

10.2 Wellenstörung

Der folgende Vorgang spielt sich im Jetstreamniveau ab und wird nur stark vereinfacht wiedergegeben.

Durch den hohen Temperaturgegensatz entstehen hohe Windgeschwindigkeiten in der oberen Troposphäre und in der Folge gerät die Grenzfläche zwischen beiden Luftmassen irgendwann in Schwingungen. Die Winde beginnen zu mäandrieren, es kommt zu Geschwindigkeitsänderungen und in der Folge zu Konvergenzen (Zusammenströmen) und Divergenzen (Auseinanderströmen) von Anteilen des Jetstreams.

Strömen Luftmassen in der Höhe auseinander, ergibt das einen Massenunterschuss, der von unten her ausgeglichen werden muss. Bodennah unter der Divergenz an der Grenze zwischen warmer und kalter Luft fällt der Luftdruck jetzt gegenüber der Umgebung, da die gesamte Luftsäule durch den Massenunterschuss in der Höhe leichter geworden ist.

Mit den Hebungsvorgängen entsteht nun auch ein Tiefdruckgebiet am Boden. Da Luftbewegungen vom hohen zum tiefen Druck erfolgen, wird Luft in diesen Bereich niedrigeren Luftdruckes einfließen. Die Luft „versucht“ quasi, das Tief von außen wieder aufzufüllen.

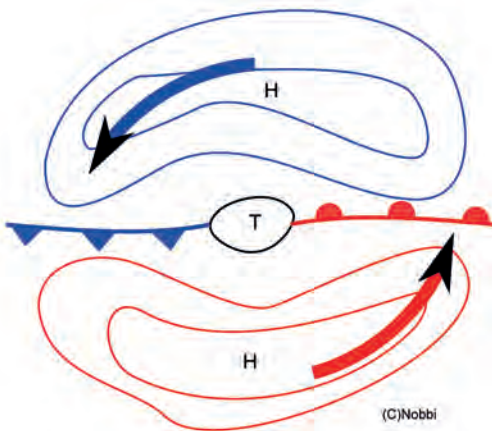


Abb.10.5: Wellenstörung. Der Luftdruck am Boden sinkt, die Luftmassengrenze gerät langsam in Bewegung. Luft beginnt von außen in den Bereich tieferen Luftdruckes einzuströmen.

10.3 Der Gradient Wind - Oder: Warum dreht das Tief?

Wenn Luft nun zu diesem neu entstandenen Gebiet tieferen Druckes strömen will, macht sich unsere alte Bekannte, die Corioliskraft, wieder bemerkbar. Wie bereits bei den Jetstreams behindert sie einen Ausgleich der Druckgegensätze und lenkt die einströmende Luft auf der Nordhalbkugel nach rechts ab.

Trotzdem, oder gerade deswegen, dreht das Tief links herum!

Es stellt sich ein Gleichgewicht zwischen der Corioliskraft, der Druckgradientkraft und der Zentrifugalkraft ein. Das Tief wird parallel der Isobaren kreisförmig umströmt. Man nennt dies „Gradientwind“. Der Wind weht hierbei parallel der gekrümmten Isobaren und ist nicht in der Lage, in das Tiefdruckgebiet einzuströmen. Näheres im Kapitel „Wind“, bei „Gradientwind“ und „Zyclostrophischer Wind“. Ein Ausgleich der Druckunterschiede ist damit zumindest in der Höhe in der freien Atmosphäre nicht mehr möglich. Durch die Bodenreibung in der planetaren Grenzschicht und der dadurch bedingten Schwächung der Corioliskraft findet der Ausgleich und das Auffüllen in Bodennähe statt. Die höchsten Windgeschwindigkeiten werden auch bei unseren außertropischen Zyklonen erst in einiger Entfernung vom Kern erreicht.

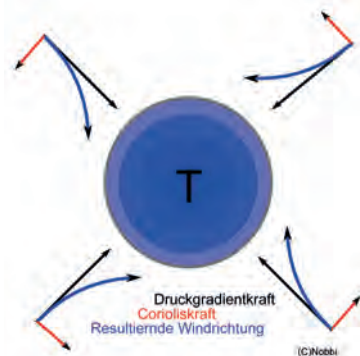


Abb.10.6: Die durch die Corioliskraft bedingte Rechtsablenkung der Luft beim Versuch, in ein Tiefdruckgebiet einzuströmen. Die Zentrifugalkraft kann hierzu erst einmal ignoriert werden. Die Corioliskraft steht senkrecht zur Windrichtung. Durch die Rechtsablenkung (!) der einströmenden Luft wird das Tief links bzw. gegen den Uhrzeigersinn in Drehung versetzt (Nordhalbkugel).

