

Einflussfaktoren auf die



Bild 1 Cumulus congestus: langlebig mit mehreren Thermikquellen

Thermikstärke



Nachdem wir uns im letzten Artikel dieser Reihe genauer mit der Erwärmung der bodennahen Luft und der Verdunstung beschäftigt haben, wollen wir nun den weiteren Weg der Wärme und Feuchte in die Atmosphäre – und damit die thermischen Aufwinde – genauer anschauen.

AUTOREN: DETLEF MÜLLER UND CHRISTOPH KOTTMEIER

Die Wärme (die Energiemenge des Stroms fühlbarer Wärme!) gelangt zunächst in die direkt am Boden aufliegende Luft durch Wärmeleitung der Molekülbewegung. Diese Wärmeleitung wird bereits in geringer Höhe durch Wärmemitführung durch Turbulenz abgelöst. Für den Wärmetransport in die höheren Schichten ist vor allem die thermische Turbulenz, also die Thermik mit ihren Auf- und Abwinden verantwortlich. Turbulenz ist also der „Transporteur“ der Wärme, aber auch der Feuchte (des Wasserdampfs!), aus der bodennächsten Luftschicht bis zur Obergrenze der Konvektionsschicht. Deshalb werden diese Energieströme in der Meteorologie auch „turbulenter Strom fühlbarer Wärme“ und der mit dem Wasserdampftransport verbundene „turbulenter Strom latenter Wärme“ genannt.

Kernfragen sind dabei, wie sich in den Aufwinden die Energieflüsse zusammensetzen (Verteilung auf Wärme- und Feuchtetransport), wieviel Wärmeenergie der Atmosphäre einer Region zugeführt wird (Anstieg der Konvektionsschicht) und wie sie sich räumlich verteilen (Auslösepunkte der Aufwinde).

Was passiert „unten“ in der überadiabatischen Schicht?

Wie detailliert im letzten Artikel dargestellt, führt die zugestrahlte Sonnenenergie zu einer Erwärmung und zu Verdunstung – je nach Einfallswinkel, Albedo (also wieviel Strahlung eine Oberfläche aufnimmt und wieviel sie reflektiert), Feuchtegehalt des Bodens und der Transpiration des Bewuchses. Dabei kann die Dichte der bodennahen Luft so weit abnehmen, dass man an die Schwelle kommt, dass leichtere Luft unter schwererer liegt (bei einer reinen Temperaturbetrachtung bei einem Temperaturgradienten von $-3,4\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$). Das ist auch die Temperaturabnahme, bei der Luftspiegelungen auftreten können. Wird diese Schwelle lokal erreicht, kommt es zu sofortigen vertikalen Umlagerungen (Autokonvektion), die an der Erdoberfläche aufliegende überadiabatische Schicht bricht auf und es entsteht ein Aufwind. Die noch nicht ausreichend erwärmte Luft aus der Umgebung strömt zur Aufbruchstelle und speist den Aufwind – je nach Größe des Warmluftreservoirs. Auch wenn diese kritische Grenze nicht erreicht wird, die Schichtung aber ausreichend instabil ist, kann Thermik ausgelöst werden. Das geschieht entweder durch immer vorhandene kleine Wirbel mit dynamischer Hebung bis in einige 10 m Höhe, wo die Umgebung kühler ist. Oder lokal, wenn leichtere Luft am Boden neben schwererer liegt, so dass sie Auftrieb erfährt.

Wie kommen wir nun zu dem ausreichenden horizontalen Dichtegefälle in der bodennahen Luft? Klar ist, dass sowohl eine höhere Temperatur als auch eine höhere Luftfeuchte zu einer Dichteabnahme und damit zu Dichtedifferenzen führen

können. Bei typischen sommerlichen Temperaturen und Normaldruck entspricht die Dichteabnahme bei einer Erhöhung der relativen Feuchte um ca. 40 % der bei einer Temperaturerhöhung um 1 Grad Celsius. Hätten wir lokal einen Standort mit hoher Verdunstungsrate, fehlt es an der notwendigen Erwärmung, um in Summe eine ausreichende Dichtedifferenz hinzubekommen. In der Regel ist also die Erwärmung die entscheidende Größe, wobei die Verdunstung – und damit die Feuchte – einen zusätzlichen Beitrag liefert! Die bekannten Messungen am Leipziger Fernsehturm zeigen solch ein rein thermisches Aufbrechen der überadiabatischen Schicht bei einem horizontalen Temperaturgefälle von über $2\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Das Aufbrechen der überadiabatischen Schicht kann aber auch durch andere Effekte „vorzeitig“ erfolgen, z. B. bei schwachem Wind und/oder relativ homogenem Gelände durch Störungen wie einem Mähdrescher auf einem Feld, ein Windenstart oder auch absinkende kühlere Luft. Bei bewegter Luft (Wind) bricht die überadiabatische Schicht z. B. an Abreißkanten wie Wäldern, Flüssen oder Seen oder an Hangkanten auf. Dabei können die Quellen lokal fixiert sein (Abreißkanten; mehr oder weniger pulsierende Thermikquellen), „zufälliger Art“ sein (Mähdrescher, absinkende Luft) oder mit der Strömung wandern (eher im flacherem Gelände). Die notwendigen Dichtedifferenzen für den freien Aufstieg werden jetzt erzwungen, z. B. durch Anhebung des Luftpaketes in höhere Luftschichten. Je stärker die Luftströmung/der Wind ist, desto eher werden Aufwinde durch Störungen in der überadiabatischen Schicht wie z. B. an Hindernissen ausgelöst und desto geringer werden Luftpakete lokal „überhitzt“.

Und wie geht es oberhalb weiter?

Thermikpakete steigen – sich im Kern trockenadiabatisch abkühlend – bis zum Kondensationsniveau oder einer stabilen Luftschicht/einer Inversion auf. Kompensierend zu den Aufwinden sinkt Luft aus der Höhe ab und erwärmt sich trockenadiabatisch. An den Rändern der auf- und absteigenden Luft-„Pakete“ wird Umgebungsluft seitlich eingemischt („entrainment“), wodurch sich in den Randbereichen die Eigenschaften der aufsteigenden und der umgebenden Luft annähern (**Bild 2**).

