Tutorial 2

zum Wetter-Tool

http://gis.lmz-bw.de/wetter/

Antriebe zur Niederschlagsbildung

GeoPortal

Landesmedienzentrum
Baden-Württemberg

Karlsruhe Institute of Technology
Institute for Meteorology and Climate Research
IMK-IFU

wetter3.de

Das Wetter-Tool mit seinen Begleitmaterialien entstand in Kooperation mit dem Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) am Karlsruher Institut für Technologie (KIT) und der Wetterseite www.wetter3.de unter Mitwirkung von Dr. Ulrich Corsmeier, Dipl.-Met. Rainer Behrendt, Dipl.-Met. Holger Mahlke, Dipl.-Met. Bernhard Mühr, Dipl.-Met. Folke Olesen, cand. met. Tobias Reinartz sowie Dipl.-Met. David Piper.

Technische und fachdidaktische Umsetzung am GeoPortal des LMZ: StD. Rüdiger Engelhardt und StD. Gerald Manz.

Made with Natural Earth
Free vector and raster map data @ naturalearthdata.com

EUMETSAT

Datenquellen:
Die Wetterkarten basieren auf dem globalen Wettervorhersagemodell GFS (Global Forecast System) des US-amerikanischen Wetterdienstes NCEP (National Center for Environmental Prediction)

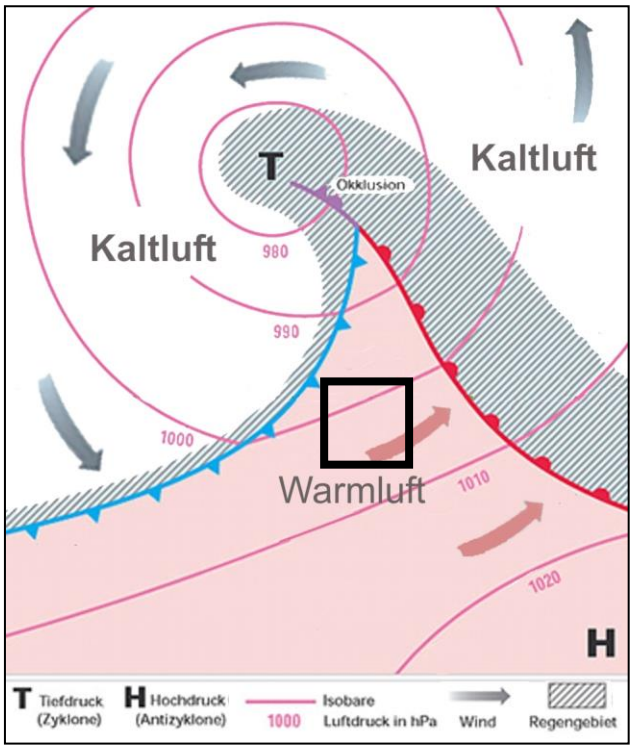
Übungsaufgaben mit Lösungen stehen am Landesmedienzentrum Baden-Württemberg registrierten Lehrerinnen und Lehrern auf der Seite des Wetter-Tools zum Download zur Verfügung.

Version 04.03.2013

Tutorial 2 Wetterantriebe.doc

© 2012 LMZ-BW / KIT

1. Zyklonen-Modell („Bergener Schule“ 1920) - Darstellung von Niederschlagsgebieten in Schulbüchern (Stand November 2012)



In vielen Lehrwerken werden im Bild einer Ideal-Zyklone Niederschlagsgebiete nur an Fronten verzeichnet. Niederschläge entstehen jedoch häufig auch im Warmsektor außerhalb von Fronten. Daher ist diese Darstellung zu stark vereinfacht. Auch wird die Niederschlagsentstehung an der Warmfront durch „Aufgleiten“ erklärt, was in Bezug auf die Dynamik nicht korrekt ist und die eigentlichen Antriebe außer Acht lässt.

Abb. 1.: Veraltete Darstellung: Im Bild einer Idealzyklone entstehen Niederschläge nur an Fronten; außerhalb von Fronten sind keine Niederschläge verzeichnet

2. Aktuelle Wetterbeobachtungen

Raumbeispiel S-Deutschland 12.10.2012, 12 UTC (entspr. 14 h MESZ)

Es fallen in weiten Teilen Deutschlands ergiebige Niederschläge auch im Warmsektor (durch schwarzes Rechteck markiert):

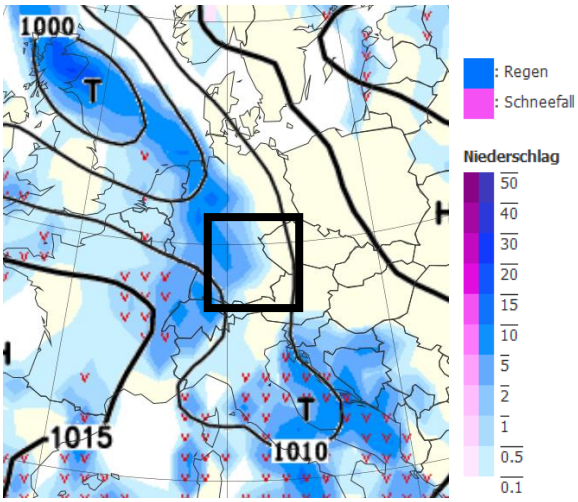


Abb. 2.1.: 6-Stunden-Niederschlag mit Boden-Luftdruck in hPa; Karten: GeoPortal LMZ BW

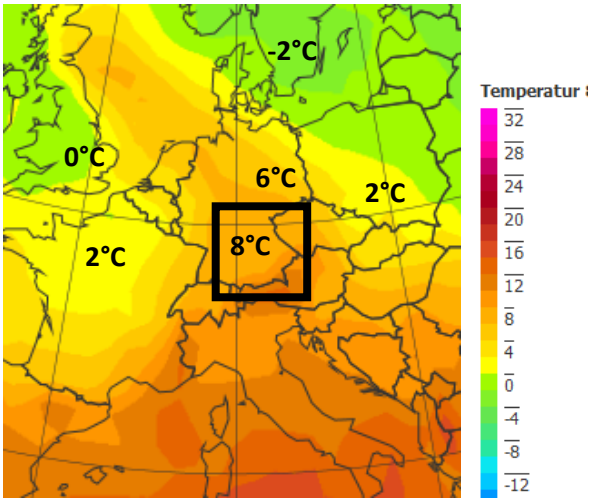


Abb. 2.2.: Lufttemperatur in 1500 m Höhe entspr. 850 hPa-Niveau

Folgerung: Niederschlagsentstehung ist nicht nur an Fronten gebunden.

