f“ bezeichnet und in Prozent angegeben:

$$f = \frac{e}{E} 100 (\%)$$

f	relative Luftfeuchtigkeit (%)
e	vorhandener Wasserdampfdruck (hPa)
E	Sättigungsdampfdruck (hPa)

Wir erkennen aus dieser einfachen Beziehung sofort:

Wenn e = E ist, dann ist f = 100%. Der Wasserdampf beginnt zu kondensieren! Es bilden sich Nebel- bzw. Wolkentröpfchen.

Da der Sättigungsdampfdruck „E“ nur von der Temperatur abhängt, ändert sich die relative Luftfeuchtigkeit auch dann, wenn der herrschende Dampfdruck „e“ konstant bleibt, aber die Lufttemperatur sich ändert. Wir können uns merken:

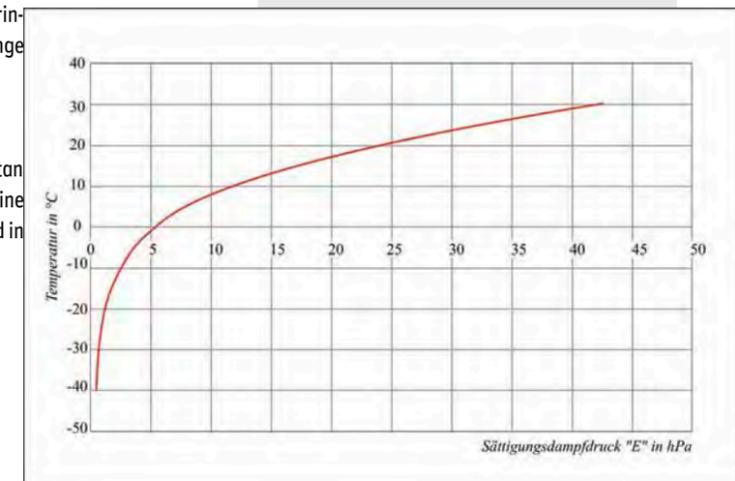
Fällt die Temperatur, nimmt die relative Feuchtigkeit nimmt zu. Steigt die Temperatur, dann fällt die relative Feuchtigkeit. Es ist also durchaus möglich und in der Natur sehr oft der Fall, dass sich Wolken oder Nebel ausschließlich dann entwickeln, wenn die Lufttemperatur fällt bzw. sich auflösen, wenn die Temperatur steigt.

Der Taupunkt

Er wird mit dem griechischen Buchstaben „τ“ bezeichnet. Seine Maßeinheit ist °C. Wie ist der Taupunkt definiert?

Der Taupunkt ist die Temperatur, bei der der in der Luft enthaltene Wasserdampf kondensiert. Es bildet sich Tau bzw. bei negativen Temperaturen Reif.

3 Milchig weißer Himmel, hier schon mit hohen Wolken bedeckt, zeigt Warmluftzufuhr an.



4 Der Sättigungsdampfdruck „E“ in Abhängigkeit von der Temperatur

„Diejenigen, welche sich für die Praxis ohne Wissen begeistern, sind wie Seeleute, die ohne Kompass ein Schiff besteigen und nie ganz sicher sind, wohin sie fahren.“

Leonardo da Vinci



5 Wenn nachts die Temperatur fällt, kühlen sich Grashalme, dünne Blätter usw. schneller ab (es gibt nur wenig Wärmenachschub) als die Erdoberfläche. Dort wird dann zuerst der Taupunkt erreicht und der Wasserdampf der Luft beginnt zu kondensieren. Es entstehen Tautropfen. Auf diese Art und Weise können im Laufe der Nacht der Atmosphäre beträchtliche Mengen Wasser entzogen werden. In der meteorologischen Fachsprache bezeichnet man diese Niederschläge als „abgesetzte“ Niederschläge, im Gegensatz zu den „fallenden“ Niederschlägen, wie z. B. Regen.



6 Wenn der Taupunkt negativ ist, dann bildet sich kein Tau sondern Reif zuerst an Grashalmen, Blättern usw.



7 Unmittelbar nach Sonnenaufgang hat sich flacher Bodennebel ausgebildet. Mit zunehmender Sonneneinstrahlung verdunstet der Tau, die Luft wird feuchter und der Nebel verstärkt sich (siehe Abbildung 8)



8 Nur etwa 30 Minuten später als in der Abbildung 7 zu sehen, verstärkt sich hier der Nebel. Obwohl sich die Luft erwärmt und die Temperatur steigt, verringert sich der Spread und der Nebel verdichtet sich. Grund dafür ist die Verdunstung des abgesetzten Taus.

