minærva

GL 3

SKRIPT

Prozesse in der Atmosphäre

Erklärskript

Die Aufgaben 94–141 zu diesem Skript stehen im Aufgabenskript, die Lösungen im Lösungsskript. Verweise auf Aufgaben sind Links.

Geographie – Leistungsfach Kursstufe

Pirmin Gohn

Nutzungshinweis: Dieses Skript darf nur im Rahmen des Unterrichts verwendet werden; insbesondere ist die eigenständige Weitergabe untersagt.

Skriptreihe GL · Geographie-Leistungsfach

GL1	GL2	GL3	GL4	GL5	GL6	GL7	GL-K
Endogene Prozesse	Landschaften	Atmosphäre	Wasser, Böden	Klimawandel	Bevölkerung, Stadt	Disparitäten	Kompakt

Lernen mit minærva

Dieses Skript ist ein Teil von minærva. Alles gehört zusammen: Jedes Thema führt von der Erklärung zum Üben, zum Ausprobieren und ins große Bild.

minaerva.de

Skripte Verstehen
Der Stoff zum Nachlesen: Erklärungen, Herleitungen, Beispiele und typische Fehler.
minaerva.de

noctua Üben
Fragen zu jedem Abschnitt, mit sofortiger Rückmeldung.
noctua.minaerva.de

fabrica Ausprobieren
Versuche und Anschauungen zum Selbermessen und Anfassen, ohne Konto, auch auf dem iPad.
fabrica.minaerva.de

tela Vernetzen
Das Wissensnetz: worauf ein Thema aufbaut und wohin es führt.
tela.minaerva.de

So greifen die Skripte ineinander

Erklärskripte	Geographie-Leistungsfach: sieben Themenskripte GL1–GL7 mit dem Stoff, aber ohne Aufgaben. Unter jeder Abschnittsüberschrift steht, zu welcher Teilkompetenz des Bildungsplans er gehört und ob er zum Schwerpunkt der schriftlichen Abiturprüfung zählt.
Aufgabenskript	Ein gemeinsames Aufgabenskript für alle Themen. Die Erklärskripte verweisen darauf; jede Aufgaben-, Abbildungs- und Tabellennummer gibt es in der Reihe nur einmal.
Lösungsskript	Die Lösungen zu allen Aufgaben, mit denselben Nummern.
Kompakt	GL-K: alle Fachbegriffe, Modelle und wichtigen Abbildungen auf wenigen Seiten, zum schnellen Wiederholen.

Am Ende vieler Abschnitte stehen Links zur passenden Übung, zum Versuch und ins Wissensnetz. In der PDF-Datei lassen sie sich direkt antippen.

