

„WHAT GOES UP
MUST COME DOWN“



Wo denn die fallende Luft herkomme, die immer um die Thermik herum auftrete, wollte ich damals von meinem Segelfluglehrer wissen. „What goes up must come down“, war seine lapidare Antwort. Doch so einfach sind die Zusammenhänge nicht, und das Klären dieser Frage lässt uns in einen Themenkomplex eintauchen, der zwar für einen Segelflieger essenziell, für die Meteorologie jedoch eher ein Randthema ist: der Kreislauf der Thermik.

TEXT UND BILDER: OLIVER PREDELLI

Dass die Thermik nach wie vor wenig untersucht ist, zeigen die vielen Beiträge im [magazin segelfliegen](#), die zum Teil gegensätzliche Theorien diskutieren. Wissenschaftlich fundierte Forschungsarbeiten, die über die altbekannten Stichworte „labil geschichtete Atmosphäre“, „trockenadiabatischer Temperaturgradient“ und „Kondensationsniveau“ hinausgehen, sind Mangelware, und was im Internet veröffentlicht ist, stammt überwiegend von internationalen Instituten. Die deutschsprachige Meteorologie arbeitet entweder nicht daran oder veröffentlicht die Ergebnisse nicht. Dabei scheinen viele Fragen ungeklärt zu sein:

- Hat Thermik einen Temperaturvorsprung gegenüber der Umgebungsluft?
- Welchen Einfluss hat die Luftfeuchtigkeit auf die Thermikstärke?
- Wieso liegt an manchen Tagen die Wolkenbasis mehrere hundert Meter oberhalb des Kondensationsniveaus?
- Wie stark sind die Bärte, wie eng muss man kreisen, um drinzubleiben?

An vielen Tagen liegt die Wolkenbasis über Hunderte von Quadratkilometern auf gleicher Höhe. Nirgendwo in der Literatur wird erklärt, wie das zur Theorie des Kumuluskondensationsniveaus passt, wenn dabei die Aufwinde über Ortschaften, Feldern, Wäl-

dern und Seen entstehen, das Gelände womöglich hügelig ist, und jeder Bart in Bodennähe eine andere Temperatur und eine andere Feuchtigkeit haben muss. Dieser Beitrag erklärt die Zusammenhänge.

Zu meinem Artikel gibt es einen Anhang, der als Zusatzinfo zu dieser Ausgabe heruntergeladen werden kann. ([QR-Code am Artikel-Ende](#)). In ihm werden physikalische Hintergründe erläutert (hier im Text durch ein hochgestelltes A gekennzeichnet) und die im Text verwendeten Literaturstellen benannt (hochgestellte Ziffern).

Das Lesen eines Emagramms sollte jedem Hobby-Meteorologen bekannt sein. Das Emagramm ist ungemein hilfreich für die Visualisierung wichtiger Zustandsgrößen der Atmosphäre. Die Linienverläufe basieren auf physikalischen Zusammenhängen, und das Praktische ist, dass diese Zusammenhänge immer passen. Man muss sich also nicht lange mit mathematischen Gleichungen beschäftigen, sondern kann vieles unmittelbar aus dem Emagramm ablesen.¹

Neben den Temperatur- und Taupunkt-Verläufen sind ein paar weitere Zusammenhänge beim Arbeiten mit dem Emagramm zu beachten und wichtig für das Verständnis der weiteren Ausführungen:

Luft hat eine geringere Dichte, wenn bei gleicher Temperatur der Taupunkt

im Diagramm nach rechts verschoben ist. Umgekehrt wird Luft schwerer, wenn sie trockener ist, also ihr Taupunkt weiter links liegt.¹

Feuchtigkeit geht nicht verloren. Steigt ein Thermikpaket zum Beispiel entlang des Sättigungsmischungsverhältnisses von 4,4 g/kg Wasserdampfmasse pro trockener Luftmasse auf, bleibt dieses Sättigungsmischungsverhältnis so lange erhalten, bis Kondensation eintritt. Folgt das Luftpaket beim anschließenden weiteren Aufstieg von zum Beispiel 820 hPa auf 620 hPa dem feucht-adiabatischen Temperaturgradienten, so hat es in der neuen Höhe nur noch ca. 1,9 g/kg Wasser. Es müssen also 2,5 g/kg Wasser auf dem Weg von 820 hPa auf 620 hPa auskondensiert sein.¹

Sättigungsmischungsverhältnis und Taupunkt hängen zusammen, sie können unmittelbar aus dem Emagramm ausgelesen werden. So entspricht beispielsweise ein Sättigungsmischungsverhältnis von 6 g/kg bei 1000 hPa einer Taupunkttemperatur von rund 6,5 °C.¹ Vermischen sich zwei Luftpakete bei gleichem Druck und gleicher Temperatur, ändert sich ihr Sättigungsmischungsverhältnis entsprechend. Aus 1 kg Luft mit 20 g/kg Wasserdampf plus 1 kg Luft mit 10 g/kg Wasserdampf werden 2 kg Luft mit 15 g/kg Wasserdampf. Druck und Temperatur bleiben auch nach der Durchmischung gleich.

Verdunstet ein Wassertropfen, kühlt er sich ab. Die minimale Temperatur, die er erreichen kann, ist die sogenannte Feuchtkugeltemperatur, sofern das verdunstete Wasser seine abgekühlte Umgebungsluft komplett sättigt. Die Feuchtkugeltemperatur liegt in erster Näherung im arithmetischen Mittel zwischen Temperatur und Taupunkt der normal warmen Umgebungsluft.¹

Wird Luft bei gleichbleibendem Druck erwärmt oder abgekühlt, ohne dass Feuchtigkeit zu- oder abgegeben wird, bleibt seine Taupunkttemperatur gleich.³ Das heißt für unseren soeben verdunsteten Wassertropfen, dass er ein kleines mit Wasserdampf gefülltes Luftpaket hinterlässt, das zwar nach einer kurzen Zeit der Unterkühlung von der Umgebung wieder auf Normaltemperatur gebracht wird, das aber im Vergleich zur Umgebungsluft eine höhere Taupunkttemperatur besitzt. Dieses kleine aber ganz und gar nicht unwichtige Detail merken wir uns für später, wenn es um die Frage geht, wo denn die Wolkenbasis zu finden sein müsste, und woher die Abwinde kommen.

Ein Luftpaket steigt nur dann auf, wenn es eine geringere Dichte hat als die Umgebung, wie es in meinem Beitrag zur „Thermik-Formel“ in [segelfliegen](#) Ausgabe 03/2017 beschrieben ist. Selbstverständlich hat eine Thermikblase nicht die Form einer Kugel. Sie ähnelt eher dem Kopf einer Qualle. Oder das Warmluftreservoir am Boden ist so groß, dass gar keine einzelne Blase aufsteigt, sondern sich gleich ein Thermikschlauch formt. Thermik hat auch keine klar umrissene Grenze wie ein Ballon. An den Rändern kommt es zu Verwirbelungen, zur Turbulenz.

