

9.6 Thermische Schichtung der Atmosphäre, Luftbewegungen und Drucksysteme

JUCUNDUS JACOBET

Thermische Schichtung der Atmosphäre

Die thermische Schichtung der Atmosphäre spielt für viele vertikale und horizontale Austauschprozesse eine wesentliche Rolle. Sie bestimmt beispielsweise, ob ein durch äußere Kräfte initial gehobenes Luftpaket weiter aufsteigt (**labile Schichtung**) oder wieder in seinen Ausgangszustand zurückkehrt (**stabile Schichtung**). Bezugsgrößen für die thermische Schichtung sind die trocken- und feuchtadiabatischen Temperaturgra-

dienten (Exkurs 9.6.1). Ist die vertikale Temperaturabnahme in einer Luftmasse größer als der adiabatische Gradient, wird ein initial gehobenes Luftpaket, das sich gemäß dieses Gradienten abkühlt, im Zuge der Hebung relativ wärmer und damit spezifisch leichter als seine Umgebungsluft, es erfährt also eine freie Auftriebsgröße und setzt seinen Aufstieg fort. Ist dagegen die vertikale Temperaturabnahme in einer Luftmasse kleiner als der adiabatische Gradient, wird ein dementsprechend sich abkühlendes Luftpaket im Zuge einer Hebung relativ kälter und damit spezifisch schwerer als seine Umgebungsluft, es sinkt folglich ab und nimmt wieder seinen ursprünglichen Zustand an. Die labilen bzw. stabilen Schichtungsverhältnisse führen also zu einer Fortsetzung oder Intensivierung bzw. einer Abbremsung oder Unterbindung vertikaler Aufwärtsbewegungen mit dementsprechenden Konsequenzen (große bzw. geringe Vertikaldurchmischung, bei hinreichender Mächtigkeit verstärkte bzw. fehlende Konvektionsbewölkung). Entspricht die vertikale Temperaturabnahme in einer Luftmasse dem adiabatischen Gradienten, sprechen wir von einer neutralen oder indifferenten Schichtung. Die Abbildung 9.6.1 zeigt darüber hinaus den Sonderfall einer besonders intensiven stabilen Schichtung, bei der die Temperatur mit der Höhe sogar zunimmt (sog. **Inversion**). Weiterhin wird erkennbar, dass durch die notwendige Unterscheidung trocken- und feuchtadiabatischer Gradienten feuchtespezifische Schichtungen entstehen (trockenlabil und -stabil in nichtwasser-dampfgesättigter Luft, feuchtlabil und -stabil nach Erreichen des Kondensationspunktes) und ein bemerkenswerter Übergangsbereich existiert, in dem bei ungesättigten Bedingungen noch stabile, bei Wasserdampf-

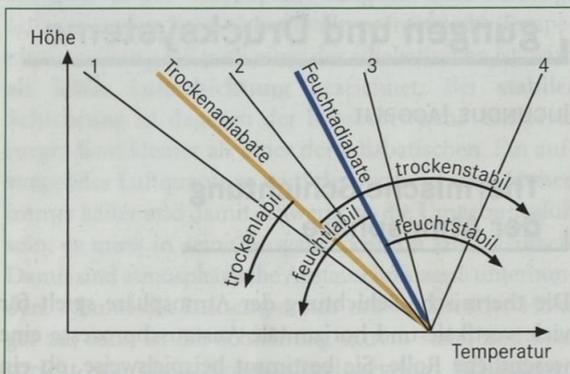


Abb. 9.6.1 Bereichsabgrenzung thermischer Schichtungen der Atmosphäre und verschiedene Fallbeispiele: 1 = trocken- und feuchtlabil, 2 = trockenstabil und feuchtlabil, 3 = trocken- und feuchtestabil, 4 = Inversion (verändert nach Hupfer & Kuttler 1998).

sättigung jedoch bereits labile Schichtungsverhältnisse vorliegen (trockenstabil bis feuchtlabil).