Inhaltsverzeichnis

Worum es geht 5
1 Wetter, Klima und Wolkenbildung 6
1.1 Die Atmosphäre als Bühne 6
1.2 Wetter, Witterung und Klima 6
1.3 Wetterelemente und Wetterfaktoren 6
1.4 Klima auf verschiedenen Maßstabsebenen 6
1.5 Klimadiagramme nach Walter/Lieth lesen 7
1.6 Luftfeuchte und Kondensation 8
1.7 Adiabatische Temperaturänderung 8
1.8 Wie Luft gehoben wird 9
1.9 Wolkentypen 9
1.10 Wie Niederschlag entsteht 10
2 Luftdruck, Wind und lokale Windsysteme 12
2.1 Luftdruck und Isobaren 12
2.2 Thermische Druckgebilde 12
2.3 Was den Wind antreibt und ablenkt 12
2.4 Windsysteme in verschiedenen Größenordnungen 13
2.5 Das Land-Seewind-System 13
2.6 Föhn 13
3 Zyklonen, Fronten und Wetterkarten 15
3.1 Luftmassen und Polarfront 15
3.2 Wellen in der Höhenströmung 15
3.3 Dynamische Hochs und Tiefs 15
3.4 Fronten und Lebenslauf einer Zyklone 16
3.5 Bodenwetterkarte, Höhenwetterkarte und Satellitenbild 17
3.6 Wetterlagen in Mitteleuropa 18
3.7 Eine Wetterprognose erstellen 18
4 Strahlung und Energiehaushalt 20
4.1 Solare Einstrahlung 20
4.2 Albedo 20
4.3 Die Strahlungsbilanz der Erde 21
4.4 Überschuss in den Tropen, Defizit an den Polen 22
4.5 Tageszeitenklima und Jahreszeitenklima 22
5 Globale Zirkulation und Monsun 24
5.1 Das Dreizellenmodell 24
5.2 Der Jetstream 25
5.3 Die Wanderung der Zirkulationsgürtel 25
5.4 Monsun 26
6 Vielfalt der Klimate: Land, Meer und Relief 28
6.1 Kontinentalität und Maritimität 28
6.2 Meeresströmungen 29
6.3 Gebirgsklima 29
7 Klimaklassifikation 30
7.1 Genetisch oder effektiv? 30
7.2 Die Klassifikation nach Köppen und Geiger 30
7.3 Die Klassifikation nach Troll und Paffen 31
8 Schwingende Systeme: ENSO und NAO 32
8.1 El Niño und die Southern Oscillation (ENSO) 32
8.2 Die Nordatlantische Oszillation (NAO) 33
9 Lebensraum Hochgebirge 35
9.1 Was ein Hochgebirge ausmacht 35
9.2 Klimaelemente in der Höhe 35

9.3 Windsysteme im Hochgebirge ... 36
9.4 Höhenstufen ... 36
9.5 Baumgrenze und Schneegrenze ... 38
9.6 Hochgebirge im Klimawandel ... 38
10 Lebensraum Wüste ... 39
10.1 Merkmale des Wüstenklimas ... 39
10.2 Wendekreiswüsten ... 39
10.3 Küstenwüsten ... 39
10.4 Binnenwüsten ... 40
10.5 Leben in der Wüste ... 40

Worum es geht

Am Morgen liegt über dem Rheintal zäher Hochnebel, auf dem Feldberg scheint die Sonne bei klarer Fernsicht bis zu den Alpen. Zwei Tage später zieht eine Kaltfront mit Sturmböen und Gewittern durch, und am Alpennordrand steigen die Temperaturen bei Föhn mitten im November auf über 20 °C. Solche Ereignisse wirken zufällig. Sie folgen aber wenigen physikalischen Grundsätzen: Die Sonne erwärmt die Erde ungleichmäßig, warme Luft steigt auf und kühlt dabei ab, Druckunterschiede setzen Luft in Bewegung, und die Erddrehung lenkt diese Bewegung ab.

Dieses Skript geht den Weg vom Kleinen ins Große. Es beginnt mit dem Wetter an einem Ort: mit Luftfeuchte, Wolken, Luftdruck und Wind, mit Hoch- und Tiefdruckgebieten und den Fronten auf der Wetterkarte. Danach geht es um die Strahlungsbilanz der Erde und um die planetarische Zirkulation, die Passate, Monsune und Westwinde antreibt und so die Vielfalt der Klimate erklärt. Klimaklassifikationen ordnen diese Vielfalt; ENSO und NAO zeigen, dass das System Atmosphäre–Ozean schwingt. Am Ende stehen zwei Lebensräume mit einem ganz eigenen Klima: das Hochgebirge und die Wüste.

Prozesse in der Atmosphäre im Lehrplan. Bildungsplan Geographie, Leistungsfach: 3.5.2.2 (1)–(5). Die Marken unter den Überschriften sagen genau, welcher Abschnitt zu welcher Teilkompetenz gehört.

Lehrplan-Marken. Unter jeder Abschnittsüberschrift steht, zu welcher Teilkompetenz des Bildungsplans Geographie (Baden-Württemberg 2016, Leistungsfach, Abschnitt 3.5) der Abschnitt gehört, z. B. BP 3.5.2.2 (1) . Die Marke Abi 2027 zeigt die Schwerpunkte der schriftlichen Abiturprüfung 2027. Sie wechseln von Jahr zu Jahr; alles andere bleibt Stoff des Leistungsfachs und kann mündlich geprüft werden.

