

Äquivalent-potenzielle Temperatur

Diese fiktive, nur rechnerisch erreichbare Temperatur, repräsentiert den Wärmeinhalt eines Luftpaketes. Die potenzielle Äquivalenttemperatur oder äquivalentpotenzielle Temperatur ist die Temperatur, die feuchte Luft annähme, wenn der gesamte darin enthaltene Wasserdampf bei konstantem Druck p vollständig kondensieren, die dabei freigesetzte Kondensationswärme ausschließlich der feuchten Luft zugeführt und es anschließend trockenadiabatisch auf 1000 hPa gebracht würde.

Äquivalenttemperatur

Die im Wasserdampf der Luft gebundene latente Wärme wird erst bei der Kondensation frei und bewirkt eine Temperaturerhöhung der Umgebungsluft, spürbar als fühlbare Wärme. Die Äquivalenttemperatur ist zum einen somit bioklimatisch ein brauchbares Maß für den Wärmehaushalt des Menschen, der ja nicht nur durch die Abstrahlung der Haut, sondern vor allem über die Körperverdunstung reguliert wird. Die Äquivalenttemperatur kann somit auch als Schwüle Maß angesehen werden und wird bei einer Äquivalenttemperatur von mehr als 49 bis 54°C als belastend empfunden.

Faustformel zur Berechnung der Äquivalenttemperatur

$$T_{ae} = t + 1,5 e$$

T_{ae} Äquivalenttemperatur [Grad]

t Temperatur °C

e Aktueller Dampfdruck in hPa

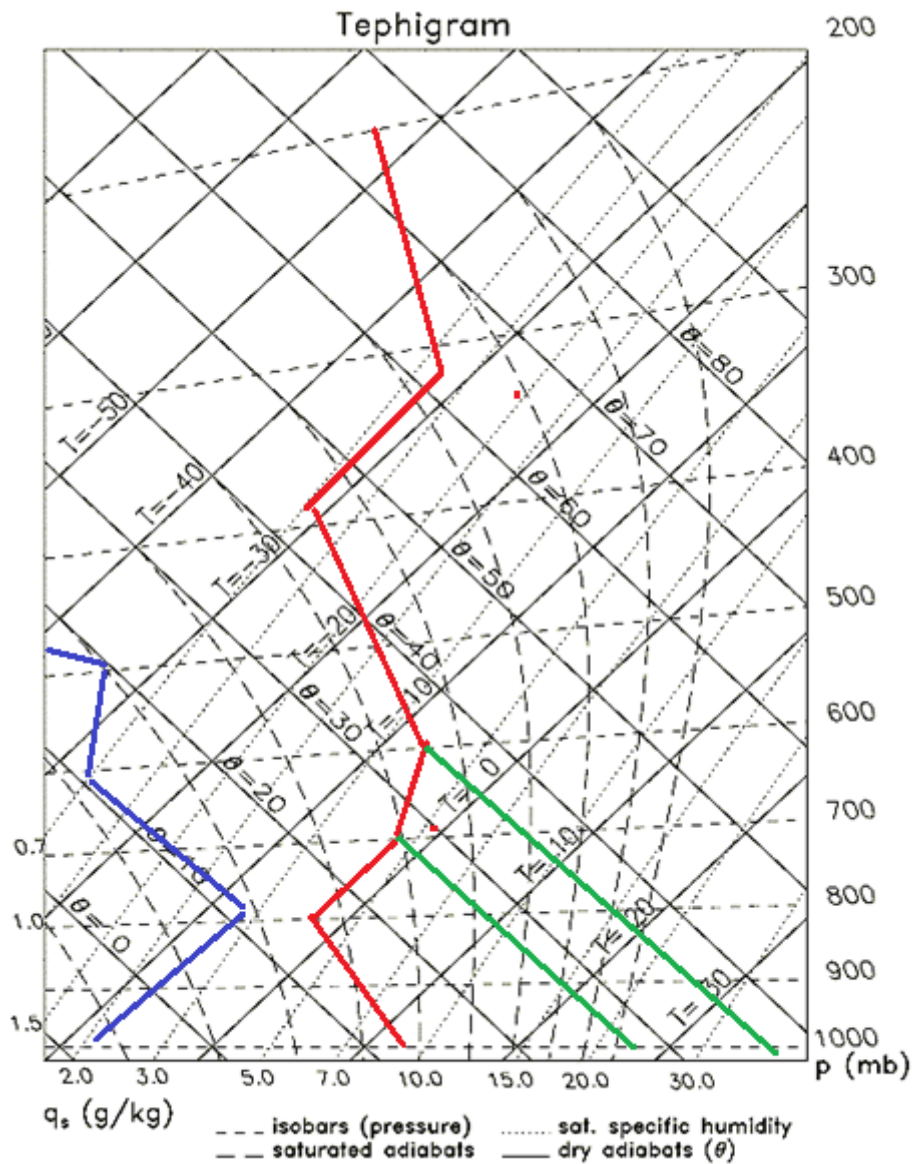
Beispiel:

Eine Temperatur von 22°C und einem Taupunkt von 16°C entspricht einem Dampfdruck von 18.7 hPa, und fiktiv eine Äquivalenttemperatur von 50 Grad.

Äquivalent-potenzielle Temperatur

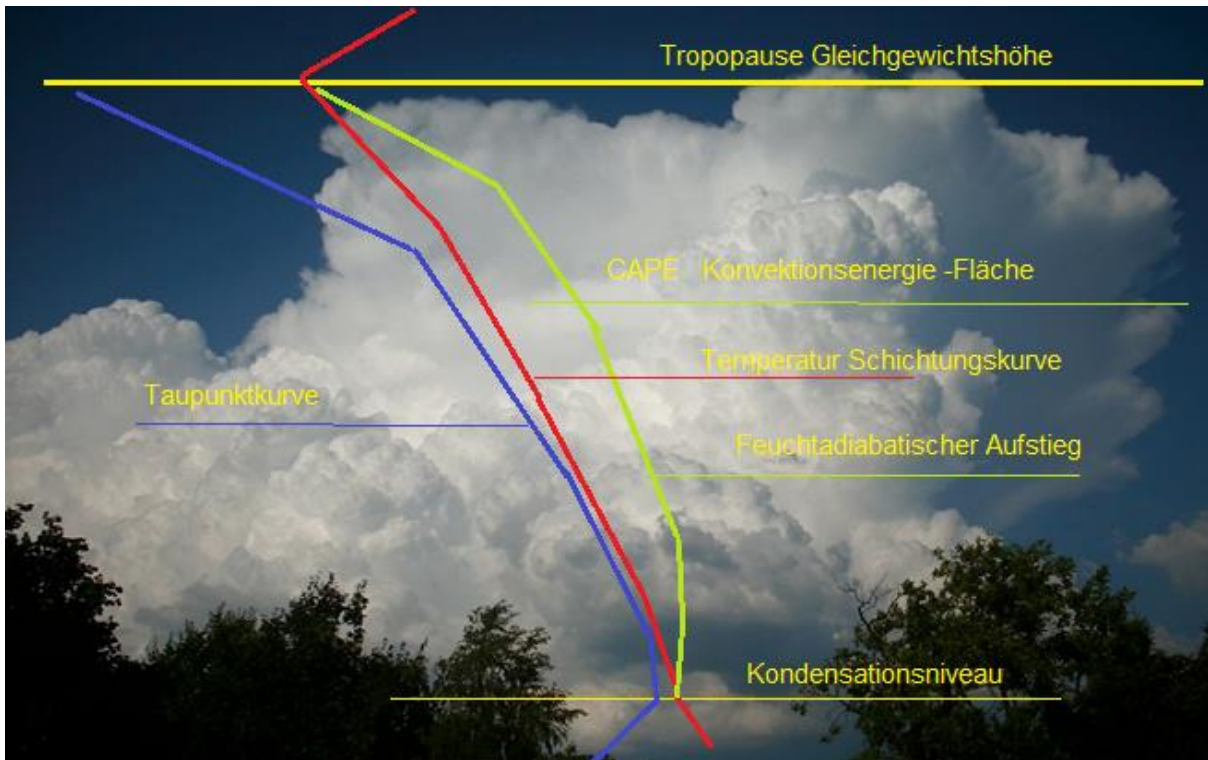
Aufsteigende Luftpakete sind leichter und immer wärmer als die umgebene Luft. Wenn Taupunkt und Temperatur sich annähern (die Differenz wird als Spread bezeichnet) setzt allmählich die Kondensation des nach oben getragenen Wasserdampf ein. Bis zum Kondensationsniveau wird die Luftmasse trockenadiabatisch angehoben und kühlt sich um 1°C/100 m ab. Sind keine wetterwirksamen Sperrschichten (Inversionen) vorhanden und die Luft ausreichend feuchtstabil geschichtet, dann steht dem weiteren Aufstieg des beschriebenen Luftpaketes nichts mehr im Wege und es kann ab dem Kondensationsniveau feuchtadiabatisch seinen Weg nach oben weiter fortsetzen. Da in einem solchen Luftpaket, welches nun gesättigt ist, ausreichend Energie (Enthalpie) mitgeführt wird, kühlt es sich nur noch um etwa 0,65°C/100 m ab. Ist in den unteren Luftschichten genügend Feuchtigkeit für den Nachschub vorhanden, können sich riesige Wolkenberge bilden, die bis zur Tropopause reichen. Kräftige Schauer und Gewitter sind dann die Folge. Hier endet allerdings das weitere Aufsteigen, da sich Wolkentemperatur und die umgebene Luft im Gleichgewichtszustand befinden.