Horizontale Luftbewegungen

Bei den horizontalen Luftbewegungen unterscheidet man kleinräumige und großräumige. Die kleinräumigen Luftbewegungen sind von einer Erstreckung über einige Zehner von Kilometern gekennzeichnet und folgen weitgehend der Richtung ihrer antreibenden Gradientkraft G . Die zugrunde liegenden horizontalen Druckunterschiede sind dabei zumeist thermischer Natur und werden in Kapitel 9.9 erklärt.

Bei Luftbewegungen über Entfernungen von mehr als einigen Hundert Kilometern spricht man von großräumigen Luftbewegungen. Bei ihnen beginnt sich der **Ablenkungseffekt durch die Erdrotation** bemerkbar zu machen. Hier werden die Folgen für den einfachen Fall einer unbeschleunigten Strömung konstanter Geschwindigkeit betrachtet; weitergehende Effekte bei beschleunigter und abgebremster Luftbewegung werden im Kapitel 9.7 behandelt. Zu unterscheiden ist jedoch danach, ob weitere Kräfte wie Zentrifugal- und Reibungskraft zu berücksichtigen sind.

Im ersten betrachteten Fall seien geradlinige Isobaren und nahezu reibungsfreie Verhältnisse oberhalb der Peplosphäre unterstellt, die einzigen wirksamen Kräfte seien also **Gradientkraft G** und **Corioliskraft C** (Exkurs 9.6.1). Die Abbildung 9.6.2 geht von existenten Hoch- und Tiefdruckgebieten aus, deren Entstehung in Kapitel 9.7 beleuchtet wird. Die zugehörige, vom Hoch zum Tief gerichtete Gradientkraft löst eine Luftbewegung aus, die allmählich der Coriolisablenkung unterliegt (nach rechts auf der Nord-, nach links auf der Südhalbkugel). Ein Gleichgewichtszustand ist erreicht, wenn Gradient-

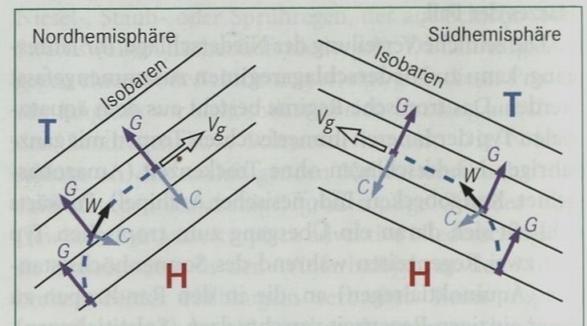


Abb. 9.6.2 Entstehung des geostrophischen Windes v_g auf der Nord- und Südhalbkugel (G = Gradientkraft, C = Corioliskraft, W = Windvektor, H = Hochdruckgebiet, T = Tiefdruckgebiet).



Exkurs 9.6.1

Klimatologische Grundbegriffe zu Austauschprozessen

Trocken- und feuchtadiabatische Temperaturgradienten

Sie geben an, wie sich die Temperatur eines vertikal bewegten Luftpakets ohne Wärmezufuhr und -entzug von außen allein aufgrund des variierenden Luftdrucks verändert. Bei vertikalem Aufstieg dehnt sich Luft wegen des sinkenden Außendruckes aus, die dafür erforderliche Arbeit wird der inneren thermischen Energie des aufsteigenden Luftpakets entnommen, das entsprechend abkühlt. Bei Absinken wird Luft unter steigendem Außendruck komprimiert, die dafür aufgewendete Arbeit wird in innere thermische Energie des absinkenden Luftpakets umgewandelt, das sich entsprechend erwärmt. Aus dem ersten Hauptsatz der Thermodynamik lässt sich herleiten, dass der trockenadiabatische Gradient ohne Phasenänderungen des Wasserdampfes etwa $1 \text{ K}/100\text{m}$ beträgt (Hupfer & Kuttler 1998). Bei Wasserdampfsättigung verringert sich im feuchtadiabatischen Gradienten dieser Wert aufgrund freigesetzter Kondensations- oder Sublimationswärme auf zirka $0,4$ bis $0,8 \text{ K}/100\text{m}$ in Abhängigkeit von der in die Phasenübergänge involvierten Wasserdampfmenge.