Die Aufgaben zu diesem Skript stehen im Aufgabenskript der Reihe, die Lösungen im Lösungsskript. Jeder Abschnitt endet mit einem Verweis auf passende Übungen in **noctua**. Fachbegriffe aus dem Bildungsplan sind beim ersten Auftreten **fett** gesetzt und am Ende jedes Kapitels in einem Kasten zusammengefasst. Alle Klimadiagramme echter Stationen beruhen auf geprüften Normalwerten 1991–2020 (Deutscher Wetterdienst bzw. WMO-Meldungen); wo ein Prinzip nur gezeigt werden soll, steht ausdrücklich „Modell“.

1 Wetter, Klima und Wolkenbildung

BP 3.5.2.2 (1) Abi 2027

1.1 Die Atmosphäre als Bühne

Die Atmosphäre ist eine dünne Gashülle: Die Hälfte ihrer Masse liegt unterhalb von etwa 5,5 km Höhe. Trockene Luft besteht zu rund 78 % aus Stickstoff, 21 % aus Sauerstoff und knapp 1 % aus Argon; Kohlenstoffdioxid macht nur rund 0,04 % aus, ist aber als Treibhausgas wichtig (ausführlich in GL5). Dazu kommt Wasserdampf mit stark wechselndem Anteil von nahezu 0 bis etwa 4 %.

Fast das ganze Wettergeschehen spielt sich in der untersten Schicht ab, der **Troposphäre**. Sie reicht an den Polen bis etwa 8 km, in mittleren Breiten bis etwa 11 km und über dem Äquator bis etwa 16 bis 17 km Höhe. In ihr nimmt die Temperatur mit der Höhe ab, im Mittel um etwa 0,65 K pro 100 m. Darüber folgt die Tropopause, an der die Temperaturabnahme endet, und dann die Stratosphäre, in der es wegen der Ozonschicht wieder wärmer wird. Weil die Troposphäre von unten erwärmt wird, ist sie durchmischt: Warme Luft steigt auf, kühlt ab, Wasserdampf kondensiert. Genau das erzeugt Wetter.

1.2 Wetter, Witterung und Klima

Die drei Begriffe unterscheiden sich vor allem in der Zeitspanne, die sie betrachten.

Definition

- **Wetter** ist der augenblickliche Zustand der Atmosphäre an einem Ort oder in einem Gebiet, beschrieben durch Temperatur, Luftdruck, Luftfeuchte, Wind, Bewölkung und Niederschlag („Heute Mittag regnet es in Freiburg bei 12 °C“).
- **Witterung** ist der vorherrschende Charakter des Wetters über einige Tage bis Wochen, oft geprägt von einer bestimmten Wetterlage („ein nasskalter Mai“, „eine Hitzewelle Anfang Juli“).
- **Klima** ist die Statistik des Wetters an einem Ort über einen langen Zeitraum: Mittelwerte, Schwankungen, Häufigkeiten und Extreme. Die Weltorganisation für Meteorologie (WMO) verwendet Zeiträume von 30 Jahren; aktuelle Bezugsperiode ist 1991–2020.

Ein häufiger Satz lautet: „Klima ist, was man erwartet, Wetter ist, was man bekommt.“ Ein einzelner heißer Sommer sagt deshalb noch nichts über das Klima aus. Erst wenn sich solche Sommer über Jahrzehnte häufen, ändert sich die Statistik und damit das Klima (Klimawandel, GL5).

1.3 Wetterelemente und Wetterfaktoren

Was man messen kann, heißt **Wetterelement** (bzw. Klimaelement): Lufttemperatur, Luftdruck, Luftfeuchte, Wind (Richtung und Geschwindigkeit), Bewölkung, Niederschlag, Sonnenscheindauer und Strahlung. Ein Wetterbericht ist eine Liste von Wetterelementen.

