



Das Emagramm

Die Bedeutung der einzelnen Elemente

Erklärung

Die Bedeutung der einzelnen Elemente

Das Wort Emagramm setzt sich aus den drei Worten **Energie**, **Massen** und **Diagramm** zusammen.

Unsere Atmosphäre ist stetig in Bewegung und Bewegung heisst in diesem Falle, dass sich **Luftmassen** durch **Energien** wie Wärme, Druck und Wind verschieben, und genau über diese Eigenschaften informiert das Emagramm. Es gibt z.B. Auskünfte über die für uns wichtige Thermik, weist auf Gefahren wie Gewittertendenz hin und informiert über aktuelle Windverhältnisse.

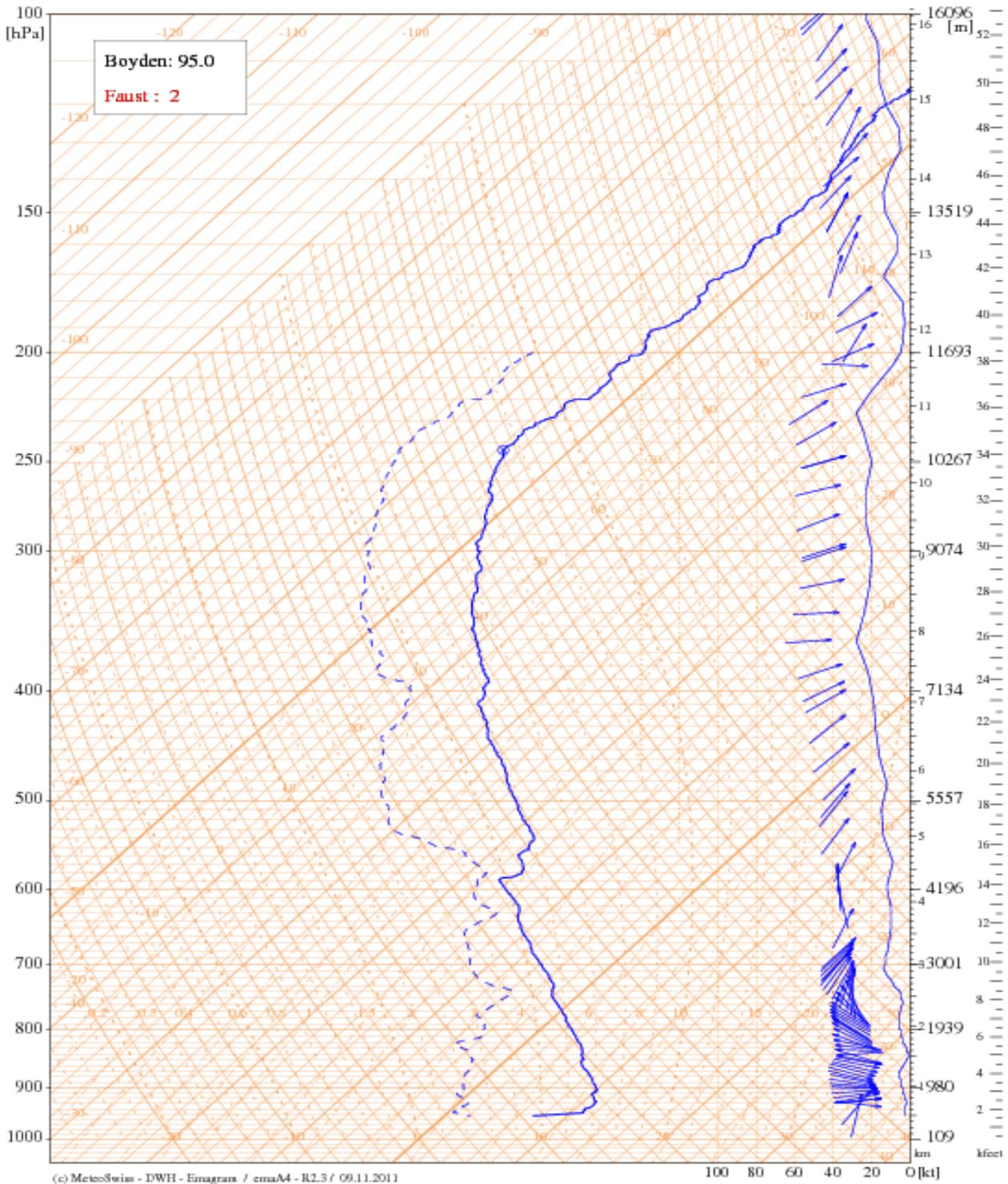
Um das Verhalten der Luftmassen in verschiedenen Höhen zu messen, werden in der Schweiz 2 Mal täglich in Payerne um 12.00UTC und 00.00UTC Radiosondierungen durchgeführt. Bei uns . Dabei werden so genannte Wetterballone mit zahlreichen Messgeräten wie Hygrometer, Barometer, Thermometer usw. ausgerüstet und losgelassen. Der Ballon hat in Bodennähe einen Durchmesser von ca.2m und erreicht eine Höhe zwischen 20000 - 30000 km. Er dehnt sich dabei wegen des mit zunehmender Höhe nachlassenden Luftdrucks auf einen Durchmesser von über zwölf Metern aus, bevor er platzt und die Sonde mit einem Fallschirm zum Boden zurückkehrt.

Der Höhenrekord für Radiosonden liegt bei ~39 km, bzw. 2,5 hPa (Deutscher Wetterdienst).

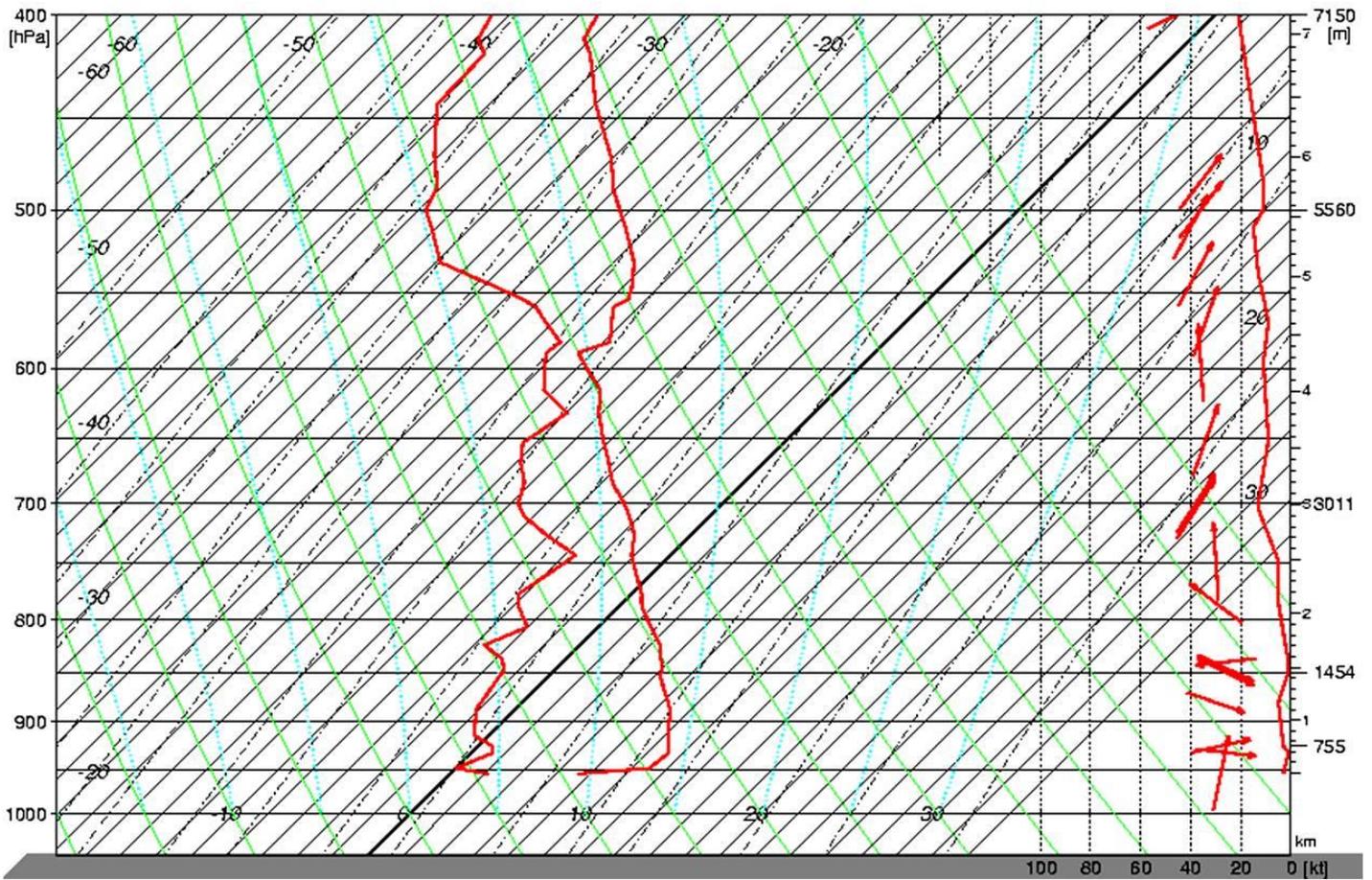
Die daraus gewonnenen Daten werden per Funk an die Bodenstation gesendet, anschliessend ausgewertet und in ein Diagramm eingetragen. Aus diesen Daten entsteht nun eine grafische Darstellung, die tabellarisch Temperatur, Feuchtigkeit, Windrichtung / Stärke und Druck über das ganze Höhenprofil aufzeigt.

Windrichtung und Stärke wird durch Verfolgung des Ballons mit Radarpeilung und anschliessender Berechnung festgestellt, der Ballon selber enthält lediglich einen Reflektor, der ein entsprechendes Radarecho erzeugt.

Nachstehende Grafik soll die Grundstruktur des Emagramms erläutern, gewisse Grundlagen der metrologischen Physik erklären um schlussendlich zur selbständigen Analyse und Auswertung eines Emagramms führen