Die aufsteigende Luft nimmt auch den Wasserdampf aus den bodennahen Schichten mit, wobei aufgrund der trockenadiabatischen Abkühlung deren relative Luftfeuchte zunimmt, bis das Kondensationsniveau erreicht wird. Die aus der Cumuluswolken-schicht oder aus einer oberhalb liegenden Inversion absinkende Luft ist in der Regel trockener. Ihre relative Feuchte nimmt beim Absinken durch die trockenadiabatische Erwärmung noch weiter ab. So finden wir unterhalb des Cumuluskondensationsniveaus oft in Absinkbereichen deutlich trockenere Luft.

Als Gesamtergebnis zeigt die thermisch durchmischte Schicht

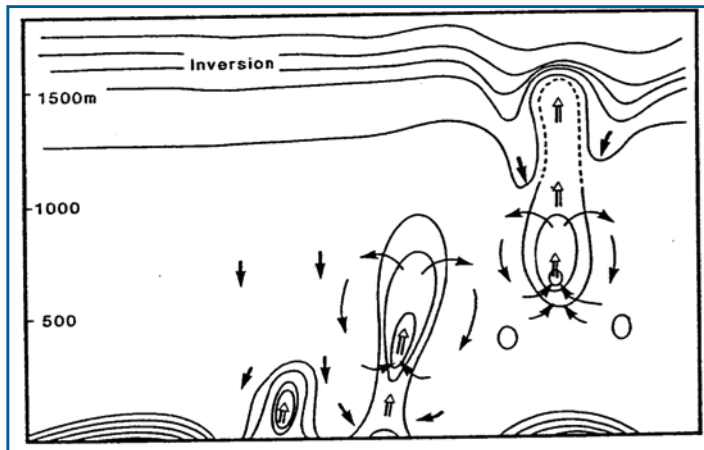
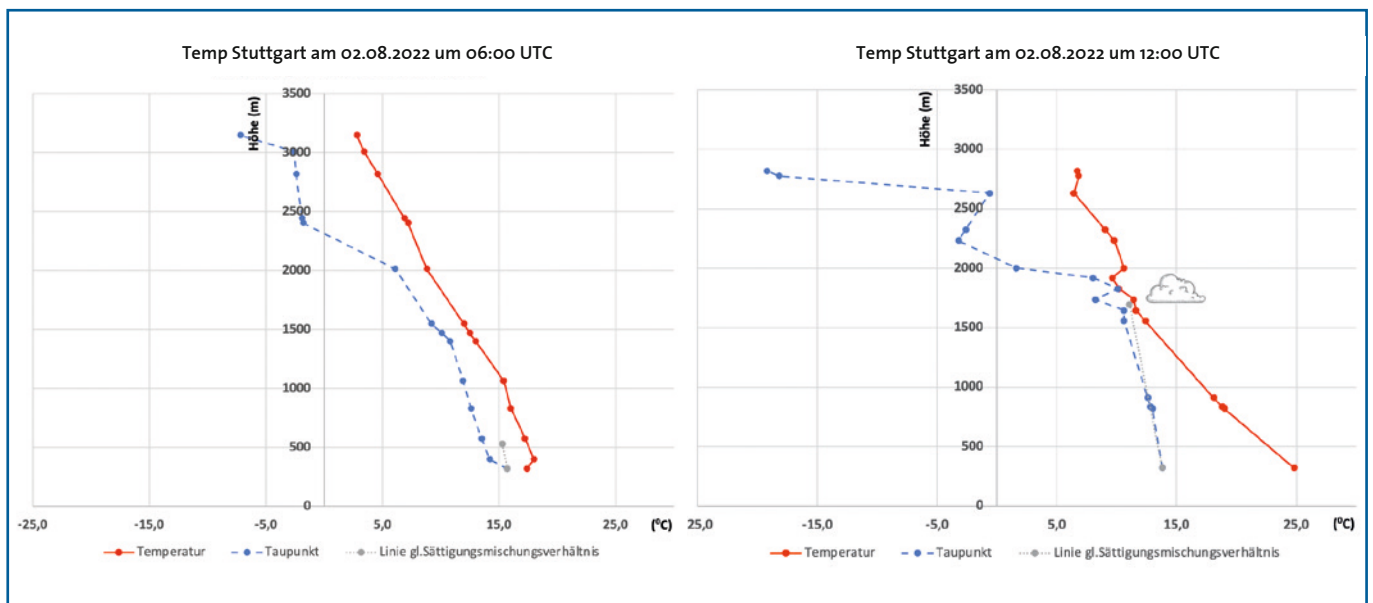


Bild 2 (links) Ablösung einer Thermikblase und ihr Eindringen in eine stabile Schicht (bzw. Inversion). Die durchgezogenen Linien sind Isolinien der potenziellen Temperatur (OSTIV-Publikation)

Bild 3 (unten) Die Temperatur- und Feuchteverteilung in den unteren 3000 m Höhe am 02.08.2022 über Stuttgart um 06:00 Uhr UTC und 12:00 Uhr UTC. Grau gestrichelt ist die Linie gleichen Sättigungsverhältnisses ausgehend vom Taupunkt am Boden. Im unteren Drittel der Konvektionsschicht ist die Luft leicht labil (sehr labil nur in den untersten 50 m, überadiabatische Schicht), in den oberen 2/3 leicht stabil



unterhalb der Cumuluswolken und oberhalb der überadiabatischen Schicht einen recht einheitlichen Temperaturverlauf mit grob einem Grad Celsius pro 100 m Temperaturabnahme („indifferente oder adiabatische Schichtung“). Genauere Betrachtungen zeigen allerdings im unteren Drittel eine Abnahme von etwas mehr, in den oberen 2/3 unterhalb der Basis von etwas weniger als 1 °C/100 m (leicht stabile Schichtung). Auch findet man oft an der Obergrenze der thermisch trocken durchmischten Schicht – bzw. bei flachen Cumuli im Basisbereich – eine schwache Inversion. Sie entsteht lokal durch die sich bis in die stabilere Höhenluft hinein bewegenden Aufwinde. Auch das Luftfeuchteprofil zeigt aufgrund der Mischungsvorgänge mit der Zeit einen einheitlichen Verlauf: Die Taupunktkurve folgt unterhalb des Cumuluskondensationsniveaus in etwa dem mittlerem Sättigungsmischungsverhältnis der thermisch durchmischten Schicht. Bei größerem Feuch-