All das spricht dafür, Thermik streng wissenschaftlich mit Hilfe von Navier-Stokes-Gleichungen zu beschrei-

ben. Wie bei jeder Simulation muss man jedoch Aufwand und Nutzen gegeneinander abwägen. Ich möchte am Ende ein Thermikmodell haben, bei dem jeder Segelflugzeugpilot mit Hilfe eines Temps und eines Taschenrechners in der Lage ist, das Streckenflugpotenzial eines Tages abzuschätzen. Das Thermikmodell soll schließlich nicht verwendet werden, um das Wetter von übermorgen zu berechnen, sondern lediglich die Stärke eines Aufwinds. Dafür sind Navier-Stokes-Gleichungen, die nur mit aufwendiger Spezialsoftware lösbar sind, wenig hilfreich. Die klassische Newtonsche Mechanik ist deutlich einfacher. Also erlaube ich mir hier eine Vielzahl von Vereinfachungen, und wir werden sehen, dass sich trotzdem alle relevanten Wetterphänomene erklären und hohe Übereinstimmungen mit realen Flugdaten aus dem OLC erzielen lassen.

Die Steiggeschwindigkeit einer kugelförmig angenommenen Thermik berechnet sich nach dieser einfachen Formel:^A

$$w_{Th} = \sqrt{A \cdot \frac{\rho_{Lu} - \rho_{Th}}{\rho_{Lu}}} \quad \text{mit} \quad A = \frac{8}{3} \cdot \frac{g \cdot r}{c_w}$$

Die Parameter r_{Lu} und r_{Th} sind die Dichten von Umgebungsluft und Aufwind, r ist der Thermikradius, c_w der Widerstandsbeiwert und g die Erdbeschleunigung. Mit $r = 150$ m und $c_w = 0,45$ kommt man auf ein $A \approx 8.700 \text{ m}^2/\text{s}^2$.

Kennt man hingegen den Steigwert und die Luftdichten, lässt sich über die Formel der Radius der Thermikblase abschätzen.

Luftdruck, Lufttemperatur und Taupunkttemperatur von Thermik und Umgebungsluft entnimmt man dem Temp, um daraus die Luftdichten für die obige Formel zu berechnen.⁴ Damit haben wir alles, was wir brauchen. Die Formel gilt übrigens immer in der jeweiligen Höhe. Die Thermikstärke

ist also nicht unmittelbar davon abhängig, was irgendwo am Boden passiert, sondern allein davon, wie sich Temperaturen und Taupunkte beim Aufstieg verändern.

Exemplarisch zeigt **Bild 1** die Wetterdaten vom 21.09.2017 bei Kirchheim unter Teck in der Nähe von Stuttgart an einem Blauthermik-Tag mit mittleren Steigwerten und einer typischen Basishöhe von 1500 m. Die Wetterdaten entstammen dem GFS-Modell des amerikanischen Wetterdienstes.⁵

Links im Bild verläuft die Taupunkttemperatur der Umgebungsluft. Aus unerfindlichen Gründen findet dieser Kurvenverlauf in der Segelflug-Literatur kaum Beachtung. Dieses ist erstaunlich, denn der Taupunkt beeinflusst nicht nur die Stärke der Thermik (weil er die Dichte der Umgebungsluft verändert). Wie wir weiter unten sehen werden, bestimmt er maßgeblich die Höhe der Wolkenbasis.

Rechts im Bild sieht man den Verlauf der Lufttemperatur. Wie man sofort erkennt, fällt sie nicht konstant mit $1 \text{ }^\circ\text{C}$ pro 100 m ab, sondern verliert zwischen 1000 m und 1500 m lediglich ca. $0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ pro 100 m. Das ist ganz normal, wenn sich, wie an diesem Tag, ein Wärmegebiet nähert und die Atmosphäre nicht nur durch lokale Sonneneinstrahlung, sondern auch durch einfließende Warmluftmassen erwärmt wird. Es ist offensichtlich, dass hier Thermik-Modelle, die auf der Annahme eines trockenadiabatischen Temperaturgradienten beruhen, fehlerhaft werden.

Grün eingezeichnet ist die „Wanderung“ einer Thermikblase, die sich aus der überadiabatischen Schicht am Boden löst und entlang der Linie des konstanten Sättigungsmischungsverhältnisses aufsteigt. Dort, wo diese Linie die Temperaturkurve schneidet, müsste die Kondensation beginnen. Wegen einer leichten Inversion ist mit dem Aufstieg jedoch bereits in 1500 m

Schluss, der Himmel bleibt blau. Dass die Thermik dabei keinen Temperaturvorsprung gegenüber der Umgebung hat, wird weiter unten begründet.

In 1127 m MSL habe ich exemplarisch die Luftdichten eingetragen und daraus die Thermikstärke berechnet. Ein Vergleich mit realen Flugdaten (OLC-Nr. 6137888) zeigt eine gute Übereinstimmung, wenn man bedenkt, dass das Segelflugzeug beim Kreisflug noch ein Eigensinken von ca. 0,8 m/s besitzt. Wer sich intensiver mit diesem Thema auseinandersetzen möchte, findet im Anhang eine Vielzahl weiterer Analysen mit OLC-Flugdaten und Thermikstärke-Berechnungen mittels obiger Luftdichte-Formel.^A

„**Entrainment**“ nennt man das Vermischen von Umgebungsluft mit den Rändern einer Wolke oder einer Thermikblase. Mischt sich Umgebungsluft mit Wolkenluft, nimmt sie Feuchtigkeit auf, weil Wassertropfen verdunsten. Da sie danach jedoch weiterhin weniger Feuchtigkeit besitzt als die Wolkenluft selbst, liegt ihr Taupunkt links von der Wolkenluft. Sie fällt daher in die Wolke hinein, bei Cumuli entsteht dadurch die typische „Blumenkohlform“. Die Abwinde können die Wolke in ihrer gesamten Höhe durchlaufen und unten an der Basis aus ihr herausfallen.² Dass die eingemischte Luft aufgrund von Verdunstungskühlung anfangs kälter ist als die Wolke, spielt nach kurzer Zeit des Fallens keine Rolle mehr. Genau wie bei aufsteigender Thermik gleicht sich die Temperatur des Luftpaketes an die Umgebung (hier die Wolkentemperatur) an.

