

Nachtrag zur 1. Wetterbesprechung am 02.11.05:

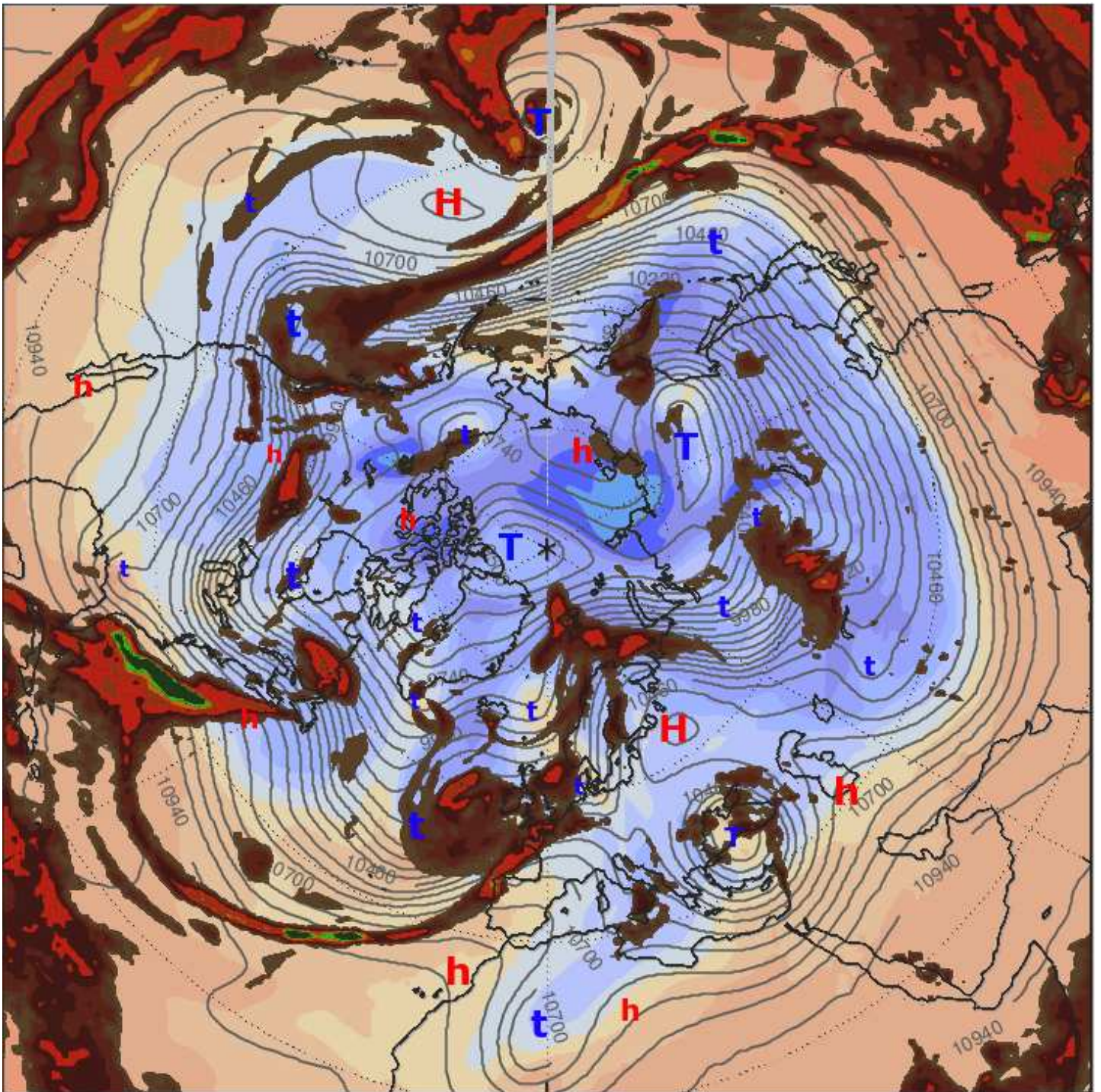
1. 250hPa-Karte Nordhemisphäre:

Dargestellt ist die geopotentielle Höhe der 250hPa Fläche. Zu sehen sind die Jets auf der Nordhalbkugel, deren Stärke proportional zum Gradienten ist. D.h. an den Stellen, an denen die Drängung der Isohypsen (Linien gleichen Geopotentials bzw. gleicher geopotentieller Höhe) besonders gross ist, finden wir die höchsten Windgeschwindigkeiten. Grundsätzlich gilt im geostrophischen Windgleichgewicht auf der Nordhalbkugel: Schauen wir in Windrichtung, so befinden sich tiefe Drücke bzw. tiefes Geopotential auf der linken Seite und hohe Drücke bzw. hohes Geopotential auf der rechten Seite. Demnach gibt es auf der Karte durchwegs Westwinde mit nur wenigen Ausnahmen (z.B. nördlich des Schwarzen Meeres).

Durch Instabilitäten in der Strömung verwellt sich der Jet, so dass sich Tröge bzw. Rücken bilden. Tröge sind Ausbuchtungen von tiefem Geopotential und Rücken Ausbuchtungen von hohem Geopotential.