teangebot am Boden/bei stärkerer Verdunstung ist die Feuchtigkeit zum Boden hin dabei leicht erhöht und besonders bei größerer Trockenheit oberhalb der Thermikobergrenze ist die Taupunktskurve leicht „nach links oben“ (mit der Höhe zu niedrigeren Taupunkten) geneigt. **Bild 3** zeigt beispielhaft die Veränderung des vertikalen Temperatur- und Feuchteprofils über Stuttgart am 02.08.2022 im Tagesverlauf. Interessante Einblicke in das Geschehen in der thermisch durchmischten Grenzschicht liefern die Segelflugvermessungen von Ronald Niederhagen. Ronald hat in den Jahren 2018 und 2019 mit seinem Ventus eine Reihe von Temperatur- und Feuchtevermessungen durchgeführt und Ergebnisse zusammen mit Oliver Predelli veröffentlicht (OSTIV-Kongress 2019 „Correct interpretation of glider in-flight environmental sensing in thermal updrafts“). Ronald gab mir die Möglichkeit, seine Daten einzusehen und weiter zu verarbeiten.

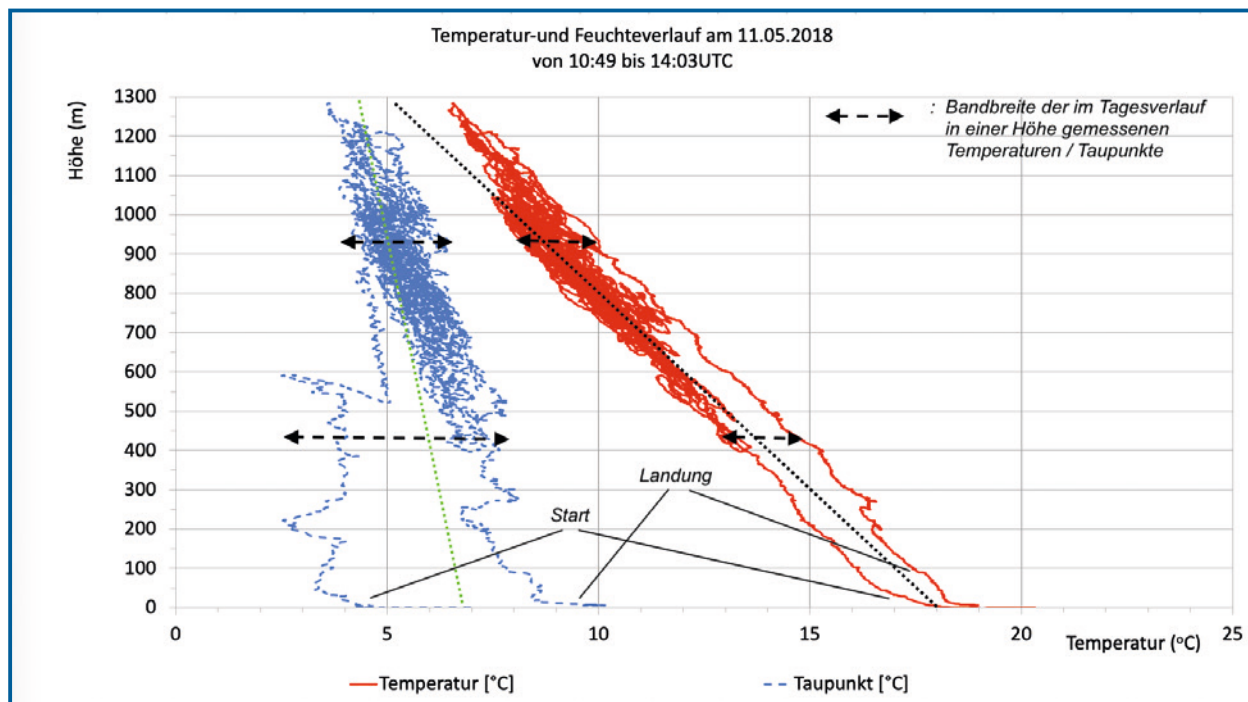
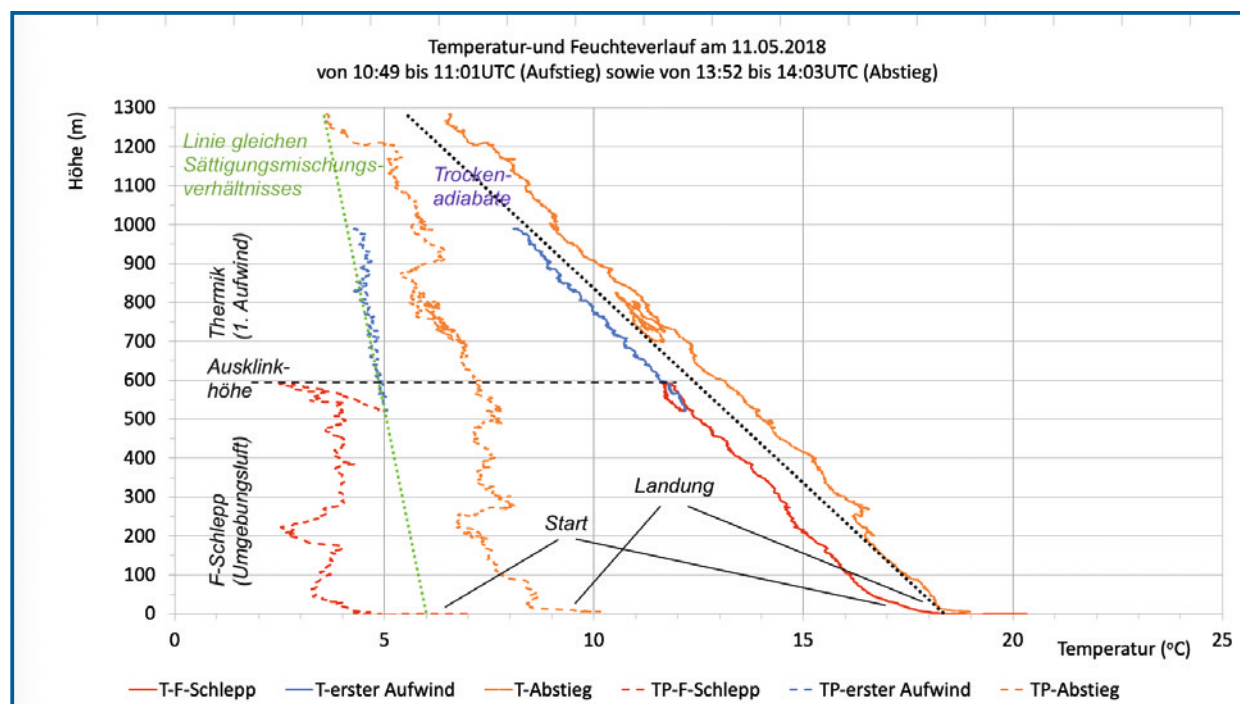