Grundsätzlich anders verhält es sich, wenn es zu Entrainment am Rande einer Thermikblase kommt. Hier spielen Verdunstungseffekte keine Rolle, sondern es mischen sich lediglich zwei unterschiedlich feuchte Luftmassen. Die Mischluft ist zwar trockener

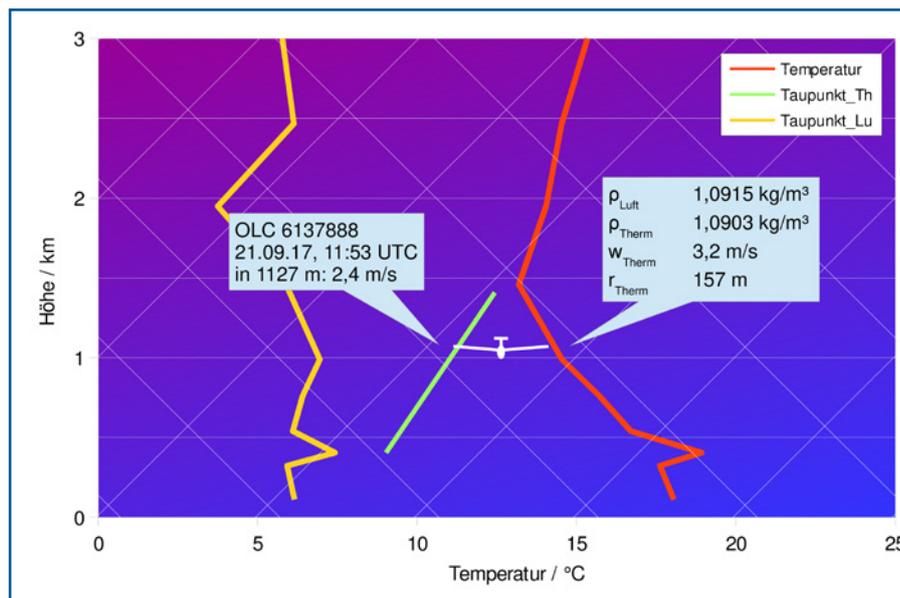


Bild 1: Temp für Kirchheim unter Teck vom 21.09.17, 12 UTC. Berechnungen der Thermikstärke mittels der im Text genannten Funktion im Vergleich zu OLC-Daten eines Vergleichsfluges. Die Taupunktlinie der Thermik bestimmt sich aus den Parametern der im Text genannten Funktion

als die Thermik, bleibt aber feuchter und damit leichter als die Umgebungsluft. Logischerweise wird sie daher weiter aufsteigen - wenn auch mit verringerter Stärke. Entrainment am Thermikrand kann keine Abwinde erzeugen, allenfalls Wirbel die wir als Turbulenz spüren.

Abwinde unter einer Wolke oder unterhalb einer Inversion fallen unter einer Bedingung bis zum Boden: Sie müssen trockener als die Umgebungsluft sein. Für das Lesen eines Emagramms bedeutet das, dass die Taupunktlinie der Umgebungsluft eine Grenze darstellt. Liegt der Taupunkt eines Luftpaketes rechts dieser Linie, wird es aufsteigen (Thermik). Liegt sein Taupunkt links dieser Linie, wird es sinken (Abwind).

Die Stärke von Thermik und Abwind berechnet sich nach der oben genannten Luftdichte-Formel. Bleibt eine Luftmassenschichtung im Tagesver-

lauf weitestgehend unverändert, sind die Volumenströme von Auf- und Abwind lokal ausgeglichen. Es verwundert also nicht, dass Abwind und Thermik ähnliche Geschwindigkeiten haben.

Thermik ist nicht wärmer als die Umgebungsluft. Stellen wir uns vor, wir hätten Segelflugwetter wie aus dem Lehrbuch. Die Lufttemperatur fällt gleichmäßig mit $-1\text{ °C pro }100\text{ m}$. Die Wolkenbasis liegt in Höhe des Kondensationsniveaus. Wohin wir auch blicken, liegen alle Wolkenunterkanten wie mit dem Lineal gezogen in einer Ebene. Jetzt schnappen wir uns einen Temp des Tages, die oben genannte Formel zur Berechnung der Thermikstärke, den Luftdichte-Rechner aus dem Internet und versuchen, alles irgendwie unter einen Hut zu bringen. Es klappt nicht, wenn wir erlauben, dass die Thermik einen Tem-

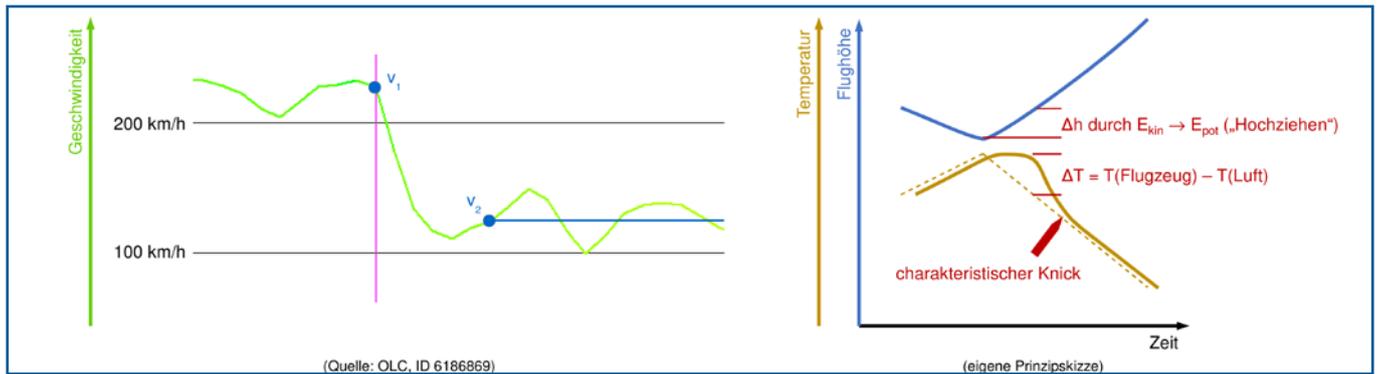


Bild 2: Beim Umwandeln von kinetischer Energie in Lageenergie behält das Flugzeug kurz seine alte Temperatur bei

peraturvorsprung hat. Die obige Thermikstärke-Berechnung würde zu unrealistisch hohen Steigwerten und viel zu kleinen Thermik-Radien führen. Zudem würde jedes Grad Celsius das Kondensationsniveau um 100 m ändern. An heißen Sommertagen wären so Basishöhenschwankungen von 200 m und mehr möglich. Von Wolke zu Wolke. Aber hat Albert Kiessling nicht in der letzten Ausgabe des [magazin segelfliegen](#) mit Temperaturmessungen über der Kalahari einen Temperaturvorsprung der Thermik gegenüber der Umgebungsluft nachgewiesen? Nein, hat er nicht!⁶