Um einen Bezug zur aufsteigenden Luft mit der Äquivalent-potenziellen Temperatur herzustellen, muss noch die potenzielle Temperatur, welche ein Maß für die Summe aus potenzieller und innerer Energie eines Luftpaketes darstellt, definiert werden. Die potenzielle Temperatur ist die Temperatur, die ein Teilchen annimmt, wenn es aus einem Niveau mit dem Druck p und der Temperatur T trockenadiabatisch auf 1000 hPa gebracht wird. Sinnvoll dann, wenn die Energieinhalte verschiedener Luftpakete verglichen werden. Dies erreicht man am besten über ein thermodynamisches Diagramm, wie dem Tephigramm:



Dieses Tephigramm ist energietreu: Das heißt, dass die Linien potenzieller Temperatur (Diagonal von rechts unten nach links oben und mit dem griechischen Buchstaben θ Theta versehen) schon eingezeichnet sind. Zieht man nun von der Temperaturschichtungskurve eine parallele Linie (hier grün eingezeichnet) zu einer Linie potenzieller Temperatur, kann man leicht die potenzielle Temperatur ablesen.

Grafik unten: Schematische Darstellung der Temperaturkurven



Bedeutung der potenziellen-Temperatur:

- . Bei trockenstabiler Schichtung nimmt die potenzielle Temperatur mit der Höhe zu
- . bleibt bei trockenindifferenten Schichtung mit der Höhe gleich
- . Eine Abnahme der potenziellen Temperatur geht mit einer trockenlabilen Schichtung mit der Höhe einher.

Um die potenzielle Temperatur zu erhalten, betrachten wir ein Beispiel mit folgenden Ausgangswerten:

- T in 1500 m $11^{\circ}\text{C} = 284 \text{ [K]}$
- θ potenzielle Temperatur [K]
- T aktuelle Temperatur [K]
- P_0 Normaldruck auf 1000 [hPa]
- P Druckfläche 850 [hPa]
- k Adiabaten Koeffizient
- K Temperatur in Kelvin [K]

Die potenzielle Temperatur erhält man über die Poisson-Gleichung:

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^k = 284 \text{ K} \left(\frac{1000 \text{ hPa}}{850 \text{ hPa}} \right)^{0,29}$$

$$\theta = 297,7 \text{ K} = 24,7^{\circ}\text{C}$$

Somit ergibt sich für eine Druckfläche von 850 hPa (1500 m) eine potenzielle Temperatur von $24,7^{\circ}\text{C}$.