Warum die Elemente an einem Ort gerade diese Werte haben, erklären die **Wetterfaktoren** (für das Klima: Klimafaktoren). Das sind die Einflussgrößen, die das Wettergeschehen steuern:

- die **solare Einstrahlung**, abhängig von geographischer Breite, Tages- und Jahreszeit;
- die **Luftdruckverteilung** und die herangeführte Luftmasse (polar oder tropisch, maritim oder kontinental);
- die **Verteilung von Land und Meer** (Wasser erwärmt sich langsamer als Land);
- das **Relief**: Höhe über dem Meer, Luv- und Leelage, Exposition (Sonnhang oder Schatthang), Tallage;
- die **Bodenbedeckung**: Wald, Acker, Schnee, Wasserflächen oder Stadt verändern Albedo, Verdunstung und Rauigkeit.

Die Unterscheidung hilft bei jeder Analyse: Erst beschreibt man die Elemente (z. B. „hohe Temperatur, kein Niederschlag“), dann erklärt man sie mit den Faktoren („Absinken im Hoch, Leelage“).

1.4 Klima auf verschiedenen Maßstabsebenen

Klima gibt es nicht nur für ganze Erdteile. Man unterscheidet drei Maßstabsebenen:

- Das **Makroklima** ist das großräumige Klima, das sich aus der Lage im System der planetarischen Zirkulation ergibt (Größenordnung über etwa 1000 km): das Klima des Oberrheingrabens als Teil der Westwindzone, das Klima der Sahara.

- Das **Mesoklima** gilt für Landschaften und Städte (einige bis etwa 100 km): das Stadtklima von Stuttgart, das Klima eines Schwarzwaldtals, das Gebirgsklima des Feldbergs.
- Das **Mikroklima** ist das Klima der bodennahen Luftschicht auf kleinem Raum (Meter bis wenige Kilometer): ein besonnter Rebhang am Kaiserstuhl, ein Kaltluftsee in einer Mulde, in dem nachts Frost auftritt, während der Hang darüber frostfrei bleibt, oder das Klima unter einem Baumkronendach.

Im Mikroklima wirken Relief, Exposition und Bodenbedeckung besonders stark. Der Weinbau am Kaiserstuhl nutzt das: Südhänge erhalten im Frühjahr und Herbst deutlich mehr Strahlung pro Fläche als ebene Flächen, und Lösswände speichern Wärme.

1.5 Klimadiagramme nach Walter/Lieth lesen

Das wichtigste Werkzeug für Klimavergleiche ist das **Klimadiagramm nach Walter und Lieth**. Es stellt für jeden Monat die mittlere Temperatur (rote Kurve, linke Achse) und die mittlere Niederschlagssumme (blaue Kurve, rechte Achse) dar. Der Trick liegt im Maßstab: **10 °C entsprechen 20 mm**. Bei diesem Verhältnis ist eine Zeit grob gesprochen **humid** (feucht), wenn die Niederschlagskurve über der Temperaturkurve liegt, und **arid** (trocken), wenn sie darunter liegt. Dahinter steht die Faustregel, dass die mögliche Verdunstung mit der Temperatur steigt. Über 100 mm ist der Niederschlagsmaßstab auf ein Zehntel verkürzt (200 mm je 10 °C), damit sehr nasse Monate auf die Seite passen; diese „perhumide“ Zeit ist dunkelblau gefüllt.