Messdaten aus dem Inneren von Wolken gibt es viele. Zudem steigen täglich dutzende Radiosonden auf, um das Vertikalprofil der Atmosphäre zu erfassen. Tatsächlich scheinen die Messflüge von Kiessling die ersten zu sein, die nach den vielfach zitierten Flügen von Lindemann aus dem Jahr 1978 gezielt in die Thermik gegangen sind. Mit neusten Halbleitersensoren sind seine Daten zudem sicher genauer als die 40 Jahre alten Vorgänger. Ich vermute, dass Thermikmodelle in der meteorologischen Wissenschaft überhaupt nicht messtechnisch verifiziert wurden, sondern allein mathematischen Überlegungen folgen. Kiess-

lings Messungen sind endlich der lange vermisste Beweis, um die Theorie des Temperaturvorsprungs eindeutig zu widerlegen. In seinem Beitrag beschreibt er, dass seine Temperaturmessung unmittelbar nach dem Einkreisen in einen Bart weniger stark abfällt, als es eigentlich aufgrund des Höhengewinns hätte sein müssen. Dieses ΔT interpretiert er als Temperaturvorsprung der Thermik gegenüber der Umgebung. Was soll daran falsch sein?

Ich hole etwas aus. Warum beträgt der trocken-adiabatische Temperaturgradient genau $-1\text{ }^\circ\text{C}$ pro 100 m? Weil es sich aus dem ersten Hauptsatz der Thermodynamik so ergibt. Die Energie eines abgeschlossenen Systems ist konstant. Man kann berechnen, dass $-(dT/dz) = g/c_p$ ist.¹ Das heißt, wird ein Luftpaket adiabat angehoben, wandelt sich ein Teil seiner Wärmeenergie in potenzielle Energie. Wird es abgesenkt, passiert das Gegenteil. Was soll ein Luftpaket auch anderes tun? Es hat ja nur seine Wärme als wandelbare Energiegröße. Wäre eine andere Energie als die Wärmeenergie in Lageenergie umwandelbar, könnte es durchaus an Höhe gewinnen, ohne kälter zu werden. Dieses passiert z. B.

beim feucht-adiabatischen Aufstieg. Dort kommt ein zusätzlicher Energieanteil aus der Kondensationswärme des Wasserdampfs, sodass es nicht mehr mit $-1\text{ }^\circ\text{C}$ hochgeht, sondern nur noch mit $-0,6\text{ }^\circ\text{C}$.

Physikalisch ist es also möglich, dass ein Körper eine höhere potenzielle Energie bekommt, ohne Wärme umzuwandeln, seine Temperatur bleibt in dem Fall konstant. Kiessling sitzt nicht in einem Luftpaket. Er fliegt in einem Flugzeug. Und das nicht einmal langsam, er fliegt mit über 200 km/h. Dann zieht er hoch, um im Bart mit 130 km/h zu kreisen. Beim Hochziehen wandelt sich ein Teil seiner kinetischen Energie in Lageenergie um. Seine kinetische Energie ist $E_{\text{kin}} = 0,5 \cdot m \cdot v^2$. Seine potenzielle Energie ist $E_{\text{pot}} = m \cdot g \cdot h$. Beim Energieumwandeln geht nichts verloren, es ist also $\Delta E_{\text{kin}} + \Delta E_{\text{pot}} = 0$.

Nach wenigen Umformungen kommt man auf: $\Delta h = h_2 - h_1 = (v_1^2 - v_2^2) / 2g$ mit der Höhe h_1 und der Geschwindigkeit v_1 (in m/s) vor dem Bart und h_2 , bzw. v_2 im Bart. Diese zusätzliche Höhe, die Kiessling allein durch Fahrtabbau erhält, erreicht er also *ohne Temperaturabfall*. Jedes einzelne Molekül seines Flugzeugs, aber auch seiner Messeinrichtung und seines Tempera-

Zeit lokal (= UTC + 1h)	v_1 in km/h	v_2 in km/h	Δh durch Abbau kinetischer Energie	$\Delta T =$ $T(\text{Flugzeug})$ minus $T(\text{Luft})$	ΔT in der Kiessling- Messung
12:59	220	130	124 m	1,24 °C	1,2 °C
13:33	216	125	122 m	1,22 °C	1,5 °C
14:36	227	130	136 m	1,36 °C	1,0 °C
14:50	237	130	154 m	1,54 °C	1,8 °C
15:04	225	142	120 m	1,20 °C	1,2 °C

Tabelle: Temperaturerhöhung durch die Umwandlung von kinetischer Energie in Lageenergie im Kiessling-Flug vom 06.12.2017

turfühlers, erreicht das Δh mit der selben Temperatur, die es vor dem Hochziehen hatte. Alles am Flugzeug (auch das Thermoelement) ist jetzt etwas wärmer als die Umgebung. Mittels der Hilfsgröße der potenziellen Temperatur kann man umrechnen, was dieses Δh theoretisch an Temperaturdifferenz eines Luftpaketes bedeuten würde, nämlich die bekannten 1 °C pro 100 m.

Natürlich kann der Flieger den Temperaturvorsprung nicht auf Dauer halten, sondern kühlt bald auf die Umgebungstemperatur ab. Zoomt man in Kiesslings Grafiken hinein, kann man diese Abkühlung deutlich im Temperaturverlauf erkennen. Für einen kurzen Zeitraum nach dem Einkreisen in den Bart fällt die Temperatur relativ schnell ab, bis sie nach einem gut erkennbaren Knick im Kurvenverlauf wieder der normalen, steigungsbedingten Abkühlung folgt.

Ich habe die Logger-Datei zu Kiesslings Flug vom 06.12.2017 beim OLC heruntergeladen und mir die Geschwindigkeiten über Grund genauer angeschaut. **Bild 2** zeigt seine typische Fahrtabnahme beim hochgezogenen Eindrehen in den Bart. Während des Kreisens sieht man den Windinfluss, so dass ich für v_2 den Mittel-

wert wähle. Dann habe ich mir aus den Grafiken seines Beitrags im letzten [magazin segelfliegen](#) alle mit einem ΔT gekennzeichneten Thermik einflüge angeschaut und mit der obigen Formel ausgerechnet, auf welches Δh er allein durch Umwandlung seiner kinetischen Energie gekommen ist (**Tabelle**). Die von ihm angegebenen ΔT stimmen ziemlich genau mit der Zunahme der potenziellen Temperatur aufgrund der Umwandlung von kinetischer Energie in Lageenergie überein. Damit ist bewiesen, dass in den Bildern nur das Halten der Flugzeugtemperatur beim Hochziehen gemessen wurde.