10.4 Entwicklungsstadium

Warme Luft strömt nun auf der sogenannten Vorderseite des Tiefs nach Norden.

Der Bereich, in dem die Warmluft den Boden berührt, entwickelt sich zur Warmfront und wird so dargestellt:



Kalte Luft strömt auf der Rückseite des Tiefs nach Süden. Der vordere Rand der Kaltluft entwickelt sich zur Kaltfront und wird so dargestellt:



Zwischen Warm- und Kaltfront liegt der Bereich der warmen Luft, der sogenannte Warmsektor des Tiefs. Er beginnt hinter der Warmfront und endet mit Eintreffen der Kaltfront.

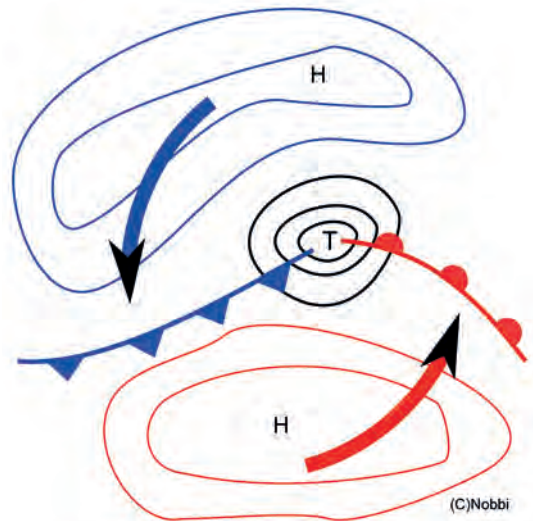


Abb.10.10: Eine Zyklone im Entwicklungsstadium mit der sich bildenden Warmfront und Kaltfront.

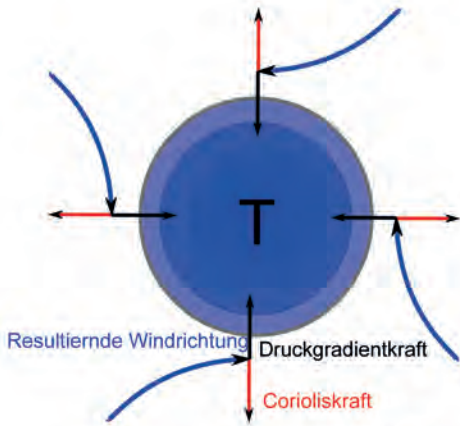


Abb.10.7: Bei weiterer Annäherung ist die Luft schon soweit abgelenkt worden, dass sie fast tangential des Tiefdruckgebietes strömt.

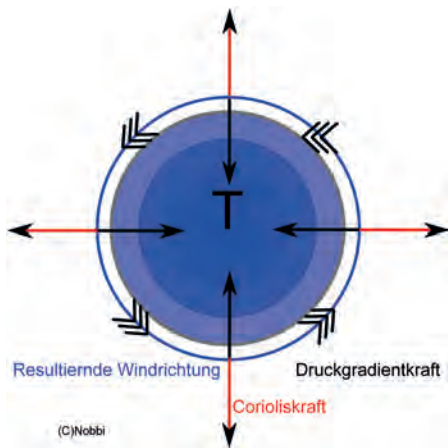


Abb.10.8: Es hat sich ein Gleichgewicht zwischen Druckgradientkraft und Corioliskraft eingestellt. Die Luft umströmt das Tief links herum (Zentrifugalkraft vernachlässigt).

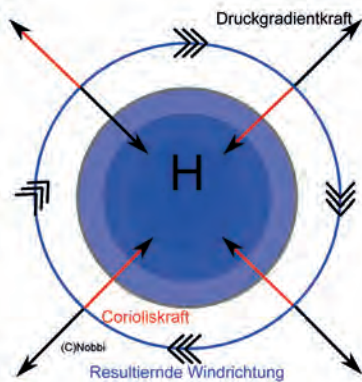


Abb.10.9: So sieht es beim Hochdruckgebiet aus: Das Gleichgewicht zwischen beiden Kräften ist genau andersherum.