Der Zusammenhang mit der potenziellen Temperatur und der inneren Energie (spezifische Entropie) eines Luftpaketes kann über diese Gleichung erreicht werden:

E_n Entropie [J/kg]

T Temperatur [K]

K Adiabaten Koeffizient [0,29,]

C_p Spezifische Wärmekapazität [J K kg]

$$E_n \frac{J}{kg} = C_p \ln \left[T \left(\frac{P_0}{P} \right)^k \right] = C_p \ln \theta$$

$$C_p \ln \theta = 1005 \text{ J} \cdot \ln 301 \text{ K}$$

$$E_n = 5735,64 \frac{J}{kg}$$

Eine Änderung der spezifischen Entropie hat auch eine Änderung der potenziellen Temperatur zur Folge.

Weitere potenzielle Temperaturen und Entropie als Tabelle:

Höhe	Temperatur	θ T 1000 hPa	Innere Energie (Entropie) E_n
700 hPa 3000 m	4°C	34°C	5843 J/kg
500 hPa 5500 m	-22°C	33°C	5553 J/kg

Der Gesamtwärmeinhalt feuchter Luft wird mit der Äquivalent-potenziellen Temperatur bestimmt. So muss also zur potenziellen Temperatur noch die latente (verborgene) Wärmeenergie berücksichtigt werden. Dies bekommen wird mit einer Näherungsgleichung:

$\theta_{\ddot{a}}$ Äquivalent-potenzielle Temperatur [K]

L_v Spezifische Verdampfungswärme 2500 [J/kg]

s Spezifische Feuchte [g/kg]

T aktuelle Temperatur [K]

P_0 Luftdruck 1000 [hPa]

P Niveau-Luftdruck 850 [hPa]

Zunächst muss die spezifische Feuchte bestimmt werden:

$$s = 0,622 \cdot e \text{ [hPa]}$$

Gehen wir von einem Taupunkt von 16°C aus. Der Dampfdruck e (Partialdruck des Wasserdampfes) ist somit 18.6 hPa. In guter Näherung ist die spezifische Feuchte

$$s = 0,622 \cdot 18.6 \text{ hPa} = 11,6 \text{ g/kg}$$

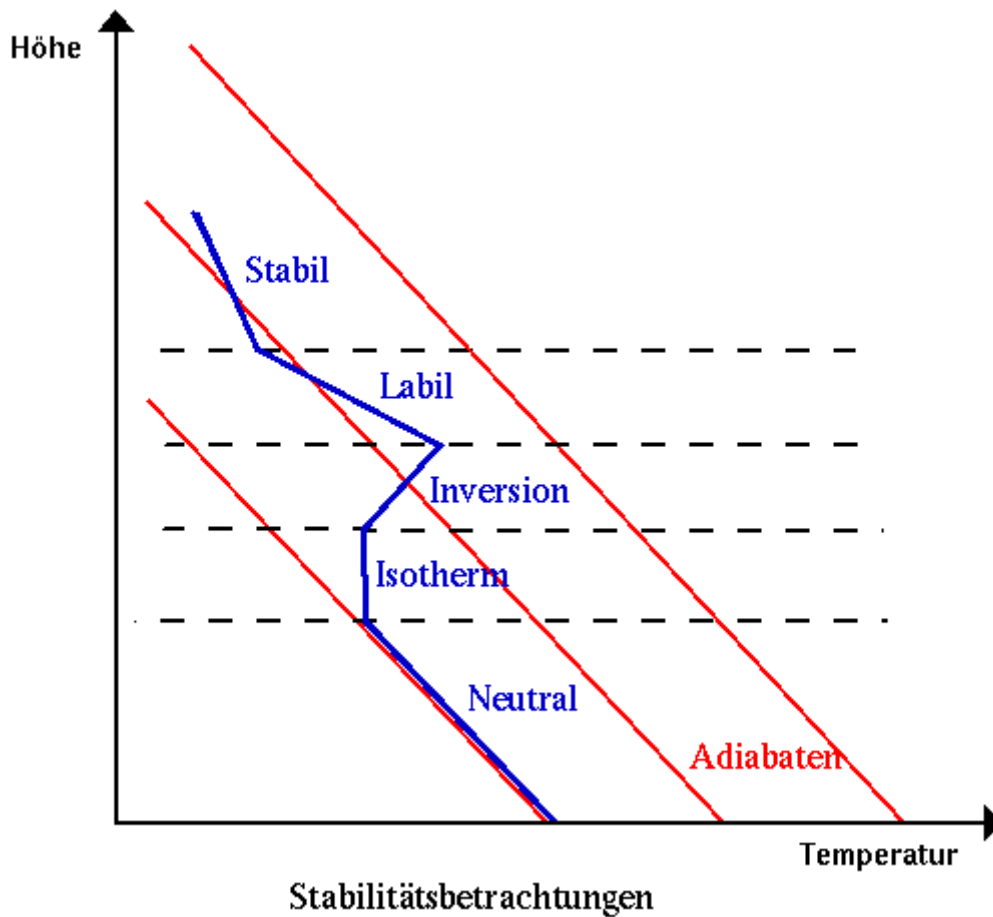
Die Äquivalent-potenzielle Temperatur bekommen wir mit:

$$\theta_{\ddot{A}} = \left([T] 284 \text{ K} + Lv 2500 \frac{\text{J}}{\text{kg}} \cdot [s] 11.6 \frac{\text{g}}{\text{kg}} \right) \cdot \left(\frac{1000 \text{ hPa}}{850 \text{ hPa}} \right)^{0.29} = 328 \text{ K } (55^{\circ}\text{C})$$

Da der Rechenaufwand sehr enorm wäre, verwendet man in der Meteorologie Daten von Radiosonden. Diese werden über ein mit Helium gefüllten Ballon, der heutzutage zu vorgegebenen Zeiten automatisch startet und anschließend bis in die Stratosphäre vordringt, an die jeweilige Wetterstation gesendet.



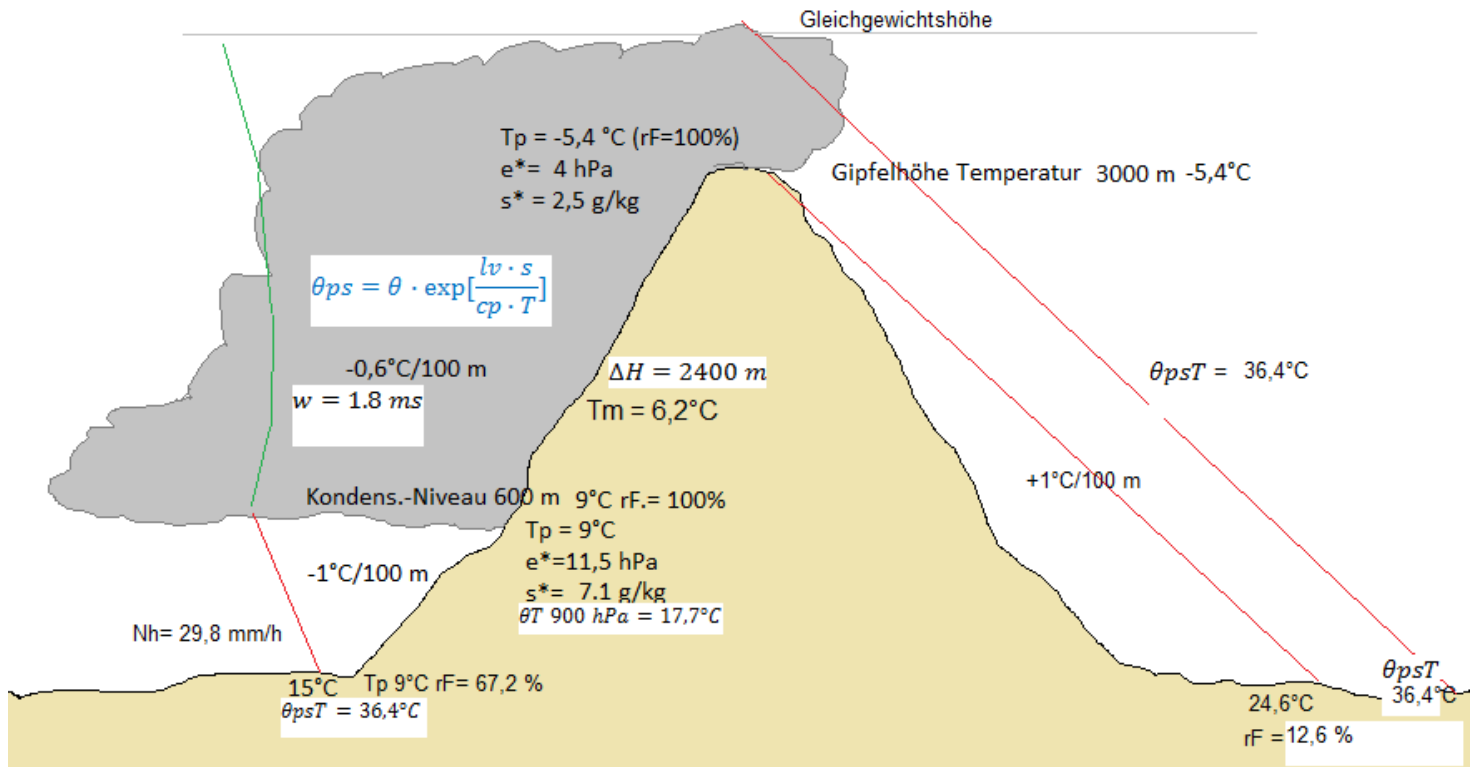
Automatisierter Start eines Wetterballons mit Radiosonde vom Stuttgarter Schnarrenberg
So können nun die Schichtungsverhältnisse der Atmosphäre bestimmt werden.