© 2012 LMZ-BW / KIT

3. Wie entstehen Niederschläge?

Voraussetzung für Niederschlagsbildung: Abkühlung feuchter Luft und Kondensation bei Unterschreiten des Taupunkts (Schönwetter: Wolkenauflösung bei Erwärmung von Luft).

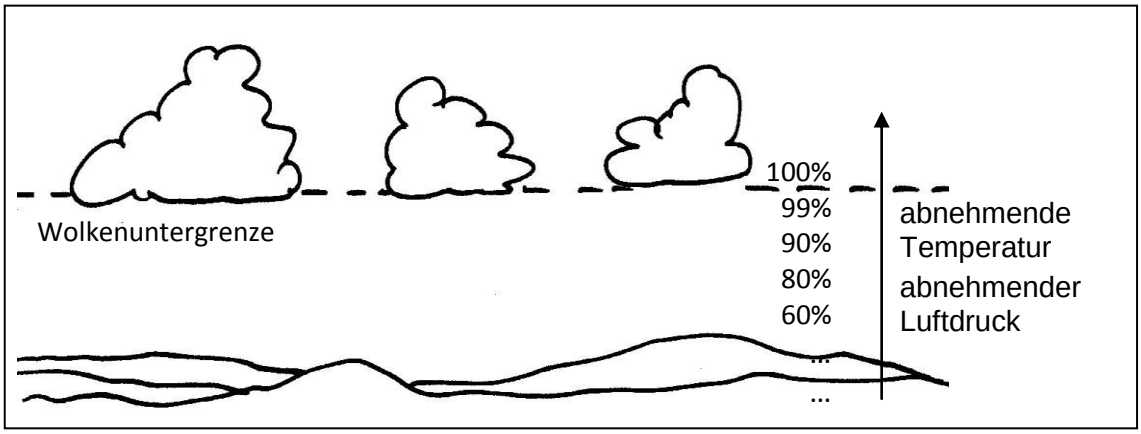


Abb. 3.1.1.: Zunahme der relativen Luftfeuchte bis zum Kondensationsniveau (100%).

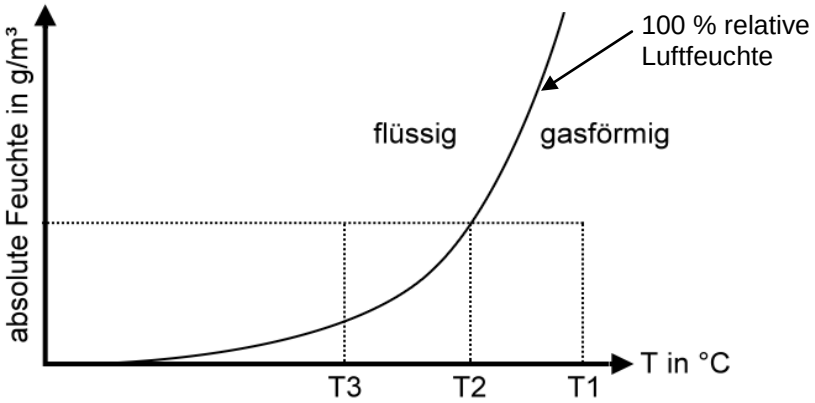


Abb. 3.1.2.: Die absolute Feuchte gibt die Masse des Wasserdampfs in einem bestimmten Luftvolumen an. Auf der rechten Seiten der Kurve befindet sich Wasserdampf (gasförmig), auf der linken Seite der Kurve zusätzlich Flüssigwasser (kondensierter Wasserdampf). Direkt auf der Kurve ist die Luft gesättigt. Hier kommt es entweder zur Kondensation oder Verdunstung, je nachdem, ob die Luft durch Erwärmung oder Abkühlung auf Taupunkttemperatur gebracht wird.

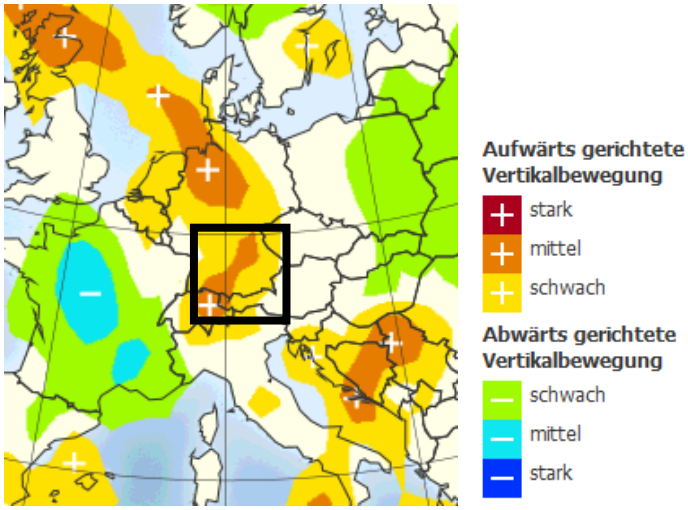


Abb. 3.2.: Die Karte der resultierenden Vertikalbewegung zeigt am 12.10.2012, 12 UTC für die Niederschlagsgebiete in N- und S-Deutschland Hebung mittlerer Stärke; Karte: GeoPortal LMZ BW

Niederschläge entstehen in Gebieten aufwärts gerichteter Vertikalbewegung

© 2012 LMZ-BW / KIT

4. Welche Antriebe führen zu den großräumigen, aufwärts gerichteten Vertikalbewegungen (langsame Hebungen von wenigen cm/s)?

4.1. Vorbetrachtung: die Bedeutung von Trögen

Zum Verständnis von Wetterabläufen sind die Betrachtung der Druckverhältnisse in der Höhe und damit die Darstellung von Höhentrögen von besonderer Bedeutung. Voderseitig eines Höhentrogs findet Vertikalbewegung statt verbunden mit Wolken- und Niederschlagsbildung.

Ein Trog wandert in Richtung der stärksten, durch Wirbelverlagerunbg hevorgerufenen Vertikalbewegung.

