

9.7 Planetarische Zirkulation

Der großräumige Austausch von Masse, Wärme und Drehimpuls in der Atmosphäre wird ausgelöst durch den mittleren Temperatur- und Druckgegensatz zwischen niederen und höheren Breiten. Wie die Abbildung 9.7.1 schematisch verdeutlicht, sind die Tropen durch relativ homogene Warmluft, die Polargebiete durch relativ homogene Kaltluft gekennzeichnet, während sich das hemisphärische Temperaturgefälle jeweils auf die Mittelbreiten konzentriert (**planetarische Frontalzone**). Dieser Temperaturverteilung entspricht eine großräumige Druckverteilung, bei der die isobaren Flächen in der tropischen Warmluft mit der Höhe zunehmend angehoben sind und folglich in der Frontalzone ein nach oben sich verstärkendes Druckgefälle zu den Polargebieten ausgebildet wird (Abb. 9.7.1). In der reibungsfreien höheren Troposphäre entsteht daraus unter Berücksichtigung der ablenkenden Corioliskraft nach den geostrophischen Gleichgewichtsbedingungen in beiden Hemisphären eine **außertropische Westwind-drift**, die zunächst näher betrachtet werden soll, bevor auf die Zirkulation in den Tropen eingegangen wird.

Außertropische Zirkulation

Die zunächst abgeleitete zonale Höhenströmung vermag jedoch den meridionalen Temperatur- und Druckgegensatz nicht auszugleichen, er wird sich sogar weiter verschärfen (bedingt durch den unterschiedlichen Strahlungs- und Wärmehaushalt verschiedener Breitenzonen). Nach Weischet & Endlicher (2008) geht ab einem meridionalen Temperaturgradienten im 500-hPa-Niveau von $6\text{ °C}/1000\text{ km}$ – bei Freisetzung latenter Energie (Wolkenbildung) sogar schon ab

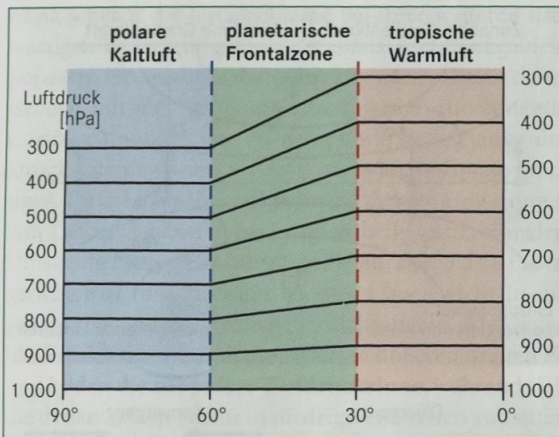


Abb. 9.7.1 Generalisierte Druckverteilung in der Troposphäre (verändert nach Flohn 1960).

3,5°C/1000 km – die Zonalzirkulation in eine **Wellenzirkulation** über, deren unterschiedliche Stadien verschiedenartige Zirkulationsformen konstituieren (Abb. 9.7.2): So kann man bei vorherrschend diagonal verlaufenden Strömungsästen von einer gemischten Zirkulation sprechen, während die amplitudenverstärkte Variante mit weit äquatorwärts vorstoßenden zyklonalen **Kaltlufttrögen** und weit polwärts vorstoßenden antizyklonalen **Warmluftrücken** als Meridionalzirkulation bezeichnet wird. Werden periphere Teile dieser unterschiedlich temperierten Luftmassen von ihrem Ursprungsgebiet abgeschnürt (*cut-off effect*), resultieren zyklonale Kaltlufttropfen bzw. antizyklonale Warmluftinseln, die insgesamt eine zelluläre Zirkulation konstituieren (Abb. 9.7.2). Dabei kann die Westwinddrift für

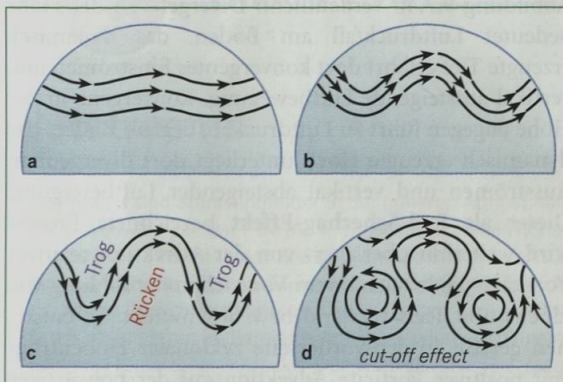


Abb. 9.7.2 Zirkulationsformen in der Höhenströmung der außertropischen Westwinddrift: a) Zonalzirkulation, b) gemischte Zirkulation, c) Meridionalzirkulation, d) zelluläre Zirkulation (verändert nach Barry & Chorley 2003).

längere Zeit blockiert bleiben, bevor nach Auflösung der **cut-off-Zellen** sich erneut eine Zonalzirkulation herausbildet und ein weiterer, allerdings sehr variabler Zyklus der Zirkulationsformen durchlaufen werden kann. Kennzeichen der nichtzonalen Formen ist dabei ihre gesteigerte Austauschleistung zwischen niederen und höheren Breiten, vor allem in den Varianten meridionaler und zellulärer Zirkulation.