Was heißt das jetzt bezüglich eines möglichen Temperaturvorsprungs der Thermik? Weil das Δh vollständig durch die Umwandlung von kinetischer in potenzielle Energie erklärbar ist und weil Kiessling darüber hinaus keinen zusätzlichen Temperaturanstieg gemessen hat, gab es gar keinen Temperaturvorsprung durch die Thermik! Beim Verlassen des Bartes geschieht nach dem Andrücken das Gleiche. Beim Umwandeln von Lageenergie in Bewegungsenergie behält das Flugzeug kurzzeitig seine kältere Temperatur bei, so dass der Eindruck entste-

hen könnte, die Thermikluft sei kälter als die Umgebung.

Die Kiessling-Messungen liefern noch einen weiteren eindeutigen Beleg, dass die Thermik keinen Temperaturvorsprung gegenüber der Umgebungsluft hat. In den Grafiken seines Beitrags im letzten [magazin segelfliegen](#) erkennt man, dass die potenzielle Temperatur während des Kreisens im Bart um ca. 1 K pro km Höhe ansteigt.⁶

Bild 3 (folgende Seite) zeigt den Temp von 25° Süd, 16° Ost in Namibia vom 06.12.2017, 15 UTC auf Basis der GFS-Daten. Oberhalb von 2000 m MSL (entspr. ca. 1.000 m AGL) fällt die Lufttemperatur pro 100 m Höhe nicht mehr um -1 °C, sondern nur noch um -0,9 °C. Die Luft kühlt „nach oben“ weniger stark ab, ihre potenzielle Temperatur steigt um +1 K pro km, also genau um den von Kiessling gemessenen Wert.

Hätte die Thermik einen Temperaturvorsprung gegenüber der Umgebung, würde sie trocken-adiabatisch abkühlen, ihre potenzielle Temperatur bliebe konstant. Schwankungen der Umgebungstemperatur würden sie nicht beeinflussen, so lange es eine Temperaturdifferenz gibt. Thermikluft kann aber auch nicht kälter werden als die Umgebung. Daraus folgt, dass die po-

tenzielle Temperatur der Thermik nur zwei möglichen Verläufen folgen kann. Entweder bleibt sie während des trocken-adiabatischen Aufstiegs konstant, so lange es einen Temperaturvorsprung gibt, oder sie entspricht der potenziellen Temperatur der Umgebung bei Temperaturgleichheit. Das Ansteigen der potenziellen Temperatur in den Kiessling-Messungen belegt, dass es hier keinen Temperaturvorsprung gegeben haben konnte.

In der Konvektionsschicht passiert bisweilen Ungewöhnliches, das nicht zur gängigen Lehrmeinung passt. Ich führe ein paar Beispiele auf, die wichtig sind, bevor wir zur Frage kommen, wie hoch die Wolkenbasis liegt und woher die Abwinde kommen.

Der 11.06.2016 war ein Hammerwettertag über Norddeutschland, als allein von Wilsche aus über 10.000 Streckenkilometer zurückgelegt wurden, darunter zwei Flüge länger als 1000 km. In **Bild 4** sehen wir den GFS-Temp für Stendal an der Elbe um 15 UTC, inklusive einer möglichen Taupunkt-Linie der Thermik. Dort, wo diese Linie die Temperaturkurve schneidet, müsste die Wolkenbasis liegen. Wie kann es dann sein, dass Piloten hier gut 700 m höher unterwegs waren (z. B. OLC-Nr. 5123491)? Durch Wolken werden sie sicher nicht geflogen sein.

Zwischen April und August 2001 haben Jeffrey P. Craven und Ryan E. Jewell vom Storm Prediction Center in Norman, USA mit einem Laser-Ceiliometer die Basishöhe (engl. „cloud-base height“, CBH) mehrerer hundert Wolken vermessen und mit dem theoretischen Kondensationsniveau (engl. „lifting condensation level“, LCL) verglichen.⁷ Dann haben sie versucht herauszufinden, welches Mischungsverhältnis am besten zur CBH passt. Ist es das Sättigungsmi-

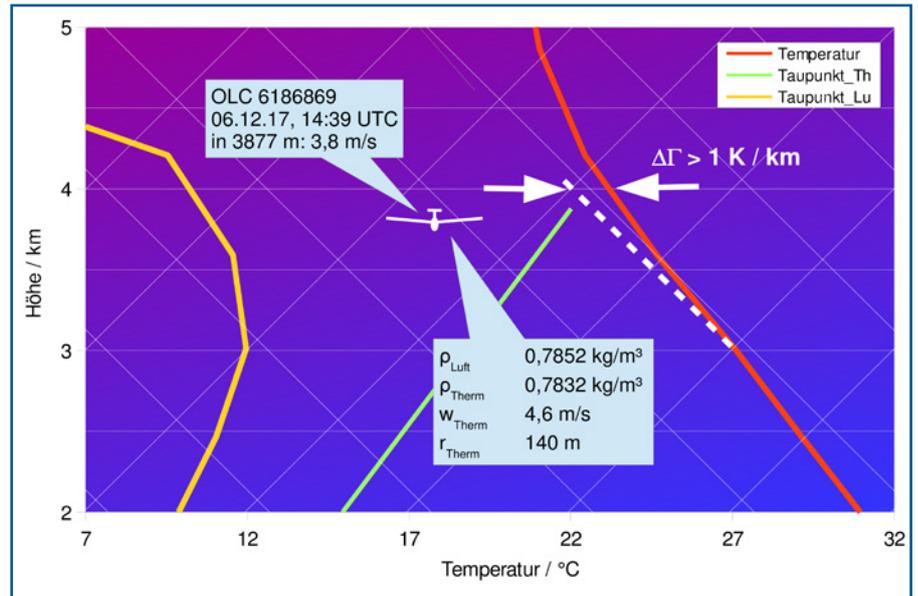


Bild 3: Temp aus Namibia (25° S, 16° O) zwischen 2.000 und 5.000 m MSL vom 06.12.17, 15:00 UTC, inklusive der Berechnung der Thermikstärke und OLC-Vergleichsdaten. Die Lufttemperatur fällt mit ca. 0,9 °C pro 100 m

schungsverhältnis des Bodentaupunkts, in **Bild 4** mit SBLCL („surface-based LCL“) bezeichnet? Oder ist es das Mischungsverhältnis oberhalb der überadiabatischen Schicht, MLLCL („mean-layer LCL“) genannt? Ergebnis: Beide Werte passen nicht! Die Standardabweichung beim MLLCL betrug 170 m, beim SBLCL 239 m, wobei Abweichungen von ±300 m zwischen CBH und LCL keine Seltenheit waren. Leider haben sie nicht weiter nach der Fehlerursache geforscht, sondern kamen nur zu dem Schluss „caution is advised when considering surface-based thermodynamic indices“.⁷