Je höher die Äquivalent-potenzielle Temperatur ist, desto mehr Wärmeenergie beinhaltet das aufsteigende Luftpaket und desto größer ist die Gewitterwahrscheinlichkeit.

Pseudopotenzielle Temperatur

Die pseudopotenzielle Temperatur unterscheidet sich zwar nur wenig von der Äquivalent-potenziellen Temperatur. Dennoch kann man sie nicht gleichsetzen. Der Unterschied kann einige Grad ausmachen. Die pseudopotenzielle Temperatur ist die Temperatur, die ein Luftpaket annimmt, wenn es vom Ausgangsniveau zunächst trockenadiabatisch bis zum Kondensationsniveau angehoben wird, von dort der weitere Aufstieg feuchtadiabatisch erfolgt, und zwar so lange, bis die Gleichgewichtshöhe erreicht worden ist. Wenn sich die Feuchtadiabate an die Trockenadiabate angeschmiegt hat und sämtlicher Wasserdampf kondensiert ist. Bringt man das Luftpaket, aus dem sämtliches kondensiertes Wasser ausgefallen sein soll, längs der Trockenadiabaten auf 1000 hPa, so lässt sich hier die pseudopotenzielle Temperatur ablesen. Praktische Anwendung findet die pseudopotenzielle Temperatur beim Föhnprozess, da diese, während die Luftmassen über das Gebirge strömen, invariant bleibt.



Folgende Ausgangswerte werden als gegeben angenommen:

	Bozen	Kondensationsniveau	Gipfelhöhe	Garmisch
Temperatur °C	15	9	-5,4	24,6
Relative Feuchte %	67	100	100	12,6
Pseudopotenzielle Temperatur °C	36,4			36,4

Über die Temperaturdifferenz der beiden virtuellen Temperaturen von aufsteigendem Luftpaket und der Umgebungstemperatur erhalten wir die Vertikalgeschwindigkeit

$$w = g \cdot \frac{(T_{vl} - T_{vu})}{T_u}$$

$$w = 9,81 \frac{m}{s^2} \cdot \frac{(\Delta T_{v1,2} \text{ } ^\circ\text{C})}{6,2^\circ\text{C}} = 1,8 \frac{m}{s}$$

Geht man in diesem Beispiel von einer Differenz des Dampfgehaltes von 4,6 g/kg zwischen Gipfelhöhe und Kondensationsniveau aus, so errechnet sich die Niederschlagsmenge des auskondensierten Wassers...