Gradientkraft

Antriebskraft horizontaler Luftbewegungen, die auf horizontale Druckunterschiede zurückgeht. Sie ergibt sich aus dem Produkt der invertierten Luftdichte ρ mit dem horizontalen Luftdruckgradienten dp/dn (Luftdruckänderung dp pro Streckeneinheit dn in senkrechter Richtung zu den Isobaren):

$$G = 1/\rho \cdot dp/dn$$

Corioliskraft und Coriolisparameter

Aufgrund der Erdrotation unterliegen großräumige Luftbewegungen einer Rechtsablenkung auf der Nord-, einer Linksablenkung auf der Südhalbkugel. Ursache dafür ist bei einer meridionalen (längengradparallelen) Strömung die sich mit der geographischen Breite verändernde Mitführungsgeschwindigkeit der Erde (z. B. 1670 km/h am Äquator, 835 km/h in 60° Breite), an die sich bewegte Luftpakete aufgrund ihrer Massenträgheit erst mit zeitlicher Verzögerung anzupassen vermögen, sodass sie beim Transport in niedrigere (höhere) Breiten hinter der Erdrotation zurückbleiben (der Erdrotation vorauslaufen). Bei zonaler (breitenkreisparalleler) Strömung resultieren ähnliche Ablenkungen,

da die bei Westwinden (Ostwinden) verstärkte (abgeschwächte) Zentrifugalkraft eine zusätzliche Horizontalkomponente beinhaltet, die senkrecht zur Strömungsrichtung orientiert ist (nach rechts auf der Nord-, nach links auf der Südhalbkugel). Quantitativ bestimmt sich die auf die Masseneinheit bezogene ablenkende Corioliskraft der Erdrotation zu

$$C = 2\omega \cdot \sin\phi \cdot v$$

(ω = Winkelgeschwindigkeit der Erde; ϕ = geographische Breite; v = Windgeschwindigkeit).

Als Coriolisparameter f wird der von v unabhängige Term

$$f = 2\omega \cdot \sin\phi$$

bezeichnet. Er verdeutlicht die Breitenabhängigkeit der Coriolisablenkung (gleich null am Äquator und ansteigend mit zunehmender Breite).

Relative Vorticity

Die primär bedeutsame vertikale Komponente ζ der relativen Vorticity beschreibt Umdrehungssinn und Intensität horizontaler Drehbewegungen um vertikale Rotationsachsen relativ zum rotierenden Erdkörper. Sie setzt sich aus einem Krümmungs- und einem Scherungsanteil zusammen: Ersterer ergibt sich aus der Abweichung der Strömungsrichtung von der Tangentialrichtung an einem bestimmten Stromlinienpunkt (zyklonal bei Links-, antizyklonal bei Rechtsabweichung), Letzterer aus der Geschwindigkeitsänderung senkrecht zur Strömungsrichtung (zyklonal bei rechts-, antizyklonal bei linksseitiger Zunahme). Konventionsgemäß hat zyklonale Vorticity ein positives Vorzeichen, antizyklonale ein negatives. ζ lässt sich mittels der zonalen (u) und meridionalen (v) Windkomponenten auch darstellen als Veränderung (partielle Ableitung δ) von v in zentraler Richtung x und von u in meridionaler Richtung y :

$$\zeta = \delta v / \delta x - \delta u / \delta y$$

Die partiellen Differenzialquotienten lassen sich durch endliche Differenzen approximieren und erlauben somit eine näherungsweise Bestimmung von ζ aus Gitternetzdaten der horizontalen Windkomponenten (Jacobeit 1989).