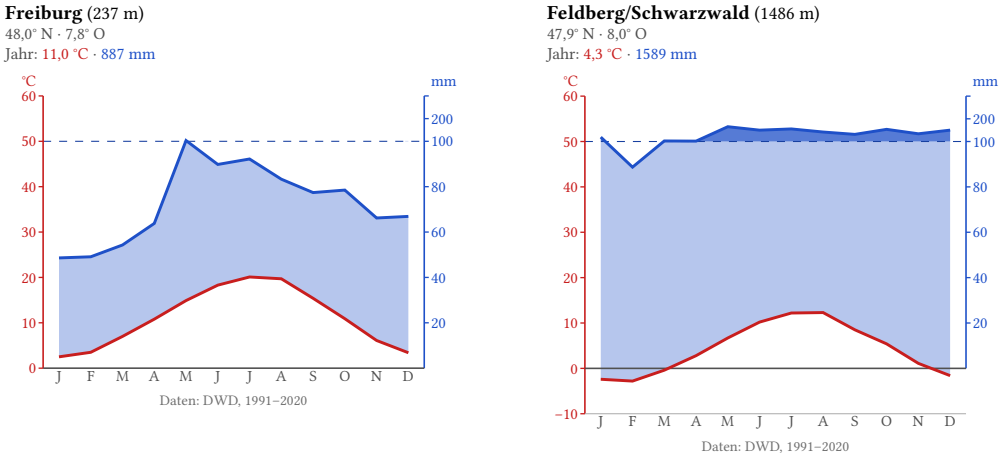


Abbildung 62: Klimadiagramme nach Walter/Lieth: Freiburg im Oberrheingraben und der Feldberg im Südschwarzwald, rund 20 km Luftlinie voneinander entfernt. Blau gefüllt: humide Zeit, dunkelblau: Monatsniederschlag über 100 mm (Maßstab 1 : 10). Daten: DWD, Klimanormalwerte 1991–2020.

Vorgehen: Klimadiagramm auswerten

a) **Einordnen:** Station, Höhe, Lage (Breite, Kontinent, Küste oder Binnenland), Bezugszeitraum.
b) **Temperatur:** Jahresmittel, wärmster und kältester Monat, **Jahresschwankung** (Amplitude) in K; Monate unter 0 °C?
c) **Niederschlag:** Jahressumme, Verteilung (ganzjährig, Sommer- oder Winterregen, Regen- und Trockenzeiten), Maximum und Minimum.
d) **Humid und arid:** Anzahl der humiden und ariden Monate; perhumide Monate.
e) **Erklären:** Mit den Klimafaktoren (Breitenlage, Zirkulation, Land–Meer, Höhe, Luv–Lee, Meeresströmung) begründen.
f) **Zuordnen:** Klimazone bzw. Klimatyp nach einer Klassifikation (Abschnitt 7).

Am Beispiel von Abbildung 62: Freiburg hat ein Jahresmittel von 11,0 °C und eine Jahresschwankung von 17,6 K (Januar 2,5 °C, Juli 20,1 °C), dazu 887 mm Niederschlag mit einem Maximum im Mai. Alle Monate sind humid; Frost im Monatsmittel gibt es nicht. Der Feldberg liegt 1249 m höher und ist um 6,7 K kälter. Das entspricht einer Temperaturabnahme von etwa 0,54 K pro 100 m. Vier Monate haben dort ein Mittel unter 0 °C, und es fällt fast doppelt so viel Niederschlag (1589 mm), in sechs Monaten über 140 mm. Ursache ist die Hebung der feuchten Westluft am Schwarzwald, die Steigungsregen auslöst (Abschnitt 1.8).

Typischer Fehler

Falsch: Freiburg hat im Juli 20 °C, also ist es dort im Sommer nur mäßig warm.

Richtig: Das Monatsmittel im Juli beträgt 20,1 °C; die Tageshöchstwerte liegen deutlich darüber.

Klimadiagramme zeigen Mittelwerte aus Tag und Nacht und aus 30 Jahren. Sie verraten nichts über Tagesschwankungen oder Extreme. Dafür braucht man andere Darstellungen, etwa das Thermoisoplethendiagramm (Abschnitt 4).

1.6 Luftfeuchte und Kondensation

Luft kann nur eine begrenzte Menge Wasserdampf aufnehmen, und diese **Sättigungsmenge** steigt mit der Temperatur stark an: Bei 0 °C sind es etwa 4,8 g pro m³, bei 10 °C etwa 9,4 g, bei 20 °C etwa 17,3 g und bei 30 °C etwa 30,4 g. Pro 10 K verdoppelt sie sich also ungefähr.