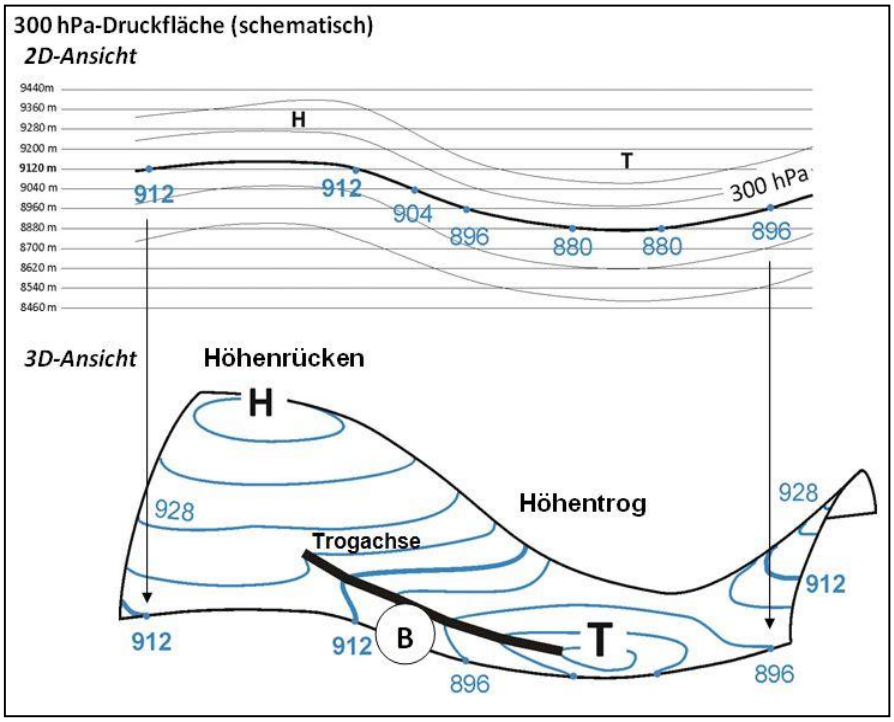


Abb. 4.1.2.:

*Ein Betrachter (**B**) der Nordhalbkugel befindet sich auf der Trog-Vorderseite, wenn in Blickrichtung vor ihm das Höhentief liegt und links von ihm die Trogachse liegt.*

Konstruktionsanleitung für eine Trogachse:

Die Bereiche eines Höhentrogs, bei denen die Isohypsen die stärkste Krümmung haben, werden miteinander verbunden und ergeben die Trogachse (schwarze dicke Linie).

4.2. Divergenz und Konvergenz als Wetter bestimmende Antriebsmechanismen

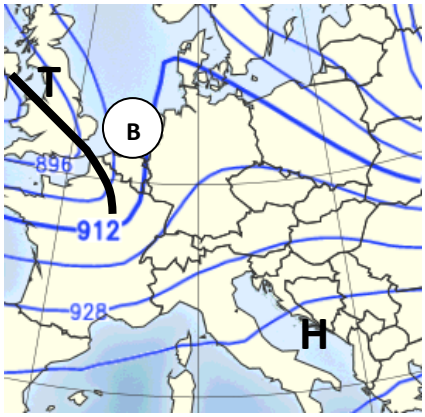


*Abb. 4.1.1: Druckverteilung in der oberen Troposphäre (300 hPa-Niveau). Die Darstellung entspricht der Druckverteilung in näherungsweise 9 km über dem Meeresniveau. Die dargestellten Linien sind Isohypsen. Die Isohypse ist mit der Höhenlinie einer topographischen Karte vergleichbar und gibt die Höhenlage an, in der ein Luftdruck von 300 hPa herrscht. Diese Karten sind von Bedeutung, weil hier wetterrelevante Trog- und Rückenstrukturen zu erkennen sind. Der Zahlenwert der Isohypse 928 bedeutet, dass der Luftdruck von 300 hPa hier näherungsweise in einer Höhe von 9280 m über dem Meeresspiegel zu finden ist. Ein Beobachter (**B**) befindet sich in nebenstehender Abb. auf der Trog-Vorderseite (siehe auch Abb. 4.1.2. unten).*

Trogachse

Trogstrukturen: Linksgekrümmte Isohypsenbereiche, auf deren polzugewandter Seite die Isohypsen mit dem geringeren Geopotenzial liegen.

Rückenstrukturen: Rechtsgekrümmte Isohypsenbereiche

© 2012 LMZ-BW / KIT

Großräumige Vertikalbewegungen (Hebung oder Absinken) sind für die Wetterabläufe von grundlegender Bedeutung. Bei großräumiger Hebung wird Luft aus niedriger Höhe bis auf größere Höhen angehoben. Die Vertikalgeschwindigkeit beträgt dabei wenige Zentimeter pro Sekunde. Verursacht wird dies durch Divergenz-Effekte in der Höhe. Dies ist im Prinzip vergleichbar mit einem Sog, der beim Trinken am oberen Ende eines Trinkhalms entsteht und von unten Flüssigkeit nach oben zieht. Am Oberrand der Troposphäre steigt die Luft nicht weiter auf und strömt horizontal zur Seite weg, da die Temperatur mit weiter Höhe in der Stratosphäre wieder zunimmt. Gleichzeitig strömt in der unteren Troposphäre Luft zusammen (Konvergenz).
Weil in der Regel die Divergenz in der Höhe größer ist als in tieferen Stockwerken, wird aus der Luftsäule effektiv Luft abgepumpt. Da der Luftdruck der Gewichtskraft der auf der Erdoberfläche auflastenden Luftsäule entspricht, fällt dabei der Druck am Boden. Durch das Zusammenströmen am Boden wird die Luft, welche durch die Corioliskraft nach rechts abgelenkt wird, in Rotation versetzt. Damit entsteht ein Wirbel. Außerdem wird die Konvergenz am Boden durch Reibungseffekte verstärkt (geostrophischer Wind wird zum ageostrophischen Wind). Mit dem fallenden Luftdruck und der Wirbelbildung bildet sich ein Tiefdruckgebiet (Zyklogenese). Durch die großräumige Hebung kommt es zu Wolkenbildung und Niederschlagsentstehung.

Die Divergenz in der Höhe ist bei dynamischen Vorgängen stets der entscheidende Antrieb für Luftmassenhebung.

Bei großräumigem Absinken, das im Prinzip genauso abläuft, nur umgekehrt (d.h. starke Konvergenzeffekte in der Höhe und Divergenz am Boden, so dass die Luft oben zusammenfließt und nach unten drückt), kommt es zu Wolkenauflösung und schönem Wetter. Es bildet sich ein Bodenhoch. Damit bestimmen großräumige Vertikalbewegungen die wesentlichen Abläufe des Wettergeschehens (siehe Abb. 5.1).

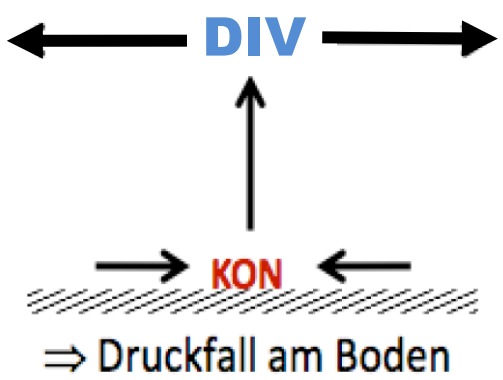


Abb. 4.2.1.: Entstehung großräumiger Hebung als Folge von Divergenz-Effekten in der Höhenströmung.