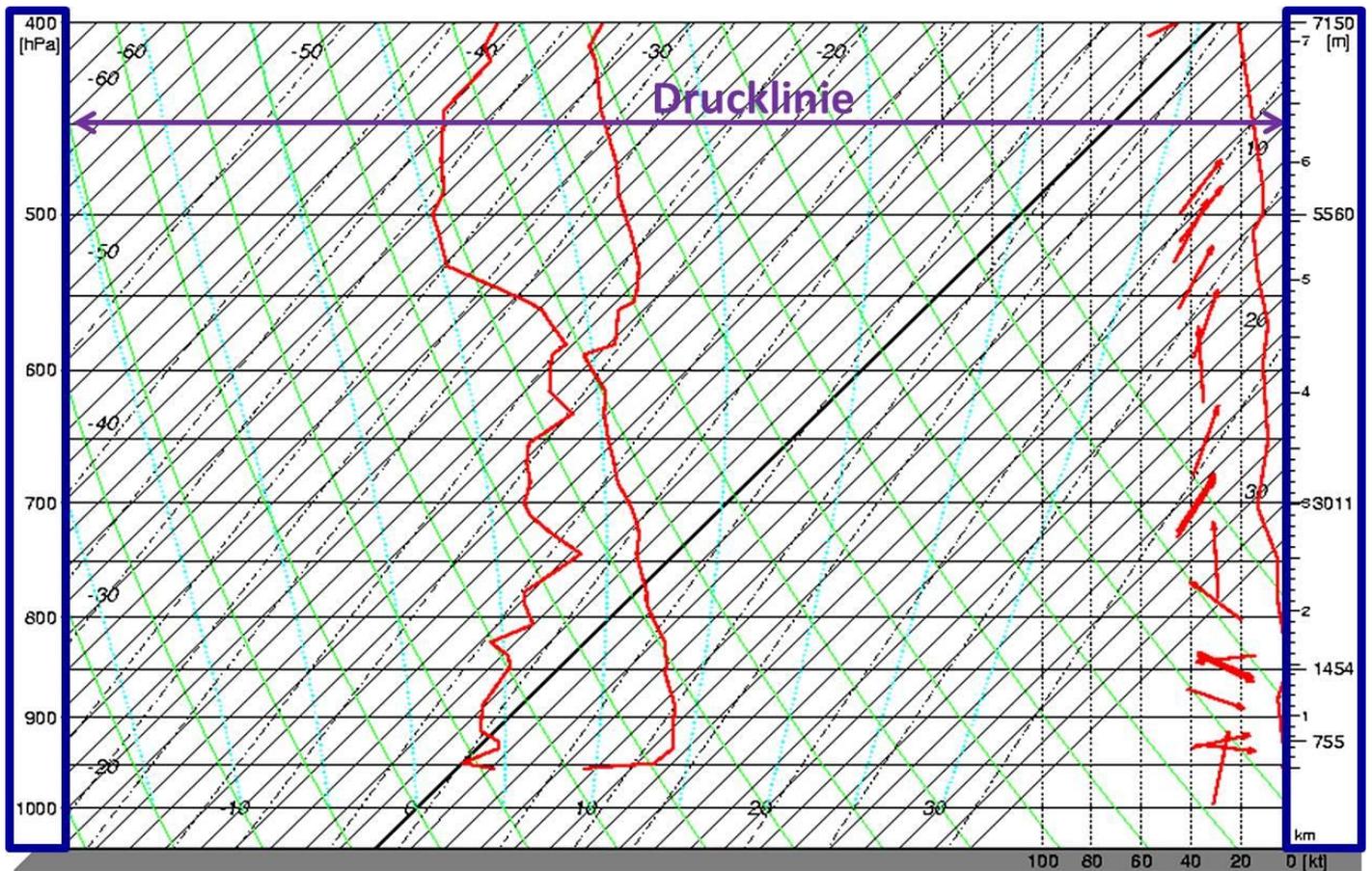
Darstellung eines von Meteo-Schweiz erstellten Emagramms Auf der Homepage von www.meteoschweiz.admin.ch ist eine farbige, vereinfachte Version zu finden, welche aber für unsere Zwecke einfacher zu lesen ist und für unsere Zwecke ausreichende Informationen liefert. Ein Emagramm mit dem wir in der Regel arbeiten, sieht etwa so aus:



Das dargestellte Diagramm ist vom 01.04.2004 Payerne von 00.00UTC. Als erstes interessieren uns die einzelnen Linien, Zahlen und deren Bedeutung.

Wie man auf den ersten Blick sieht, ist das Emagramm etwas komplexer aufgebaut als Standarddiagramme, die beispielsweise nur über eine X und Y Achse verfügen.

Nachfolgend zerlegen wir das Diagramm in seine einzelnen Elemente, um deren Funktionen ersichtlich zu machen



Auf der linken Seite bezeichnen die Zahlen den **Luftdruck** in hPa.

Waagrechte Linien desselben Luftdrucks führen zur rechten Senkrechten, auf welcher die **Höhe** über Meer angegeben wird, wo der entsprechende Luftdruck gemessen wird.

Die Umrechnung eines gemessenen Drucks in entsprechende Höhenmeter kann nach verschiedenen Methoden erfolgen. In der Meteorologie weit verbreitet ist die Umrechnung nach QFF, wo die tatsächlich gemessene Temperatur und Feuchtigkeit berücksichtigt werden.

Der Luftdruck verändert sich je nach Wetterlage.

Die Luftdruckangaben, hPa (auf der linken Seite) sind Konstante, welche sich in ihrer Position nicht verändern. Die Höhenangaben (auf der rechten Seite) sind Variable und verschieben sich je nach Drucklage nach oben oder nach unten.

Nimmt der Druck ab, so verschieben sich die Höhenangaben nach oben, nimmt der Druck zu, verschieben sie sich nach unten.

Die Richtwerte für Hinweise auf ein Hochdruckgebiet liegen bei:

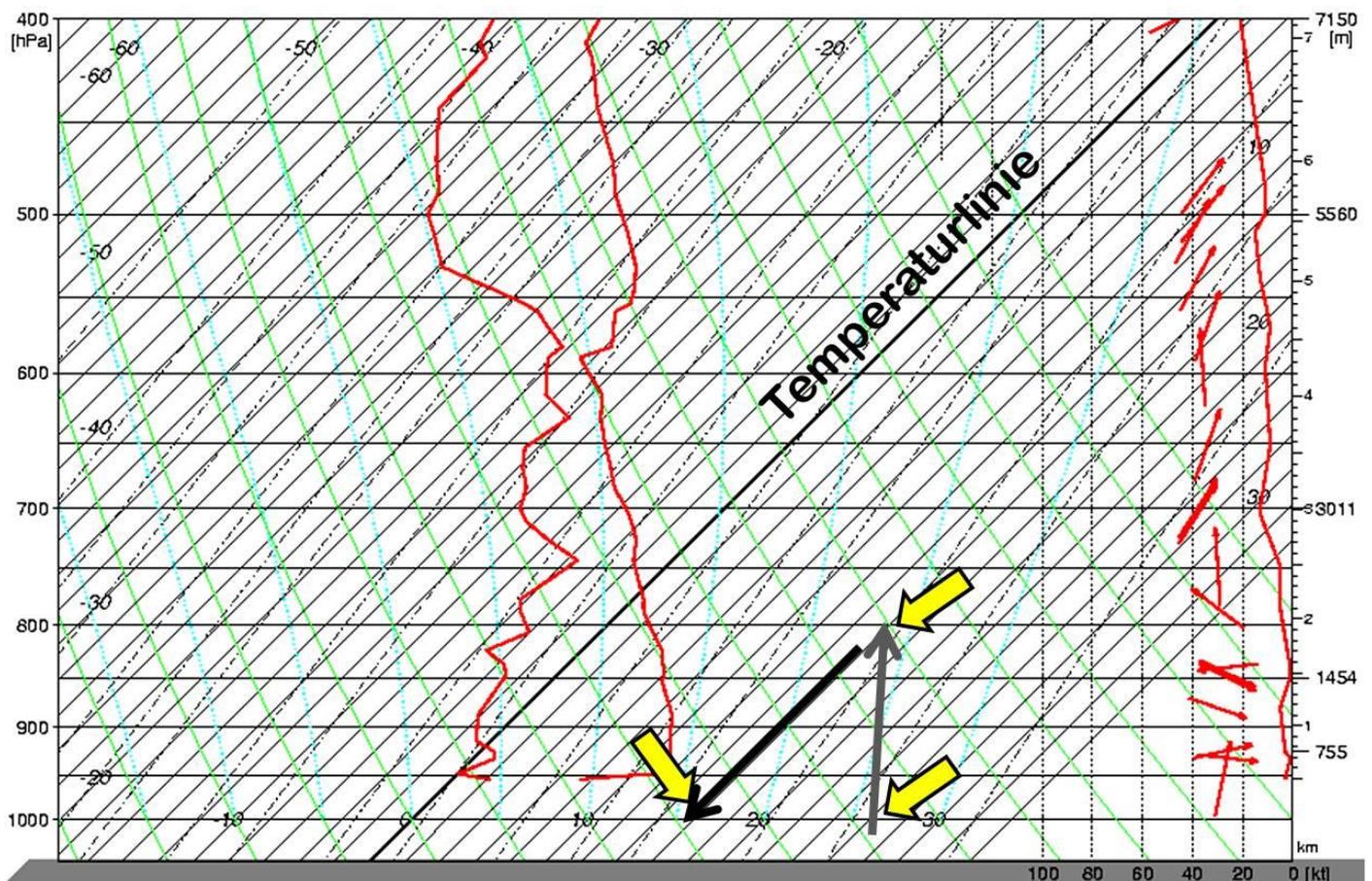
500 hPa über 5'520 müM

700 hPa über 3'020 müM

850 hPa über 1'500 müM

Sind die Höhenangaben tiefer als diese drei Zahlen, ist das Wetter tiefdruckbestimmt.

Wenn also auf 1400 m ein Druck von 850 hPa herrscht, ist der Druck auf 1500 m nur noch ca. 835 hPa was uns zeigt, dass das Wetter Tiefdruck bestimmt ist. In unserem Fall befindet sich in den unteren 2/3 ein schwaches Tief im oberen Drittel ein schwaches Hoch.

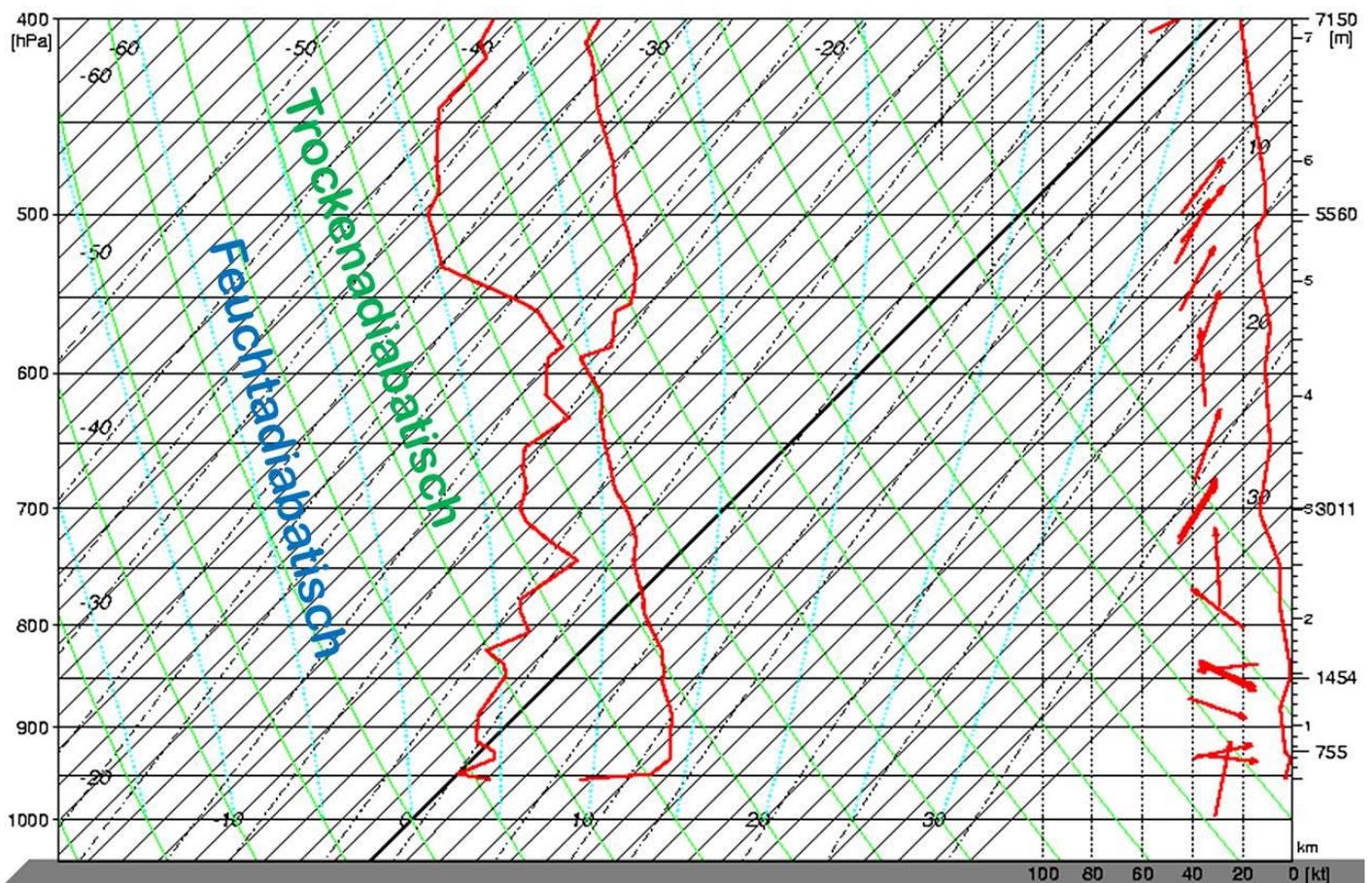


Nachdem wir uns mit den Höhenlinien und Drücken befasst haben, betrachten wir nun die **Temperaturlinie**, diese ist in einem 45° Winkel nach rechts gekippt. Am unteren Rand sind die Temperaturen in 2° Celsius Schritten eingetragen.