Eine Langzeitstudie des Pacific Northwest National Laboratory in Richmond, Washington, USA bestätigt diese Tendenz. Über fünf Jahre hinweg wurden Schönwetterwolken untersucht. Die Abweichungen zwischen LCL und CBH betragen oft

mehrere Hundert Meter, mit der Tendenz, dass die CBH bei höherem LCL überdurchschnittlich anstieg.⁸ Auch bei einem Forschungsvorhaben der University of Washington, Seattle, USA lagen sämtliche Wolkenbasis-Messungen zum Teil deutlich oberhalb des LCL.⁹

Wir nehmen die Untersuchung als Indiz, dass LCL und CBH oft voneinander abweichen. „Da oben“ passiert etwas, was wir bisher nicht beachtet haben. Kann es sein, dass die Wolkenbasis häufiger höher liegt, als es die klassische Theorie erlaubt? Ein Indiz liefert ein kurzer Bericht des Barbados Cloud Observatory. Bei bestimmten Wetterlagen zeigt deren Wolkenradar einen bis zu 250 m breiten Bereich unterhalb der Wolke mit einer schwachen Signalreflexion. Hier scheinen Wassertropfen in einer für das Auge unsichtbaren Konzentration in der Luft zu sein.¹⁰ Die Messungen bestäti-

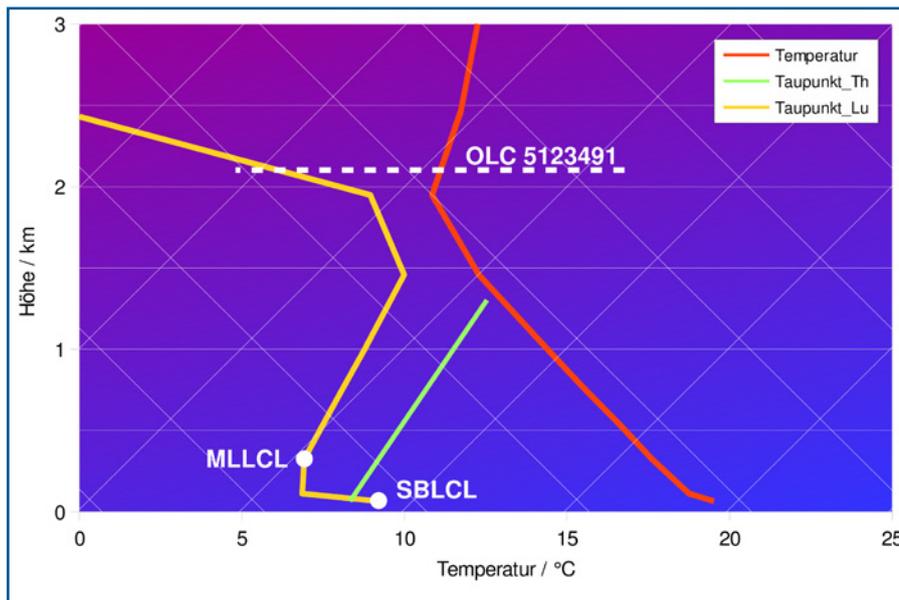


Bild 4: Temp für Stendal vom 11.06.16, 15 UTC. Eingezeichnet ist die Höhe, in der dort Segelflugpiloten unterwegs waren. MLLCL und SBLCL kennzeichnen zwei mögliche Mischungsverhältnisse der Thermikluft. Die tatsächliche Taupunktlinie der Thermik ist Grün

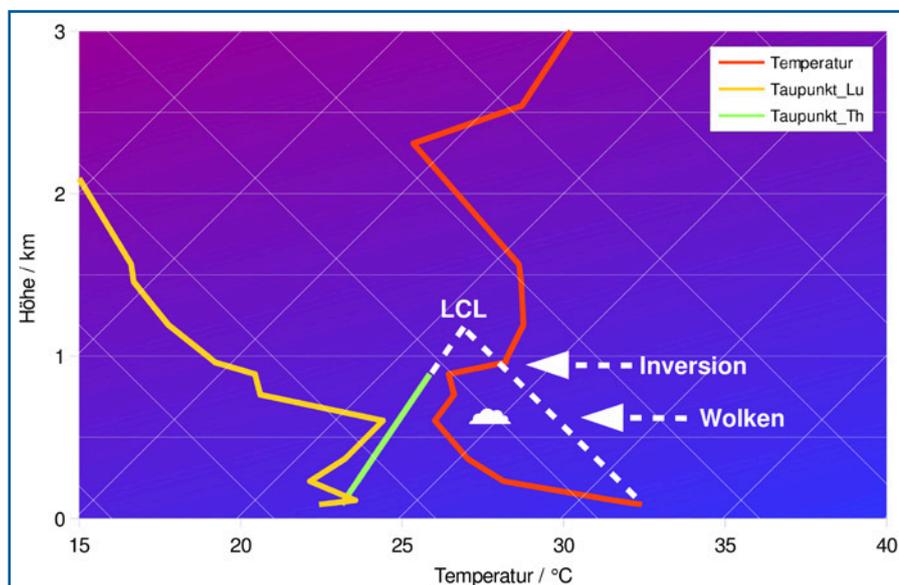


Bild 5: Temp für Bet Dagan vom 06.08.11, 12:00 UTC. Eingezeichnet ist die konventionelle Bestimmung des Kondensationsniveaus (LCL) und die Höhe der dortigen Wolken

gen eine Übergangszone zwischen LCL und Wolkenbasis.

Es geht aber auch anders herum. Eitan Hirsch und seinen Kollegen vom Weizmann Institut in Israel ist aufgefallen, dass es in der Nähe von Tel Aviv relativ häufig bereits mehrere Hundert Meter unterhalb des LCL zur Bildung von Cumuluswolken kommt. In einem wissenschaftlichen Beitrag beschreiben sie, dass das ihrer Meinung nach nicht ins Bild gängiger meteorologischer Betrachtungen passe.¹¹

Bild 5 zeigt die Radiosonden-Daten aus Bet Dagan vom 06.08.2011, 12 UTC. Das LCL liegt bei ca. 1.200 m. Eine Inversion in ca. 900 m müsste jegliche Wolkenbildung unterbinden. Dennoch entstehen kleine Cumuluswolken in ca. 700 m! Die Autoren konnten belegen, dass die Wolken, obwohl konvektiven Ursprungs, definitiv nicht aus der überadiabatischen Bodenschicht heraus gespeist wurden. Ihrer Ansicht nach löste einströmende feuchte Luft die Konvektion mehrere Hundert Meter oberhalb des Bodens aus, was ein weiterer Beleg dafür ist, dass sich Thermik durch Feuchtigkeit bildet. Warum jedoch Wolken speziell in 700 m Höhe entstehen konnten, hat aus meiner Sicht eine andere Ursache.