Kondensation setzt also dann ein, wenn $t = \tau$ ist, was gleichbedeutend mit $e = E$ ist. Diese Gleichgewichtsbeziehung kann erreicht werden, wenn:

- die Lufttemperatur fällt und t sich τ annähert (oder anders ausgedrückt, E nimmt ab und nähert sich dem Wert e an, bis $E = e$ ist oder
- wenn infolge von Verdunstung t steigt und sich τ annähert (oder anders ausgedrückt, wenn e zunimmt bis $e = E$ wird

Bei der Entstehung von Nebel bzw. Wolken muss man also beide Möglichkeiten beachten, die dazu führen, dass $t = \tau$, bzw. $e = E$, bzw. $f = 100\%$ werden.

Die Taupunktdifferenz

Die Taupunktdifferenz ist die Differenz zwischen der herrschenden Lufttemperatur und dem Taupunkt. Die Taupunktdifferenz wird vielfach auch als Spread bezeichnet.

Ist der Spread groß, dann bedeutet das, die Luft ist relativ trocken, ist er klein, dann ist die Luft relativ feucht. Wenn $t = \tau$ ist, dann ist der Spread Null ($t - \tau = 0$), d.h. es setzt Kondensation ein. Außerdem ist dann ja auch $e = E$, die relative Feuchte also 100%.

Die Taupunktdifferenz verändert sich entweder dadurch, dass sich die Lufttemperatur ändert oder dass sich der Taupunkt verändert.

Kühlt sich zum Beispiel Luft infolge eines trockenadiabatischen Aufstiegs ab, dann verringert sich der Spread. Wird er Null, dann setzt Kondensation ein, es bilden sich Wolken.

Für die Berechnung der Untergrenze von Quellwolken gilt z.B. folgende einfache Formel, die auch in der Praxis gute Dienste leisten kann (gilt nur für Quellwolken):

$$H_{cu} = 123 (t - \tau) [m]$$

Der Spread kann z.B. auch zunehmen, wenn Wasserdampf infolge von Tau- oder Reifbildung der Atmosphäre entzogen wird (dadurch wird die Bildung von Nebel behindert), oder der Taupunkt kann steigen, wenn z.B. durch Sonneneinstrahlung am frühen Morgen der nachts ausgefallene Tau wieder verdunstet. Man sollte sich deshalb für die Praxis merken:

Gibt es nachts starken Tau- oder Reifbefall, dann wird der Luft Wasserdampf entzogen und der Taupunkt fällt (Taupunktdepression). Das ist über Schneedecken, besonders über frisch gefallenem Schnee, stark ausgeprägt. Die Nebel bzw. Hochnebelbildung wird dadurch verzögert oder kann evtl. ganz verhindert werden. Wenn aber nach Sonnenaufgang der Reif bzw. Tau durch die Sonnenerwärmung wieder verdunstet, steigt der Taupunkt rasch an und es kommt in der Regel zur Sichtverschlechterung, evtl. sogar erst jetzt zur Nebel- oder Hochnebelbildung (siehe Abbildung 7 und 8).

Durch die einsetzende Strahlungserwärmung kommt es zu einer starken Verdunstung, die nicht selten zu einer raschen Nebel- oder Hochnebelbildung führt. In der allgemeinen Wetterprognose können diese Erscheinungen (nach Ort und Zeitpunkt der Bildung und Auflösung) kaum präzise vorhergesagt werden, weil lokale Einflüsse (tatsächlicher Taubefall am Ort, Bodenbewuchs, Geländeneigung usw.) sehr dominant sind. Erst dann, wenn die Temperatur infolge der Sonneneinstrahlung schneller steigt als die Taupunkttemperatur, ist mit einer kontinuierlichen Nebelauflösung und Sichtbesserung zu rechnen. Jetzt erst kann sich Thermik ausbilden. In einer Kaltluftmasse ist nach Nebelauflösung dann immer noch mit einer qualitativ guten Thermik zu rechnen, auch wenn sie später beginnt.

Trockene Luft und feuchte Luft haben bei gleicher Temperatur verschiedene Dichten.

Die Dichte feuchter Luft ist bei gleicher Temperatur und gleichem Druck geringer als die Dichte trockener Luft. Daraus folgt ein verminderter Auftrieb bei Flugzeugen und Gleitschirmen.