Diese Linie ist auf dem Diagramm fest gegeben, sie verändert sich nicht.

Die Temperaturabnahme einer senkrechten Linie nach oben beträgt 0,5 und 0.65°C pro 100m. ([Durchschnittliche Abkühlung der Luft nach Standardatmosphäre 0.65°C pro 100 m](#)) Ziehen wir eine senkrechte Linie bis auf 2000m beginnend bei 0 Meter bei 26°C, und folgen nun in dem Punkt, in welchem sich die Senkrechte und die 2000m Linie treffen der 45°Temperaturlinie nach unten, werden wir feststellen, dass wir auf 2000 m eine theoretische Temperatur von 16°C haben. Was genau der Abkühlung von 0,5°C pro 100 Meter entspricht.

Die 45° geneigte Darstellung wurde 1947 von *N. Herlofson* erfunden und ist eine grosse Erleichterung, um ein Emagramm zu lesen



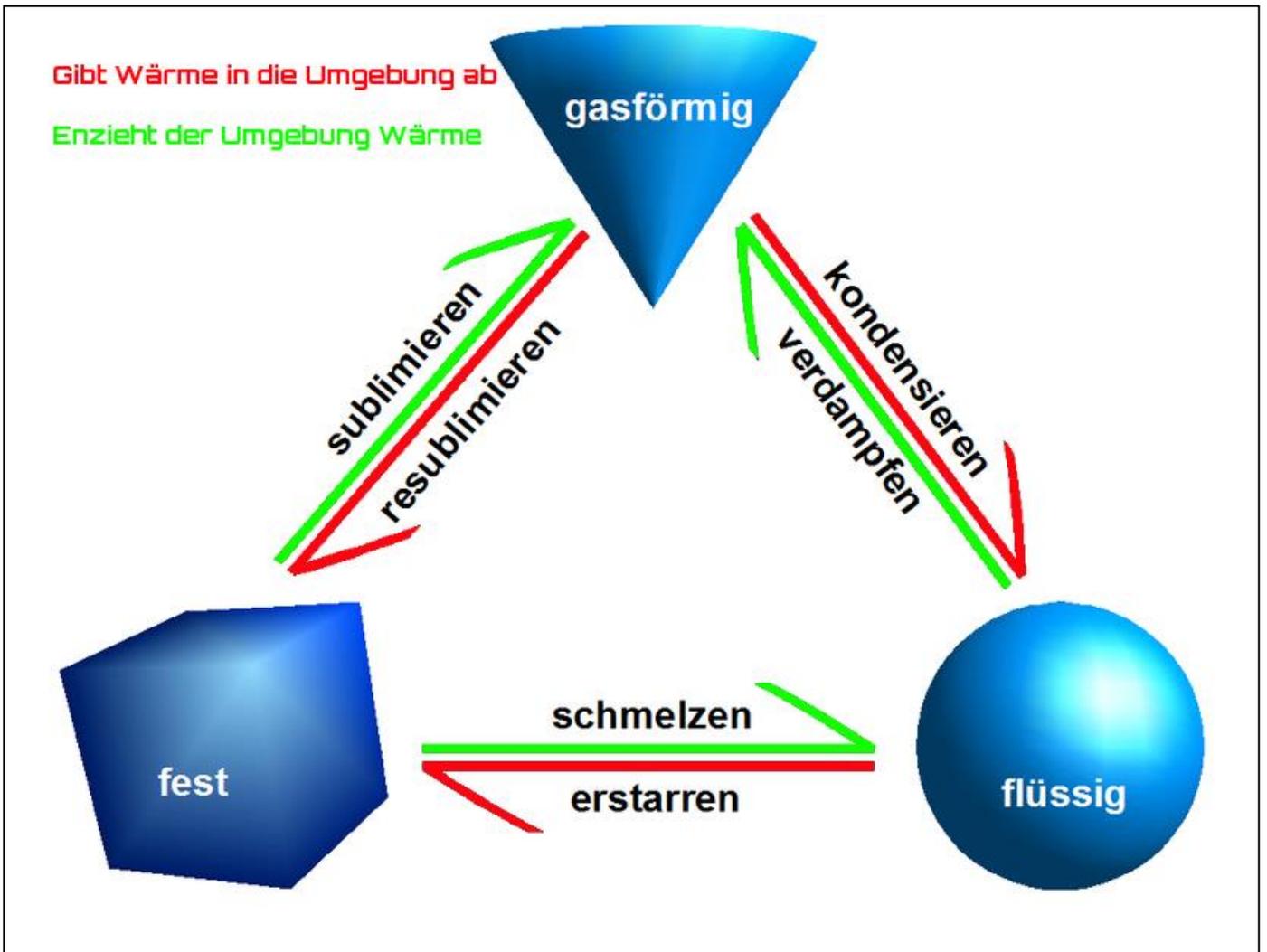
Eine **Adiabate** ist ein Luftpaket, das sich nicht mit der Umgebungsluft vermischt.

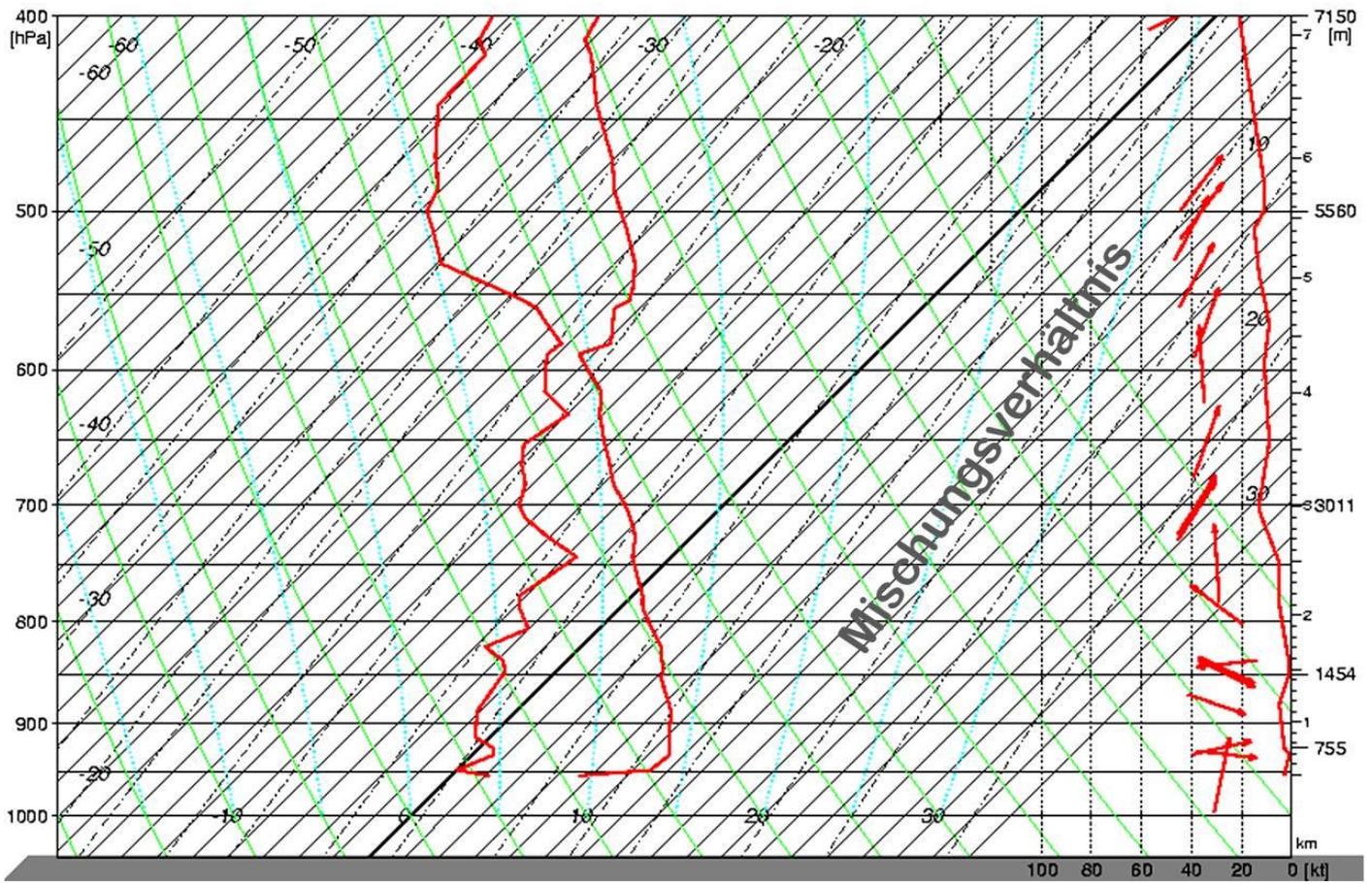
(„adiabat“ bezeichnet in der Thermodynamik eine Zustandsänderung eines Gases, bei der mit der Umgebung keine Wärme ausgetauscht wird.)

Ein aufsteigendes Luftpaket, das sich mit der Umgebungsluft nicht vermischt, kühlt sich 1C° pro 100 m ab, bis seine relative Feuchtigkeit 100% erreicht hat. Bis zu diesem Punkt steigt es trockenadiabatisch entlang der grünen Linie.

Hat ein Luftpaket seine relative Luftfeuchtigkeit von 100% erreicht, steigt es feuchtadiabatisch und wir folgen der blauen Linie. Das Paket kühlt sich nun langsamer mit im Mittel $0,6\text{C}^\circ$ pro 100 m ab.

Die langsamere Abkühlung ist die Folge der Änderung des Aggregatzustands bei der Kondensation von Gasförmig in Fest (Wassertröpfchen). Da bei diesem Prozess Energie (wärme) freigegeben wird, kühlt das Luftpaket langsamer aus.





Die **Mischungsverhältnisl**inie gibt an, wie sich der Taupunkt bei zunehmender Höhe verschiebt.

Diese Verzögerung beträgt 0.2°C pro 100 m Aufsteigen. Kondensiert ein Luftpaket auf 500m bei 10°C , so kondensiert dasselbe Luftpaket mit gleichem Wasseranteil auf 1500m erst bei 8°C diese Angabe kann an der Mischungsverhältnis-Linie abgelesen werden.