Die großskaligen Rücken und Tröge der Höhenströmung werden als lange Wellen oder Rossby-Wellen bezeichnet, der Mechanismus ihrer Entwicklung geht aus der Abbildung 9.7.3 hervor: Da gezeigt werden kann, dass bei großräumigen Luftbewegungen die absolute Vorticity (Summe aus Coriolisparameter f und relativer Vorticity ζ) erhalten bleibt, erfährt ein polwärts verfrachteter Luftkörper, für den f größer wird, ein abnehmendes ζ , das heißt, die Krümmung seiner Zugbahn wird antizyklonal und er kehrt in niedrigere Breiten zurück. Umgekehrt wird für einen äquatorwärts verfrachteten Luftkörper f kleiner, sodass mit zunehmendem ζ die Krümmung seiner Zugbahn zyklonal wird und er in höhere Breiten zurückkehrt. Nicht berücksichtigt in diesem vereinfachten Modell sind Scherungsanteile bei ζ und die erst in die sogenannte potenzielle Vorticity invers eingehende variable Vertikalerstreckung des Luftkörpers.

In der **barotropen Rossby-Gleichung** wird ein Zusammenhang zwischen der Rossby-Wellenlänge L und der Geschwindigkeit U des zonalen Grundstroms hergestellt:

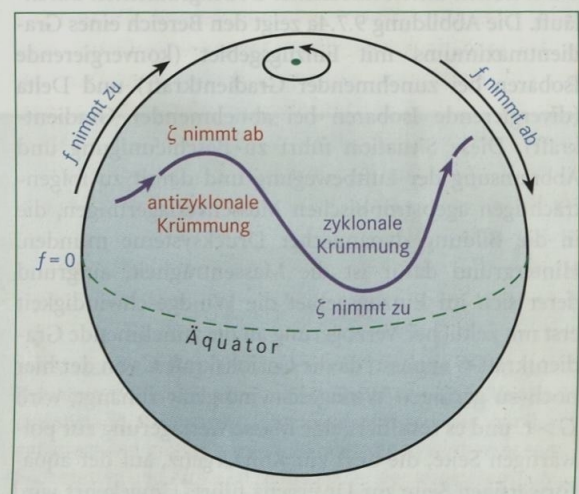


Abb. 9.7.3 Mechanismus der Rossby-Wellen-Entwicklung in der Höhenströmung der außertropischen Westwinddrift (f = Coriolisparameter, ζ = relative Vorticity; verändert nach Barry & Chorley 2003).

$$c = U - \beta \cdot (L/2\pi)^2$$

mit c als Phasengeschwindigkeit der Welle und β als meridionaler Änderung des Coriolisparameters. Speziell für stationäre Wellen ($c = 0$) ergibt sich:

$$L = 2\pi \cdot (U/\beta)^{1/2},$$

woraus für typische U -Werte von einigen m/s Wellenlängen von einigen Tausend Kilometern resultieren. Bedeutsam wird dies angesichts der Tatsache, dass quer zur Grundstromrichtung aufragende Hochgebirgszüge ortsfest immer wieder **Rossby-Wellen** auslösen (Borchert 1993). Im Mittel ergibt sich damit zum Beispiel im Lee der Rocky Mountains über Nordostamerika ein quasistationärer Höhentrog, dem als Sekundärschwingung über dem östlichen Mitteleuropa ein weiterer Höhentrog folgt. Ähnliche Effekte bewirken die zentralasiatischen Hochgebirge (ostasiatischer Höhentrog), während sie in der zum größten Teil über Meeresflächen ausgebildeten Westdrift der Südhemisphäre auf den zirkum- andinen Raum beschränkt bleiben.

Innerhalb der planetarischen Frontalzone wird der Gegensatz zwischen warmer und kalter Luft weiter zusammengedrängt zu nur mehr 100 bis 200 km breiten, polwärts geneigten baroklinen Zonen, in denen sich (anders als in barotropen Luftmassen) die isothermen und die isobaren Flächen schneiden und die Windgeschwindigkeit mit der Höhe bis zu Strahlstromintensität zunimmt. Man spricht bei diesem frontgebundenen Starkwindfeld vom **Polarfront-Jetstream** (Exkurs 9.7.1), der mit der Höhenströmung mäandriert und dabei Zonen unterschiedlicher Druckgradienten durchläuft. Die Abbildung 9.7.4a zeigt den Bereich eines Gradientenmaximums mit Einzugsgebiet (konvergierende Isobaren bei zunehmender Gradientkraft) und Delta (divergierende Isobaren bei abnehmender Gradientkraft). Diese Situation führt zu Beschleunigung und Abbremsung der Luftbewegung und damit zu folgenreicheren ageostrophischen Massenverlagerungen, die in die Bildung dynamischer Drucksysteme münden. Hintergrund dafür ist die Massenträgheit, aufgrund derer sich im Einzugsgebiet die Windgeschwindigkeit erst mit zeitlicher Verzögerung an die zunehmende Gradientkraft G anpasst; da die Corioliskraft C von der hier noch zu geringen Windgeschwindigkeit abhängt, wird $G > C$ und es resultiert eine Massenverlagerung zur polwärtsigen Seite, die dort zur Konvergenz, auf der äquatorwärtsigen Seite zur Divergenz führt. Umgekehrt wird im Deltabereich bei abnehmendem G trägheitsbedingt noch eine größere Windgeschwindigkeit beibehalten, die zum Ungleichgewicht $C > G$ und damit zu Massenverlust (Divergenz) auf der polwärtsigen, zu Massenge-