Bild 4 Flugvermessung der Temperatur und Luftfeuchte am 11.05.2018 durch Ronald Niederhagen

4 a (oben) Alle Temperatur- und Taupunktmessdaten. Markiert ist die Varianz von Temperatur und Taupunkt über den Tagesverlauf, bedingt durch die tageszeitliche Erwärmung der Luft sowie Messwertschwankungen sowohl in den genutzten/durchflogenen Aufwinden als auch in der z. T. mit Absinken verbundenen umgebenen Luft

4 b (unten) Messdaten des Abflugs und der Landung. Der Temperaturverlauf ist nahezu trockenadiabatisch. Die beim Start bodennah gemessene ausgeprägte Labilität ist zum Teil auf die vorherige Aufheizung des Temperatursensors am Boden zurückzuführen, darf also nicht überbewertet werden. Im oberen Teil des Landeanflugs ist die Schichtung leicht Trockenstabilität.

Während die Taupunktkurven beim F-Schlepp sowie bei der Landeanflug deutlich schwankende Werte zeigt (turbulente Durchmischung der thermischen Grenzschicht!), verläuft die Kurve im ersten Aufwind bei höherem Taupunkt parallel zur Linie gleichen Sättigungsmischungsverhältnisses. Der Taupunkt am Boden lag bei 7 °C, was gut zum Schnittpunkt der Linie mit dem Flugplatzniveau passt. Beim Landeanflug zeigt die Taupunktkurve gemittelt einen Verlauf mit nahezu konstantem Sättigungsmischungsverhältnis



Die **Bilder 4a und b** zeigen die graphische Aufbereitung der Temperatur- und Feuchtemessungen am 11.05.2018 und bestätigen recht gut die Aussagen zur Temperatur- und Feuchteverteilung im Konvektionsraum unterhalb der Basis im Tagesverlauf: das Anwachsen der annähernd trockenadiabatisch durchmischten Schicht unterhalb der Cumulus-Basis, die überadiabatische Schicht und leicht stabile Schichtung in der Höhe sowie bzgl. der Feuchte das annähernd konstante Sättigungsmischungsverhältnis – allerdings mit mal mehr und mal weniger deutlich ausgeprägten Schwankungen: Besonders bei sehr trockener Höhenluft wurden in der Nähe von Aufwinden regelrechte „Downbursts“ mit räumlich begrenzter Ausdehnung und geringer Feuchte durchflogen.

Die oft beobachtete rasche Abnahme der Übertemperatur in Aufwinden gegenüber ihrer Umgebung kann am ehesten durch das Zusammenwachsen kleinerer Aufwinde bzw. Einsammeln kleinerer Aufwinde durch einzelne größere erklärt werden. Hierbei kommt es zu einer Vermischung von Aufwinden mit geringeren und stärkeren Übertemperaturen, und zum großen Teil zu einem völligen Abbau der Übertemperatur in halber Grenzschichthöhe. Die Aufwinde haben dann ihre typischen Steigwerte erreicht. Eine weitere Beschleunigung kann dann nur noch durch den Auftrieb des Wasserdampfanteils der Luft und durch aktive Wolken (s. u.) oberhalb der Aufwinde erfolgen.

Was passiert bei der Cumuluswolkenbildung

Cumuluswolken bilden sich, wenn der Kern des Aufwindes das Cumuluskondensationsniveau (CCN) erreicht hat. Roland Stull (1993) spricht von „erzwungenen Wolken“ (forced clouds), die zunächst entstehen. Aktive Aufwinde haben Luft hoch genug aufsteigen lassen, so dass das CCN gerade erreicht wurde. Ist die Umgebungsluft der Cumuluswolke feuchtilabil geschichtet, kann die Wolkenluft beschleunigt weiter aufsteigen. Jetzt spricht man von einer „aktiven Wolke“ (active cloud). Reißt der Nachschub an Thermikluft und damit die weitere Feuchtezufuhr ab, spricht man bei der sich auflösenden Wolke

von einer „passiven Wolke“ (passive cloud).

Es gibt Tage, an denen nur erzwungene Wolken existieren, jede solange sie sich infolge weiterer Feuchtezufuhr durch einen aktiven Aufwind in einer feuchstabilen Umgebung halten kann. Die sich bildenden Cumuli haben oftmals eine geringe vertikale und horizontale Ausdehnung, ausgefranstes Aussehen, keine scharfe Basis, und sind kurzlebig (Stichwörter: „gezeichnete Blauthermik“, „Kondensen“). Je stärker das Steigen ist und je langanhaltender einer Cumuluswolke feuchtwarme Thermikluft zugeführt wird, desto mehr Feuchtigkeit kann kondensieren und um so schärfer ist die Wolkenbasis ausgebildet.