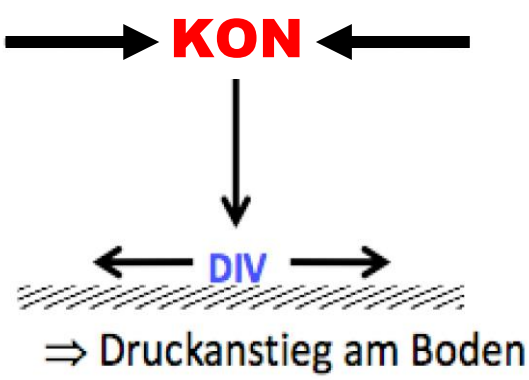


Abb. 4.3.2.: Entstehung großräumigen Absinkens als Folge von Konvergenz-effekten in der Höhenströmungen.

© 2012 LMZ-BW / KIT

Expertenwissen:

4.3. Hebungsantriebe

Vertikalbewegungen sind das Resultat sich gleichzeitig überlagernder unterschiedlicher Antriebe.

Resultierende Vertikalbewegung = a) Antrieb durch Wirbelverlagerung und -neubildung + b) Antrieb durch horizontale Luftmassenverfrachtung + Antrieb durch Freisetzen von Kondensationsenergie

Abb. 4.3.: Antriebe die sich überlagern und zur Niederschlagsbildung führen können (Parameter der Omegagleichung); in jedem Fall sind Divergenzen in der Höhe entscheidend.

4.3. a) Ist Divergenz in der Höhe im Zusammenhang mit Wirbelverlagerung und -neubildung verantwortlich für den Hebungsantrieb?

Durch die Dynamik in der Atmosphäre sind in der oberen Troposphäre stets Wirbel gegeben. Diese Wirbel liegen in den großen Trögen T (Abbildungen 4.1.). Vorderseitig eines Trogs treten immer wieder Luftpakete mit Wirbeln aus der Kreisbahn aus. Nähert sich ein zyklonaler Wirbel (positive Vorticityadvektion) einer Region, so kommt es dort zur Hebung der Luftmassen mit Niederschlagsbildung: Da die Tropopause eine Sperrschicht darstellt, können Luftmassen nicht weiter aufsteigen. Im Bereich eines zyklonalen Wirbels tritt in der Höhe daher eine Divergenz auf. Diese Divergenz bedingt eine anhaltende Hebung.

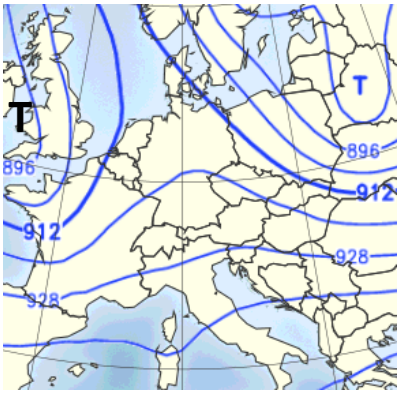


Abb. 4.4.1.: 12.10.12; 6 UTC

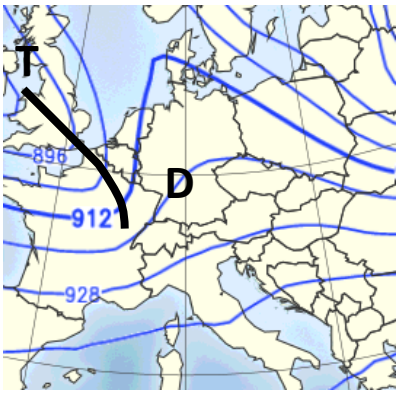


Abb. 4.4.2.: 12.10.12; 12 UTC

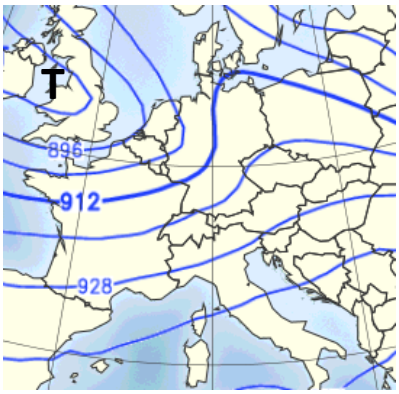


Abb. 4.4.3.: 12.10.12: 18 UTC

***Karten der Druckverhältnisse in der oberen Troposphäre (300 hPa)** zeigen, dass sich S-Deutschland (D) am 12.10.12 zum Zeitpunkt der starken Niederschläge auf der Vorderseite eines Höhentrogs befand.*

Abb. 4.5.1.: 12.10.12; 6 UTC

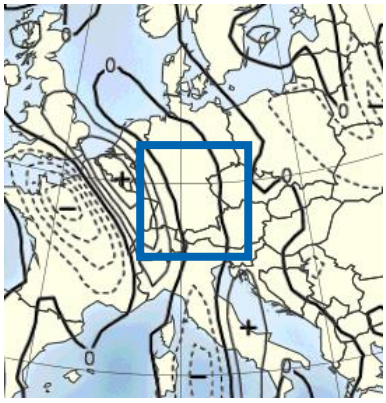


Abb. 4.5.2.: 12.10.12; 12 UTC

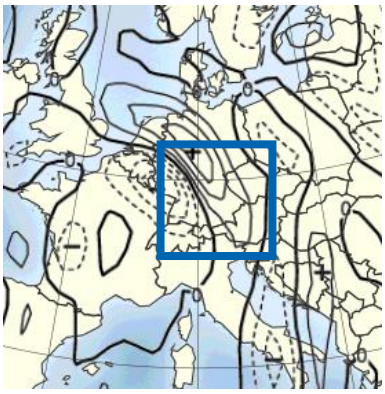


Abb. 4.5.3.: 12.10.12; 18 UTC

***Karten des Antriebs durch Wirbel** zeigen, dass S-Deutschland am 12.10.12 in den Bereich zyklonaler Wirbel (positive Vorticityadvektion) gelangte, womit Hebung und Luftmassenabkühlung verbunden war.*