und Corioliskraft gleich groß und entgegengerichtet sind, die entsprechende isobarenparallele Strömung wird **geostrophischer Wind** genannt. Er ist in der reibungsfreien Höhenströmung ein häufig zutreffendes Modell und lässt sich aufgrund der Übereinstimmung $G = C$ angeben als (Exkurs 9.6.1):

$$v_g = 1/\rho \cdot dp/dn \cdot 1/f$$

Dies impliziert, dass bei gleichem Druckgradienten und gleicher Luftdichte in niederen Breiten ein stärkerer geostrophischer Wind resultiert als in höheren Breiten. Wesentlich ist überdies, dass im Unterschied zu kleinräumigen Luftbewegungen geostrophische Winde aufgrund ihrer isobarenparallelen Strömungsrichtung keinen Druck- und Temperatenausgleich zu leisten vermögen.

Sind die Isobaren nicht geradlinig, sondern gekrümmt wie im Einflussbereich von Hoch- und Tiefdruckgebieten, kommt als weiterer Faktor die **Zentrifugalkraft** hinzu ($Z = v^2 / r$ mit $v =$ Umströmungswindgeschwindigkeit und $r =$ Drehradius). Sie addiert sich als vom Rotationszentrum weg gerichtete Kraft beim Umströmen eines Tiefdruckgebietes (Gegenuhrzeigersinn) mit der Corioliskraft zum Gegengewicht der Gradientkraft ($G = C + Z$), beim Umströmen eines Hochdruckgebietes (Uhrzeigersinn) mit der Gradientkraft zum Gegengewicht der Corioliskraft ($G + Z = C$). Diese als Gradientwind bezeichnete Luftströmung auf gekrümmten Bewegungsbahnen ist bei gleichem Druckgradienten und gleicher Luftdichte also schwächer (stärker) als ein geradliniger geostrophischer Wind, wenn ein Tief (Hoch) umströmt wird.

In der reibungsbeeinflussten unteren Atmosphäre (Peplosphäre) entsteht der sogenannte **geotriptische Wind** (Abb. 9.6.3). Hier wird die Gradientkraft ausbalanciert durch die Resultierende aus Corioliskraft (senkrecht zur Bewegungsrichtung) und abbremsender Reibungskraft (entgegengesetzt zur Bewegungsrichtung). Das Gleichgewichtsergebnis ist ein Wind, der eine ageostrophische Komponente zum tiefen Druck hin aufweist; damit wird ein partieller Druckausgleich möglich. Allerdings hängt der Ablenkungswinkel gegenüber der geostrophischen Windrichtung von der Größe der Reibungskraft und der geographischen Breite ab: In den Mittelbreiten beträgt er über dem reibungsarmen Meer nur 15 bis 20°, über dem raueren Festland 25 bis 45°. In niedrigeren Breiten, wo die Corioliskraft geringere Werte annimmt, steigt der Ablenkungswinkel und kann schon über dem Meer Werte über 40° erreichen.

Die Abbildung 9.6.5 zeigt überdies, wie sich der Ablenkungswinkel innerhalb der reibungsbeeinflussten Atmosphäre mit der Höhe ändert: In Bodennähe ist er am

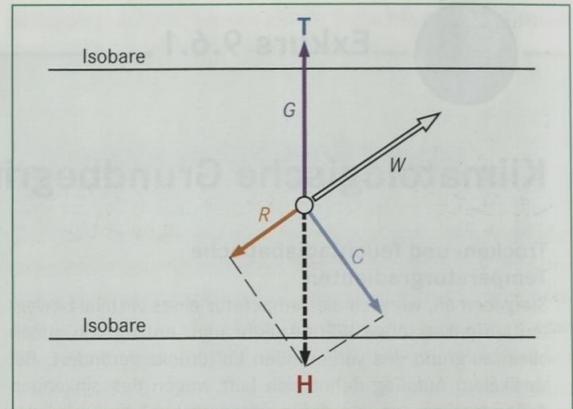


Abb. 9.6.3 Kräftegleichgewicht beim geotriptischen Wind ($G =$ Gradientkraft, $C =$ Corioliskraft, $R =$ Reibungskraft, $W =$ Windvektor, $H =$ Hochdruckgebiet, $T =$ Tiefdruckgebiet).