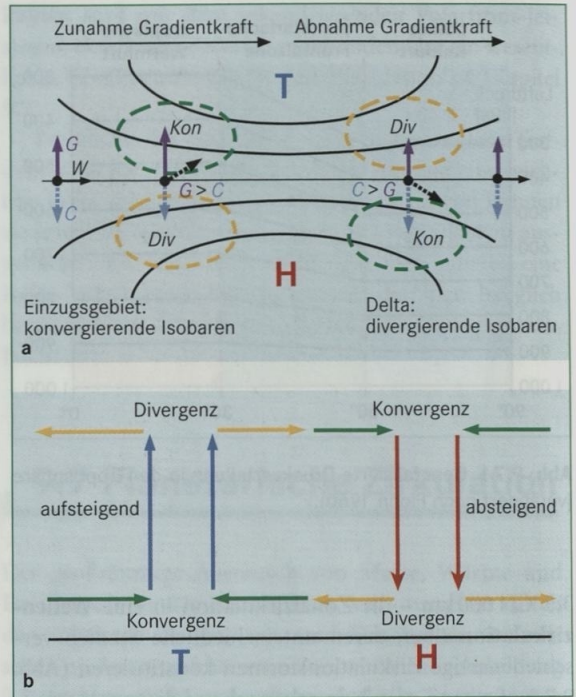


Abb. 9.7.4 a) Entstehung von Konvergenz- (*Kon*) und Divergenzgebieten (*Div*) im Höhenströmungsfeld eines Jetstreams bei variabler Gradientkraft und Windgeschwindigkeit (G = Gradientkraft, C = Corioliskraft, W = Windvektor. b) Zusammenhang von Massendivergenzen und -konvergenzen mit Bodenluftdruck und Vertikalbewegung (verändert nach Lauer & Bendix 2004).

winn (Konvergenz) auf der äquatorwärtsigen Seite führt. Mit welchen Konsequenzen diese Vergenzen der Höhenströmung verbunden sind, wird schematisch in der Abbildung 9.7.4b verdeutlicht: Divergenz in der Höhe bedeutet Luftdruckfall am Boden, das dynamisch erzeugte Tief erfährt dort konvergentes Einströmen und vertikal aufsteigende Luftbewegung. Konvergenz in der Höhe dagegen führt zu Luftdruckanstieg am Boden, das dynamisch erzeugte Hoch unterliegt dort divergentem Ausströmen und vertikal absteigender Luftbewegung. Dieser als **Ryd-Scherhag-Effekt** bezeichnete Prozess wird weiterhin überlagert von der Advektion relativer Vorticity, die je nach ihrem Vorzeichen die Bildung von Hochs und Tiefs verstärkt bzw. abschwächt. So entstehen gerade an der Vorderseite zyklonaler Höhentrüge mit positiver Vorticity-Advektion auf der polwärtsigen Seite des Jetstream-Deltas dynamische Tiefdruckgebiete, während auf der äquatorwärtsigen Seite bei negativer Vorticity dynamische Hochdruckgebiete generiert werden. Zusätzlich zu dieser breitendifferenzierten Entste-

hung scheren die Drucksysteme bei ihrer weiteren ostwärtigen Verlagerung noch etwas aus: Tiefdruckgebiete polwärts, Hochdruckgebiete äquatorwärts. Grund dafür ist der mit der geographischen Breite zunehmende Coriolisparameter, der an der polwärtigen Flanke der Drucksysteme etwas größer ist als an ihrer äquatorwärtigen. Da die Corioliskraft beim zyklonalen Umströmen von Tiefdruckgebieten nach außen, beim antizyklonalen Umströmen von Hochdruckgebieten aber nach innen gerichtet ist, resultiert ein leichtes Übergewicht in die genannten unterschiedlichen Richtungen. Als Folge häufen sich die dynamischen Tiefs in höheren Breiten an und bilden die **subpolare Tiefdruckrinne**, während sich die dynamischen Hochs in niedrigeren Breiten anhäufen und die **subtropische Hochdruckzone** bilden. Beide flankieren also gewissermaßen die außertropische Westwinddrift und grenzen sie zu benachbarten Zirkulationssystemen ab (polare und tropische Zirkulation), wobei aufgrund ihres zellulären Aufbaus jedoch vielfältige Austauschprozesse zwischen diesen Systemen stattfinden.

Da vor allem auf der Nordhemisphäre eine orographisch verankerte Anregung von Rossby-Wellen zu beobachten ist, gibt es überdies auch bevorzugte Regionen der Entstehung dynamischer Drucksysteme. Dies ist im Delta des Polarfront-Jetstreams stromabwärts der quasistationären Höhenträger im Lee von Rocky Mountains und zentralasiatischen Hochgebirgen, also in zentralen Teilen von Atlantik und Pazifik, der Fall. Die entsprechenden, häufig neu gebildeten oder regenerierten Drucksysteme sind als **Island-Tief** und **Azoren-Hoch** bzw. **Aläuten-Tief** und **Hawaii-Hoch** bekannt und werden als Aktionszentren des Luftdruckfelds bezeichnet.

An ihrer Rückseite existieren konvergierende Luftströmungen, die subpolare Kaltluft und subtropische Warmluft gegeneinanderführen und so erneute Frontogenese begünstigen, womit ein dynamischer Prozesskreislauf geschlossen wird.

Abschließend zu erwähnen bleiben räumliche und zeitliche Unterschiede in der Ausprägung der Westwinddrift. So ist sie auf der Südhalbkugel intensiver als im Norden, da das troposphärische Temperatur- und Druckgefälle (Abb. 9.7.1) von den Tropen zur inlanderseiten Antarktis größer ist als zum arktischen Polargebiet. Analog ist die Westdrift beider Hemisphären im jeweiligen Winter intensiver als im Sommer, da sich die meridionalen Gradienten entsprechend jahreszeitlich ändern. Damit ist auch eine Breitenverlagerung verbunden, bei der sich die winterlich intensivere Westdrift äquatorwärts ausdehnt.

Tropische Zirkulation

Der Einflussbereich der tropischen Zirkulation erstreckt sich über das weite Gebiet zwischen den subtropischen Hochdruckzonen beider Hemisphären, in dem zwangsläufig ein Bereich relativen Druckminimums ausgebildet sein muss, der stark generalisiert als **äquatoriale Tiefdruckrinne** bezeichnet wird. In der reibungsfreien höheren Troposphäre erwächst aus dieser äquatorwärts gerichteten Gradientkraft unter Berücksichtigung der unterschiedlichen Coriolisablenkung auf beiden Hemisphären ein zonaler Grundstrom von Osten nach Westen, der Anlass für die Sprechweise von der **tropi-**



Exkurs 9.7.1

Jetstreams

Jetstreams sind Starkwindfelder in der höheren Atmosphäre mit Geschwindigkeiten $> 30 \text{ m/s}$. Sie besitzen Dimensionen von 100 bis 500 km in der Breite, 1 bis 4 km in der Vertikalen und mehrere Tausend km in der Länge. Besonders wichtig ist der Polarfront-Jetstream, der sich den verschärften Druckgegensätzen im Bereich barokliner Zonen der planetarischen Frontalzone verdankt. Der subtropische Jetstream oberhalb der subtropischen Hochdruckzellen ist dagegen nicht an Fronten gebunden und geht primär auf die Erhaltung des Gesamtdrehimpulses G bei polwärtiger Massenverlagerung zurück:

$$G = m \cdot v \cdot R \cdot \cos\phi$$

mit Masse m , Windgeschwindigkeit v , Erdradius R und geographischer Breite ϕ . Wird mit zunehmender Breite der Radiusabstand $R \cdot \cos\phi$ zur Rotationsachse geringer, muss v entsprechend größer werden. In den Tropen wird zwischen Südostasien und Afrika im Nordsommer der *tropical easterly jet* (TEJ) ausgebildet, der sich dem verschärften Druckgefälle vom tibetanischen Höhenhoch in Richtung Äquator verdankt.

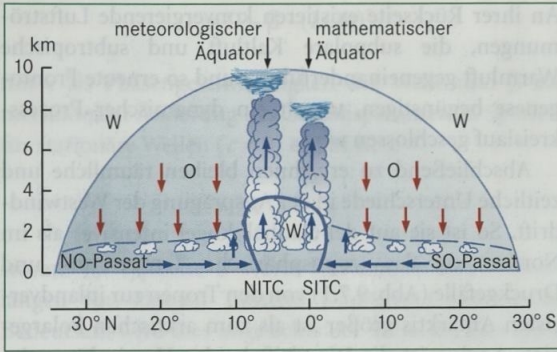


Abb. 9.7.5 Tropische Ostwindzone in kontinental geprägten Sektoren mit eingelagerter Westwindzone und zweigeteilter ITC (verändert nach Flohn 1960).

schen Ostwindzone ist. Unter Reibungseinfluss wird bodennah daraus der zum tieferen Druck hin abgelenkte geotriptische Wind, der hier die Bezeichnungen **NO-Passat** bzw. **SO-Passat** trägt. Entsprechend seiner Herkunft aus dem Einflussbereich der subtropischen Hochdruckzone ist er von einer dynamischen Absinkinversion (Passatinversion) begleitet, die abseits von gebirgsbedingtem Stau für niederschlagsfreie Verhältnisse sorgt. Allerdings steigt sie mit zunehmender Äquatorannäherung an, bis es im Bereich der **Innertropischen Konvergenzzone (ITC)** zu aufsteigender Luftbewegung und konvektiven Niederschlägen kommt.

Wie die Abbildung 9.7.5 zeigt, ist diese Konvergenz allerdings selten durch das unmittelbare Aufeinandertreffen der Passate beider Hemisphären bedingt, vielmehr findet sich in den kontinental geprägten Bereichen eine **Zone tropischer Westwinde** eingelagert, die mit einer Aufspaltung der ITC in einen nördlichen und einen südlichen Ast einhergeht. Dabei ist der auf der jeweiligen Sommerhalbkugel gelegene Ast der primäre (meteorologische Äquator), während der sekundäre in Nähe des mathematischen Äquators zu finden ist. Die Abbildung 9.7.6 zeigt die Ausdehnung der tropischen Westwindzone, wobei die nördlichen und südlichen Begrenzungen den Extremalpositionen des primären ITC-Astes entsprechen. Man erkennt zum einen, dass über großen Teilen des Pazifiks und Atlantiks diese Westwindzone gänzlich fehlt, während sie zum anderen in einem äquatornahen Streifen der übrigen Gebiete sogar ganzjährig ausgebildet ist. Hintergrund ist das monsunale Zirkulationssystem der Tropen, das nach Flohn (1960) nicht etwa als kontinental vergrößertes Land-See-Windsystem verstanden werden darf, sondern auf die jahreszeitliche Verlagerung der großräumigen Druck- und Windsysteme zurückzuführen ist. So bildet sich in den kontinental geprägten Bereichen im jeweili-

gen Hemisphärensommer aufgrund eines dominanten Druckgefälles zu den markanten, in Nähe des Zenitstands der Sonne gelegenen randtropischen Hitzetiefs nach geostrophischen Regeln die genannte tropische Westwindzone, in der unter Reibungseinfluss bodennah die nordhemisphärischen **SW-Monsune** bzw. südhemisphärischen **NW-Monsune** entstehen. An den Rändern dieser Zone ergeben sich Konvergenzonen mit den Passatströmungen der beiden Hemisphären, die die beiden oben erwähnten Äste der ITC bilden. Da die randtropischen Hitzetiefs jedoch vertikal nur geringmächtig sind, erreicht auch die tropische Westwindzone meist nur eine bescheidene Vertikalerstreckung von 1 bis 3 km. Lediglich im indischen Monsungebiet werden 5 bis 7 km erreicht; dies geht vor allem auf die großdimensionierte hochgelegene Heizfläche des Himalaya und des Hochlandes von Tibet zurück, wodurch die tropische Westwindzone in dieser Region auch ihre maximale polwärtige Ausdehnung entfaltet (Abb. 9.7.6). Gleichzeitig unterliegen die monsunalen SW-Winde an der Südflanke des Himalaya orographisch erzeugener Hebung, wodurch Spitzenwerte der latenten Energiefreisetzung erreicht werden und ein außergewöhnlich niederschlagsreiches Monsunregime entwickelt wird.

Immer aber ist bei der tropischen Monsunzirkulation auch die überlagernde Ostströmung zu berücksichtigen, in der sich entscheidende Prozesse für das monsunale Niederschlagsgeschehen abspielen. Dies umfasst beispielsweise Höhendivergenz- und Höhenkonvergenzgebiete, die fördernd bzw. hemmend auf die Konvektionsaktivität einwirken und analog zu Abbildung 9.7.4 in Beschleunigungs- wie Abbremsbereichen von Jetstreams aufgrund trägheitsbedingter ageostrophischer Massenverlagerungen entstehen. Prominentes Beispiel dafür ist der durch das sommerliche tibetanische Höhenhoch induzierte *tropical easterly jet* (TEJ), in dessen Einzugsbereich sich auf der polwärtigen Seite eine Höhendivergenz ausbildet, die mit dem asiatischen Monsuntrog der unteren Troposphäre in Zusammenhang steht und über Nordost-Indien sowie den östlich anschließenden Gebieten die Hauptzone der asiatischen Sommerniederschläge entstehen lässt. Im Delta des TEJ über Afrika kehren sich die Verhältnisse um, jetzt liegt die Höhendivergenz auf der äquatorwärtigen Seite mit dem Maximum monsunaler Niederschläge in deutlich südlicherer Lage als über Vorder- und Hinterindien, während die Höhenkonvergenz auf der polwärtigen Seite die Konvektionsaktivität im Umfeld der bodennahen ITC wirkungsvoll unterdrückt (ergiebige Niederschläge hier erst einige Hundert km weiter südlich).

Als weiteres Organisationsmoment tropischer Konvektionsaktivität sind östliche Wellenstörungen (*easterly waves*) von Bedeutung, die sich vor allem im unte-

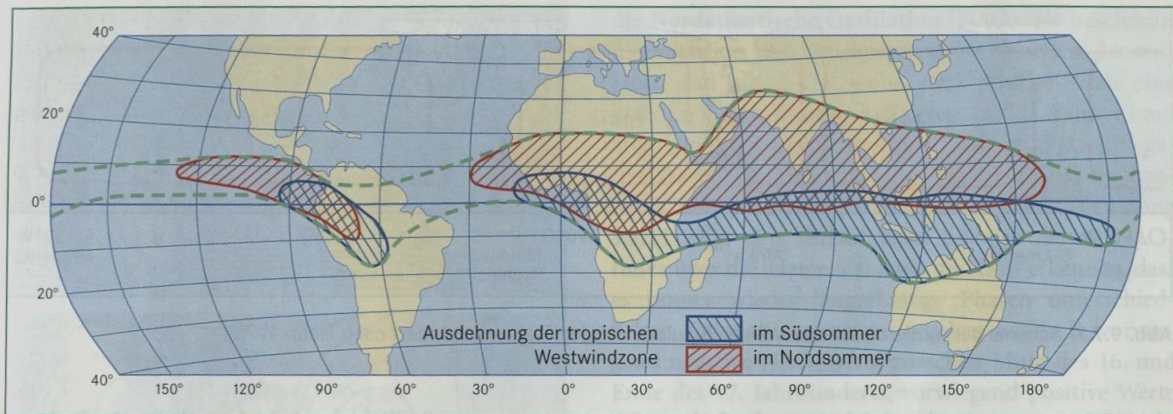


Abb. 9.7.6 Ausdehnung der tropischen Westwindzone (verändert nach Flohn 1971).

ren Teil der Troposphäre entwickeln und mit einem Großteil der tropischen Niederschläge in Zusammenhang stehen. Sie können sich beispielsweise bei vorübergehend verschärften Temperaturgradienten oder bei horizontalen wie vertikalen Windscherungen bilden. Riehl (1979) unterscheidet verschiedene Varianten nach dem Verhältnis von Windgeschwindigkeit und Phasengeschwindigkeit der Welle sowie nach dem vertikalen Aufbau (mit oder ohne eingelagerte monsunale Westströmung). Dementsprechend differiert auch die Lage des Hauptniederschlagsgebietes; bei der häufigsten Form liegt es – umgekehrt wie bei außertropischen Wellen – hinter der Trogachse, wo bei polwärtiger Strömungskomponente sowohl f als auch ζ größer werden (durch wachsende Breite bzw. zyklonale Krümmung) und die potenzielle Vorticity $(f + \zeta)/h$ nur dadurch erhalten werden kann, dass die Vertikalerstreckung h des transportierten Luftkörpers zunimmt, also eine Konvektionsbelebung eintritt. An der Vorderseite der *easterly wave* dagegen nehmen bei äquatorwärtiger Strömungskomponente f und ζ ab, kompensatorisch also auch h bei vorherrschender Absinktendenz. *Easterly waves* können sich zu geschlossenen Störungssystemen wie Monsoondepressionen oder tropischen Zyklonen weiterentwickeln.

Die gesamte Zone organisierter Konvektion, in der der Hauptteil der tropischen Niederschläge fällt, verlagert sich in den kontinental geprägten Bereichen der Tropen bei rund einmonatiger Verzögerung mit der sonnenstandsbedingten Breitenverschiebung der Zirkulationszellen und verursacht in den äquatorfernen Gebieten den charakteristischen Wechsel von monsunaler Regenzeit im Sommer und passatischer Trockenzeit im Winter; in den äquatornäheren Gebieten, die nicht mehr vom stabilen Passat erreicht werden und

lediglich Intensitätszyklen der Konvektionsaktivität durchlaufen, resultieren meist immerfeuchte Verhältnisse mit zweigipfligem Niederschlagsjahresgang. Über großen Teilen des Pazifiks und Atlantiks reicht dagegen die geringe jahreszeitliche ITC-Verschiebung nicht mehr aus, um überhaupt tropische Westwinde und eine monsunale Zirkulation zu erzeugen (Abb. 9.7.6). Der Konvektionsbereich in der äquatorialen Tiefdruckrinne ist aber dennoch häufig zweigeteilt, da über den zentralen und östlichen Teilen dieser Ozeane normalerweise kühle Auftriebswässer in Äquatornähe atmosphärische Absinkbewegungen induzieren (pazifische El-Niño-Ereignisse verändern dies allerdings wieder grundlegend).

Konzeptionelle wie pragmatische Erwägungen legen es nahe, die tropische Zirkulation in einen mittleren meridionalen und einen mittleren zonalen Bestandteil zu zerlegen. Ersterer wird als **Hadley-Zirkulation** bezeichnet und kann aus Abbildung 9.7.5 erschlossen werden: Ihr absteigender Ast findet sich im Bereich der subtropischen Hochdruckzellen, die Meridionalkomponente der bodennahen Passatwinde bildet den äquatorwärts gerichteten Ast, die hoch reichende Konvektion im ITC-Bereich den aufsteigenden Ast und die Meridionalkomponente der Höhenströmung oberhalb der tropischen Ostwindzone (hier handelt es sich um hochtroposphärische Ausläufer der Westwinddrift) den schwach ausgebildeten polwärtigen Ast.