© 2012 LMZ-BW / KIT

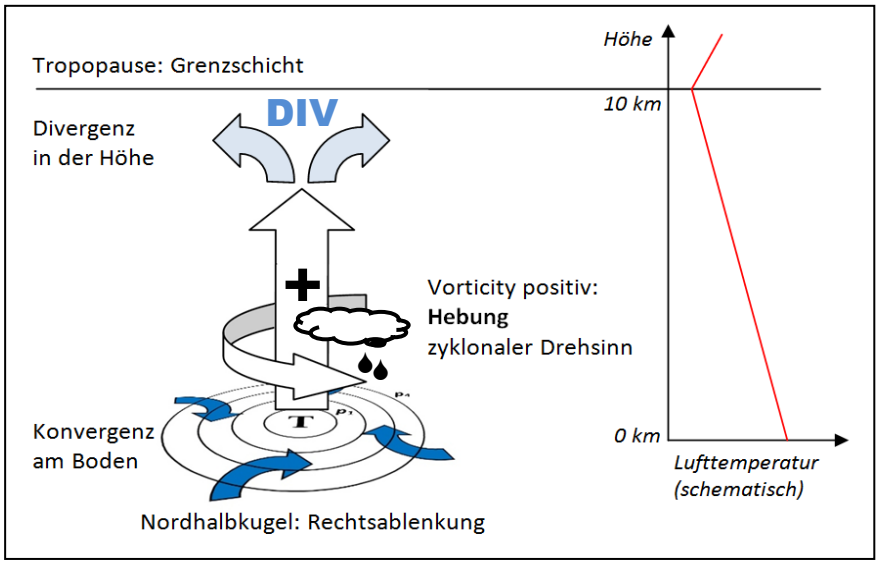


Abb. 4.6.1.: Zusammenhang zwischen zyklonaler Rotation und Hebung;

- ***Divergenz*** *mit seitlich abströmender Luft in der Höhe*
- *dadurch Druckfall am Boden*
- *nachströmende Luft in Richtung Boden-Tief (Luftmassen-Konvergenz)*
- *Ablenkung durch Corioliswirkung, ergibt zyklonalen Drehsinn*
- *Übergang in aufwärts gerichtete Vertikalbewegung:* ***Hebung***
- *Luftmassenabkühlung, Wolken- und* ***Niederschlagsbildung***

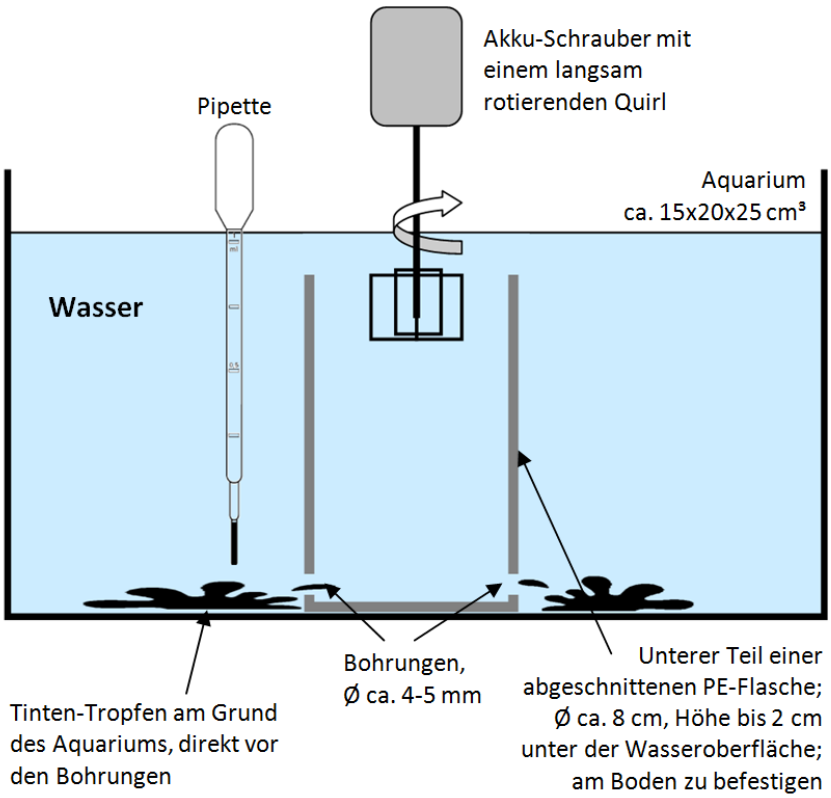


Abb. 4.6.2.: Modellexperiment zur Demonstration des Zusammenhangs zwischen Divergenz und Hebung bei Rotation in einer Flüssigkeit (die Flüssigkeit symbolisiert Luft). Anmerkung: umgekehrte Rotoation zeigt ebenso Hebungseffekt

© 2012 LMZ-BW / KIT

4.3. b) Ist Divergenz in der Höhe im Zusammenhang mit Luftmassen-verfrachtung verantwortlich für den Hebungsantrieb?

Werden Luftmassen verfrachtet, ist es von Bedeutung, wenn Luftmassen unterschiedlicher Temperatur aufeinandertreffen. Erreicht eine warme Luftmassenschicht (W) eine kältere (K), so entstehen im Übergangsbereich zum Teil ergiebige Niederschläge. Es muss ein Hebungsvorgang vorliegen.