größten, um mit zunehmender Höhe sukzessive abzunehmen und die tatsächliche Windrichtung allmählich der geostrophischen anzunähern. Diese charakteristische Winddrehung, gepaart mit einer Geschwindigkeitszunahme unter nachlassendem Reibungseinfluss (vertikale Scherung), beschreibt eine sogenannte **Ekman-Spirale** (Abb. 9.6.5), die für die Windverhältnisse der Reibungsschicht kennzeichnend ist.

Zusammenfassend ergibt sich im bodennahen Strömungsfeld zwischen Hoch- und Tiefdruckkernen folgendes Kräftespiel (Abb. 9.6.4): Luftmassen, die dem Druckgradienten vom Hoch zum Tief folgend aus dem

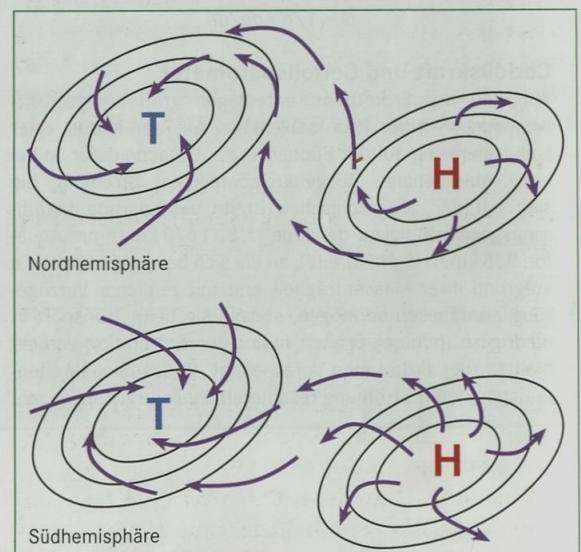


Abb. 9.6.4 Strömungsverhältnisse im bodennahen Luftdruckfeld.

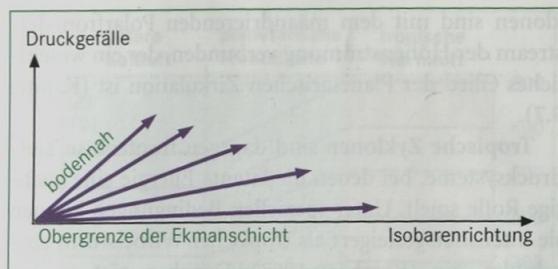


Abb. 9.6.5 Ekman-Spirale in der reibungsbeeinflussten Atmosphäre (verändert nach Malberg 2002).

Hochdruckgebiet ausströmen, unterliegen einerseits der Coriolisablenkung, woraus ein Ast antizyklonaler Umströmung des Hochdruckkerns resultiert (im Uhrzeigersinn auf der Nord-, entgegengesetzt auf der Südhalbkugel); andererseits ergibt sich aus dem bodennahen Reibungseinfluss eine zum Tief gerichtete Bewegungskomponente, die dort zum Einströmen führt und unter zyklonale Rotation gelangt (jeweils invertierter Umdrehungssinn zum antizyklonalen Fall). Bodennah sind also Hochdruckgebiete durch divergentes Ausströmen, Tiefdruckgebiete durch konvergentes Einströmen gekennzeichnet; beides verbindet sich mit entsprechenden Vertikalbewegungen (abwärts gerichtet im Hoch, aufwärts gerichtet im Tief).