Stösst ein Trog extrem weit nach Süden vor, kann es vorkommen, dass sich ein Kaltlufttropfen aus dem Westwindband löst, was auch cut-off low genannt wird. Dies ist z.B. über Nordafrika bzw. dem Schwarzen Meer zu sehen (siehe Karte).

Mithilfe von Gesetzen der Dynamik lässt sich zeigen, dass die Schichtung der Atmosphäre auf der Vorderseite (Ostseite) der Tröge instabil ist. Die Bodentiefs liegen in aktiven Trögen immer hier an dieser Stelle. D.h. es kommt hier zu aufsteigenden Luftmassen (Fronten), aus denen Niederschlag fällt (siehe Karte: akkumulierter Niederschlag 18h später dunkel eingefärbt).



2. Relative Topographie 250hPa-850hPa:

Zieht man die geopotentielle Höhe der 850hPa-Fläche von der der 250hPa-Fläche ab, so bekommt man eine Karte mit der Schichtdicken. Da warme Luft eine geringe Dichte hat, und somit der Druck in ihr langsamer als in kälterer abnimmt, hat ist sie gleichbedeutend mit einer grossen Schichtdicke. Die korrekte Formel zur Berechnung der Schichtdicke lautet wie folgt:

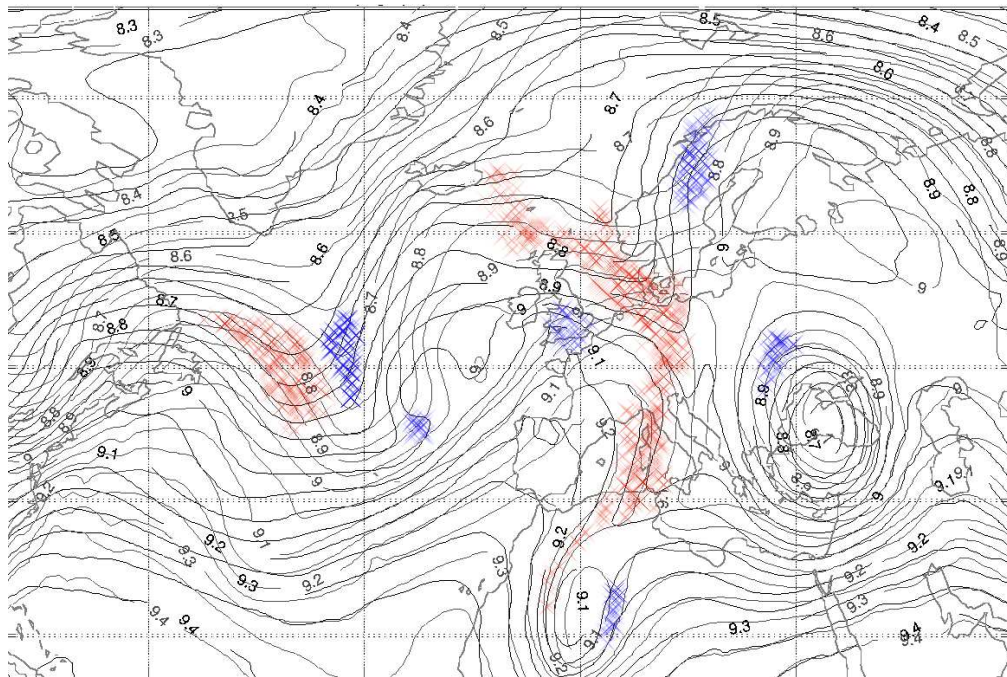
$$Z(p_2) - Z(p_1) = \frac{R\bar{T}}{g_0} \ln \frac{p_1}{p_2}$$

Hier sieht man sofort, dass die Schichtdicke direkt proportional zur mittleren Temperatur der Schicht (\bar{T}) ist.

In den Karten kann man also durch Subtraktion der beiden Felder direkt Gebiete mit Warmluftadvektion (WLA) bzw. Kaltluftadvektion (KLA) einzeichnen (relative Topographie nimmt zu bzw. ab).

Man kann sich jetzt fragen, was das für Auswirkungen auf die Stabilität der Atmosphäre hat. Dazu lässt sich sagen, dass Warmluftadvektion im Prinzip immer gleichbedeutend mit einer Labilisierung (Stabilität nimmt ab) ist. In unserem Fall betrachten wir jedoch eine sehr grosse Schicht, d.h. es kommt eigentlich viel mehr auf die differentielle Luftmassenadvektion (also die Änderung der Temperaturadvektion mit der Höhe) an. Wird es oben eher wärmer als unten wirkt dies stabilisierend, wird es dagegen eher kälter, hat dies eine Labilisierung zur Folge.

Zur Verdeutlichung der Äquivalenz der Temperaturadvektion und der Schichtdickenadvektion ist hier auch eine Karte mit der Temperaturdifferenz (12UTC-00UTC) auf 500hPa dargestellt (rot=WLA, blau=KLA).



Temperature difference 500hPa 02-Nov-2005 Wed 12