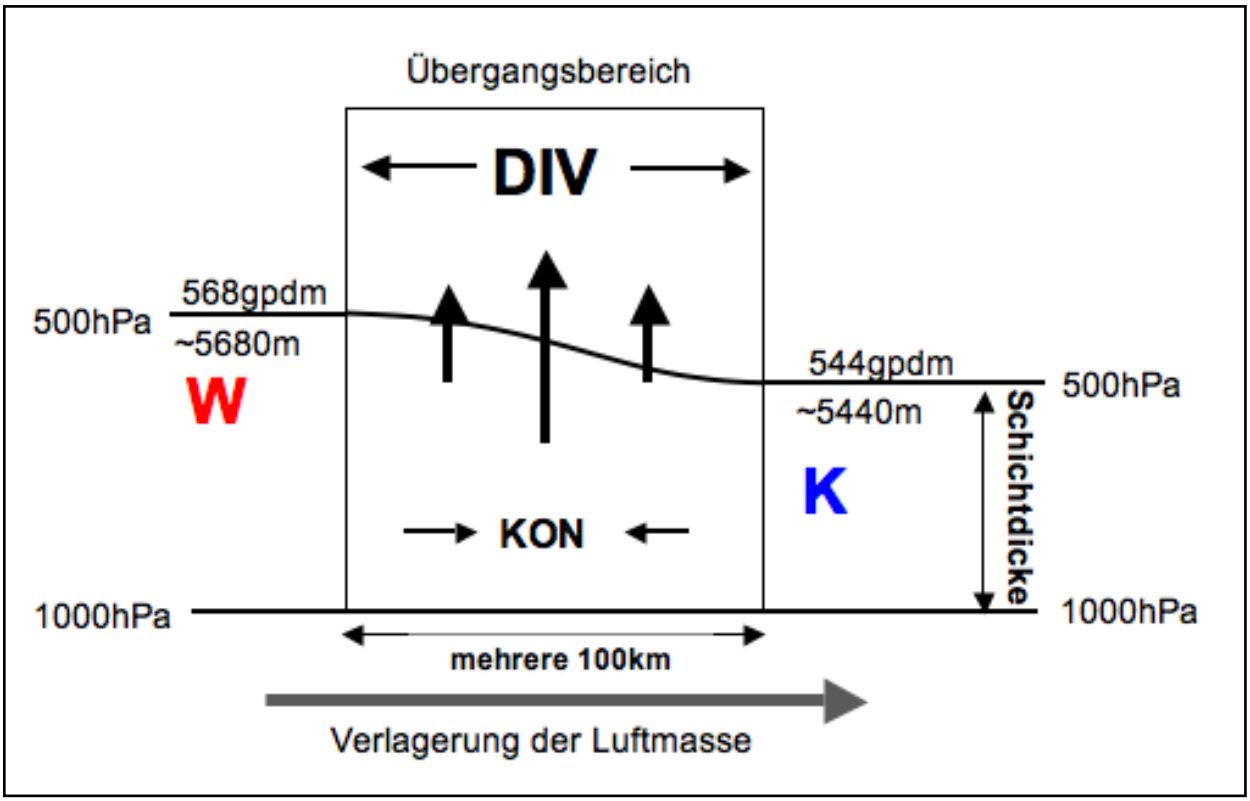


Abb.

*4.7.: Eine warme Luftmasse (**W**) wird im Bild nach rechts verfrachtet, wo sich zunächst noch eine kalte Luftmasse befindet (**K**). Als Schichtdicke wird die vertikale Mächtigkeit der unteren Troposphärenhälfte bezeichnet (d.h. der vertikale Abstand zwischen der 500hPa- und 1000hPa-Fläche). Wie das Volumen von Luft von der Temperatur abhängt, so hängt die Schichtdicke direkt von der Mitteltemperatur der unteren Troposphärenhälfte ab. Daher ist die Schichtdicke in der warmen Luftmasse höher (im Beispiel: 568gpdm entspr. ca. 5680m NN) und in der kalten Luftmasse niedriger (im Beispiel: 544gpdm entspr. ca. 5440m NN). Wird die warme Luftmasse verfrachtet, so nimmt im Übergangsbereich die Schichtdicke zu, d.h. die 500hPa-Druckfläche wölbt sich mit dem Heranströmen der warmen Luft langsam nach oben.*
Dabei wird im Übergangsbereich das Druckfeld umgestaltet. Die Luftpakete, welche in den Übergangsbereich strömen, müssen sich an das neue Druckfeld anpassen. Dabei bildet sich eine Divergenz in der Höhe, diese wirkt wie ein Sog, und Luft wird nach oben gehoben. Unten wiederum strömt die Luft zusammen. Der Übergangsbereich kann sich über mehrere 100km erstrecken. Häufig, jedoch nicht immer, liegt im Übergangsbereich eine Warmfront, an der die Vertikalbewegungen verstärkt sind. (Grafik: H. Mahlke, T. Reinartz)

© 2012 LMZ-BW / KIT

Expertenwissen:

Kommen im Raumbeispiel warme Luftmassen an, die eine Hebung einleiten?

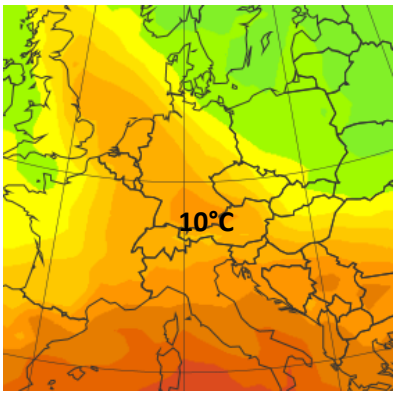


Abb. 5.2.1.: 12.10.12; 6 UTC

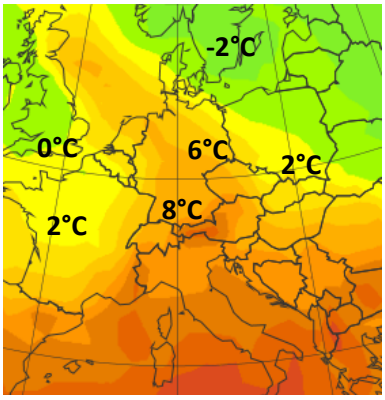


Abb. 5.2.2.: 12.10.12; 12 UTC

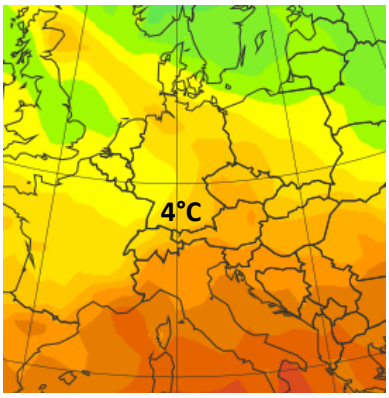


Abb. 5.2.3.: 12.10.12; 18 UTC

Karten der Temperaturen in 1500 m über NN (bei 850 hPa) zeigen, dass Deutschland am 12.10.12 langsam in den Bereich etwas kühlerer Luft gelangte:

Überprüfung anhand der Antriebskarten

***Karten des Antriebs durch Luftmassenverfrachtung** zeigen, dass Deutschland am 12.10.12, in einen Bereich negativer Werte gelangte; dies bedeutet absteigende Vertikalbewegung. Hierzu hat Kaltluftadvektion beigetragen.*