Aktive Cumuluswolken sind langlebiger. Die zusätzliche Beschleunigung der aufsteigenden Luft innerhalb der Wolke bewirkt einen „Absaugeffekt“ unterhalb des Cumulus, der in seiner Wirkung mit der Wolkenmächtigkeit zunimmt. Hier beobachten wir dann auch die mit der Strömung mitwandernden Thermikquellen. Extrem ist dieses bei lokalen Gewittern zu beobachten, die der etwa in Strömungsrichtung vorgelagerten Warmluft „folgen“, z. B. an Flüssen aber auch umgelenkt werden (**Bild 1 auf der ersten Doppelseite**). Oder bei geordneter Thermik: Die Cumuli der Wolkenstraßen sind regelmäßig verteilt und wandern mit der Strömung.

Wie die Erdoberfläche die Cumuluswolken beeinflusst

Regionen mit vergleichbaren Charakteristika bzgl. der Bodenoberfläche und Bodenart zeigen typischerweise Unterschiede in der Landnutzung, dem Reflexionsvermögen und der Feuchtigkeit. Entsprechend nehmen verschiedenen Landnutzungsflächen mit unterschiedlicher Bodenfeuchte unterschiedliche Temperaturen und Luftfeuchtigkeit an, die zu unterschiedlichen CCNs führen. Das kann an verschiedenen Tagen der Fall sein, aber auch gleichzeitig an verschiedenen Orten einer Region. Unser Berechnungsansatz unterscheidet sich von der zur Tempanalyse, die üblicherweise nur für eine charakteristische Temperatur und Taupunktstemperatur durchgeführt wird.



RETTUNGSFALLSCHIRME >>>

Sofitie

Buchsein

Spekon

Mars

Parafec

ÜLIS SEGELFLUGBEDARF

JETZT MUSTERSCHIRME FÜR SITZPROBEN ANFORDERN >>>

Ülis Segelflugbedarf GmbH · info@segelflugbedarf24.de · www.segelflugbedarf24.de

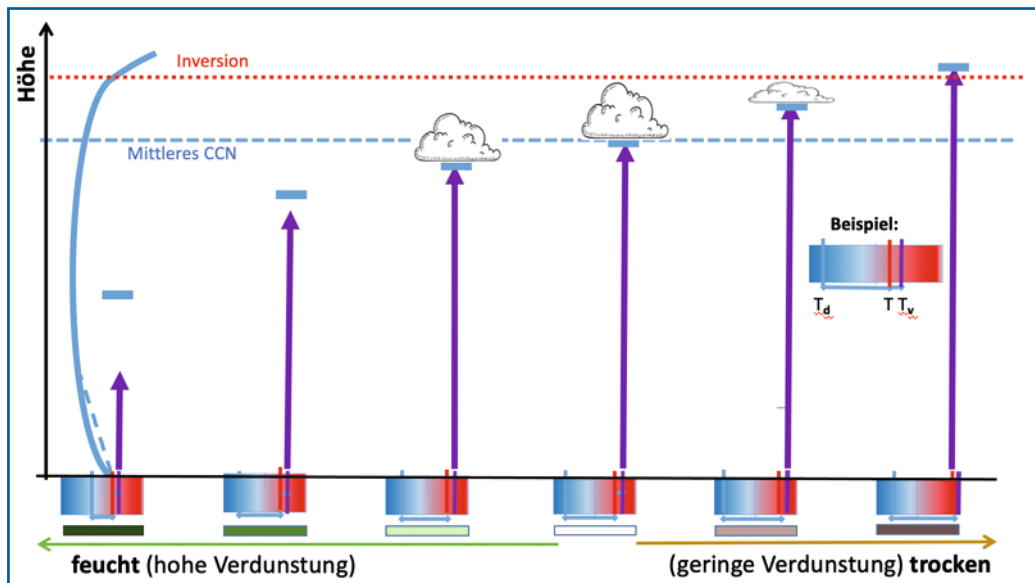


Bild 5 Verhalten von aus Bodennähe abhebenden Thermikpaketen bei zunehmender Temperatur und abnehmender Feuchte am Boden. Bei heterogenen Erdoberflächen erreichen gleichzeitige Aufwinde teilweise geringere oder größere Höhen (eigene Berechnungen, Skizze nach Stull, 1993)

Als Folge gibt es einen Höhenbereich möglicher CCNs, je nachdem welche Temperatur und welchen Taupunkt die Luft bodennah besitzt, die als Aufwind eine Cumuluswolke bildet. Beispielsweise wird über feuchten Oberflächen ein größerer Teil der Sonnenenergie zur Verdunstung genutzt, so dass weniger für die Erwärmung übrigbleibt. Dadurch ist der Anfangsauftrieb relativ gering und aufgrund der höheren Luftfeuchtigkeit auch das CCN niedriger. **Bild 5** und die dazu gehörende Tabelle 1 verdeutlichen dieses.

In **Tabelle 1** sind sechs Aufwinde dargestellt, die bei einer heterogenen Oberfläche alle zeitgleich irgendwo in einem Gebiet auftreten können. Aufgrund ihrer unterschiedlichen Temperatur und Feuchte in Bodennähe infolge trockener oder feuchterer Flächen besitzen sie unterschiedliche Konvektionsobergrenzen und Kondensationsniveaus. Natürlich können in kühleren und feuchteren Regionen auch Aufwinde entstehen; die zugeführte Strahlungsenergie muss ja irgendwohin! Der durch Temperatur- und Feuchtedifferenz bedingte Auftrieb kann aber zu gering sein, um das CCN zu erreichen: Wir erleben dann im Vorflug schwaches Steigen im wolkenfreien Raum. Erreicht dagegen benachbart aufsteigende Luft 100% relative Feuchte, bildet sich ein Cu. Je höher die Temperatur bei gleichbleibendem Taupunkt und damit die Taupunktdifferenz ist, desto höher wird die Basis liegen. Ist die aufsteigende Luft bei anderen Aufwinden bodennah sehr trocken (rechtes Profil), kann dieses im Tagesverlauf zu Blauthermik mit einer Aufwindobergrenze über dem CCN in der Umgebung führen.