Vertikale Luftbewegungen

Abgesehen von Gewitterzellen, in denen Vertikalgeschwindigkeiten bis zu 15 m/s auftreten können, sind vertikale Luftbewegungen vergleichsweise klein (einige cm/s) gegenüber horizontalen Winden (bei Jetstreams bis zu mehreren Hundert km/h). Wichtig sind sie dennoch wegen ihres erheblichen Vertikalaustausches und der thermodynamischen Zustandsänderungen etwa im Zusammenhang mit **Bildung und Auflösung von Wolken**. Es lassen sich verschiedene Ursachengruppen benennen:

- 1.) **Einfluss der Orographie:** Quer zur horizontalen Strömungsrichtung angeordnete Gebirgszüge bewirken im Luv eine orographisch erzwungene Hebung, im Lee orographische Fallwinde. Damit gehen häufig markante Witterungsphänomene einher (Steigungsniederschlag bzw. Föhneffekte).
- 2.) **dynamische Turbulenz:** Durch vertikale Änderung von Windrichtung (Drehung) und Windgeschwindigkeit (Scherung) – beispielsweise bei nachlassendem Reibungseinfluss oder im Bereich von Starkwindzonen – bilden sich verschiedenartige Wirbel,

die insbesondere auch vertikale Bewegungskomponenten beinhalten.

- 3.) **Advektion unterschiedlich temperierter Luftmassen:** Wird wärmere Luft gegen kältere geführt (Warmfront), gleitet Erstere als spezifisch leichtere auf Letztere auf, wobei selbst bei kleinem Steigungsverhältnis (unter 1 Prozent) eine Vertikalkomponente von einigen cm/s resultiert. Wird kältere Luft gegen wärmere geführt (Kaltfront), bricht Erstere als spezifisch schwerere in Letztere ein, wobei diese zum konvektiven Aufsteigen mit einigen m/s veranlasst wird.
- 4.) **labile Schichtung:** Diese Art der thermischen Schichtung kann unterschiedliche Gründe haben: zum einen die Aufheizung von der Unterlage (z. B. bei starker Sonneneinstrahlung), wobei bodennah erwärmte und spezifisch leichtere Luftpakete aufsteigen (thermische Konvektion) und in ihrer Umgebung kompensatorische Absinkbewegungen entstehen, zum anderen Kaltluftadvektion in der Höhe (z. B. auf der Rückseite von Frontalzyklonen), wodurch vor allem im Sommer ein reger Vertikalaustausch induziert werden kann.
- 5.) **Vergenzen im horizontalen Strömungsfeld:** Konvergenz (Massengewinn) in der unteren Troposphäre und Divergenz (Massenverlust) in der oberen Troposphäre führen zu aufwärts gerichteter Vertikalbewegung, die umgekehrten Konstellationen zu Absinkprozessen. In welchem dynamischen Kontext derartige Vergenzen zur Ausbildung gelangen, wird im Kapitel 9.7 behandelt.
- 6.) **Advektion relativer Vorticity:** Wird im horizontalen Strömungsfeld positive (negative) Vorticity herangeführt, führt dies zu aufsteigender (absinkender) Luftbewegung, wie sie für voll entwickelte Zyklonen (Antizyklonen) kennzeichnend ist.

Drucksysteme

Hoch- und Tiefdrucksysteme lassen sich gemäß ihrer Entstehung in thermische und dynamische Druckgebilde einteilen. Bei Ersteren erzeugt die jeweilige Temperatur einer Luftmasse über die damit gekoppelte Luftdichte einen typischen Druckunterschied zur Umgebung: So bildet Warmluft geringer Dichte gegenüber der kälteren Umgebung ein relatives Tiefdruckgebiet aus, das bei entsprechender Intensität als **Hitzetief** bezeichnet wird. Umgekehrt entsteht mit Kaltluft hoher Dichte gegenüber der wärmeren Umgebung ein relatives Hochdruckgebiet, das bei kräftiger Ausbildung als **Kältehoch** bezeichnet wird. Beide thermischen Drucksys-