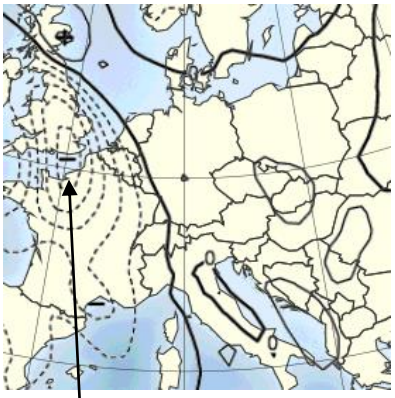


Abb. 5.3.1.: 12.10.12; 6 UTC

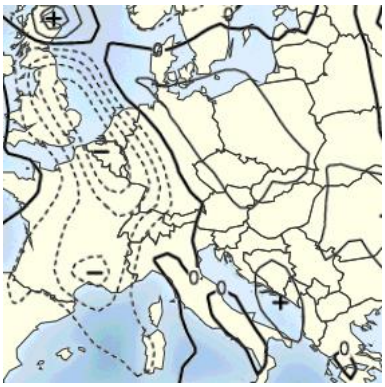


Abb. 5.3.2.: 12.10.12; 12 UTC

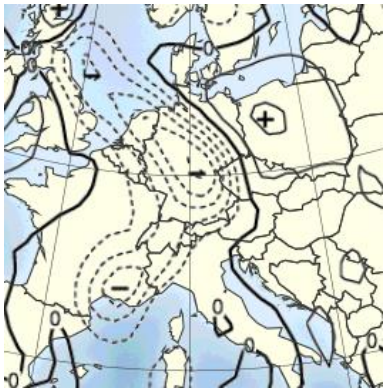


Abb. 5.3.3.: 12.10.12; 18 UTC

B Region mit Absinken im Zusammenhang mit der Verfrachtung kalter Luftmassen

+ Antrieb für aufwärts gerichtete Vertikalbewegungen im Zusammenhang mit der Verfrachtung warmer Luftmassen

Schlussfolgerung aus den Abbildungen 5.3.:

Beim Zusammentreffen der unterschiedlichen Luftmassen kam es nicht zu einer Hebung, sondern zum Absinken. Dieser Vorgang hat nicht zur Niederschlagsbildung beigetragen. Das Modell (Abb. 5.1.) muss umgekehrt werden: wegen Kaltluftadvektion zunehmend Konvergenz in der Höhe und damit allmählich absinkende Luftmassen im Übergangsbereich. (Schüleraufgabe: Modell für den Fall der Kaltluftadvektion skizzieren)

© 2012 LMZ-BW / KIT

Bilanz:

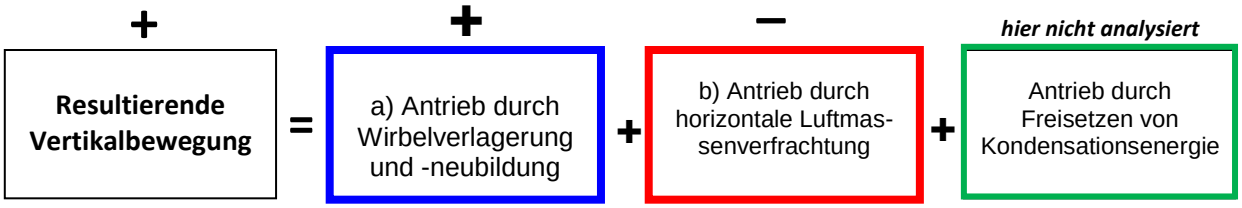


Abb. 5.4.: Drei sich gleichzeitig überlagernden Antriebe, die zur Niederschlagsbildung führen können.

Fazit:

Die Niederschläge am 12.10.12 sind in Deutschland durch aufwärts gerichtete Vertikalbewegungen hervorgerufen worden.

In der Bilanz war der Antrieb durch Wirbelverlagerung und -neubildung (a) entscheidend, wobei ein Antrieb durch horizontale Luftmassenverfrach-tung (b) entgegengewirkt hat.

© 2012 LMZ-BW / KIT

5. Wettervorhersage (Synoptik)

Zur Wettervorhersage ist die künftige Lage der Tröge und somit der Verlauf der Isohypsen der Höhendruckgebilde von großer Bedeutung, denn mit der Verlagerung dieser Druckgebilde verändern sich auch die Eigenschaften bodennaher Luftmassen.

Durch die kühlende Wirkung der Hebung vorderseitig eines Höhentroges und die erwärmende Wirkung des Absinkens rückseitig verlagert sich der Trog mit dem Wirbel. Damit verlagert sich auch der Bereich kalter Luft, die man im Trog zumeist vorfindet (siehe Abbildungen 5.2.).

Karten der Wirbelverlagerung und den Druckverhältnissen an der oberen Troposphäre zeigen einen Zusammenhang zwischen Wirbelverlagerung und Trogwanderung.

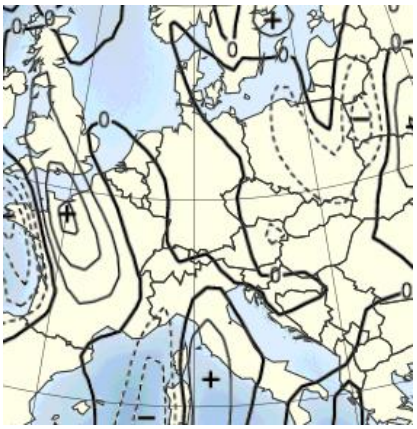


Abb. 6.1.1.: 12.10.12 6 UTC

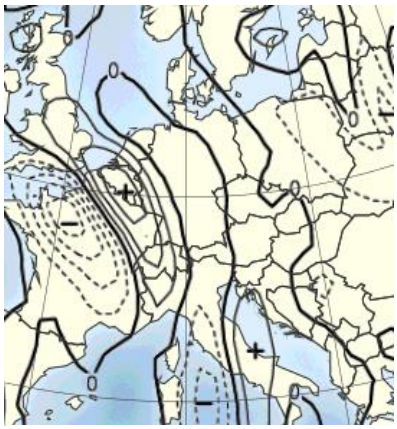


Abb. 6.1.2.: 12.10.12 12 UTC

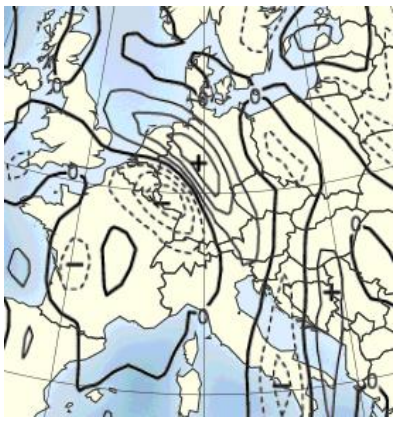


Abb. 6.1.3.: 12.10.12 18 UTC

Wirbelverlagerungen *(Vorticity-Advektion) innerhalb von 12 Stunden*

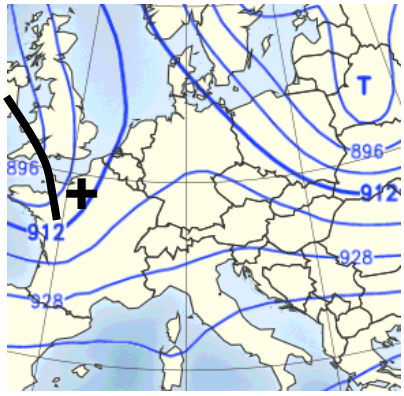


Abb. 6.2.1.: 12.10.12 6 UTC

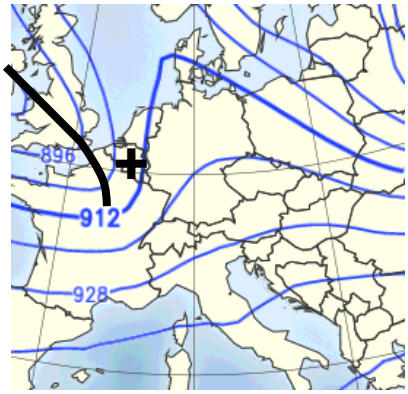


Abb. 6.2.2.: 12.10.12 12 UTC

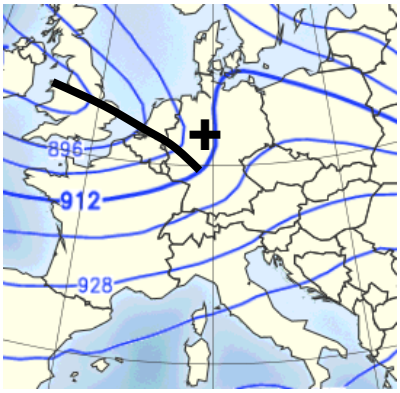


Abb. 6.2.3.: 12.10.12 18 UTC

Karten der Druckverhältnisse an der oberen Troposphäre (300 hPa) *zeigen, dass sich ein* ***Trog*** *in Richtung der stärksten Vorticityadvektion (**+**) verlagert. Aus den Karten 6.1. von oben wurde die jeweilige Zone stärkster Vorticity-Advektion übertragen. Die Trogachse ist als schwarze Linie eingezeichnet.*

Die Vorticityadvektion zeigt die Verlagerung von Trögen an.
Ein Trog wandert in der Regel in Richtung der stärksten Vorticityadvektion.

© 2012 LMZ-BW / KIT

6. Merksätze

	Merksätze zum Grundverständnis von Prozessen beim Wettergeschehen		
1.	Der Luftdruck nimmt mit der Höhe ab.	3.1	Schlag nach: Die angegebenen Ziffern in diesem Tabellen-Bereich beziehen sich auf die entsprechenden Kapitel im **Tutorial 1** zum Wetter-Tool im Geoportal
2.	Druckvergleiche müssen sich immer auf dasselbe Höhenniveau beziehen. Ohne Druckunterschiede im selben Höhenniveau gibt es keinen Wind. Sind Druckunterschiede vorhanden, weht der Wind vom Hoch zum Tief.	3.2	
3.	Die Corioliskraft sorgt auf der Nordhalbkugel für eine Rechtsablenkung des Windes, auf der Südhalbkugel für eine Linksablenkung.	3.3	
4.	Ein feuchtadiabatischer Aufstieg bzw. ein feuchtadiabatisches Absinken von Luft bedeutet eine Abkühlung bzw. eine Erwärmung der Luft um etwa 0,6 K pro 100 m.	3.9.1	
5.	Ein trockenadiabatischer Aufstieg bzw. ein trocken-adiabatisches Absinken von Luft bedeutet eine Abkühlung bzw. eine Erwärmung der Luft um 1 K pro 100 m.	3.9.1	
6.	Der Wind in der Höhe (z.B. im 300 hPa bzw. 500 hPa-Niveau) weht in etwa näherungsweise parallel zu den Isobaren mit dem tiefen Druck links der Windrichtung auf der Nordhalbkugel (= geostrophischer Wind). Reibung führt über Landflächen zu einer Ablenkung in Richtung des tieferen Drucks (agesotrophisch).	3.4	
	Merksätze für die Anwendung bei der Wetter-Prognose		
7.	Die Benennung des Windes erfolgt anhand der Richtung, aus der er weht.	3.4	
8.	Die Windstärke hängt vom Druckgradienten ab. Er ist erkennbar an der Dichte der Scharung der Isolinien – in Windkarten auch anhand der Legende.	3.6	
9.	Auf der Nordhalbkugel weht der Wind um ein Tief gegen den Uhrzeigersinn (zyklonal), um ein Hoch im Uhrzeigersinn (antizyklonal).	3.5	
10.	Großräumige Vertikalbewegungen sind entscheidend für die Wetterabläufe, auch wenn die Vertikalgeschwindigkeiten in der Troposphäre wesentlich geringer sind als die horizontalen.	1.1	
11.	Großräumige Hebung ist mit Wolkenbildung und Niederschlägen, großräumiges Absinken mit Wolkenauflösung und "Schönwetter" verbunden.	1.1	
12.	Ein Tief bildet und verstärkt sich häufig vorderseitig eines Höhentroges.	4.6	
13.	Vorderseitig eines Höhenrückens herrscht großräumiges Absinken (⇒nachlassende Bewölkung und Niederschlag).	4.6	
14.	Ein Hoch bildet und verstärkt sich vorderseitig eines Höhenrückens.	4.6	
15.	Die Verlagerung der Druckgebilde in der Höhe (das 300 hPa entspricht ca. 9 km ü. NN) ist entscheidend, denn mit dieser verändern sich auch die Eigenschaften bodennaher Luftmassen. Die Druckgebilde finde ich über die Isohypsen der 300 hPa-Druckfläche und durch Konstruktion der Trogachsen (und/oder Rückenachsen).	4.1	Schlag nach: Die angegebenen Ziffern in diesem Tabellen-Bereich beziehen sich auf die entsprechenden Kapitel im **Tutorial 2** zum Wetter-Tool im Geoportal
16.	Bei der mäandrierenden Wellenbewegung des Jetstreams auf der NHK entstehen Höhentröge (Ausbeulung nach Süden), meist mit Kaltluft gefüllt, sowie Höhenrücken (Ausbeulung nach Norden), meist mit Warmluft gefüllt.	Seydlitz 2010, S. 99 Klett Terra 2010, S. 86	
17.	Die Trogachse kann man einzeichnen, indem man die Bereiche in der Tiefdruckzone verbindet, bei denen die Isohypsen die stärkste Krümmung aufweisen.	4.1	
18.	Aus der veränderten Lage der Achse der Höhentröge lässt sich die jeweilige Bewegungsrichtung erkennen.	5.	
19.	Die Verlagerung eines Höhentroges erfolgt immer in Richtung des stärksten, durch Wirbelverlagerung hervorgerufenen Hebungsantriebs.	5.	
20.	Vorderseitig eines Höhentroges herrscht großräumige Hebung (⇒ Bewölkung, Niederschlag).	5.	

© 2012 LMZ-BW / KIT