Die Auswirkungen eines stark schwankenden Feuchteange-

bots am Erdboden – und damit verbunden einer stark schwankenden bodennahen Luftfeuchte – lässt sich deutlich am Tag nach lokalen Schauern beobachten. Hier treten auch in Regionen mit relativ homogener Bodenbeschaffenheit Höhenunterschiede im CCN von über 200 m auf. Aber auch notorisch thermisch schwache Punkte in der Landschaft und die hot spots mit häufiger Auslösung lassen sich so erklären. Je stärker die Luftströmung/der Wind ist, desto eher werden Aufwinde durch Störungen in der überadiabatischen Schicht ausgelöst, desto geringer werden Luftpakete lokal „überhitzt“ sowie Feuchteunterschiede räumlich ausgeglichen und umso gleichförmiger ist das CCN.

Um für Auftriebsbetrachtungen die Auswirkung der Luftfeuchte auf die Luftdichte zu berücksichtigen, wurde zu den Wertepaaren die „virtuelle Temperatur“ bestimmt: Sie ist diejenige Temperatur, die trockene Luft haben müsste, um die gleiche Dichte wie feuchte Luft bei einer niedrigeren Realtemperatur und gleichem Druck zu besitzen. Sehr deutlich wird, wie relativ klein der sogenannte „Virtualzuschlag“ durch eine höhere Luftfeuchte im Vergleich zu einer Temperaturerhöhung ausfällt. In Bodennähe ist der den Auftrieb bestimmende Faktor die Temperatur, in der Höhe aber in der Regel die Luftfeuchte! Temperatur UND Luftfeuchte am Boden bestimmen das CCN.

Fassen wir zusammen:

Die überadiabatische Schicht erlaubt das Aufsteigen von Luft in Form von Aufwinden. Sie wirkt aber auch wie ein Filter, der nur Luftpaketen bei ausreichender Dichtedifferenz oder

Tabelle 1 Wertepaare zu den in Bild 5 dargestellten Fällen unterschiedlicher thermischer Aufwinde bei zunehmender Temperatur und abnehmender Feuchte der aus Bodennähe abhebenden Thermikpakete

Fälle	T _s (°C)	T _d (°C)	Spread (°C)	Rel. Feuchte	CCN (m)	e (hPa)	q (kg/kg)	Virtual- Zuschlag (K)
1	22	17,2	4,8	74,2 %	600	19,67	0,0123	2,21
2	23	16,6	6,4	67,2 %	800	18,94	0,0119	2,14
3	24	16,0	8,0	60,9 %	1000	18,23	0,0114	2,06
4	25	15,4	9,6	55,2 %	1200	17,54	0,0110	1,99
5	26	14,8	11,2	50,0 %	1400	16,88	0,0106	1,93
6	27	14,2	12,8	45,4 %	1600	16,23	0,0102	1,86

Hebung in Folge von Störungen den Aufstieg zulässt. Die Dichtedifferenzen sind temperatur- und feuchtebedingt: Bei der thermischen Auslösung sind Temperaturdifferenzen entscheidend, in der Höhe Feuchtedifferenzen. Stärkere Energiezufuhr am Boden – z. B. durch geringere Albedo – bewirkt eine erhöhte Erwärmung, die die Aufnahmefähigkeit für Wasserdampf und damit die Verdunstung lokal erhöht. Die bodennahen Temperaturdifferenzen sind dann auch mit Feuchtedifferenzen verbunden.

Je stärker der Wind ist, desto weniger können sich lokal größere Erwärmungsdifferenzen aufbauen und um so einheitlicher sind die thermischen Bedingungen. Bodennah und an größeren Hindernissen ist die Thermik dann aber auch zerrissener. An Thermiktagen bewirken Auf- und Abwinde den turbulenten Aufwärtstransport von fühlbarer und latenter Wärme, indem sie über einen seitlichen Austausch Wärme und Wasserdampf mit der Umgebung abgeben/aufnehmen. Anfänglich höhere bodennahe Temperaturdifferenzen zwischen umgebender Luft und aufsteigendem Luftpaket werden rasch durch das Zusammenwachsen kleinerer Aufwinde bzw. Einsammeln kleinerer Aufwinde durch einzelne größere abgebaut.

Die turbulenten Prozesse sorgen unterhalb des Cumulus-kondensationsniveaus für einen typischen vertikalen Temperatur- und Feuchteverlauf: Auch die Absinkbewegungen sind in erster Näherung trockenadiabatisch. Durch die ständige Vermischung zwischen Auf- und Abwinden ist die Umgebungsluft fast trockenadiabatisch geschichtet. Die Feuchteverteilung nähert sich dem konstanten mittleren Sättigungs-

mischungsverhältnis der Luft in der thermisch durchmischten Schicht unterhalb des Cumulus-kondensationsniveaus an.

Die Vertikalgeschwindigkeit eines Aufwinds

Der „Archimedische Auftrieb“ ist ein gebräuchliches Denkmodell, demzufolge die Bewegung in der Konvektion durch Kräfte erklärt wird. Die Auftriebskraft wird dabei separat von der viel größeren Druckgradientkraft betrachtet, die sich durch den Massenaufbau der Luft in Ruhe ausbildet und der Schwerkraft entgegenwirkt. Die Auftriebsbeschleunigung $a = g \cdot \Delta r / r$ (mit g Schwerebeschleunigung, r Dichte und Δr Dichtedifferenz), wird bestimmt über die Dichtedifferenz, die sich in der Atmosphäre durch Temperatur- und Feuchteunterschiede ergibt. Entsprechend wird die Gleichung oft in der Form $a = g \cdot \Delta T_v / T_v$ zusammengefasst, wobei T_v die Virtuelle Temperatur ist. Wurde die Luft bodennah durch Auftrieb zum Aufsteigen befähigt, so wird sie auch ohne weitere Beschleunigung weiter aufsteigen, es reicht also ein Anfangsimpuls. Selbst beim Eindringen in eine leicht stabile Schichtung der Atmosphäre bleibt der Auftrieb so lange wirksam, bis das Paket die Dichte der Umgebung annimmt. Erst eine Abwärtsbeschleunigung infolge größerer Dichte als die Umgebung wird den Aufwind stoppen.

Beobachtungen zeigen typische ΔT_v von bis zu 3 Grad in Bodennähe. Dies entspricht einer Auftriebsbeschleunigung von ca. $0,1 \text{ m/s}^2$, $1/100$ der Schwerebeschleunigung. Beginnt das Aufsteigen aus der Ruhe, so nimmt die Steiggeschwindigkeit innerhalb von 10 sec auf 1 m/s und dann darüber hinaus weiter zu. Der zurückgelegte Weg nach oben errechnet sich aus h

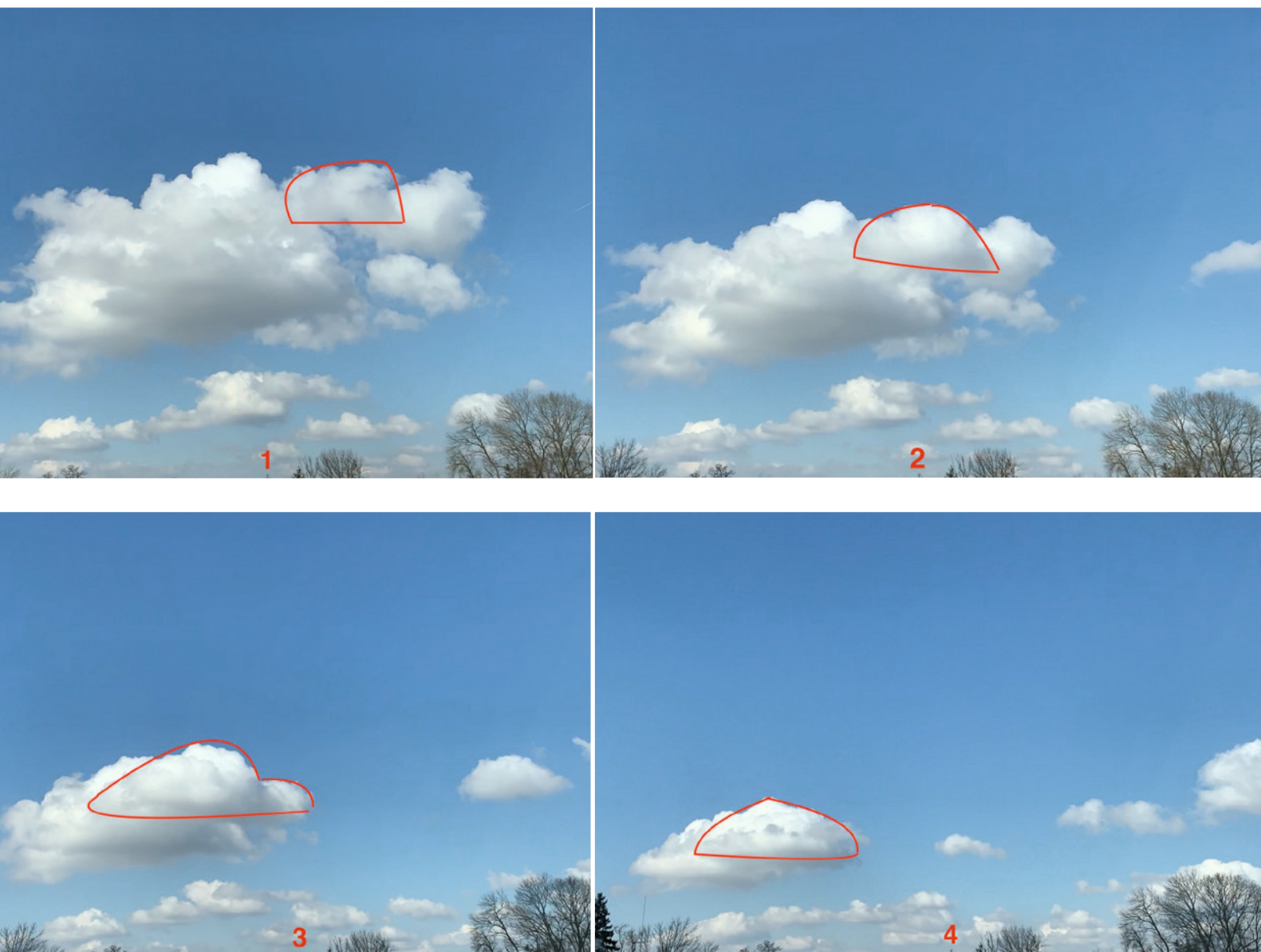


Bild 6 Aktive Cumuluswolke mit mitwandernder Thermikquelle (1 bis 4) und Auslösung eines neuen Aufwindes auf ihrer windzugewandten Seite. Die angesprochenen Phänomene rings um die Cumuluswolkenbildung sind unter dem QR-Code rechts in verschiedenen YouTube-Videos zu finden



$= \frac{1}{2} a t^2$. Die Luft ist nach 10 sec um 5 m Höhe gestiegen, nach 30 sec auf eine Höhe von 45 m mit einer Vertikalgeschwindigkeit von 3 m/s (theoretisch, ohne Berücksichtigung von Strömungswiderständen). Da damit die bodennahe überhitzte Schicht verlassen wurde, kann die Beschleunigung nur noch vermindert weitergehen. Selbst ein ΔT_v von 0,3 oder 0,5 Grad ist völlig ausreichend, um die beobachteten Vertikalgeschwindigkeiten von bis zu 5 m/s zu erklären. Diverse Flugzeugvermessungen zeigen, dass die Temperatur-

differenzen zwischen aufsteigender und umgebender Luft mit der Höhe abnehmen. So waren es bei Messungen von Carsten Lindemann in 200 m Höhe im Mittel nur noch 0,3 K! Ab etwa 1/3 der thermisch durchmischten Schicht gelangen die Aufwinde in eine Umgebung mit leicht stabiler Schichtung, womit dann endgültig die Temperaturdifferenzen verschwinden oder gar negativ werden. Dann sorgen die wachsende Feuchtedifferenz zur Umgebung sowie die vorhandene kinetische Energie des Aufwindes für das weitere Steigen.