Anmerkung Mischungsverhältnis

Der Wasseranteil in einem adiabatisch steigenden Luftpaket bleibt beim Aufsteigen derselbe, die relative Luftfeuchtigkeit nimmt aber zu,

1 m^3 bei 20°C Lufttemp. kann max. 17,3 g Wasser aufnehmen bei 1000hPa

1 m^3 bei 10°C Lufttemp. kann max. nur noch 9,4 g Wasser aufnehmen 1000hPa

Beispiel:

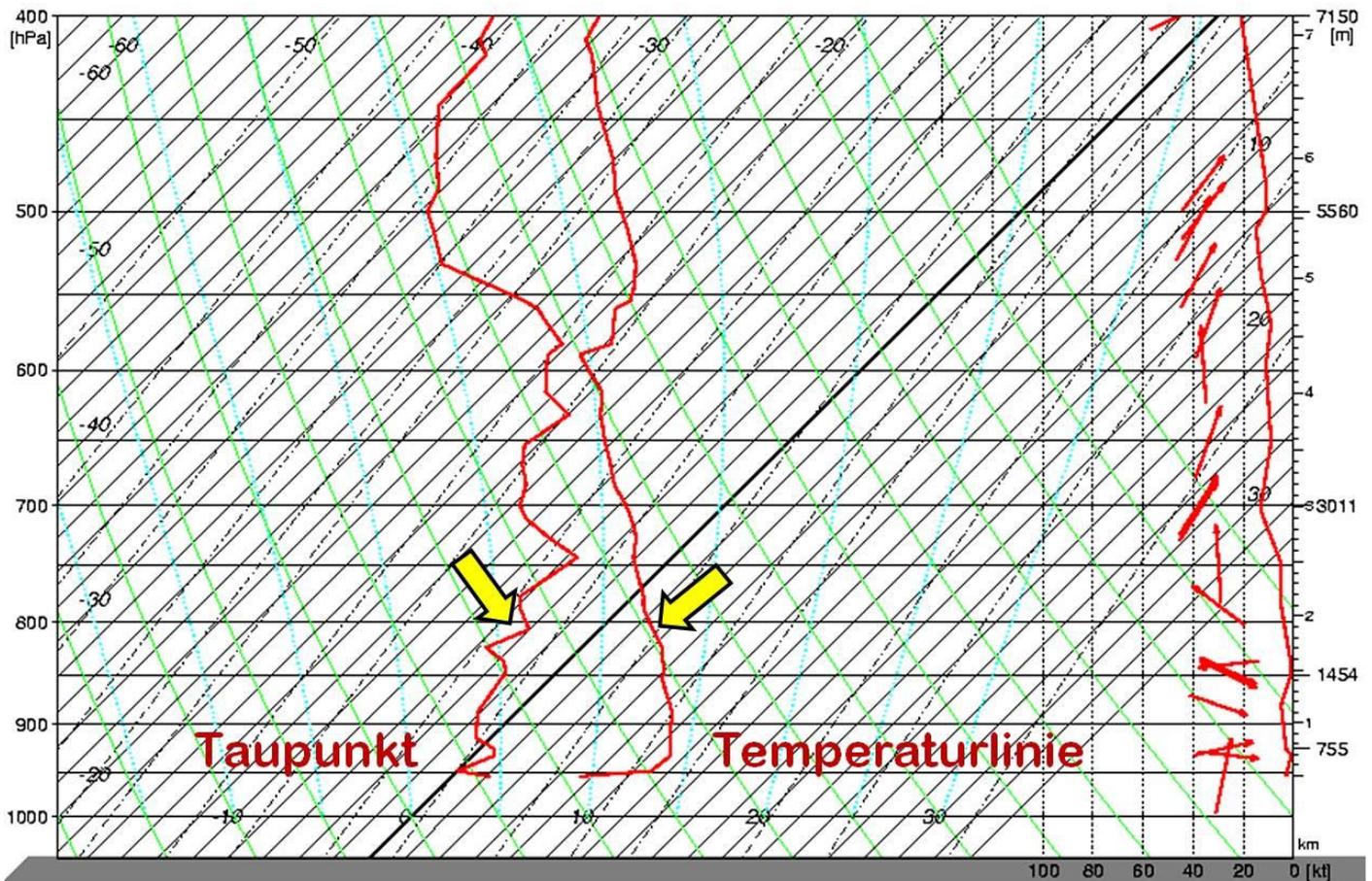
Nehmen wir nun an, bei 20°C auf 0m/1000hPa hat unser Luftpaket von 1 m³ 6.8g Wasser so entspricht das einer relativen Luftfeuchtigkeit von 40%

Nun steigt unser Luftpaket auf 1500 m/950 hPa und kühlt sich auf 5°C ab auf 0m/1000hPa könnte dieses Luftpaket 6.8g Wasser enthalten, theoretisch hätten wir nun eine Sättigung von 100% (Kondensationspunkt).

Temperatur	Maximale Sättigung bei 1000 hPa
0°C	4,8 g/m ³
5°C	6,8 g/m ³
10°C	9,4 g/m ³
15°C	12,8 g/m ³
20°C	17,3 g/m ³
25°C	23,1 g/m ³
30°C	30,3 g/m ³
35°C	39,6 g/m ³
40°C	51,1 g/m ³

Durch den geringeren Umgebungs- Druck (+/-950 hPa) auf 1500m kann sich das Luftpaket wieder ein wenig ausdehnen und das Wasser bekommt mehr Platz und kondensiert erst bei einer tieferen Temperatur. Die Verzögerung beträgt 0,2°C pro 100 m (ersichtlich auf der Mischungsverhältnis-Linie).

In unserem Fall bedeutet das, dass unser Luftpaket auf 1500m/950hPa erst bei 2°C 100% Sättigung hat und kondensieren würde.



Die **Temperaturlinie** informiert über den gemessenen Temperaturverlauf und das ganze Höhenprofil. Diese Messdaten werden von der Radiosonde geliefert.

- Starke Temperaturabnahme kippt als Linie nach links
- Isothermien und Inversionen fallen als Linien nach rechts
- Durchschnittliche Abkühlung der Luft (ca. $0.5^{\circ}\text{C}..0.6^{\circ}\text{C}$ pro 100 m) verläuft senkrecht nach oben

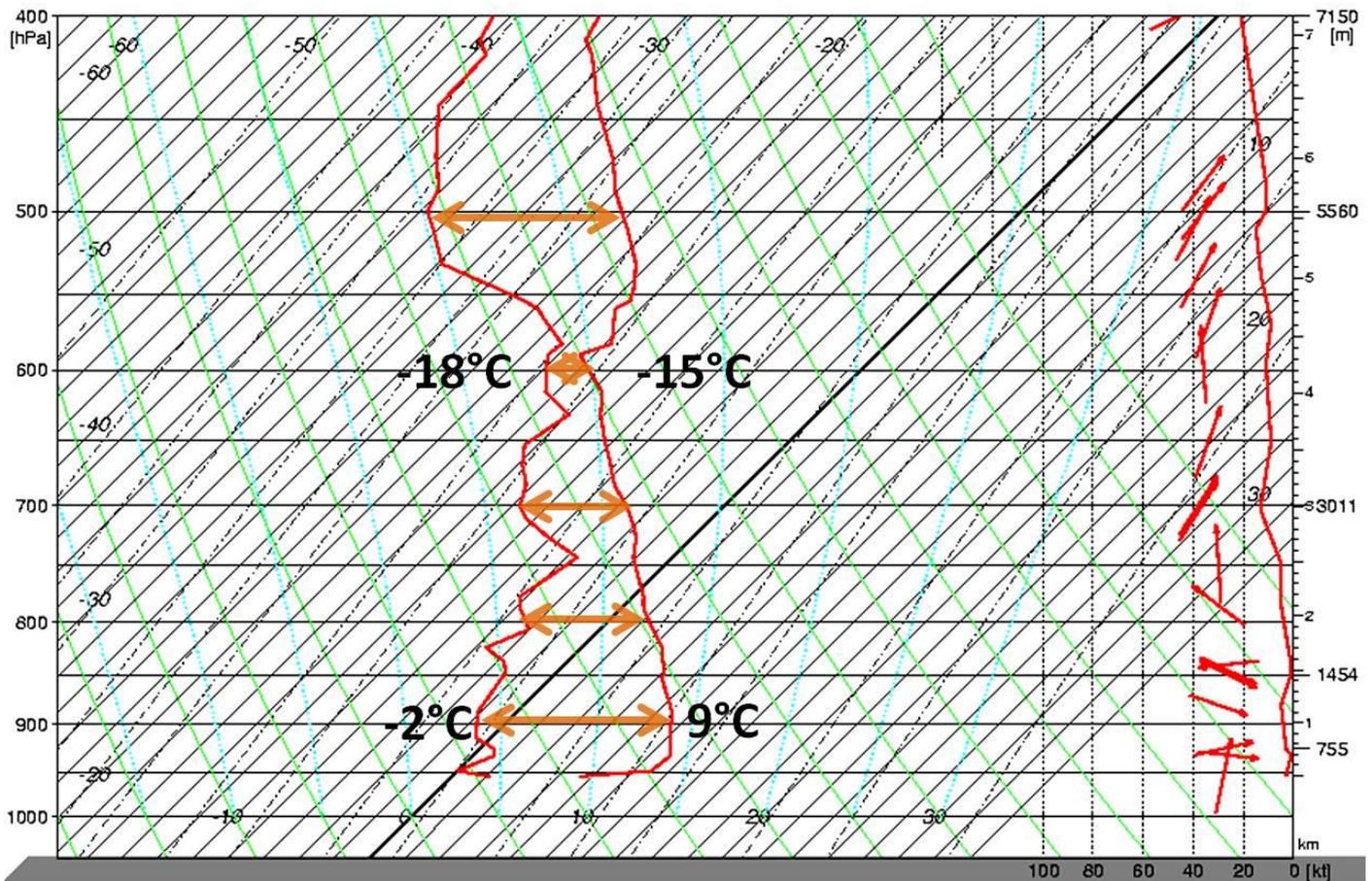
Ebenfalls von der Sonde geliefert wird die **Taupunkt/Kondensationslinie**. Sie gibt Auskunft in welcher Höhe, bei welcher Temperatur die Luft kondensiert.

Auf obigem Emagramm sehen wir, dass z.B. die Luft auf 1900 m bei -4°C kondensiert. Beträgt die Temperatur auf dieser Höhe jedoch noch 3°C (Temperaturlinie) wird sie nicht kondensieren.

Je näher die beiden Linien beieinander sind desto höher ist die relative Luftfeuchtigkeit, je weiter sie auseinander, sind desto trockener ist die Luft.

Anmerkung:

Schlägt die Taupunktlinie deutlich nach links aus, deutet das auf trockene Luft hin, wenn sie in Richtung rechts geht, eher auf feuchte Luftschichten.



Der Abstand zwischen beiden Linien nennt man **Spread**.

Der Spread gibt uns Auskunft über die tatsächliche relative Luftfeuchtigkeit.

Man rechnet pro 1°C Unterschied zwischen den beiden Linien 5% weniger Luftfeuchtigkeit. Je weiter die beiden Linien voneinander getrennt sind, desto trockener ist die Luft.