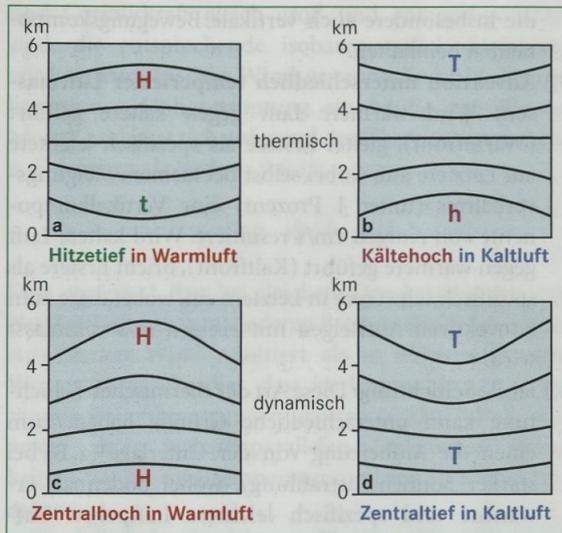


Abb. 9.6.6 Schematischer Aufbau thermischer und dynamischer Drucksysteme. Die schwarzen Linien indizieren Flächen gleichen Luftdrucks (verändert nach Barry & Chorley 2003).

teme haben allerdings nur eine begrenzte Vertikalerstreckung, da nach der barometrischen Höhenformel der Luftdruck in einer kalten Atmosphäre mit zunehmender Höhe schneller abnimmt als in einer warmen Atmosphäre, also über einem Kältehoch ein Höhentief und über einem Hitzetief ein Höhenhoch zur Ausbildung gelangt (Abb. 9.6.6).

Anders verhält es sich bei **dynamischen Drucksystemen**, auf deren Entstehung im Kapitel 9.7 eingegangen wird. Ein dynamisches Bodenhoch in Warmluft verstärkt sich sogar mit zunehmender Höhe und bildet ein vertikal mächtiges Zentralhoch, entsprechend intensiviert sich ein dynamisches Bodentief in Kaltluft nach oben und formt ein Zentraltief (Abb. 9.6.6). Entstehungsbedingt sind allerdings die dynamischen Drucksysteme vertikal geneigt, sodass die Bodendruckgebiete jeweils an der Vorderseite des entsprechenden Höhendruckregimes zu finden sind.

Eine weitere bedeutsame Abwandlung tritt in Gestalt der **außertropischen Frontalzyklonen** in Erscheinung. Sie sind nicht ausschließlich in Kaltluft ausgebildet, sondern beinhalten einen Warmsektor, an dessen Begrenzungen unterschiedliche Luftmassenfronten wetterwirksam sind: zum einen die gegen die Vorderseitenkaltluft vorrückende Warmfront, gekennzeichnet durch großräumige Aufgleitbewegungen, stratiforme Wolkenbildung und Landregen, zum anderen die durch nachrückende Rückseitenkaltluft entstandene Kaltfront, geprägt von erzwungener Konvektion, cumuliformer Wolkenbildung und Schauerniederschlägen. Frontalzy-

klonen sind mit dem mäandrierenden Polarfront-Jetstream der Höhenströmung verbunden, der ein wesentliches Glied der Planetarischen Zirkulation ist (Kapitel 9.7).

Tropische Zyklonen sind dagegen frontenlose Tiefdrucksysteme, bei denen die latente Energie eine wichtige Rolle spielt. Unter speziellen Bedingungen können sie intensitätsgesteigert als tropischer Wirbelsturm ausgebildet sein (Borchert 1993). Daneben gibt es eine Reihe **sekundärer Drucksysteme**, die hier lediglich benannt seien (Zwischenhoch, Randtief, Leedepression, Polartief).