

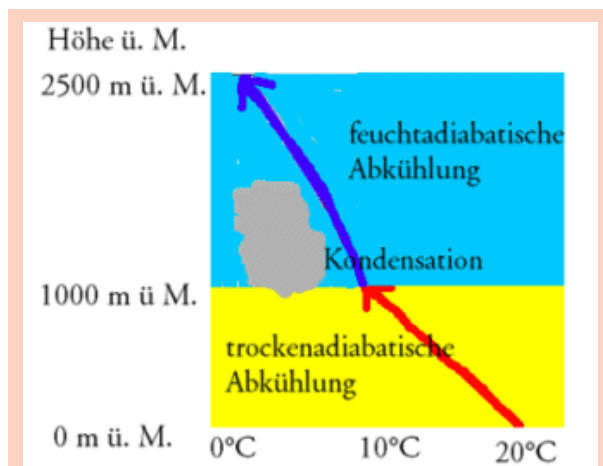
Adiabatische Prozesse

Tropo-UKW-Überreichweiten und ihre meteorologischen Ursachen

Bildquelle: Pixabay

Klaus Hoffmann, DL5EJ

Die Entstehung der so genannten „UKW-Bedingungen“ hat im meteorologischen Bereich ihre Ursache in den Temperaturänderungen der Luft unter dem Einfluss ihrer Vertikalbewegungen. Wenn auch die im unteren Bereich der Troposphäre durch die Sonne zugeführten Wärmemengen zeit- und gebietsmäßig großen Schwankungen unterliegen, so sind der Temperaturabnahme der Luft in Abhängigkeit von der Höhe doch ziemlich enge Grenzen gesetzt. Die in jenen Grenzen auftretenden Unterschiede haben jedoch eine große Auswirkung auf das Wetter und auch auf die Ausbreitung der ultrakurzen Wellen.



Adiabatische Vorgänge

Bei trockenadiabatischer Abkühlung sinkt die Temperatur um 1°C je 100 m Höhendifferenz. Sie fällt in dieser Grafik daher von 20°C am Boden auf 10°C in 1000 m Höhe ab. Oberhalb von 1000 m Höhe erfolgt die Abkühlung feuchtadiabatisch, weil die Sättigungsfeuchte (der Taupunkt) erreicht wird und Wolkenbildung einsetzt. Dadurch sinkt auf Grund abgegebener Kondensationswärme die Temperatur auf nur noch ca. $0,65^\circ$ je 100 m. Jene feuchtadiabatisch verringerte Abkühlung nimmt jedoch mit zunehmender Höhe wieder ab und nähert sich der trockenadiabatischen, weil die Sättigungsfeuchte von der Temperatur der Luft abhängt. Sie wird bei tieferen Temperaturen immer kleiner.

Im Durchschnitt beträgt die Temperaturabnahme mit zunehmender Höhe etwa $0,65^\circ\text{C}$ je 100 Meter. Manchmal kann in der realen Troposphäre bei entsprechender Wetterlage ein Wert von 1°C kurzfristig überschritten werden, zum Beispiel bei Einbruch extremer Höhenkaltluft.

Eine Luftmenge, die angehoben wird, kommt in unserer Atmosphäre unter geringeren Druck und dehnt sich dabei aus. Für diese Ausdehnung wird Energie benötigt, die der Luft in Form von Wärme entzogen wird. Folge: Das Luftquantum kühlt sich ab. Voraussetzung für diese Betrachtungen ist jedoch, dass Wärme von „außen“ weder zu- noch abgeführt wird, das heißt, der Prozess muss „adiabatisch“ ablaufen. Bei einem „adiabatischen“ Vorgang wird der Luft nur ihre eigene „innere“ Energie entnommen und umgewandelt. Es handelt sich also um ein physikalisch abgeschlossenes System, in dem Energieumwandlungen sich vollziehen. Sie kennen das unter der folkloristischen Bezeichnung: „Erneuerbare Energien“. Die normale adiabatische Temperaturänderung eines Luftteilchens bei seinem Aufsteigen beträgt 1°C pro 100 m in allen troposphärischen Höhenlagen. Umgekehrt wird absinkende Luft um den gleichen Betrag erwärmt. Die Luft gerät dann unter höheren Druck, sie wird also komprimiert. Sie erwärmt sich. Aber nochmals: die Energie wird nicht von außen irgendwie zugeführt. Sie steckt im Luftpaket drin. Man bezeichnet jene eintretenden Temperaturänderungen von 1° je 100 m als „trockenadiabatisch“.