Die Cumuluswolke – ein wesentlicher Faktor

In unserem Artikel „Cumuluswolken – Schwungräder und Wegweiser, manchmal auch Spielverderber der Thermik“ (*Ausgabe 01-2023, QR-Code am Artikel-Ende*) haben wir u. a. Messergebnisse zur Verteilung des Steigens vorgestellt. So befindet sich i. d. R. bei Blauthermik ein Maximum des vertikalen Steigens etwa in der Mitte des Konvektionsraums, bei Wolkenthermik auf halber Basishöhe mit einem zweiten Maximum in ausgeprägten Cumuluswolken. Das Vertikalgeschwindigkeitsmaximum auf halber Höhe lässt vermuten, dass sich die virtuelle Temperatur zwischen aufsteigender und umgebender Luft bis in dieser Höhe angeglichen und ihr Einfluss auf die Dichtedifferenz dann negativ ist. Die aufsteigende Luft bewegt sich dann zunächst trotz negativer Beschleunigung allein aufgrund ihrer Massenträgheit weiter. Man kann leicht abschätzen, dass in einer Thermiksäule von z. B. 500 m Höhe und einen mittleren Durchmesser von 400 m eine Luftmasse von etwa 60000 Tonnen (!) bewegt wird, vergleichbar der kinetischen Energie eines ICE-Zuges mit 100 km/h. Diese Bewegung muss erst einmal gebremst werden!

Bei aktiven Cumuluswolken – also Cumuli, die sich in einer feuchtlabilen Umgebung bilden – bewirkt die zusätzliche Beschleunigung der aufsteigenden Luft in der Cumuluswolke (feuchtadiabatische Abkühlung in feuchtlabiler Umgebung) auch einen „Absaugeffekt“ unterhalb der Wolke. In Summe mit der wachsenden Feuchtedifferenz zur Umgebung erklärt das das i. d. R. zunehmende Steigen unter der Basis gut ausgeprägter Cumuluswolken, aber auch die längere Lebensdauer und das bessere mittlere Steigen. Zudem beobachtet man bei etwas höheren Windgeschwindigkeiten, dass sich auf der windzugewandten Seite von Wolken durch die dazu gehörenden Aufwinde neue Aufwinde und Wolken ausgelöst werden (*Bild 6*).

Für die Vertikalgeschwindigkeit von Aufwinden und die Verteilung des Steigens mit der Höhe sind also eine Reihe von Faktoren maßgeblich:

- die anfängliche Dichtedifferenz in Bodennähe (Temperaturdifferenz! Anfangsbeschleunigung. Ausgeprägt bei einfließender Kaltluft!)
- die Größe des Wärmereservoirs am Boden (wieviel wärmere Luft kann nachströmen)
- das bewegte Luftvolumen (Höhe UND Durchmesser)
- die Feuchteverteilung in der Umgebungsluft
- die Basishöhe
- die Temperatur- und Feuchteverteilung im Wolkenniveau (Wolkenmächtigkeit; feucht-labil/stabil, Inversionen)/die Temperatur- und Feuchteverteilung der stabilen Luftschicht, in der am Ende das Steigen zum Erliegen kommt.

Wenn wir beim Segelfliegen von einem „Mittleren Steigen“ sprechen, meinen wir den Mittelwert des angetroffenen ausfliegbaren Steigens des Segelflugzeugs! Wie oben dargestellt – und wie die Erfahrung lehrt – gibt es in der Atmosphäre aber auch immer deutlich schwächeres Steigen, wobei die dazu gehörenden Aufwinde i. d. R. dann nicht das Kondensationsniveau erreichen. Die Bandbreite des Steigens in Aufwinden in der Atmosphäre kann ganz erheblich sein!

Die aktuellen Modelle zur Segelflugwettervorhersage benutzen zur Berechnung eines mittleren Steigwertes Modelle zur vertikalen Verteilung der Temperaturdifferenz zwischen aufsteigender und umgebender Luft und daraus berechnet einer entsprechenden Verteilung des Steigens über den Konvektionsraum. Diese berücksichtigen dann auch das Eindringen der Aufwinde in stabilere Luftschichten in der Höhe. Hinreichend gute Werte für das mittlere ausfliegbare Steigen an einem Thermiktag liefert auch heute noch eine einfache Tabelle (*unten*) für die Abschätzung des mittleren (ausfliegbaren) Steigens an einem Thermiktag (siehe „Handbook of meteorological forecasting for soaring flight“ der WMO/OSTIV).

In ariden Klimazonen (Australien, Südafrika) müssen die Zahlenwerte mit einem Faktor von 1,5 bis 2 multipliziert werden. Dort reicht der Konvektionsraum bis in große Höhen und der Verstärkungseffekt kleiner Cu-Wolken ist nicht mehr ausgeprägt. ♦

Literatur:

WMO/OSTIV: „Handbook of meteorological forecasting for soaring flight“, OSTIV-Projekt 2000

Xiao-Ming Hu And Ming Xue: „The Use of High-Resolution Sounding Data to Evaluate and Optimize Nonlocal PBL Schemes for Simulating the Slightly Stable Upper Convective Boundary Layer“, Monthly Weather Review, 2019

Stull, Robert B.: „Boundary-Layer Cumulus Over Land: Some Observations and Conceptual Models“ ECMWF Workshop on Boundary-Layer Clouds. Reading, 1993.

Zusatzinfo: „Cumuluswolken – Schwungräder und Wegweiser, manchmal auch Spielverderber der Thermik“



	Max. Höhe des trockenadiabat. Schicht	Mittlere ausfliegbare Steigen
Blauthermik	1 km	1,0 m/s
	2 km	2,0 m/s
	3 km	3,0 m/s
Thermik mit kleinen Cu	1 km	1,2 m/s
	2 km	2,4 m/s
	3 km	3,6 m/s
Thermik mit stärkerer Cu-Bewölkung und anhaltender Kaltluftadv.	1 km	1,5 m/s
	2 km	3,0 m/s
	3 km	4,5 m/s