Die Aggregatzustände des Wassers in der Atmosphäre

Wasser kommt in der Atmosphäre in all seinen drei Aggregatzuständen vor:

- als Wasserdampf
- in flüssiger Form (Wolken- und Wassertropfen)
- in fester Form (Eiskristalle, Schnee, Graupel, Hagel)

Die Übergänge von einem Aggregatzustand in einen anderen heißen:

- Kondensation Übergang von Wasserdampf in Wasser
- Verdunstung Übergang von Wasser in Wasserdampf
- Gefrieren Übergang von der flüssigen in die feste Form
- Sublimation Übergang von der gasförmigen in die feste Phase, ohne dass der flüssige Zustand angenommen wird und umgekehrt

Von großer Bedeutung ist, dass bei der Phasenumwandlung des Wassers Wärme verbraucht bzw. frei wird:

Kondensation	es wird Wärme frei (ca. $2,5 \cdot 10^6$ J/kg Wasserdampf)
Verdunstung	es wird Wärme verbraucht (ca. $2,5 \cdot 10^6$ J/kg Wasser)
Schmelzen	es wird Wärme verbraucht (ca. $0,33 \cdot 10^6$ J/kg Eis)
Gefrieren	es wird Wärme frei (ca. $0,33 \cdot 10^6$ J/kg Wasser)
Sublimation	beim Übergang von Dampf zum Eis wird Wärme frei (ca. $2,83 \cdot 10^6$ J/kg Wasserdampf), beim Übergang von Eis zum Dampf wird Wärme verbraucht (ca. $2,83 \cdot 10^6$ J/kg Eis)

Aus Erfahrung wissen wir, dass die Lufttemperatur in Bodennähe bei einer schmelzenden Schneedecke kaum steigt, solange nicht der ganze Schnee geschmolzen und das Wasser verdunstet bzw. abgeflossen ist. Erfahrene Flieger wissen, dass gute Thermik solange ausbleibt, bis der Boden nach einem ergiebigen Regen wieder trocken ist.

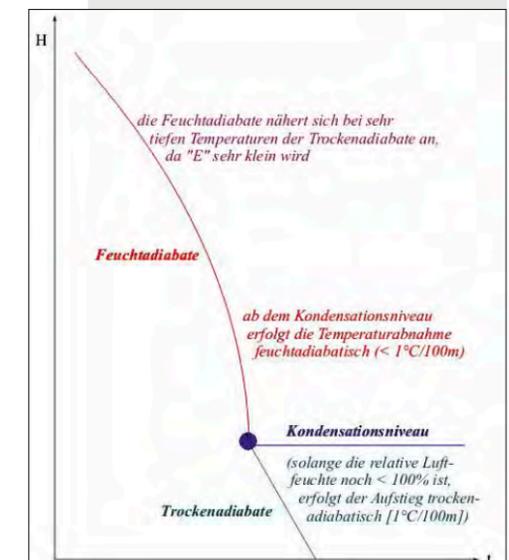
Temperaturverlauf bei der Hebung eines Luftpaketes

Die Temperatur fällt zunächst in der sog. Blauthermik trockenadiabatisch um $1^\circ\text{C} / 100\text{m}$. Ab dem Kondensationsniveau bilden sich Wolken. Die Blauthermik geht jetzt in die Wolken thermik über. Die Temperaturabnahme ist nun geringer, weil jetzt Kondensationswärme frei wird. In großer Höhe (bei sehr tiefen Temperaturen) nähert sich die Temperaturabnahme langsam der trockenadiabatischen an, weil in sehr kalter Luft der Sättigungsdampfdruck sehr klein ist, d.h., es ist nur wenig Wasserdampf vorhanden und deshalb kann auch nur wenig Wasserdampf kondensieren (bzw. sublimieren).

Die Abbildung 9 zeigt schematisch den Temperaturverlauf bei der Hebung eines Luftpaketes, z.B., wie er bei der erzwungenen Hebung über ein Gebirge oder beim Aufsteigen einer Thermikblase aussieht. ☞

Feedback

Um diese praxisorientierte Artikelserie noch passgenauer für uns als Gleitschirmflieger fortzusetzen, wünscht sich der Autor eure Mitarbeit. Er ist über seine Homepage www.DrMReiber.de erreichbar und beantwortet auch gern eure speziellen Anfragen zur Flugmeteorologie des Gleitschirmfliegens. So habt ihr sogar die Möglichkeit, direkt mit ihm in Kontakt zu kommen. Ganz besonders würde er sich über weitere Themenvorschläge von euch freuen.



9 Temperaturverlauf bei Hebung von Luft (erzwungene oder thermische Hebung)