Auf 1000 m ist der Temperaturunterschied 11°C mal die 5% = 55% weniger Luftfeuchtigkeit als 100% ergibt eine relative Luftfeuchtigkeit von 45%

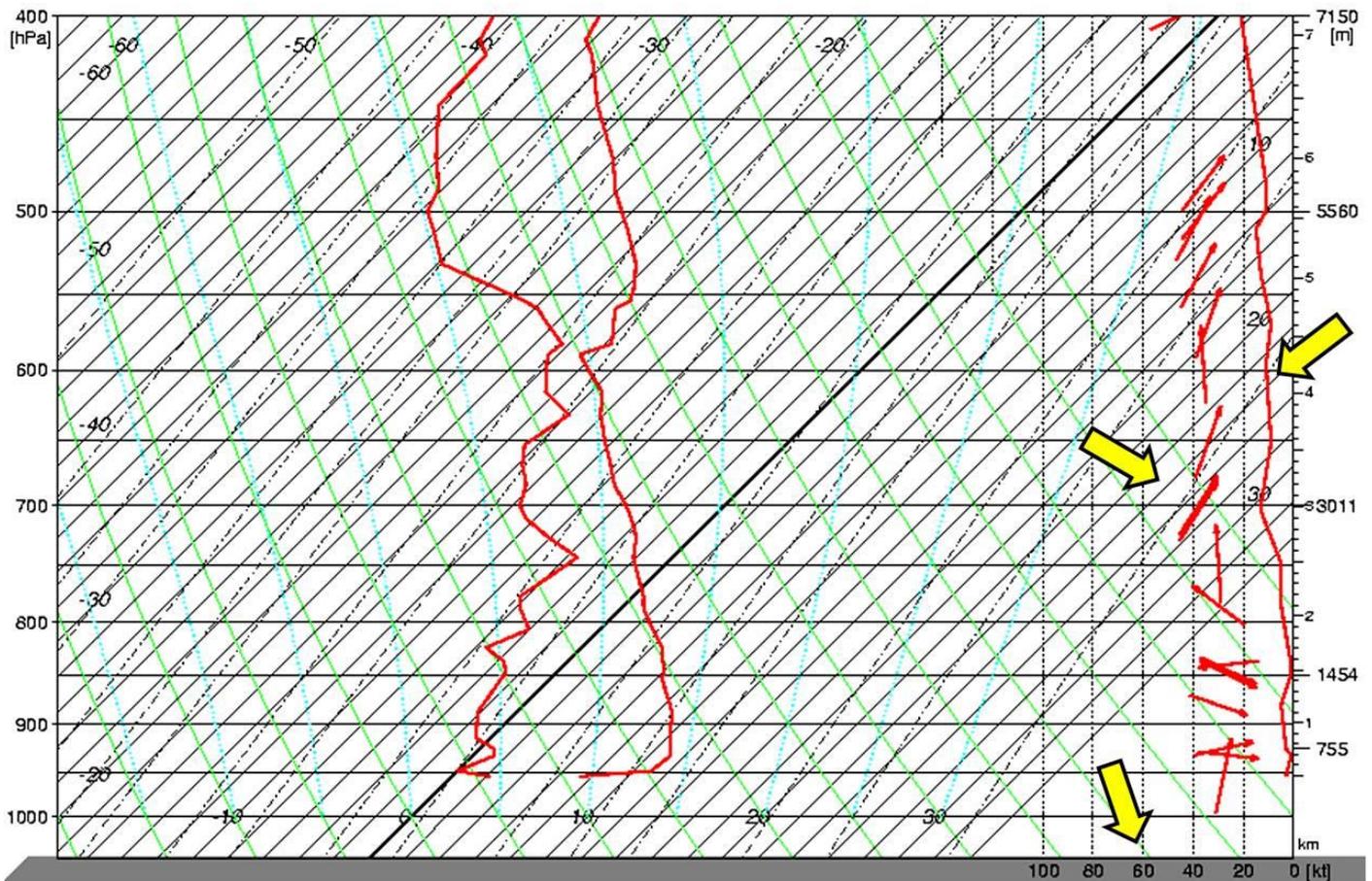
Einfach abgeschätzt kann die Wolkenbasis aufgrund des Spreads werden, mittels der so genannten Henning'schen Formel:

Basishöhe über Grund = (Differenz Taupunkt und zu erwartende Tages Höchsttemp. auf Auslösehöhe) Spread x 125 m.

Diese Formel gilt jedoch nur im Falle von Wolken thermik. Bei Blauthermik versagt sie.

Auch die Wolken Menge kann anhand des Spreads bestimmt werden.

Liegt der Spread zwischen 0-1°C, entspricht das einer Bewölkung von 7-8 Achtel. Liegt er zwischen 2-3°C, ist dies eine Bewölkungsmenge von 4-6 Achtel. Bei 4-6°C bei 1-3 Achtel und bei 7-10°C bei 0-1 Achtel



Zu guter letzt zeigt uns das Emagramm noch die **Windverhältnisse**. Die rechte Linie zeigt die Windstärke und im grauen Balken unten rechts wird die Stärke in Knoten (kt) angegeben.

Die Pfeile daneben zeigen die Windrichtung. Oben ist wie auf einer Land / Segelflugkarte Norden.

Der Wind kann in den einzelnen Höhen verschiedene Richtungen aufweisen. Ein Hinweis für eine starke Richtungsänderung des Windes ist auch ein kurzer Einbruch der Windstärke - gut sichtbar auf 650 m. Hier ändert die Richtung von deutlichem Südwind auf Westwind. Auf 1454 m wechselt der Wind von W/NW auf Ostwind. Die beiden Winde heben sich kurz auf, bis der Wind aus Osten die Überhand gewinnt.

Hinweis:

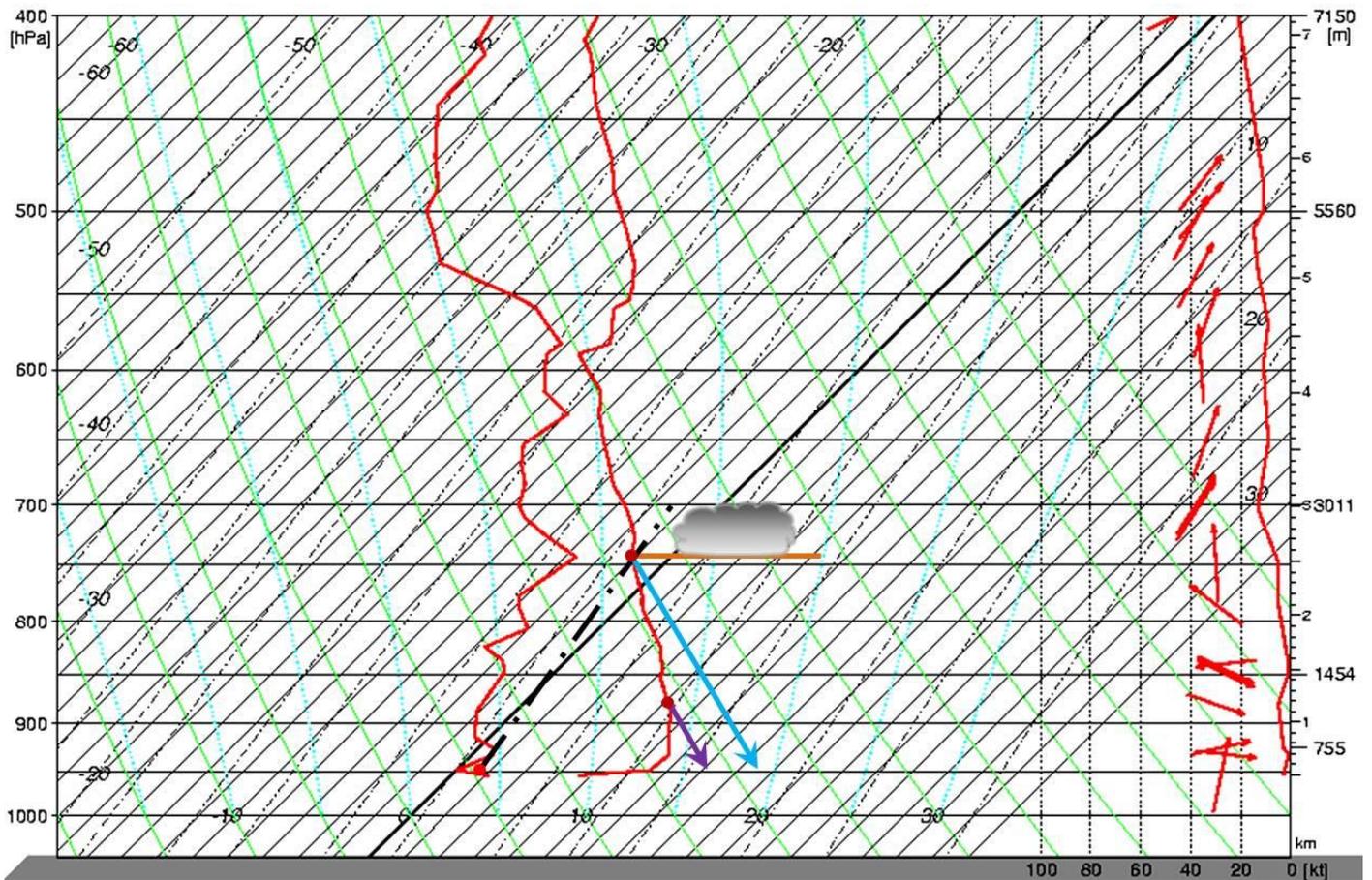
Umrechnung in Km/h: Anzahl kt mal zwei minus zehn Prozent

Beispiel: $15\text{kt} \times 2 = 30\text{kt}$ minus 3kt (10%) = 27Km/h

Auswertung

Thermik Entstehung Wolken und Wind

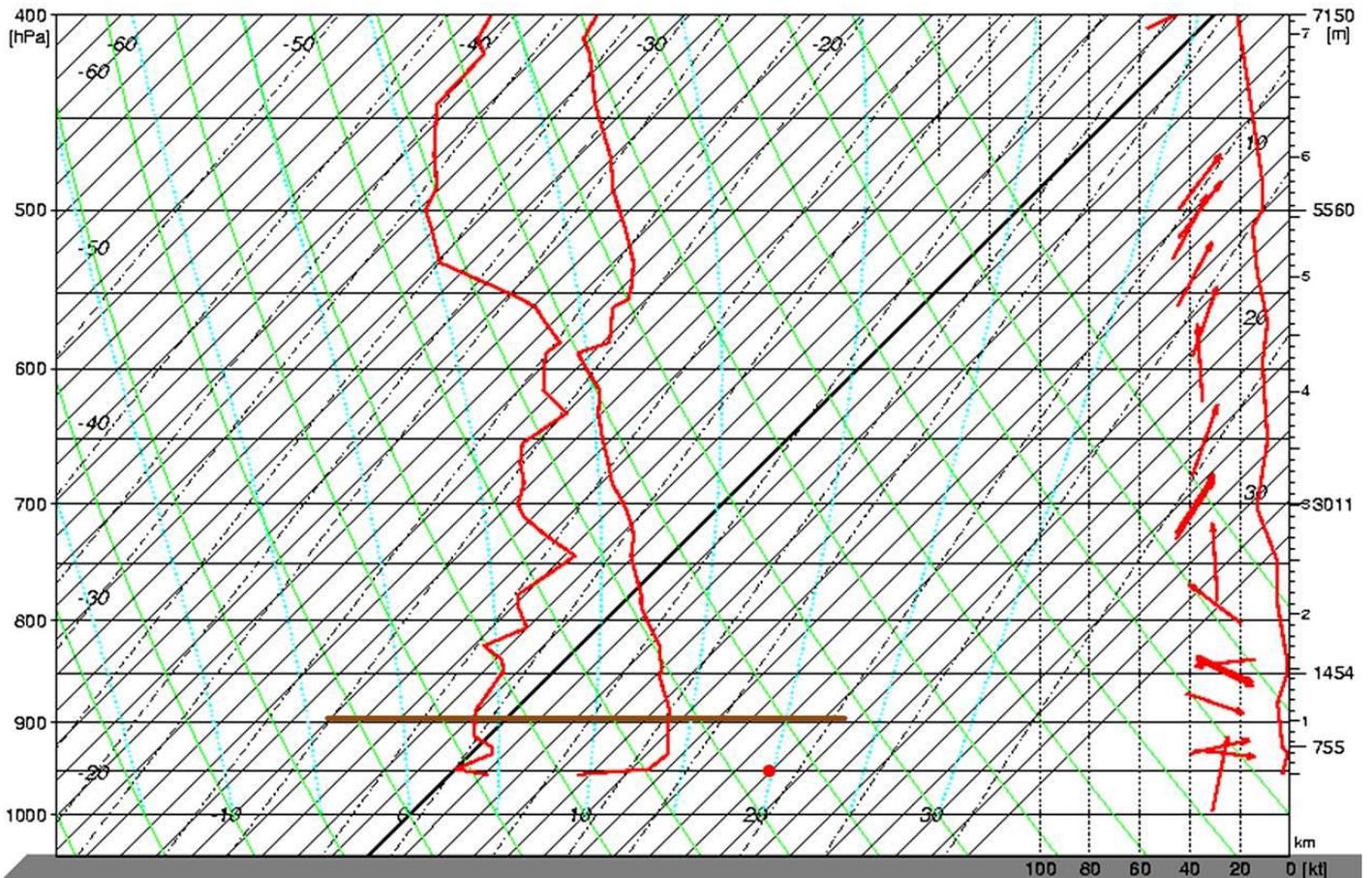




Die **Auslösetemperatur** bezeichnet die Temperatur, die am Boden (Ablösehöhe) erreicht werden muss, bis sich die erste Wolke bildet.