Eine Cumuluswolke bildet sich, wenn Thermikluft beim Aufsteigen abkühlt, bis ihre relative Luftfeuchtigkeit 100 % erreicht. So haben wir es gelernt, aber so ist es nicht ganz. Denn für die Wolkenbildung braucht es zweierlei: Kondensationskeime, an die sich Wasser anlagern kann, und Zeit für das Tropfenwachstum. Kondensationskeime, so genannte Aerosole, sind in unseren Breiten genügend vorhanden, um in der mit Feuchtigkeit übersättigten Luft eine Tropfenbildung anzuregen. Diese ersten Tropfen haben eine Größe von weniger als

1 μm und sind für das Auge unsichtbar. Dann beginnt der Tropfen durch Diffusion Wasser anzulagern und zu wachsen. Dabei vergehen durchaus 10 bis über 100 s, bis sein Radius 10 μm , eine typische Tropfengröße in Wolken, erreicht hat.²

Quellwolken quellen von innen nach außen. Die massenhafte Kondensation von Wasserdampf geschieht im Inneren der Wolke oberhalb der Basis. Denn so richtig in Fahrt kommt das Tropfenwachstum erst, wenn Wassertropfen zusammenstoßen.² Für diese Kollisionen braucht es gegenläufige Luftströmungen, insbesondere das Aufeinandertreffen von aufsteigender Thermik und Abwinden aus der Entrainment-Zone der Wolkenoberseite.

Zwischen dem Kondensationsniveau (LCL) und der Wolkenbasis (CBH) gibt es immer eine mehr oder weniger breite Übergangsschicht (engl. „transition layer“).¹² Laut Christopher Bretherton, Professor am Department of Atmospheric Science der University of Washington in Seattle, USA, ist für diese Schicht der Anstieg ihrer virtuellen potentiellen Temperatur um mehrere Zehntel Kelvin charakteristisch.¹³

Ich interpretiere die Übergangsschicht folgendermaßen: Nach dem Erreichen des LCL bilden sich in der Thermik erste kleine, für das Auge unsichtbare Wassertröpfchen, die durch Diffusion größer werden und der Thermikluft Feuchtigkeit entziehen. Die dabei entstehende Kondensationswärme führt dazu, dass die Thermikluft innerhalb der Übergangsschicht tatsächlich wieder wärmer wird als die Umgebung. Im Emagramm verläuft der Temperaturgradient dann steiler als $-1 \text{ K} / 100 \text{ m}$. Vergleiche mit Steigwerten aus OLC-Flugdaten lassen einen Gradienten vermuten, der mit ca. $-0,8$ bis $-0,9 \text{ K} / 100 \text{ m}$ etwas flacher bleibt als die üblichen feucht-adiabatischen

$-0,6 \text{ K} / 100 \text{ m}$.^A Die Thermikluft strömt weiterhin gleichgerichtet aufwärts. Bei Wetterlagen mit besonders stark ausgeprägter Übergangsschicht können wir Segelflieger problemlos über das LCL hinaus steigen. Man erahnt diese Schicht bisweilen, wenn wenige hundert Meter unterhalb der Basis der Horizont leicht diesiger erscheint als zwischen den Wolken. Das darf allerdings nicht verwechselt werden mit der stärkeren Sichtabnahme unmittelbar an der Basis, die von aus der Wolke fallenden und verdunstenden Wassertropfen verursacht wird.

Taupunkttemperatur und Abwinde bestimmen die Basishöhe. Die Wolkenbasis liegt in der Höhe, wo die Taupunktlinie der Umgebungsluft deutlich in Richtung „trocken“ abknickt. Denn nur dann haben Abwinde, die aus der Entrainment-Zone gespeist werden oder durch Verdunstung von Wassertropfen entstehen, die Chance, auf die „linke Seite“ der Taupunktlinie der Umgebungsluft verwirbelt zu werden und zum Erdboden durchzufallen. Wolkentropfen, die sie dabei mitnehmen, lösen sich an diesem Übergang auf, es bildet sich eine klar abgegrenzte Wolkenbasis.

Zudem brauchen Abwinde, die aus der Entrainment-Zone an der Wolkenoberseite gespeist werden, eine Mindestfallgeschwindigkeit, um gegen die aufsteigende Thermik innerhalb der Wolke anzukommen. Das heißt, ihre Luft muss hinreichend trocken sein. Innerhalb der Wolke werden sie von der Thermikluft nach außen abgedrängt, weshalb Abwinde immer außen um den Bart herum anzutreffen sind.

Da wegen des Volumen- und Massenausgleichs Thermik und Abwinde ungefähr gleich stark sind, brauchen die Abwinde unterhalb der Basis eine gewisse Trockenheit. Im Emagramm können diese Zusammenhänge leicht

erfasst werden. Mit Hilfe der obigen Formel wird die Dichte und damit die Taupunkttemperatur ermittelt, die ein Abwind haben müsste, um die gleiche Geschwindigkeit zu besitzen wie sein zugehöriger Thermikbart. Daraus bestimmt sich die Linie seines konstanten Mischungsverhältnisses, der er beim Abstieg folgt. Wo diese Linie die Taupunktlinie der Umgebungsluft schneidet, liegt die Wolkenbasis. Plakativ vereinfacht, sucht man im Temp die Basis folgendermaßen: Man spiegelt die Taupunktlinie der Thermik an der Taupunktlinie der Umgebungsluft nach links, folgt dort der Linie des konstanten Mischungsverhältnisses aufwärts und findet die Wolkenbasis, wo diese Linie die Taupunktlinie der Umgebungsluft schneidet. **Bild 6** zeigt den Gesamtzusammenhang.

Fällt ein Wassertropfen nach unten aus der Wolke heraus und verdunstet dort, bildet er ein kleines Bläschen feuchter Luft. Dieses wird, nachdem sich die Verdunstungskälte ausgeglichen hat, wieder in die Wolke aufsteigen, sofern es weiterhin feuchter als die Umgebungsluft, ihre Taupunkttemperatur also höher als der Taupunkt der Luft ist. Bei diesen Wetterlagen bestimmt allein die Luftmasse mit ihrem charakteristischen Verlauf der Taupunkttemperatur die Höhe der Wolkenbasis. Das erklärt auch, warum über viele Kilometer hinweg die Wolkenunterseiten wie mit einem Lineal gezogen aussehen, selbst dann, wenn die Wolken nicht mehr von Aufwinden gespeist werden und sich auflösen. Denn der Basis ist es „egal“, wie feucht die Thermik ist, ob sie aus dem SLLCL oder MLLCL gespeist wird. Und Temperaturunterschiede der Thermikluft spielen ohnehin keine Rolle, weil sie nicht vorhanden sind.