Die adiabatische Temperaturänderung von 1° je 100 m bei Vertikalbewegungen gilt aber nur so lange, wie keine Kondensation stattfindet. Also keine Wolkenbil-

dung! Bei Kondensationsvorgängen wird nämlich Wärmeenergie abgegeben, die der Abkühlung von 1° je 100 m entgegen wirkt. Die Temperaturänderung erfolgt dann „feuchtadiabatisch“. Die feuchtadiabatische Temperaturänderung ist geringer als die trockenadiabatische. Die trockenadiabatische Abkühlung wird also verringert, und zwar umso mehr, je größer die Wasserdampfmenge sind, die für die Kondensation zur Verfügung stehen. Die Menge des in der Luft vorhandenen Wasserdampfes hängt nun aber von der „Sättigungsfeuchte“ ab – und diese wiederum von der Temperatur. Die Sättigungsfeuchte sinkt mit abnehmender Temperatur. Deshalb wird die feuchtadiabatische Temperaturänderung mit abnehmender Temperatur immer größer. Will man etwas über die Vertikalbewegungen eines Luftteilchens aussagen, muss man stets die trocken- und die feuchtadiabatischen Temperaturänderungen beachten. Jene sind es nämlich, die das Verhalten eines Luftteilchens, eines Luftquantums und oft auch einer größeren Luftschicht bestimmen. Dabei ist eine „Inversion“, die unsere UKW-Ausbreitung verbessert, nur ein „Sonderfall“, sozusagen eine regionale „extreme“, nicht „normale“ Stabilität in unserer Lufthülle. Wir reden also jetzt darüber, was in der Luft der Normalfall ist, und was der Sonderfall. Die Vertikalbewegungen der Luft über uns sind es, die Wetter und UKW-Ausbreitung beeinflussen.

Weist unsere Troposphäre z.B. einen Zustand auf, bei dem der Temperaturgradient, also die regelmäßige Temperaturabnahme mit der Höhe, geringer als 1° je 100 m ist, so kommt ein Luftteilchen, das sich entlang seiner Trockenadiabate aufwärts bewegt (also 1° Temperaturab-

nahme mit der Höhe) in seiner Umgebung immer kälter als die Luft ist, die es umgibt. Es ist somit schwerer als seine Umgebung und muss deshalb wieder in seine Ausgangslage zurück sinken. Sein Zustand ist stabil, in unserem Falle „trockenstabil“ in Bezug auf Vertikalbewegungen. Bei einem Temperaturgradienten von 1°C je 100 m hätte das Teilchen immer dieselbe Temperatur wie seine Umgebung. Es treten dann keine Dichteunterschiede auf. Das Teilchen kann somit in jeder Höhe sich aufhalten. Sein Zustand ist „trockenindifferent“.

Betrachten wir jetzt aber mal die Vertikalbewegung feuchter Luft. Wir erinnern uns daran, dass die feuchtadiabatische Temperaturänderung wesentlich geringer ist (auf Grund der freiwerdenden Kondensationswärme). Ist der vertikale Temperaturgradient z.B. kleiner als $0,5^\circ$ je 100 m , so kommt ein Luftpaket mit einer feuchtadiabatischen Temperaturänderung von $0,5^\circ\text{C}$ je 100 m immer kälter an als die Umgebungstemperatur ist. Es sinkt also wieder ab. Sein Zustand ist „feuchtstabil“. Ist der Temperaturgradient größer als $0,5^\circ\text{C}/100\text{ m}$ kommt die Luft wärmer an als die Umgebung und kann weiter aufsteigen. Man nennt den Zustand deshalb „feuchtstabil“.

Beträgt der Temperaturgradient $0,5^\circ/100\text{ m}$, entspricht er also der Feuchtadiabate, so hat das Luftquantum immer die gleiche Temperatur wie seine Umgebung. Sein Zustand ist „feuchtindifferent“. Der Temperaturgradient ist also äußerst grundlegend. Und der hängt von der jeweiligen Wetterlage ab. Vereinfacht gesagt geht es darum, die Unterschiede in der adiabatischen Temperaturänderung von Vertikalbewegungen zu verstehen. Diese sind für unterschiedliche Schichtungen und damit Dichteänderungen in der Luft verantwortlich. Und diese bestimmen mit Refraktion, Beugung und Reflexion die UKW-Überreichweiten.

Isothermie und Inversion

Den Zustand, bei dem eine Luftschicht eine gleich bleibende Temperatur aufweist, nennt man „Isothermie“. Er kann nach dem oben gesagten „trocken- oder feuchtindifferent“ sein. Auf jeden Fall ist es ein sehr stabiler Zustand, der einen vertikalen Luftaustausch verhindert. Wenn es über dieser Schicht, deren Dicke ja zwangsläufig begrenzt ist, kälter wird, bleiben die UKW-Bedingungen „normal“. Für die UKW-Ausbreitung bedeutsam wird erst ein Zustand, bei dem die Temperatur in der Luftschicht nach

oben zunimmt („Inversion“). Isothermen und vor allem Inversionen wirken noch stärker hemmend auf Vertikalbewegungen ein als es bei gewöhnlichen stabilen Zuständen der Fall ist.

Inversionen können sich aus verschiedenen Ursachen bilden. In den bodennahen Luftschichten treten sie als so genannte „Bodeninversionen“ auf. In klaren Nächten kühlt sich der Boden infolge von Wärmeausstrahlung stark ab und somit auch die darüber liegende Luftschicht. Die Luftschicht unten wird kälter als die darüber liegende Luft, so dass die Temperatur vom Boden aus nach oben zunimmt. Die Ultrakurzwellen treten daher aus einem dichteren Medium in ein dünneres ein und werden vom Einfallslot weg in Richtung Erdoberfläche gebrochen. Es kommt zu Überreichweiten, deren Größe in erster Linie vom Temperaturunterschied im Bereich der Inversion abhängt, aber auch von der Höhe der Inversion, die meist nur wenige Dekameter aufweist. Für die UKW-Ausbreitung bedeutsamer ist jedoch eine Inversion in der freien Atmosphäre. Diese hat hauptsächlich zwei Ursachen:

Erstens: Wärmere Luft schiebt sich über wesentlich kältere („Warmluftadvektion“). Man spricht in diesem Falle auch von „Aufgleit inversion“.

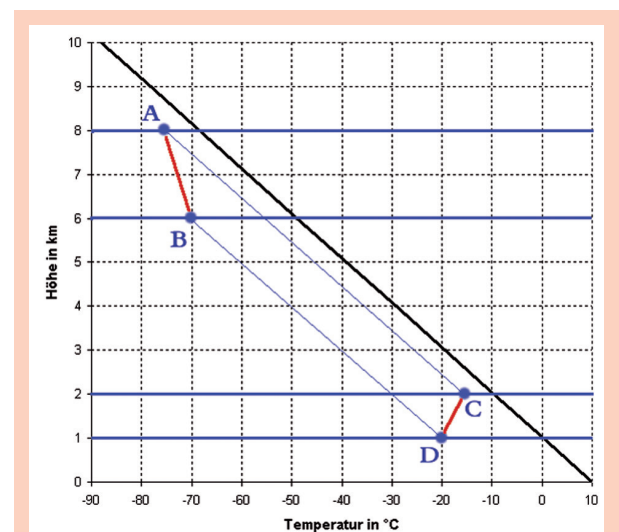
Zweitens bilden sich so genannte „Absink- oder Schrumpfinversionen“. Bei absinkenden Luftbewegungen, die ja stets trockenadiabatisch sind, also eine Temperaturerhöhung von $1^\circ\text{C}/100\text{ m}$ bewirken, fließt die Luft bei erhöhtem Luftdruck am Boden auseinander, wobei oftmals der Fall eintritt, dass sich die Absinkbewegungen nicht bis zum Boden durchsetzen. So bleiben die Temperaturverhältnisse in der unteren Schicht gleich, während sich die darüber befindlichen Luftmassen trockenadiabatisch erwärmen. Nehmen wir einmal an, der vertikale Temperaturgradient betrüge $0,6^\circ/100\text{ m}$. Da sich die absinkende Luft jedoch trocken-adiabatisch um $1^\circ/100\text{ m}$ erwärmt, hat sie bald eine wesentlich höhere Temperatur als die in Nähe des Bodens lagernde Luft, so dass sich im Grenzbereich eine Absinkinversion ausbilden kann. Jene „Schrumpfinversion“ (Schrumpfung deshalb, weil die Luft in größeren Höhen unter geringerem Druck stand und „gestreckter“ war) liegt höher als eine Bodeninversion. Für verbesserte UKW-Bedingungen mit guten Überreichweiten hat sich eine Höhenlage der Absinkinversionen zwischen 500 und 2000 m erwiesen.

Zusammenfassung

Die für unser Wetter maßgeblichen Vertikalbewegungen der mal mehr und mal weniger feuchten Luft werden durch Hoch- und Tiefdruckgebiete in Gang gehalten. Die dabei auftretenden unterschiedlichen Temperaturänderungen mit der Höhe bestimmen das Wettergeschehen. Sie verursachen Unregelmäßigkeiten in der höheabhängigen Luftdichte. Es treten darin sowohl adiabatisch stabile als auch labile Verhältnisse auf. Eine besondere Bedeutung hat dabei der Wasserdampfgehalt der Luft, sobald dieser kondensiert und somit Wärme abgibt.

Die UKW-Bedingungen verbessern sich grundsätzlich bei stabilen Wetterlagen und vor allem bei darüber noch hinausgehender Stabilität, einem Sonderfall in unserer Troposphäre.

Das sind die vornehmlich an Hochdruckgebieten gebundenen Inversionslagen: Bodeninversion, Aufgleit inversion und Absinkinversion.



Absinkinversion

Die schwarze Linie stellt den Temperaturgradienten vom Boden bis in 10 km Höhe dar (1° Temperaturabnahme je 100 m Höhendifferenz). Die Luftschicht zwischen den Punkten A und B besitzt eine Dicke von 2 Kilometern . Nach dem Absinken wird sie durch steigenden Luftdruck trockenadiabatisch komprimiert und erwärmt. Sie hat jetzt nur noch eine Dicke von einem Kilometer (zwischen C und D). In der oberen Luftschicht ging die Temperatur von -70° in 6000 m Höhe auf -75° in 8000 m zurück, also um $2,5^\circ$ je 1000 m . In der Luftschicht unten zwischen C und D haben wir eine Temperaturumkehr von 5° je 1000 m . Zu einer solchen Absinkinversion kommt es nur bei ausgeprägten Hochdruckwetterlagen vor allem im Spätherbst und Winter. Doch auch wenn die Absenkung nicht zur Erzeugung einer Inversion ausreichen sollte, so schwächt sie zumindest den Temperaturgradienten ab und trägt damit zu einer weiteren Stabilisierung der Atmosphäre bei. Dabei kommt es häufig auch zu mehreren, übereinander liegenden Absinkinversionen, die eine recht komplexe Schichtungsstruktur der Atmosphäre bedingen. Dadurch entstehen im Ultrakurzwellenbereich bisweilen nicht erwartete, große Überreichweiten.