Vom Taupunkt aus folgen wir der Mischungsverhältnis-Linie bis zum Punkt, in dem sie die Temperatur-Zustandskurve kreuzt. Auf dieser Höhe entsteht die erste Wolke.

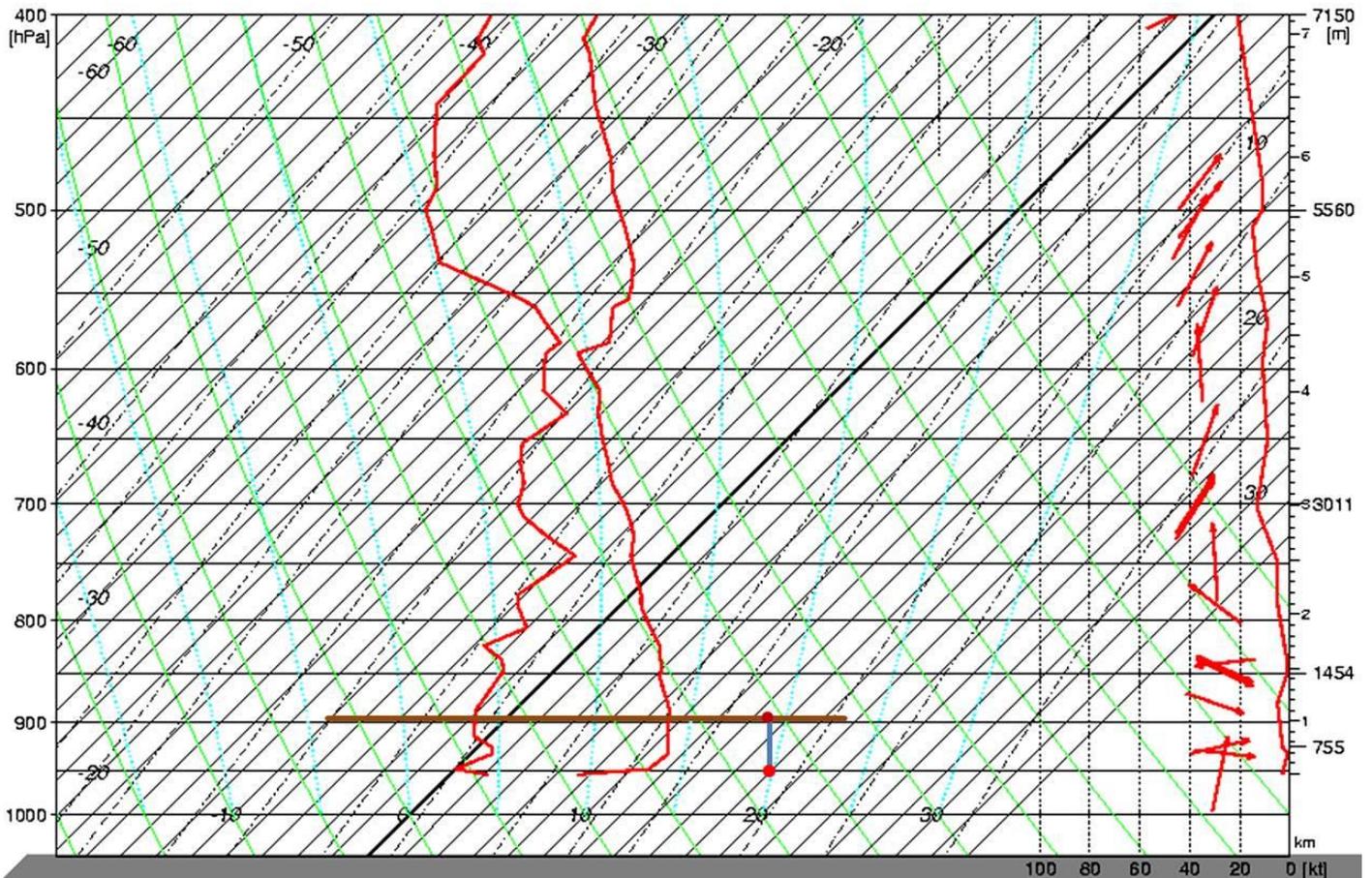
- Von diesem Kreuzungspunkt- hier auf 2490 m folgen wir der Trockenadiabatischen-Linie nach unten, die Temperatur die wir nun an der Ausgangshöhe 500 müM ablesen, entspricht der Auslösetemperatur - in diesem Fall 17°C.
- Steigt ein Luftpaket bei einer Temperatur die unter 17°C liegt, bildet sich noch keine Wolke, da die aufsteigende Luft ihren Wärmeverlust verliert, bevor sie die Höhe erreicht, in der sie kondensieren könnte.



Zur Bestimmung der thermischen Verhältnisse ziehen wir zuerst eine Linie auf jener Höhe, auf der wir erwarten, dass an unserem Flugort sich warme Luft ablöst und aufsteigen kann. Das ist nicht die Höhe des Startplatzes, sondern ungefähr die Höhe des Ortes, an dem sich thermische Luft unter Sonneneinstrahlung bilden könnte.

Anschliessend tragen wir die zu erwartende Tageshöchsttemperatur ein. Auf der 500 m Höhenlinie. (Die Tageshöchsttemperatur wird meteorologisch durchschnittlich auf 500 müM angegeben.)

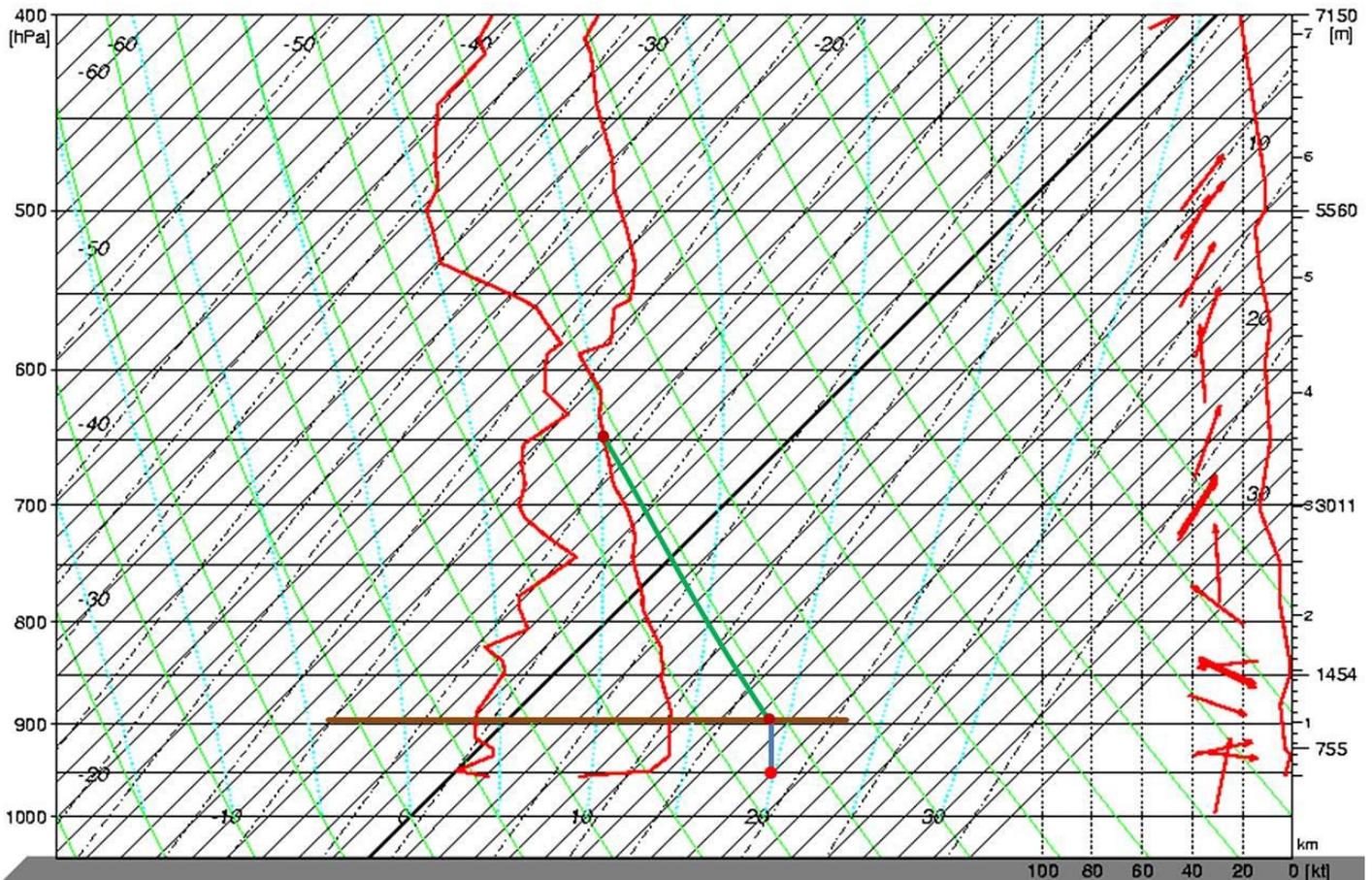
Der Wetterbericht meldet für den 01.04.2004 18°C



Die zu erwartende Tageshöchsttemperatur auf Ablösehöhe zeichnen wir ein, indem wir von der Tageshöchsttemperatur auf 500 m eine senkrechte Linie bis zur Ablösehöhe ziehen.

(Dies ist eine gute Faustregel zur Umrechnung der Tagesmaximaltemperatur des Mittellands auf eine andere Höhenstufe. Falls jedoch genauere Angaben vorhanden sind (direkte Temperaturmessungen von Messstationen) sollten diese verwendet werden)

Kreuzt sich diese Senkrechte mit der Ablösehöhenlinie, ist an diesem Punkt die zu erwartende Tageshöchsttemperatur auf dieser Höhe abzulesen - in diesem Fall 15°C.



Nun rechnen wir damit, dass sich, wenn die Höchsttemperatur erreicht ist, ein Luftpaket vom Boden lösen kann.

Löst es sich vom Boden, steigt es zuerst trockenadiabatisch und kühlt sich mit 1°C pro 100m ab.