Keine Regel ohne Ausnahme. Liegen Temperatur und Taupunkt der Umge-

bungsluft in der Übergangszone zwischen LCL und dem Taupunkt-Knick zu dicht beieinander, kommt es hier leider doch schon zur Wolkenbildung. Das hängt wieder mit dem Entrainment zusammen. Wenn dort Umgebungsluft mit der sehr feuchten Thermikluft verwirbelt, hat die Mischluft eine Taupunkttemperatur nahe der Lufttemperatur. Es heißt, dass Luftschichten Wolken bilden, wenn die Taupunktdifferenz weniger als 2 °C beträgt.¹⁴ Die hohe Wolkenbasis, wie sie in **Bild 4** oder **Bild 6** gezeigt wird, kann also nur entstehen, wenn die Taupunktdifferenz in der Übergangszone mindestens 4 °C beträgt.

An Thermiktagen, an denen der Umgebungsluft-Taupunkt weniger drastisch abfällt als in Abb. 6, funktioniert die Bestimmung der Basis ebenfalls nach dieser Methode. Nur sind dann die Wolkenunterseiten nicht so einheitlich ausgeprägt, weil sich leichte Taupunkt-Schwankungen der Umgebungsluft stärker bemerkbar machen. Sogar beim Phänomen von Bet Dagan in **Bild 5** ist sie anwendbar. Beispiele mit OLC-Flugdaten bei verschiedenen Wetterlagen finden Sie im Anhang^A (QR-Code am Artikel-Ende).

Eine kurze Zusammenfassung. An guten Segelflügen kann man den Begriff der „Wolkendecke“ durchaus wörtlich nehmen. Die Wolken sind in trockene Luft eingebettet, die sich wie eine Decke über die feuchtere konvektive Schicht ausbreitet. Die Analyse vieler realer Segelflüge aus der OLC-Datenbank,¹⁵ nicht nur für diesen Beitrag, sondern auch für die „Thermikprognose mit Temps“ in [segelfliegen](#) Ausgabe 03/2017¹⁶ hat gezeigt, dass die Stärke der Thermik in erster Linie von ihrer Feuchtigkeitsdifferenz zur Umgebungsluft abhängt. Eine genaue Betrachtung der Temperaturmessungen von Albert Kiessling in [segelfliegen](#) Ausgabe 02/2018 be-

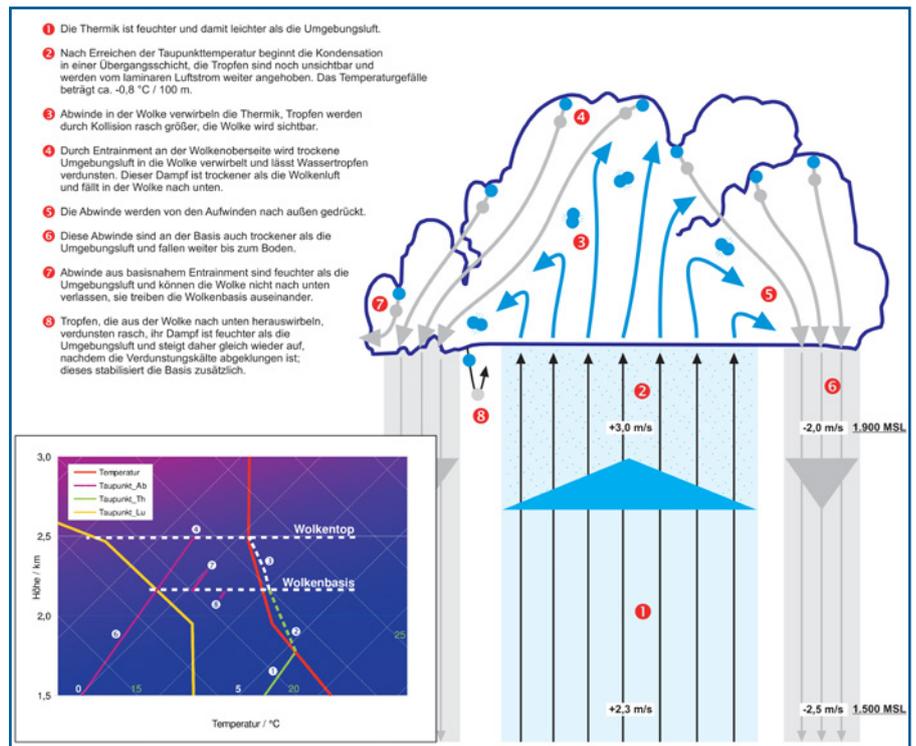


Bild 6: Der Kreislauf der Thermik am Beispiel eines Temps zwischen 1500 und 3000 m MSL für Bayreuth vom 21.08.16, 15:00 UTC. Die Höhe der Wolkenbasis stammt von realen Flugdaten aus der OLC-Datenbank, Segelflugzeuge flogen bis dorthin

legt zudem, dass Thermik keinen Temperaturvorsprung gegenüber der Umgebung hat.

Allerdings gibt es unmittelbar unterhalb der Wolkenbasis eine Übergangsschicht, in der Kondensation einsetzt, ohne dass es dabei bereits zur Bildung eines sichtbaren Wolkennebels kommt, denn für das zügige Entstehen von sichtbaren Tropfen ist das Verwirbeln von Thermikluft mit wolkeninternen Abwinden erforderlich. Die Übergangsschicht kann an bestimmten Tagen mehrere Hundert Meter hoch sein, in ihr steigt die Temperatur der Thermikluft aufgrund von Kondensationswärme leicht an.

Abwinde in Wolken entstehen durch Entrainment an ihrer Oberseite. Abwinde müssen trocken genug sein, da-

mit sie eine Abwindzone um den Bart herum bilden können. Dort, wo diese relativ trockenen Abwinde die Taupunktkurve der Umgebungsluft durchschneiden, liegt die Wolkenbasis, denn feuchtere Abwinde, die aus der Wolke fallen, steigen gleich wieder auf, sobald sie mit Umgebungsluft in Kontakt kommen. Der Kreislauf der Thermik schließt sich, wenn sich die Abwinde, auf der Erde angekommen, unter die überadiabatische Bodenschicht schieben, diese anheben und eine neue Thermikblase auslösen. ♦

Zum Anhang mit physikalischen Hintergründen und Literaturstellen:

