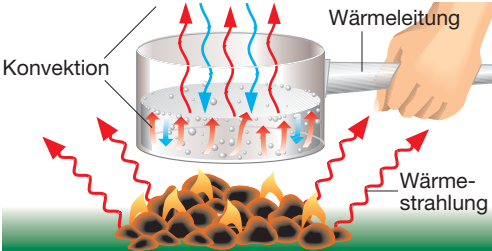


Klimasystem und Strahlungshaushalt der Atmosphäre

Das gesamte Klimasystem ist eine riesige Wärmekraftmaschine, die ihre Energie von der Sonne bezieht. Der Wärmtransport unterliegt drei wesentlichen Prinzipien (M 2.4): Wärmeleitung, Konvektion und Wärmestrahlung.



M 2.4 Experiment zum Wärmtransport

Formen des Wärmtransportes im System Erdkörper/Atmosphäre

Wärmeleitung ist der Transport von Wärmeenergie durch eine feste Masse mittels Molekularaktivität. Die Energie der Moleküle wird durch ihr Aufeinandertreffen weiter übertragen und fließt von der hohen zur niedrigeren Temperatur. Die Wärmeleitfähigkeit von Substanzen ist höchst unterschiedlich. Metall beispielsweise ist ein guter Wärmeleiter, Luft ein schlechter. Deshalb ist Wärmeleitung im Zusammenhang mit dem Wärmehaushalt der Erde nur relevant, wo die Luft direkt mit der Erdoberfläche in Berührung kommt. Klimatisch gesehen ist diese Form des Wärmtransportes von geringer Bedeutung. Im System Erde wird Wärme vor allem durch **Konvektion** übertragen. Konvektion ist der Wärmtransport bei Verlagerung von flüssigen oder gasförmigen Massen, in diesem Falle von Luft

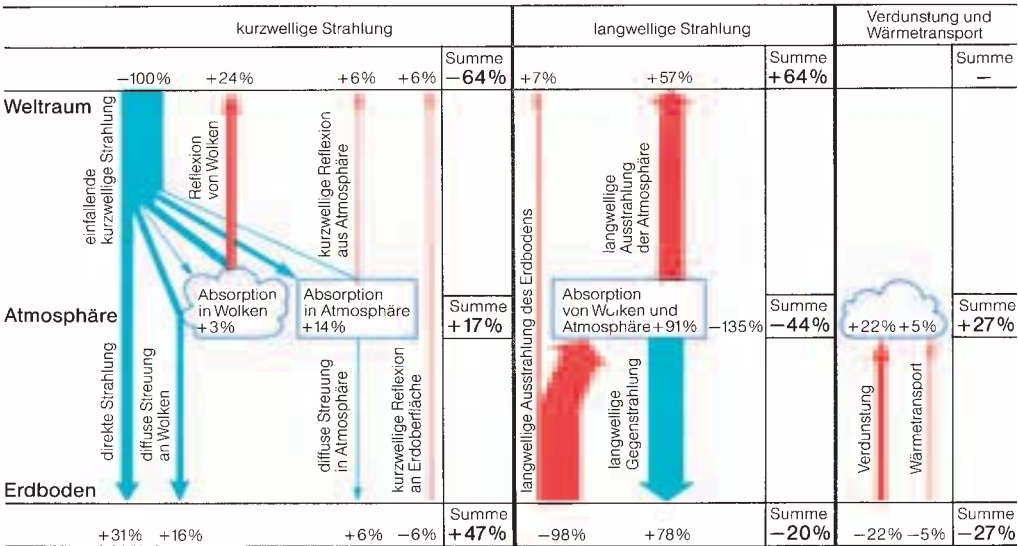
und Wasser. Dadurch wird die Wärme von den Regionen mit der höchsten Energiezufuhr durch die Sonne (Äquatorregion) zu den Polarregionen durch Konvektionszirkulation transportiert.

Wärmestrahlung ist der Transport von Wärmeenergie in Form elektromagnetischer Wellen. Sie ist für den Energietransfer von der Sonne zur Erde am bedeutendsten. Radiowellen sind die langwelligsten und Gammastrahlen die kurzwelligsten elektromagnetischen Wellen. Nur ein geringer Wellenlängenbereich ist für den Menschen sichtbar. Langwelligere Infrarotstrahlung kann der Mensch nicht sehen, aber als Wärme fühlen. Kurzwelligere ultraviolette Strahlen sind nicht sichtbar, aber man kann ihre Wirkung spüren, etwa beim Sonnenbrand. Je kürzer die Wellenlänge, desto energiereicher ist die Strahlung.

Der Strahlungshaushalt des Systems Erde/Atmosphäre (M 2.5)

Bereits im Zusammenhang mit dem Aufbau der Atmosphäre wurde deren das höhere Leben sichernde natürliche Treibhauswirkung erwähnt. Diese ist nur aus dem Zusammenhang von Solarstrahlung und Erdstrahlung im System Erde/Atmosphäre zu verstehen. Dazu müssen drei physikalische Grundtatsachen zur Wärmestrahlung erläutert und für die Erde angewandt werden:
1. Jeder Körper, ob fest, flüssig oder gasförmig, gibt elektromagnetische Strahlung ab.
2. Je heißer der strahlende Körper, desto kurzwelliger ist die abgegebene Strahlung: Ein sehr heißer Metallgegenstand z. B. glüht weiß (Glühlampe), d. h. er gibt vor allem sichtbare Strahlung (Licht) ab. Beim Abkühlen wird der Anteil der langwel-

ligen Strahlung immer größer, das Glühen verschiebt sich in den rötlichen Lichtbereich. Ist der Gegenstand so weit abgekühlt, dass er keine sichtbare Strahlung mehr abgibt, so kann man dennoch die Wärme fühlen (Infrarotstrahlung). Die Sonne mit ihrer Oberflächentemperatur von 5 500 °C gibt hunderttausendmal mehr Energie ab als die Erde (durchschnittlich 15 °C). Dies in Form von kurzwelliger Strahlung, vor allem im Wellenlängenbereich des sichtbaren Lichts (λ etwa 3,3 μm). Die an der Obergrenze der Erdatmosphäre gemessene Lichtenergie beträgt 1 368 W/m² (Solar-konstante). Sie wird jedoch wegen der geradlinigen Ausbreitung des Lichtes nicht auf der



M 2.5 Strahlungshaushalt der Atmosphäre

Nach H. Fortak: Meteorologie. Berlin: Reimer 1982, S. 21

Globale Jahresmittel der Energiebilanz in Prozent der einfallenden extraterrestrischen Strahlung.

Kugelgestalt der Erde, sondern nur auf deren Querschnittsfläche wirksam, und das nur auf der sonnenzugewandten Tagseite. So wird im Mittel nur ein Viertel (342 W/m²) der Solar-konstante auf die Erde übertragen (Wärmekonstante).

3. Die von einem Körper abgegebene Strahlung kann von anderen Körpern zurückgeworfen (reflektiert) oder aufgenommen (absorbiert) werden. Von den genannten 342 W/m² werden so durch Reflexion an der Erdoberfläche und in der Atmosphäre 31 % direkt in den Weltraum zurückgestrahlt (= planetare Albedo), nur 235 W/m² stehen für die Erwärmung der Atmosphäre, der Hydrosphäre und der Erdoberfläche zur Verfügung. Ein Fünftel davon wird von Wolken, Wasserdampf, Staub und Ozon in der Atmosphäre absorbiert und erwärmt die Atmosphäre direkt. Knapp 50 % erreichen die Erdoberfläche, werden dort absorbiert und in Wärmeenergie umgewandelt. Die festen und flüssigen Sphären der Erde sind ein nahezu perfekter Heizkörper, weil sie fast 100 % der Strahlung, die ihrer Temperatur entspricht, absorbieren und wieder abgeben. Gase hingegen absorbieren und reflektieren „selektiv“. So ist die Atmosphäre z.B. durchlässig für das relativ kurz-

wellige sichtbare Licht, aber nicht für langwellige Erdstrahlung. Die vom Erdboden ausgehende Wärmestrahlung wird größtenteils durch Spurengase, sog. Treibhausgas, absorbiert. Diese infolge der Absorption erwärmten Spurengase geben wiederum Wärmestrahlung nach allen Seiten ab. Der auf die Erde treffende Teil dieser Wärmestrahlung erhöht deren Oberflächentemperatur („Glashauswirkung der Atmosphäre“). Infolge der Erhöhung der Temperaturen von Boden und darüber lagerner Luft steigt dort zwar die Wärmeabstrahlung, die abgestrahlte Energie wird jedoch zum Teil von der Atmosphäre zurückgehalten. Durch die Wirkung der Treibhausgase stellt sich ein Strahlungsgleichgewicht auf höherem Niveau ein. Ein geringer Teil der Wärmestrahlung entweicht in den Weltraum. Zum anderen gibt die feste Erdoberfläche über das Aufsteigen warmer Luft in die untere Atmosphäre fühlbare Wärme ab, latente Wärme wird durch Wasserdampf in die Atmosphäre transportiert, indem durch Verdunstung von Wasser der Umgebung zunächst Energie entzogen wird, die dann bei der Kondensation in größerer Höhe wieder freigesetzt wird.

- 2.4 Skizzieren Sie die Luftzirkulationsverhältnisse in einem winterlichen, zentralbeheizten Raum mit einer Fensterfront und parallelisieren Sie diese mit dem Stoff- und Energietransport in der Atmosphäre.
- 2.5 Vergegenwärtigen Sie sich das Betreten eines Treibhauses im winterlichen Sonnenschein oder das Einsteigen in ein Auto im Hochsommer. Erläutern Sie die dortigen thermischen Vorgänge und vergleichen Sie diese mit denen in der Atmosphäre.

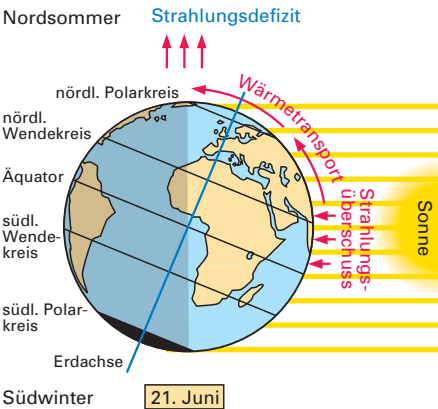
Das planetarische Klimasystem

Klimaelemente und Klimafaktoren

Der zu einem bestimmten Zeitpunkt an einem bestimmten Ort herrschende Zustand der Atmosphäre und dessen kurzfristige Veränderung wird als Wetter bezeichnet. Länger andauernde, sich jahreszeitlich wiederholende Wetterlagen nennt man Witterung. Der typische, sich über einen längeren Zeitraum erstreckende Witterungsablauf an einem Ort ist das Klima. Angaben zum Klima gehen immer von Beobachtungsdaten des Wetters aus. Gemessen werden dabei *Klimaelemente* wie Lufttemperatur, Luftdruck, Luftfeuchtigkeit, Wind, Bewölkung und Niederschlag. Dabei ist es wichtig, die Messungen mit den klimawirksamen Raumeigenschaften, den *Klimafaktoren*, zu korrelieren. Solche sind z.B. die Intensität der Sonneneinstrahlung, die Beschaffenheit der Erdoberfläche, Land-See-Verteilung oder sich verändernde geologische und biologische Gegebenheiten. Auf diese Weise entsteht ein Wirkungsgefüge, das zum besseren Verständnis in seinen einzelnen Elementen untersucht werden muss, es gleichermaßen jedoch erschwert, längere Vorhersagen sowohl zu Wetter- als auch Klimaveränderungen zu machen. Denn erst, wenn sich der Mittelwert und die Variabilität in ihren Extrema erkennbar verändern, spricht man von einer Klimaänderung.

Grundlagen der Luftzirkulation

Luft verbleibt nirgends statisch über der Erde. Sie fließt als Wind – beeinflusst von der Erdrotation – in großen Mustern, abhängig von der Sonneneinstrahlung entlang der geographischen Breiten und von den Jahreszeiten. Die eingestrahelte Sonnenenergie variiert abhängig von der Durchlässigkeit der Atmosphäre, dem Einstrahlungswinkel der Sonne und der lokalen Reflexion an einem bestimmten Ort. In Äquatornähe ist der Einstrahlungswinkel der Sonne steil, der Weg der Sonnenstrahlen durch die Atmosphäre kurz. Zu den Polen kehren sich diese Verhältnisse um. Daher empfängt eine Flächeneinheit in der Äquatorialregion relativ viel solare Energie, in den höheren Breiten weniger (M 2.7). Daraus ergibt sich eine Abfolge von unterschiedlich temperierten Klimazonen in der Erdatmosphäre, mit entsprechenden Luftdruckunterschieden (tropisches, subtropisches, gemäßigtes, kaltes und polares Klima). Diese werden durch Winde ausgeglichen, die der Erdrotation unterworfen sind. So entsteht das *atmosphärische Zirkulationssystem*, das im Mittel Luft und Energie von den Tropen in die höheren Breiten transportiert. Die Einstrahlungsunterschiede und die Wechselwirkung der atmosphärischen Klimafaktoren untereinander und mit anderen Subsystemen haben zur Folge, dass das Klima ein äußerst dynamisches, nichtlineares und chaotisches System ist.

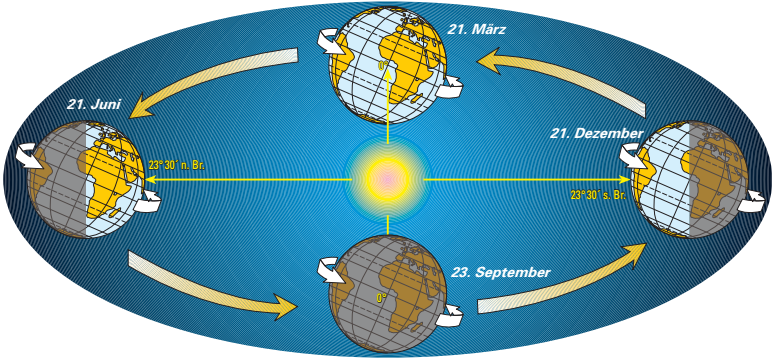
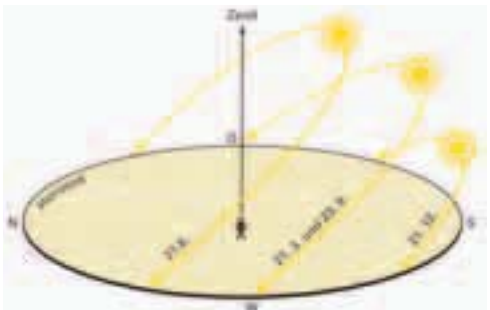


M 2.7 Sonneneinstrahlung und Jahreszeiten

Wärmestrahlung und Jahreszeiten

Auf der Nordhemisphäre ist die eintreffende Energiemenge der Sonnenstrahlung im Juni dreimal höher als im Dezember. Diese Differenz wird durch die Neigung der Rotationsachse der Erde von 23,5° verursacht. Auch die unterschiedlichen Jahreszeiten kommen hierdurch zustande. Durch die Rotation der Erde erleben wir das tägliche Auf- und Untergehen der Sonne. Die Neigungsrichtung der Erdachse ist relativ konstant und bewirkt, dass sich die nördliche Hemisphäre im Juni der Sonne zuwendet, im Winter jedoch wegneigt. Deshalb scheint die Sonne im Sommer höher am Himmel zu stehen als im Winter. Das bedeutet: längere, warme Tage im Sommer und kürzere, kalte im Winter (M 2.8). Auf der Südhemisphäre sind diese Verhältnisse um ein halbes Jahr zeitlich versetzt anzutreffen.

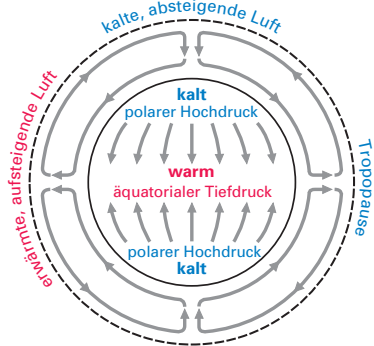
M 2.8 Sonnenhöhen in Deutschland und Tageslängen in verschiedenen Regionen der Erde



Wärmestrahlung und atmosphärische Zirkulation

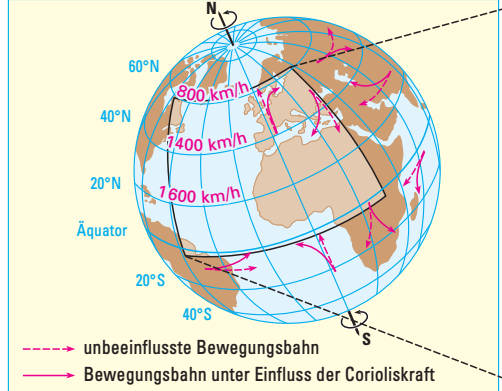
Die Intensität der Sonneneinstrahlung in der Nähe des Äquators hat wichtige Folgen für die Atmosphäre. Wir wissen, dass warme Luft aufsteigt, kühle Luft absinkt. Stellen wir uns die Luftzirkulation in einem Raum vor, an dessen Ende sich eine Heizung, ihr gegenüber ein kaltes Fenster befindet. Luft erwärmt sich, dehnt sich aus und wird leichter, steigt auf. Sie kühlt wieder ab, zieht sich zusammen, wird dichter und sinkt am kalten Fenster hinab. Dieser zirkulierende Luftstrom, ein *Konvektionsstrom*, wird durch die Temperaturunterschiede an beiden Enden des Raumes verursacht. Ein ähnlicher Prozess spielt sich auch über der Erdoberfläche ab. Die Oberflächentemperaturen sind über der Äquatorregion höher als über den Polen, Luft kann dort Wärme auf-

	Nordpol	Nordkap	Mittel-europa	Äquator	Pata-gonien	Kap Norvegia	Südpol
1. Jan.	■	■	■	■	■	■	■
1. Febr.	■	■	■	■	■	■	■
1. März	■	■	■	■	■	■	■
1. Apr.	■	■	■	■	■	■	■
1. Mai	■	■	■	■	■	■	■
1. Juni	■	■	■	■	■	■	■
1. Juli	■	■	■	■	■	■	■
1. Aug.	■	■	■	■	■	■	■
1. Sept.	■	■	■	■	■	■	■
1. Okt.	■	■	■	■	■	■	■
1. Nov.	■	■	■	■	■	■	■
1. Dez.	■	■	■	■	■	■	■



M 2.9
Vereinfachtes (Einzellen-) Modell der atmosphärischen Zirkulation

nehmen, wo es warm ist. Da Luft sich frei über der Erdoberfläche bewegen kann, wäre es logisch zu vermuten, dass sich eine große Konvektionszelle über der Erdoberfläche bilden könnte, die vom Äquator bis zum Pol und zurück reicht, ähnlich wie im Beispiel des beheizten Raumes. Die globale Zirkulation der Luftmassen ist jedoch nicht allein von der unterschiedlichen Einstrahlung, sondern auch von der Erdrotation abhängig.



Atmosphärische Zirkulation und Corioliseffekt

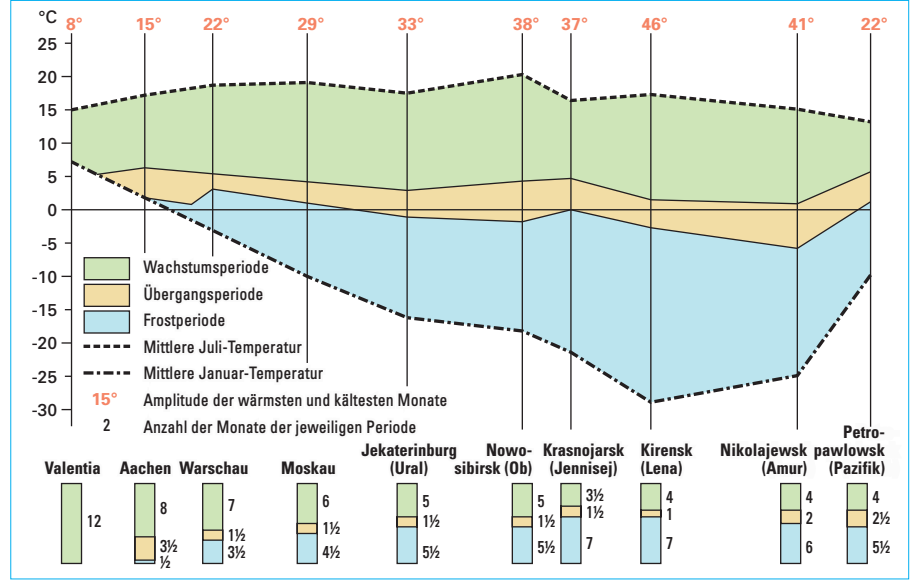
Die Rotation der Erde in östliche Richtung lenkt die sich bewegenden Luft- und Wassermassen (sowie alle sich bewegenden Objekte, die eine Masse besitzen) von ihrem ursprünglichen Kurs ab. Ein Flugzeug z. B., das ohne Kurskorrekturen von Stockholm nach Lagos, Nigeria, fliegt, würde 4 800 km nach Westen abgedriftet in Südamerika landen (M 2.10). Da die Rotationsgeschwindigkeit der Erde bedingt durch die unterschiedlichen Radien in verschiedenen Breiten unterschiedlich groß ist, erfolgt auch die Beschleunigung der Luftsysteme unterschiedlich intensiv. Ein Wind, der auf der Nordhalbkugel nach Norden weht, scheint eine positive Beschleunigung zu erfahren, weil er in einen Bereich geringerer Rotationsgeschwindigkeit strömt, er wird nach rechts abgelenkt. Umgekehrt ist ein nach Süden strömender Wind, wie z. B. der Nordostpassat, auf dem Weg in den Bereich höherer Rotationsgeschwindigkeit langsamer und wird ebenfalls nach rechts abgelenkt. Umgekehrt verhält es sich auf der Südhalbkugel (Linksablenkung).

M 2.10 Die Corioliskraft und ihre Auswirkungen



Klimaelement Lufttemperatur

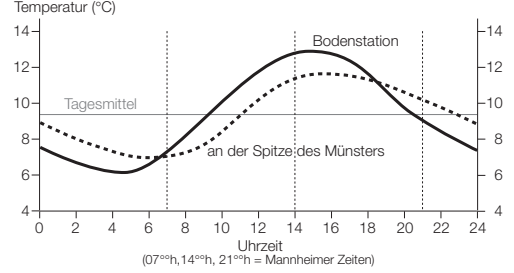
Die Lufttemperatur ist eines der wichtigsten Klimaelemente des Klimasystems. Abhängig von der Temperatur der Erdoberfläche, schwankt sie im Tages- und Jahresverlauf entsprechend der an einem bestimmten Ort der Erdoberfläche absorbierten solaren Strahlung. Sie wird dabei bestimmt durch die Intensität der Einstrahlung, die Einstrahlungsdauer und die Oberflächeneigenschaften. Ein wolkenloser Tag zeigt jedoch, dass neben diesen Komponenten auch die Merkmale des Wärmehaushaltes entscheidend sind. So tritt ein Verzögerungseffekt ein, der die Temperaturen erst nach Sonnenaufgang steigen lässt, das Maximum wird nicht mittags sondern erst am frühen Nachmittag erreicht, weil die Luft erst allmählich durch den Wärmetransport erwärmt wird (M 2.11). Auch der Jahresgang der Lufttemperaturen hängt vom Wärmehaushalt ab. In der Nähe des Meeres oder großer Seen wird ein großer Teil der eingestrahnten Energie für die Verdunstung verbraucht, die Erwärmung der Luft ist daher nicht so extrem wie



M 2.12 Veränderung der Lufttemperaturverhältnisse in Eurasien nach Osten

Nach Eduard Müller-Temme aus A. Kreuz/N. v. d. Ruhren: Fundamente Kursthemen USA/Russland, S. 102. Gotha: Perthes 2002

mitten auf einer Landmasse. Geringere Jahreschwankungen bei ozeanischem Klima und größere beim kontinentalen Klima sind die Folge (M 2.12, M 2.13).

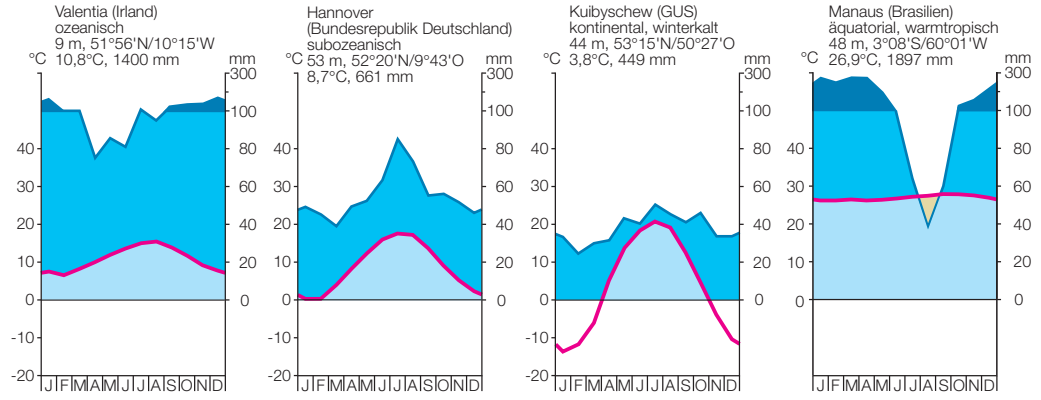


2.6 Von welchen Klimafaktoren sind Zustrahlungsdauer und -intensität abhängig? Nennen Sie Beispiele.

2.7 Am Äquator spielen Expositionsunterschiede keine Rolle. Warum nicht?

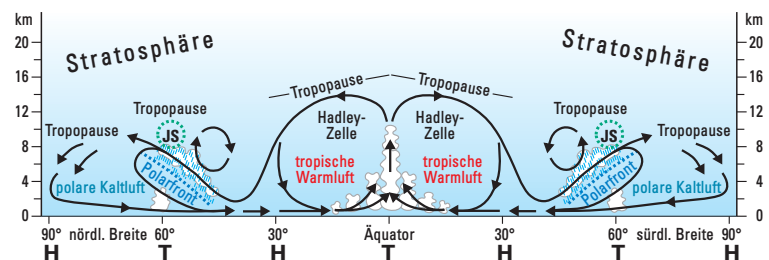
2.8 Erklären Sie, warum in den Mittelbreiten der wärmste Monat der August ist und nicht der Juni.

M 2.11 Mittlerer Tagesgang der Lufttemperatur in Strasbourg Nach W. Lauer: Klimatologie. Das Geographische Seminar. Braunschweig: Westermann 1993, S. 42



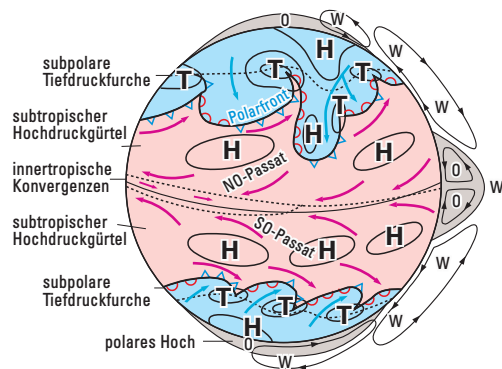
M 2.13 Klimadiagramme ausgewählter Klimazonen (vgl. auch die Klimadiagramme in M 6.26 auf S. 169)

Grundzüge der planetarischen Zirkulation



M 2.14 Schema der planetarischen Luftdruck- und Windgürtel – Schnitt durch die Atmosphäre und Kugeldarstellung der meridionalen und vertikalen Luftströmungen in 0–2 km Höhe

JS = Jetstreams



- Zone mit Ostwind im Querschnitt
- kalte Luft mit kalten Winden
- warme Luft mit warmen Winden
- Konvergenzen
- Fronten

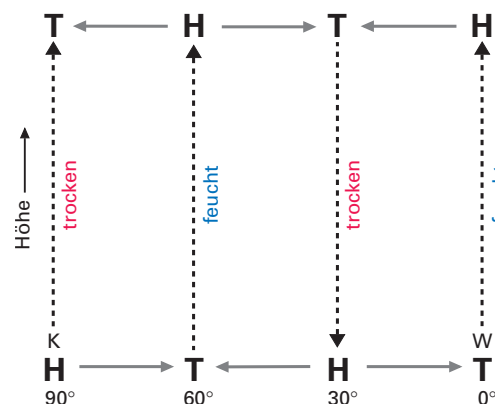
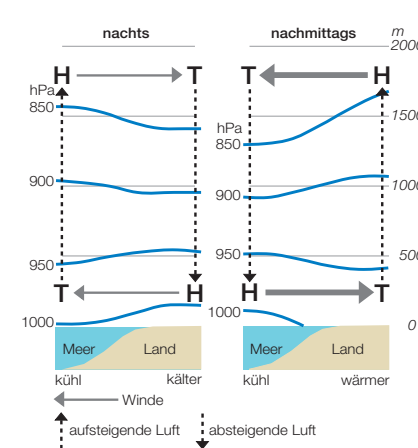
Von zentraler Bedeutung bei der Betrachtung der Luftbewegungen ist die *planetarische oder allgemeine Zirkulation in der Atmosphäre*. Würde sich unsere Erde nicht um sich selbst drehen, gäbe es die in M 2.9 dargestellten Zirkulationsverhältnisse: in den Polargebieten (Strahlungsdefizit, Kaltluft) ein thermisches Hoch (Strahlungsüberschuss), in den Tropen die äquatoriale Tiefdruckrinne. Der Kreislauf wäre in Form eines Einzellenmodells geschlossen, wie wir es im kleinen Maßstab auch von der Land-See-Zirkulation her kennen (M 2.15).

Der Realität näher kommen jedoch die Vorstellungen von dynamischen Luftdruckzellen (M 2.16) und einem Dreizellenmodell (M 2.17): Aufgrund der starken Sonneneinstrahlung erwärmt sich die Luft in Äquatornähe am stärksten, steigt auf, wobei sie sich abkühlt und strömt, weil sie wegen der nachsteigenden Luft nicht absinken kann, in der Höhe nach Norden und Süden weg. Beiderseits der aufsteigenden äquatorialen Luftmassen sinkt sie unter Erwärmung ab und bildet am Boden durch

das Absinken Hochdruckgebiete, von wo aus die Luft wieder in die äquatorialen bodennahen Wärmetiefs zurückfließt (*Passatkreislauf*). Beim Aufsteigen der Luftmassen bilden sich bei ausreichendem Wasserdampfgehalt und Kontinuität Wolken mit Niederschlag, beim Absinken lösen sich dagegen die Wolken auf und es herrscht Trockenheit. So lässt sich der planetarischen Zirkulation eine typische Konstellation von Temperatur- und Niederschlagsregimen zuordnen, die in Klimaklassifikationen ihren Ausdruck findet und sich letztendlich in Vegetationszonen und landwirtschaftlichen Nutzungsmöglichkeiten widerspiegelt.

Als richtig erwiesen hat sich aufgrund von Beobachtungen für die Dreizellen-Hypothese die Hadley-Zelle mit ihren beständigen Passatwinden in Bodennähe (M 2.14). In der höheren Atmosphäre und in den anschließenden Windzellen aber sind die Vorstellungen dieser Hypothese zu korrigieren. Ein Problem ist, dass in Wirklichkeit über bodennahen dynamischen Tiefs/Hochs (im Gegensatz zu thermischen) keine kompensatorischen Hoch- und Tiefdruckgebiete auftreten (M 2.16). Die subtropische Hochdruckzone, die sich in einzelne Zellen aufspaltet (M 2.14) ist über die Tropopause hinaus bis in die Stratosphäre nachweisbar, ebenso wie die Tiefdruckgebiete der gemäßigten Breiten (z. B. Islandtief). Zwischen diesen Zonen hochreichender Hoch- und Tiefdruckgebiete bildet sich eine entsprechend hochreichende Westwindzone aus. Wesentlichen Einfluss auf die Ausbildung dieser Gürtel hat hier die Ausprägung der Tropopause, deren Mächtigkeit vom Pol bis zum (thermischen) Äquator (*Innertropische Konvergenz, ITC*) ansteigt. Wegen des starken Druckgefälles bilden sich in diesen Bereichen horizontale Starkwindfelder aus, die Strahlströme oder Jetstreams

M 2.15 Das Land-Seewind-System (Einzellenmodell)



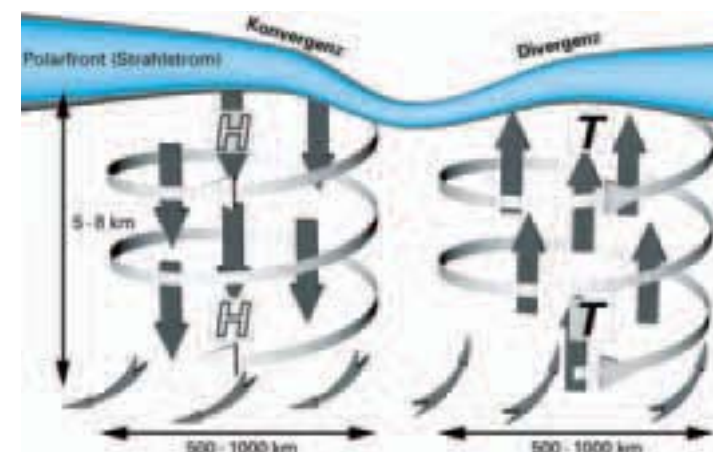
M 2.17 Dreizellenmodell der atmosphärischen Zirkulation (vgl. M 2.15)

(M 2.14). Einer dieser Jetstreams entsteht in der sog. Polarfront. In dieser Polarfront finden wir eine besonders deutliche Grenzzone zwischen subpolarer/polarer Kaltluft und subtropischer/tropischer Warmluft, die zugleich die Entstehungszone der wandernden Tiefdruckgebiete der Westwindzone ist.

Die Polarfrontzyklonen sind horizontale Wirbel, die durch Verwirbelung für den meridionalen Luftmassenaustausch (Nordhemisphäre: Kaltlufttransport südwärts, Warmlufttransport nordwärts) sorgen, wobei sich relativ scharfe und sehr wetterwirksame Fronten (Warmfront und Kaltfront) ausbilden, wie sie uns von der Wetterkarte her bekannt sind. Es ist typisch, dass diese

M 2.16

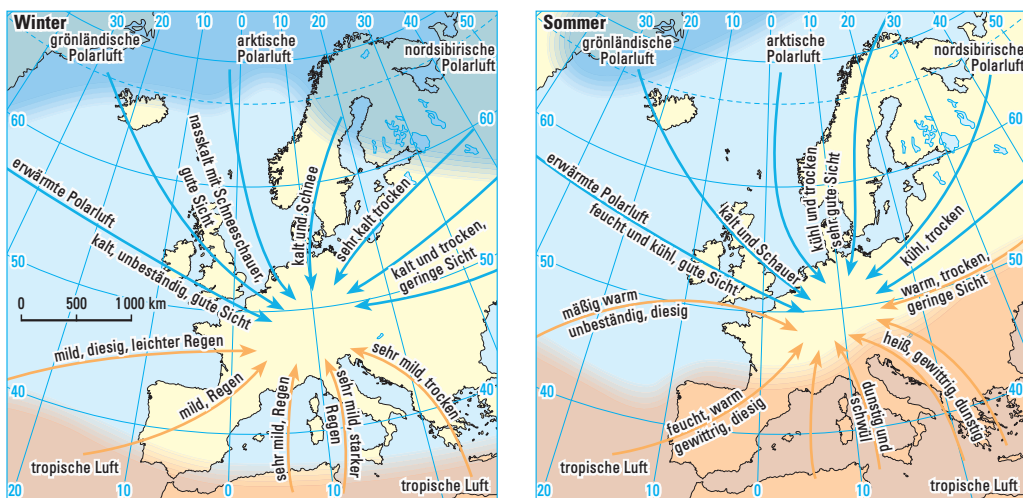
Entstehung von dynamischen Hoch- und Tiefdruckzellen



Polarfront mäanderförmig um die Erde herumläuft, entsprechend auch der hochtroposphärische Polarfront-Jet. Die Polarfrontzyklonen sind somit dynamische Druckgebilde, mit der Besonderheit, dass sie unterschiedlich temperierte Luftmassen enthalten und sich mit der allgemeinen (d. h. in der Troposphäre vorherrschenden) Luftströmung verlagern. Wir haben es daher nicht mehr allein mit Luftmassentransport in Form vertikaler Zirkulationsräder zu tun, wie sie das Schema der Dreizellenhypothese vorsieht, sondern auch mit horizontalen (advektiven) Verwirbelungen.

Damit wird klar, dass die gemäßigte Klimazone nicht ein Bereich beständig gemäßigter Luftmassen, sondern eine Interaktionszone zwischen wärmerer (südlich der Polarfront) und kälterer Luft (nördlich der Polarzone, jeweils Nordhalbkugel) ist. Eine bestimmte Region dieser Zone kann demnach mitten in dieser Zone liegen, d. h. von Polarfrontzyklonen mit ihren Wetterfronten beeinflusst werden, oder auch relativ weit nördlich (Kaltluft) bzw. südlich (Warmluft) der Polarfront. Die sich ständig verändernden Mäander der Polarfront bewirken die charakteristische große Variabilität der gemäßigten Klimazone.

2.9 Erläutern Sie die Grundzüge der planetarischen Zirkulation am Beispiel der Drei-Zellen-Theorie.
2.10 Erklären Sie die hohe Variabilität der Winde in den gemäßigten Klimazonen.



M 2.18 Typische Luftströmungen über Mitteleuropa

Nach B. Wiedersich: *Das Wetter: Entstehung, Entwicklung, Vorhersage*. Stuttgart: Enke 1996, S. 38

Zirkulation der Luftmassen über Mitteleuropa

Mitteleuropa steht das ganze Jahr über unter dem wechselnden Einfluss verschiedener Luftströmungen, die sich je nach ihrer Herkunft in Temperatur und Luftfeuchtigkeit unterscheiden (M 2.18). Die Temperaturen werden weniger durch die *solare Strahlungsbilanz* bestimmt als durch „Luftmassenimporte“. Im Durchschnitt ändert sich die Wetterlage alle vier bis fünf Tage. Entsprechend der Lage und der Richtung der Jetstreams herrschen am häufigsten *Westwindlagen* mit atlantischen *Tiefdruckgebieten* (Zyklonen – M 2.19 bis 2.21). Diese bilden sich beim Aufeinandertreffen von polarer Kaltluft und subtropischer Warmluft in der „*Planetarischen Frontalzone*“, in der die verschieden temperierten Luftmassen aneinander vorbeigleiten und dann verwirbeln.

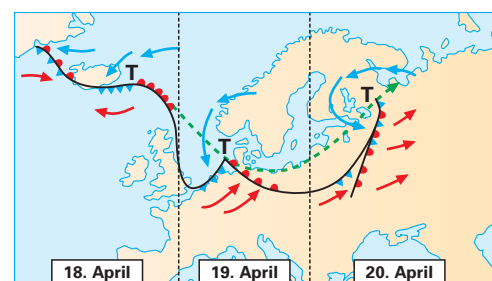
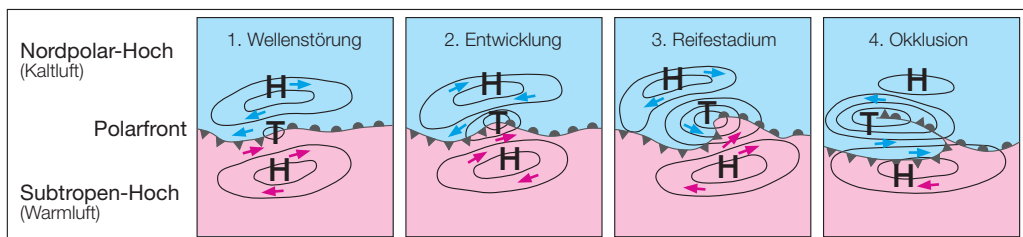
In bestimmten Regionen, z. B. im Nordatlantik zwischen Neufundland und Island, kann es durch

instabile Luftströmungen zur Bildung von zunächst kleinen Wirbeln kommen, die sich auf ihrem weiteren Weg zu ausgedehnten Strömungswirbeln entwickeln.

An der Luftmassengrenze der Warmluft gegen die vorgelagerte kalte Luft bildet sich die *Warmfront*, an der Grenze der Kaltluft gegen die vorgelagerte Warmluft die *Kaltfront* (M 2.19 und 2.20).

Beim Vordringen der Warmfront schiebt sich die leichtere Warmluft keilförmig über die schwere Kaltluft (M 2.21). An der Aufgleitfront kühlt sich die feuchtigkeitsbeladene Warmluft ab. Hohe Cirren (Federwolken) und später im mittleren Niveau gelegene Schichtwolken (Stratuswolken) kündigen das Herannahen einer Warmfront an. Die nachfolgenden tiefhängenden Nimbostratuswolken bringen erst Niesel- und später Landregen. Sobald die Warmfront am Boden durchgezogen

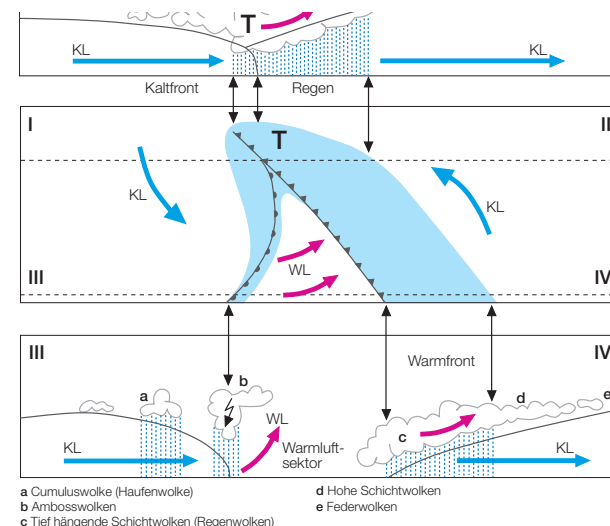
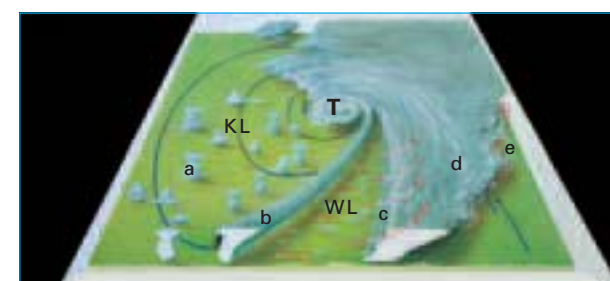
M 2.19 Entwicklungsstadien einer Polarfrontzyklone



M 2.20 Idealschema der Entwicklung einer Zyklone über Europa

ist, lösen sich die Wolken auf. Aber das „schöne“ Wetter hält nicht lange an, denn die vordringende Kaltluft an der Kaltfront schiebt sich aufgrund ihrer höheren Dichte unter die Warmluft und treibt sie in die Höhe. Mächtige Haufenwolken (Cumulus / Cumulonimbus) sind die Folge, es kommt bei böigen Windstößen zu kräftigen Regenschauern oder Gewitterregen. Je größer der Temperaturgegensatz zwischen den Luftmassen, um so kräftiger ist die Ausprägung dieser Fronten. So kann die Kaltfront als ausgedehnte Gewitterfront auftreten. Wenn die Kaltfront die gesamte warme Luft von der Erdoberfläche abgehoben hat, ist die Okklusion (Zusammentreffen von Warm- und Kaltfront) erreicht. Diese leitet die Auffüllung des Tiefs ein, die Zyklone verliert an Eigendynamik.

Die klimatischen Verhältnisse in Mitteleuropa werden in besonderem Maße durch die Westwinde und die Lage an der Westseite des eurasiatischen Großkontinents geprägt. Dadurch stehen sie unter Einfluss der feuchten, im Winter erwärmenden, im Sommer kühlenden Westwinde vom Atlantik. Dabei ist die Lage des planetarischen Zirkulationssystems entscheidend für die genaue Lage der das europäische Wetter bestimmenden Luftmassen. In der Westwindzone in besonderem Maße, aber auch in anderen Klimazonen, hat die Verteilung von Land und Wasser große Bedeutung. Wasser erwärmt sich wegen seiner größeren Wärmekapazität langsamer als das Land und kühlt



M 2.21 Zyklone mit Wetterablauf im Reifestadium

H.-U. Bender u.a.: *Landschaftszonen und Raumanalyse*. Stuttgart: Klett 1986, S. 17

sich langsamer ab. Orte am Meer weisen daher geringe Temperaturschwankungen zwischen Tag und Nacht sowie Sommer und Winter auf. Man spricht vom ozeanischen Temperaturgang (*maritimes Klima*). Im Inneren der Kontinente herrschen dagegen große Tages- und Jahresschwankungen. Hier sind Bewölkung und Wasserdampfgehalt der Atmosphäre gering, was starke Ein- als auch Ausstrahlung ermöglicht (*kontinentales Klima*).

2.11 Informieren Sie sich über die aktuelle Wetterlage in Mitteleuropa (z.B. unter www.dwd.de, www.dkrz.de, www.wetter.de) und analysieren Sie Ihre Materialien unter Einbeziehung von M 2.18.
2.12 Erklären Sie weitere typische mitteleuropäische Wetterlagen unter Zuhilfenahme der planetarischen Zirkulation der Luftmassen.