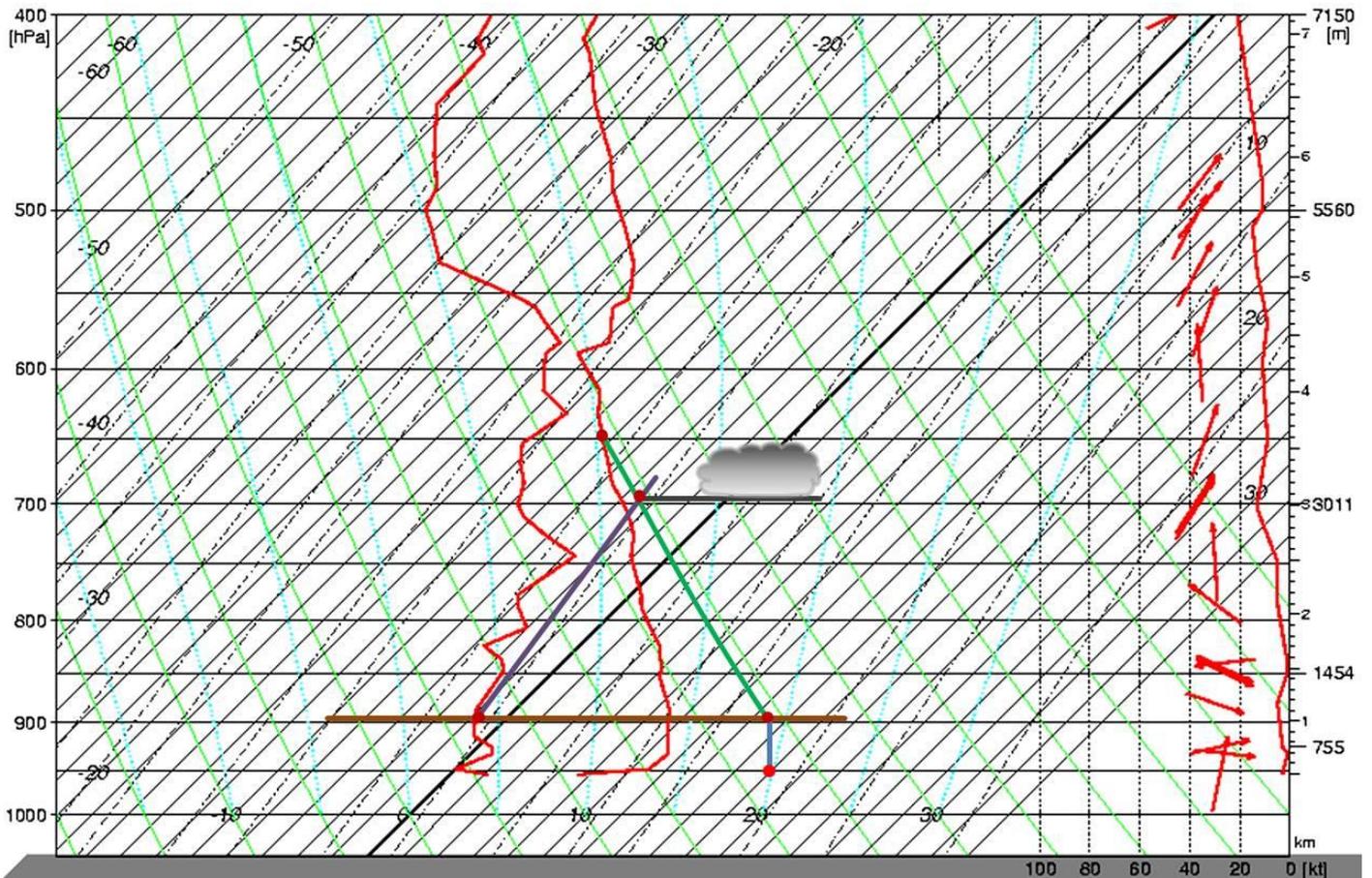
Nun folgen wir der Trockenadiabatischen-Linie, bis diese die Temperaturkurve schneidet.

Wenn die Luft bis dorthin aufgestiegen ist, kann sie nicht mehr weiter steigen, denn der Temperatur-Vorsprung zur Umgebungsluft ist aufgebraucht.

Sie hat nun dieselbe Temperatur wie die Umgebungsluft.

Dies hat aber noch nichts mit der Wolkenbasis zu tun.

Das Luftpaket steigt aber nur so lange trockenadiabatisch, bis es die relative Luftfeuchtigkeit von 100% erreicht hat, nicht zu vergessen, dass das Luftpaket die effektive Luftfeuchtigkeit von dem Punkt mitnimmt an dem es sich ablöst - hier also bei 1000 m.



Um herauszufinden auf welcher Höhe die Wolkenbasis ist, müssen wir wissen, wo der Taupunkt der Luft liegt.

Die Mischungsverhältnis-Linie gibt uns dies an.

Wir folgen nun der gestrichelten Linie von dem Punkt, wo Taupunktlinie und Ablösehöhenlinie sich kreuzen.

Was kreuzt unsere eingezeichnete, aufsteigende, trockenadiabatische Linie zuerst:

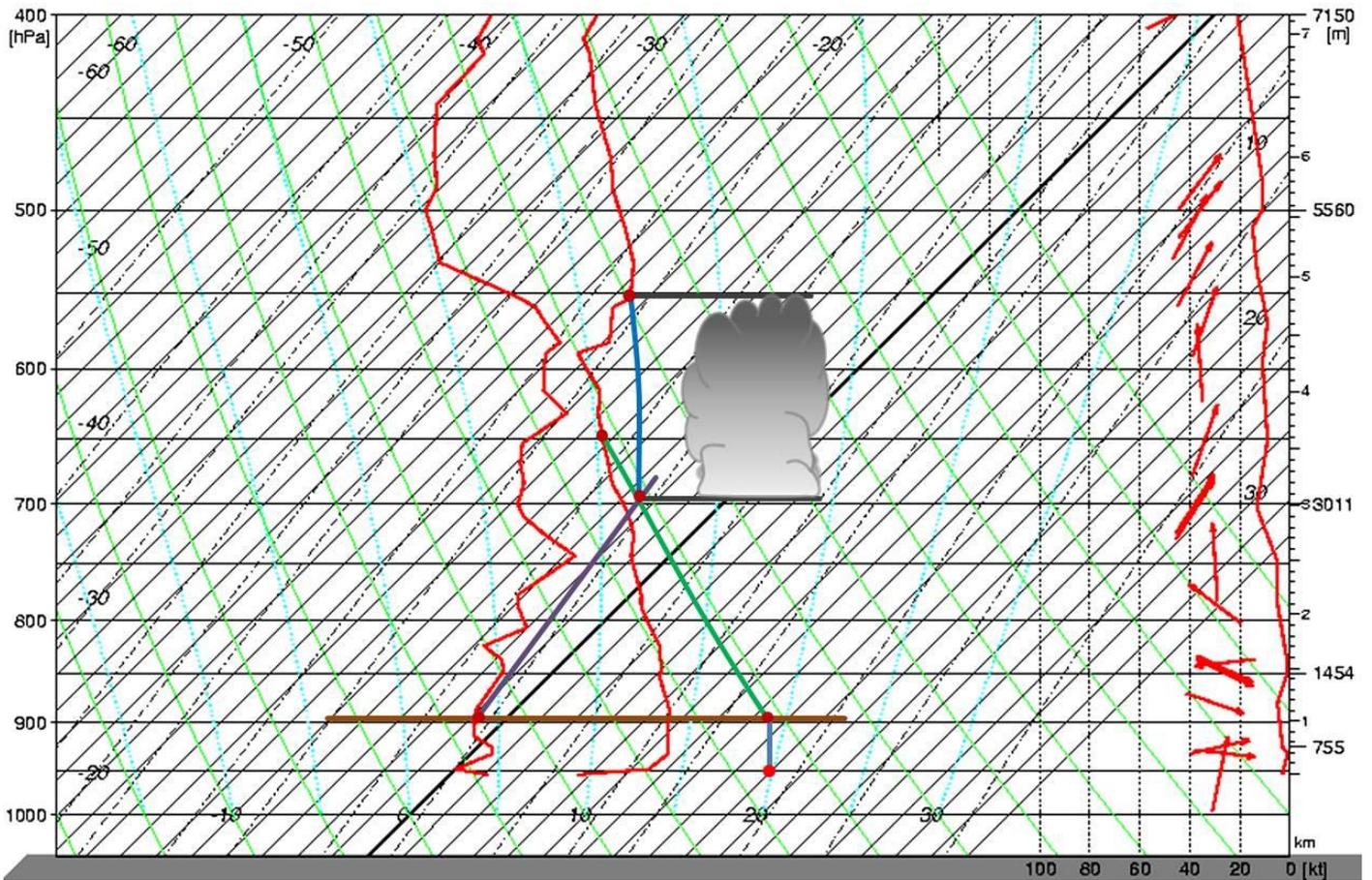
Die Mischungsverhältnislinie oder die Temperaturkurve?

Kreuzt sie die Mischungsverhältnislinie zuerst, ist das die Höhe, bei welcher das aufsteigende Luftpaket 100% Luftfeuchtigkeit erreicht und kondensiert.

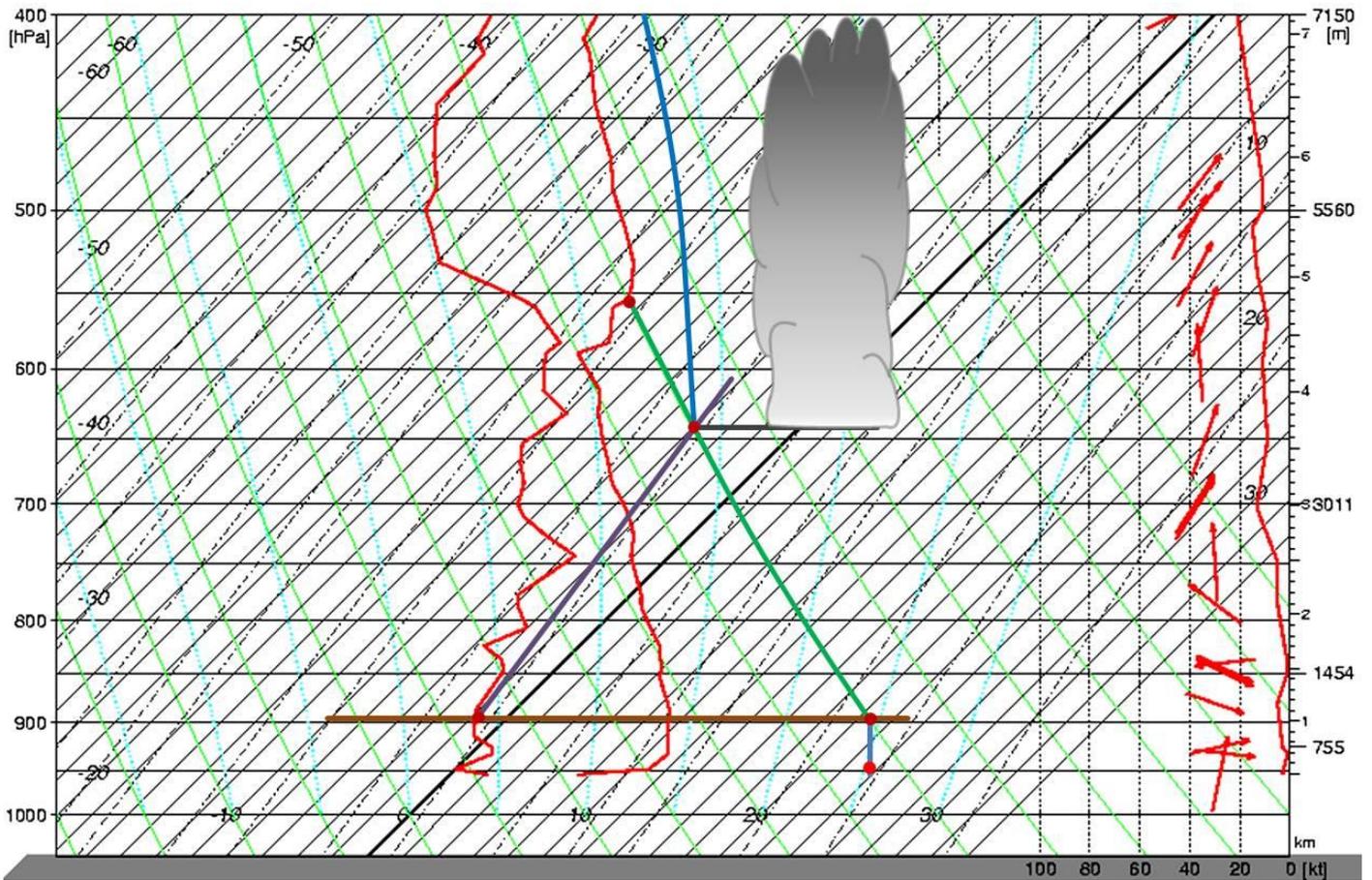
Das ist dann die Wolkenbasis. Im andern Fall hätten wir Blauthermik.

Blauthermik entsteht, wenn das steigende Luftpaket den Wärmever sprung eingebüsst hat, bevor es die Höhe erreicht, in welcher es kondensieren könnte.

In unserem Fall bildet sich die Wolkenbasis auf 3000 m. Unser Luftpaket hat aber noch immer einen Wärmever sprung von ca. 1,5°C und kann weiter steigen.

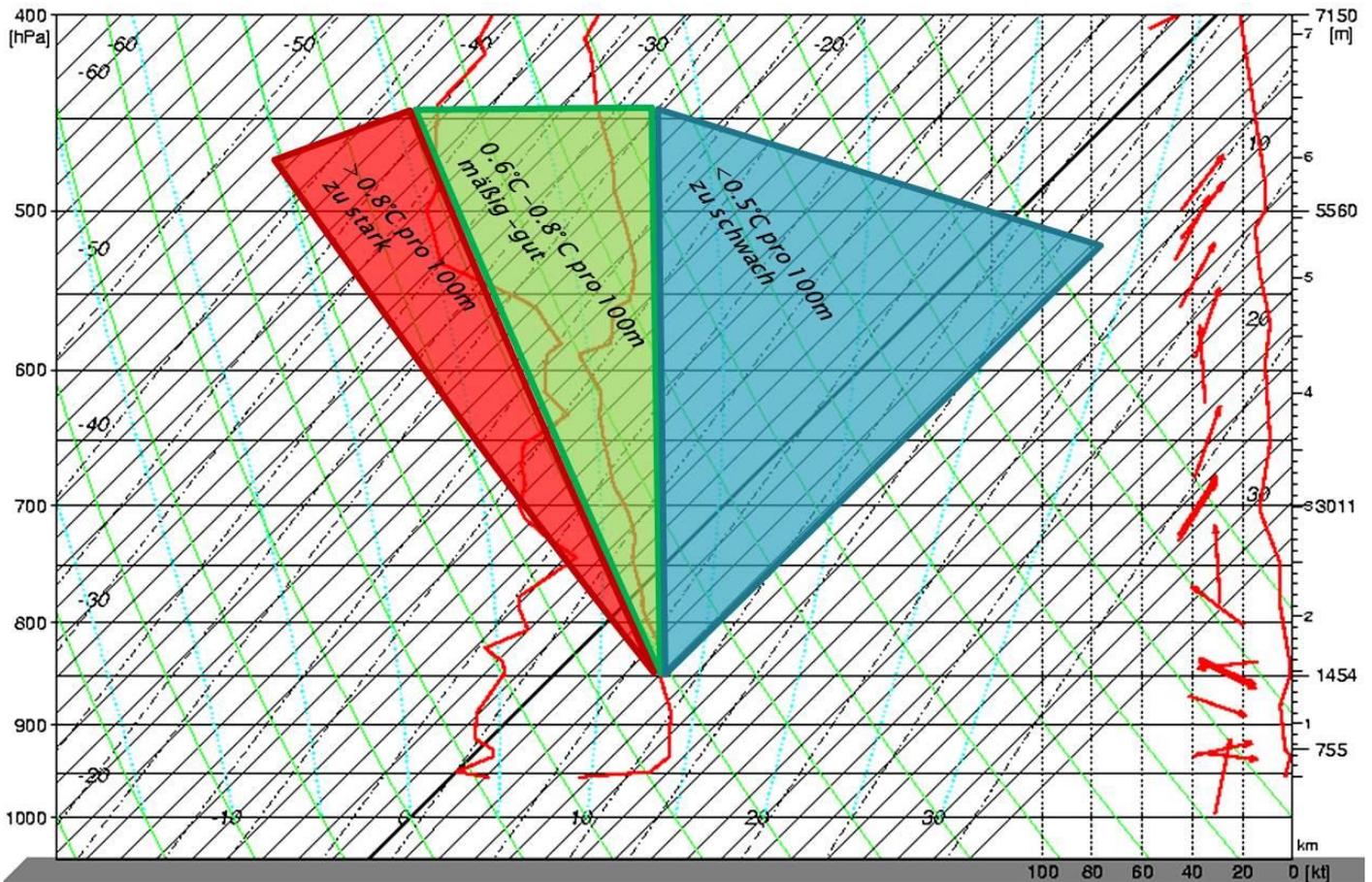


Ab jetzt steigt es jedoch feuchtadiabatisch und kühlt sich nur noch mit 0.6°C pro 100 m ab - bis auf 4890 m . An diesem Punkt hat das steigende Luftpaket den Wärmevorsprung endgültig einbüßt und das Steigen ist vorbei und somit die Wolkenobergrenze erreicht.



Angenommen unsere Tageshöchsttemperatur liegt nicht bei 18°C, sondern bei 24°C. So läge unsere Wolkenbasis auf 3700 m. Der Temperaturvorsprung wäre so gross, dass sich aus einer Cumuluswolke ein Cumulonimbus entwickelt, was in diesem Fall deutlich auf Gewitter hinwiese.

Blitz und Donner entstehen durch die enorme Energie die durch das lange Steigen über grosse Höhen freigesetzt wird.



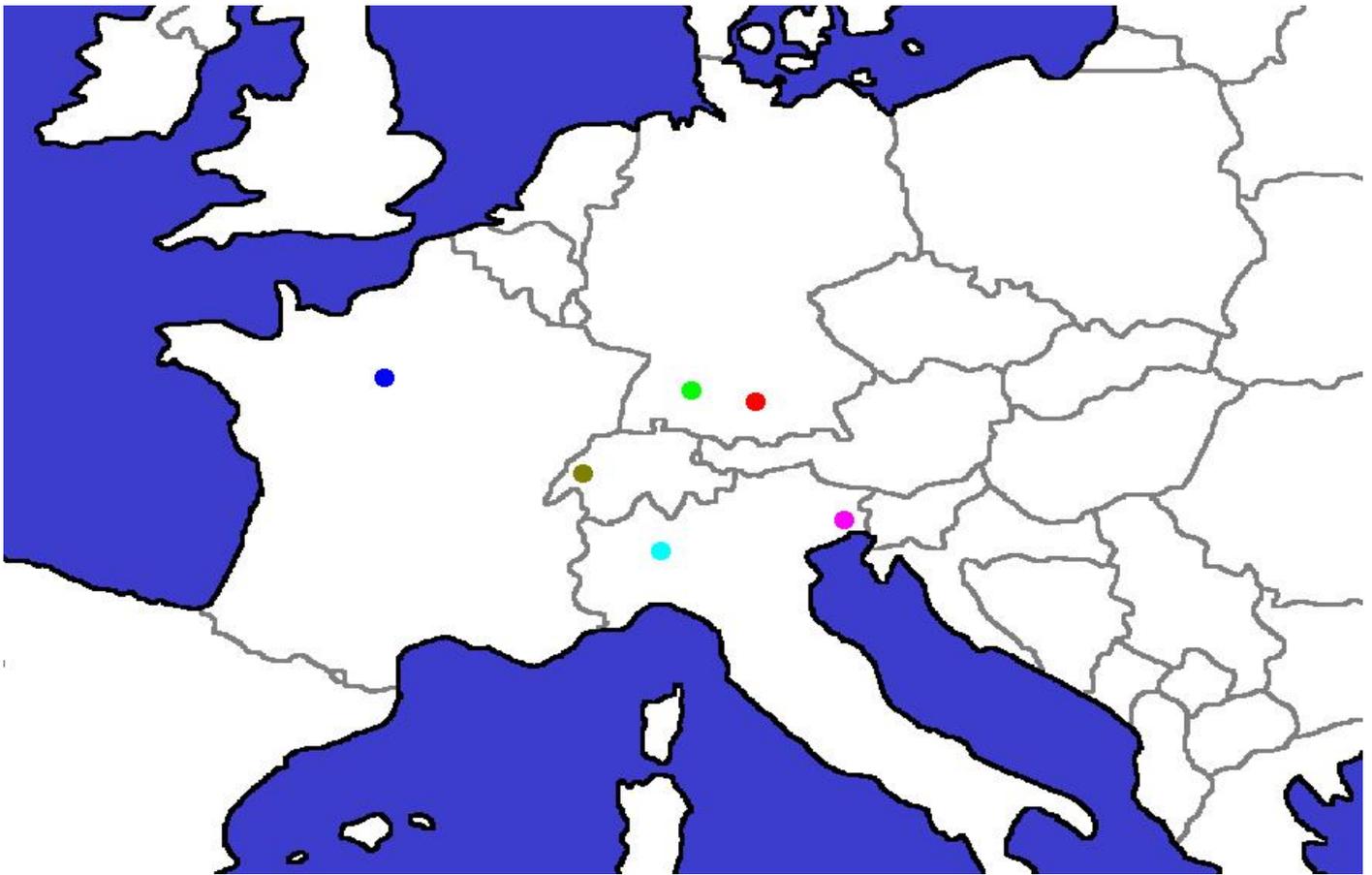
In der Praxis wird oft die Thermikgüte aufgrund des gemessenen **Temperaturgradienten** der Radiosonde abgeschätzt, ohne dabei das Emagramm im Detail anzuschauen. Es haben sich etwa folgende Faustregeln herausgebildet:

Temperaturgradient:	Thermikgüte:
<0.5 °/100 m	Schwach
0.6°/100 m	Mässig
0.7..0.8°/100 m	Gut
<0.8°/100 m	zu gut

Die Temperaturgradienten im betrachteten Emagramm sind als Steigung der Temperaturkurve erkennbar.

Dabei ist der große Vorteil der Darstellung einer Radiosondierung mittels eines Emagramms, dass eine Temperaturkurve, die von der Senkrechten nach links geneigt ist, mit einem Gradienten von $\geq 0.5..0.6^\circ\text{C}/100\text{ m}$ gleichzusetzen ist, was gute Thermik ergibt. Umgekehrt ist eine Neigung der Temperaturkurve nach rechts ein Gradient $< 0.5^\circ\text{C}$, was schlechte Thermik bedeutet.

Bei der Darstellung nach Stüve oder beim Tephigramm ist diese Visualisierung nicht so leicht möglich, da in diesen Darstellungen die senkrechten Linien nicht einem Gradienten von $0.5..0.6^\circ/100\text{m}$ entsprechen.



Welche Radiosondierung am besten verwendet wird, bestimmt man nach Region und Windrichtung der Grosswetterkarte. Plant man einen Flugtag in der Ost Schweiz und die groß-Grosswetterkarte zeigt Wind aus nördlicher Richtung an, empfiehlt es sich, die Daten von **Stuttgart** zu studieren. Kommt der Wind eher aus NO, bedient man sich der **Münchner Daten**. Planen wir ist unseren Flugtag im Jura, ist **Payerne** eine gute Wahl und auf der Alpensüdseite liefert **Milano** die Daten, die uns betreffen werden.

Die Station in **Trappes/Paris** ist ein guter Indikator für eine vorab Prognose bei Westwind. Denn aus dieser Richtung kommt das Wetter inert 12-24 Stunden zu uns und eine Vorschau kann zeigen, was das Wetter mit sich bringt. Gleiches gilt für die Station **Udine** bei eher östlicher Windrichtung.