$$p_w = 1 \frac{kg}{m^3} \cdot w \cdot 1,8 \frac{m}{s} \cdot 4,6 \times 10^{-3} = 8,28 \times 10^{-3} kg \cdot 3600 s = 29,8 \frac{mm}{h}$$

In einer Stunde würden also knapp 30 l/m² Regenwasser fallen, welche bei Stau-Wetterlagen auf der Südseite der Alpen durchaus vorkommen können. Niederschläge dieser Dimension führen auf der Alpensüdseite zu Unwettern mit Schlammlawinen usw.

Als nächster Schritt kann die pseudopotenzielle Temperatur über diese Formel berechnet werden:

θ_{ps} pseudopotenzielle Temperatur [K]

θ potenzielle Temperatur [K]

T Temperatur in Höhe des Kondensationsniveaus [K]

exp exponentiell Funktion

lv spezifische Verdampfungswärme [J/kg]

s spezifische Feuchte [g/kg]

cp spezifische Wärmekapazität trockener Luft [J/kg]

$$\theta_{ps} = \theta \cdot \exp \left[\frac{lv \cdot s}{cp \cdot T} \right]$$

$$\theta_{ps} = \theta \cdot 290,7K \cdot \exp \left[\frac{2500 \frac{J}{kg} \cdot \frac{7,1g}{kg}}{\left(1005 \frac{J}{kg} \cdot 282K \right)} \right] = 309 K - 273 K = 36,4 \text{ } ^\circ\text{C}$$

In der Grafik erkennt man, dass die pseudopotenzielle Temperatur sowohl im Luv als auch im Leebereich zum selben Ergebnis führt, da die Luftmasse in Höhe des Gleichgewichtsniveaus als auskondensiert angesehen werden kann. Die geringe relative Luftfeuchte von nur 12,6 % im Lee, entsteht durch die geringe spezifische Feuchte auf Gipfelhöhe des Berges. Da die spezifische Feuchte als konservative Größe beim Abstieg erhalten bleibt, kommen wir mit folgenden Gleichungen zum Ergebnis:

Sättigungsdampfdruck in
Gipfelhöhe bei -5,4°C = 4 hPa

$$s^* = 0,622 \cdot 4 \text{ hPa} = 2,5 \frac{g}{kg}$$

Sättigungsdampfdruck im Leebereich bei 24,6°C (25°C) = 31,7 hPa

$$s^* = 0,622 \cdot 31,7 \text{ hPa} = 19,7 \frac{g}{kg}$$

Die relative Feuchte erhalten wir über die Differenz der beiden Größen von Dampfdruck oder spezifischer Feuchte:

$$rF = \frac{4 \text{ hPa}}{31.4 \text{ hPa}} \cdot 100 = 12.6 \%$$

$$rF = \frac{2,5 \frac{\text{g}}{\text{kg}}}{19,7 \frac{\text{g}}{\text{kg}}} \cdot 100 = 12,6 \%$$

Derart niedrige Luftfeuchte-Werte führen zu den bekannten sehr guten Sichtweiten von über 100 Kilometern bei Föhn.

Wetterfronten

Wetterfronten sind nichts anderes als Luftmassengrenzen mit unterschiedlicher Äquivalentpotenzieller Temperatur. Um diese auf Wetterkarten analysieren zu können, werden Karten mit Isothermen der Äquivalentpotenziellen Temperatur herangezogen, wie in der unteren Karte angezeigt. Als Referenzniveau dient dafür die 850 hPa (1500 m) Druckfläche. Bei Durchgang einer Front ändert sich u.a. auch die Äquivalentpotenzielle Temperatur. Nach dem Durchzug einer Warmfront steigt der Theta E Wert deutlich an (warmer Sektor). Bei Kaltfronten sinkt die Äquivalentpotenzielle Temperatur in Abhängigkeit vom jeweiligen Kaltfronttyp. Wenn die Aeq.Pot.T. bekannt ist, können die Wetterfronten eingezeichnet werden