Die zonale **Walker-Zirkulation** (Abb. 9.7.7) hat ihre aufsteigenden Äste im Bereich kontinentaler Wärmequellen, ihre absteigenden Äste im Bereich ozeanischer Kaltwassergebiete und unterschiedliche zonale Äste je nach Orientierung der betreffenden Walker-Zelle: So bildet über Afrika und im Indik die Zonalkomponente der Monsune den bodennahen Horizontalast, die östli-

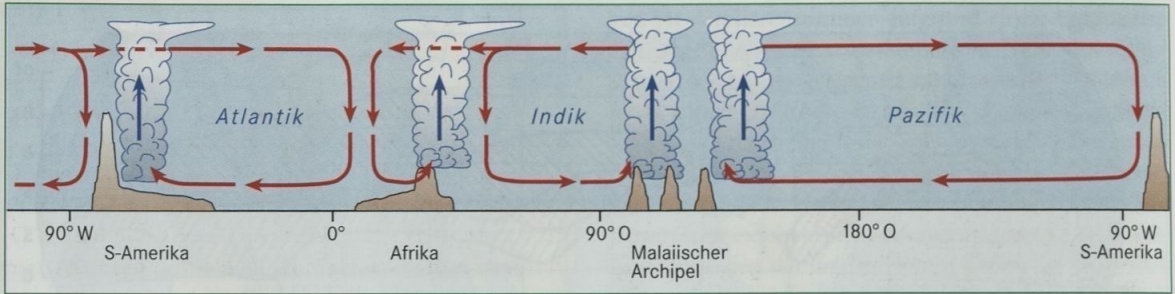


Abb. 9.7.7 Schema der mittleren zonalen Walker-Zirkulation in den Tropen (verändert nach Flohn 1975).

che Höhenströmung den hochtroposphärischen. Die entgegengerichteten Walker-Zellen des Pazifiks und Atlantiks werden vervollständigt von der Zonalkomponente der bodennahen Passate und von Ausläufern der Westwinddrift in der Höhe. Die in den Tropen häufig diagonal verlaufenden Strömungsäste der passatischen und monsonalen Windsysteme ergeben sich wieder aus der Überlagerung der meridionalen und zonalen Zirkulationszellen.

Planetarischer Überblick

Die Abbildung 9.7.8 erweitert das Zellenkonzept auf die gesamten Hemisphären, wobei hier nicht ganz zutreffend die Tropen nur durch die Hadley-Zelle repräsentiert werden. In den Mittelbreiten der planetarischen Frontalzone ist kaum eine vertikale Zirkulationszelle auszumachen, hier dominieren horizontale Wellen und Wirbel, die man zur **Ferrel-Zirkulation** zusammenfasst. Polwärts schließt sich noch eine flache **Polarzelle** an, bei der mit östlichen Komponenten Luft aus einem thermischen Polarhoch in Richtung dynamisches Subpolartief geführt wird. In Tropenpausenähe gehören noch die Jet-

streams im Bereich der Polarfront bzw. oberhalb der Subtropenhochs zu den konstituierenden Elementen des allgemeinen Zirkulationsmodells.

Außerdem zeigt die Abbildung 9.7.9 die mittlere Bodenluftdruckverteilung im Januar und Juli sowie die Lage der ITC und der wichtigsten thermischen und dynamischen Druckzentren. Man erkennt den zellulären Aufbau der Drucksysteme und den Einfluss der Land-See-Verteilung etwa auf den ITC-Verlauf oder die Ausbildung wichtiger thermischer Druckgebiete. Für Europa ist dabei das winterliche Kältehoch über Russland von besonderer Bedeutung, das gelegentlich seinen Einfluss weit nach Westen ausdehnen kann und dort dann für streng winterliche Verhältnisse sorgt.

Damit ist bereits angedeutet, dass bei der großskaligen Zirkulation nicht nur die mittleren Verhältnisse, sondern auch die zeitlichen Schwankungen bedeutsam sind. Man kann sie beispielsweise durch geeignete Druckindizes erfassen, die charakteristische Teilsysteme der planetarischen Zirkulation repräsentieren. Die Abbildung 9.7.10 zeigt einige der wichtigsten, wobei jeweils immer eine Fernkopplung (Telekonnection) zwischen weit entfernten Regionen wirksam ist. Die global bedeutsamste Zirkulationsschwankung liegt mit dem **ENSO-System** (*El Niño Southern Oscillation*) vor: In

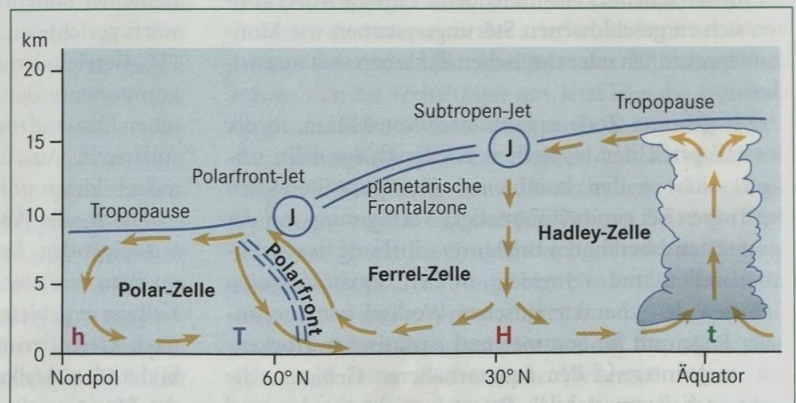


Abb. 9.7.8 Generalisiertes Modell der planetarischen Zirkulation (verändert nach www.hamburger-bildungsserver.de).

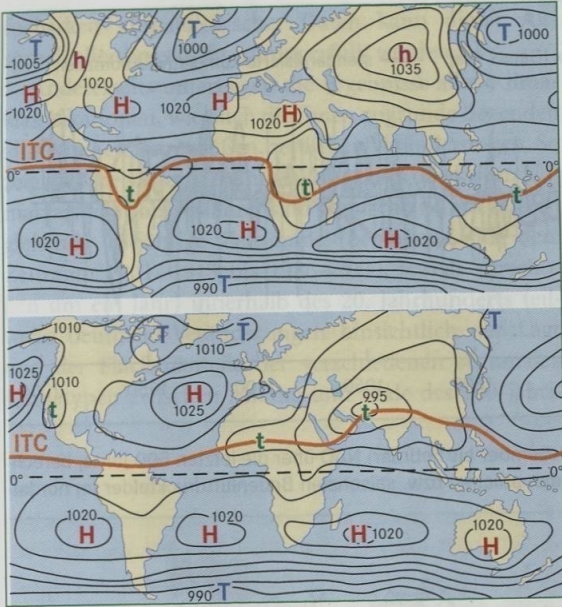


Abb. 9.7.9 Mittlere Bodenluftdruckverteilung im Januar (oben) und Juli (unten) sowie Lage der ITC und der wichtigsten thermischen (Kleinbuchstaben) und dynamischen (Großbuchstaben) Luftdruckzentren (verändert nach Malberg 2002, Weischet 2002).

unregelmäßigen Abständen kommt es im zentralen und östlichen Äquatorialpazifik zu anomal erhöhten Meeresoberflächentemperaturen (El-Niño-Ereignis), sodass sich das sonst über dem malaiischen Archipel positionierte Konvektionsgebiet über diese Meeresflächen verlagert, während jene Region Niederschlagsdefizite erlebt. Ein einfacher Zirkulationsindex, der diese Schwankung beschreibt, ist der *Southern-Oscillation-Index*. Er misst die Druckdifferenz zwischen Pazifik und Nordaustralien und indiziert bei stark negativen Werten ein El-Niño-Ereignis. Für Europa besonders wichtig ist

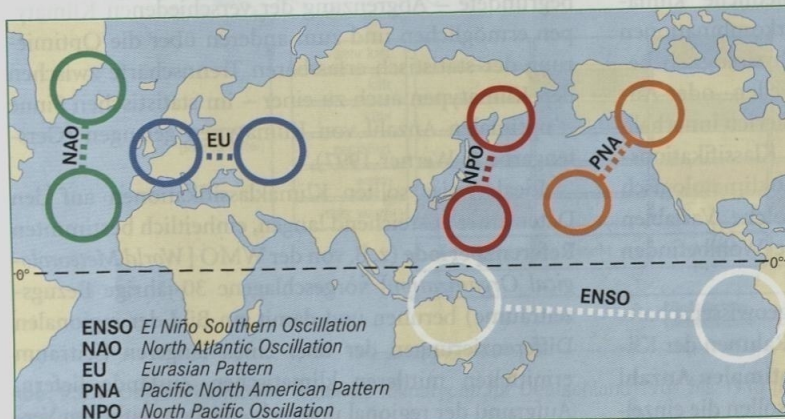


Abb. 9.7.10 Wichtige Zirkulationsschwankungen mit Darstellung ihrer ferngekoppelten Regionen (verändert nach Wanner et al. 2000).

die **Nordatlantische Oszillation (NAO)**. Sie beschreibt die Variation des Druckgegensatzes zwischen Azoren-Hoch und Island-Tief, wobei stark positive Werte eine kräftige Westströmung indizieren (milde Winter und kühle Sommer in Mitteleuropa!), während stark negative Werte eine abgeschwächte Westdrift oder nichtzonale Zirkulationsformen implizieren. Die Abbildung 9.7.11 zeigt den Verlauf eines rekonstruierten NAO-Index über die letzten 500 Jahre und lässt erkennen, dass es immer wieder längerfristige Phasen unterschiedlichen Zirkulationsgepräges gegeben hat (z. B. vorwiegend negative NAO-Werte zwischen Mitte des 16. und Ende des 17. Jahrhunderts, vorwiegend positive Werte etwa zwischen 1840 und 1930). Ein weiteres Einflussmoment in Europa ist durch das **Eurasian Pattern (EU)** gegeben, das über den Druckgegensatz zwischen Westeuropa und Südwestrussland die Variation der meridionalen Strömungskomponente darzustellen gestattet. Weltweit lassen sich einige Dutzend derartiger Zirkulationsschwankungen identifizieren, die den Komplexitätsgrad des Gesamtsystems unterstreichen.