Temperatur	0 °C	10 °C	20 °C	30 °C
Sättigungsmenge in g pro m³	4,8	9,4	17,3	30,4

Tabelle 10: Größte Wasserdampfmenge, die ein Kubikmeter Luft enthalten kann (über Wasser, gerundet).

- Die **absolute Luftfeuchte** gibt an, wie viel Gramm Wasserdampf tatsächlich in einem Kubikmeter Luft enthalten sind.
- Die **relative Luftfeuchte** ist das Verhältnis von tatsächlicher Menge zu Sättigungsmenge, in Prozent. Luft mit 8,7 g pro m³ hat bei 20 °C eine relative Feuchte von etwa 50 %; kühlt sie auf 10 °C ab, steigt die relative Feuchte auf über 90 %, obwohl kein Wasser hinzukommt.
- Der **Taupunkt** ist die Temperatur, auf die Luft abkühlen muss, damit sie gesättigt ist (100 %). Kühlt sie weiter ab, setzt **Kondensation** ein: Wasserdampf wird zu winzigen Tröpfchen.

Für die Kondensation braucht es **Kondensationskerne**, winzige Partikel aus Salz, Staub, Ruß oder Pollen, an denen sich Wasser anlagert. Beim Kondensieren wird die Energie wieder frei, die beim Verdunsten aufgewendet wurde, die **latente Wärme** (Kondensationswärme). Sie heizt die Luft auf und ist der wichtigste „Treibstoff“ von Gewittern und tropischen Wirbelstürmen.

1.7 Adiabatische Temperaturänderung

Steigt Luft auf, gerät sie unter geringeren Druck, dehnt sich aus und leistet dabei Arbeit gegen die umgebende Luft. Die Energie dafür stammt aus ihrer inneren Energie, also kühlt sie ab, ohne Wärme mit der Umgebung auszutauschen. Ein solcher Vorgang heißt **adiabatisch**. Sinkt Luft ab, wird sie zusammengedrückt und erwärmt sich ebenso.

Merksatz

- **trockenadiabatisch** (ungesättigte Luft, keine Kondensation): Temperaturänderung **1 K pro 100 m**.
- **feuchtadiabatisch** (gesättigte Luft, Kondensation bzw. Verdunstung von Wolkentröpfchen): Temperaturänderung **etwa 0,4 bis 0,9 K pro 100 m**, im Mittel etwa **0,6 K pro 100 m**. Die frei werdende Kondensationswärme bremst die Abkühlung, in warmer Luft (viel Wasserdampf) stärker als in kalter.
- Der Taupunkt sinkt in aufsteigender Luft nur um etwa 0,2 K pro 100 m. Daraus folgt eine Faustregel für das **Kondensationsniveau**: Höhe ≈ 125 m mal Differenz aus Temperatur und Taupunkt am Boden.

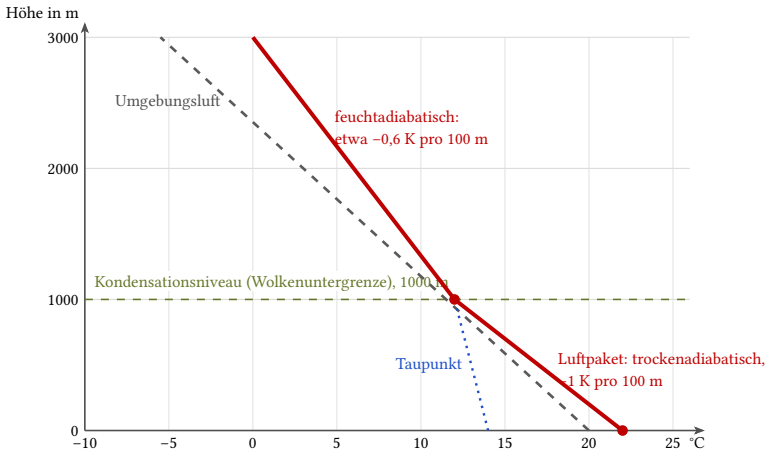


Abbildung 63: Ein Luftpaket startet 2 K wärmer als seine Umgebung (22 °C statt 20 °C, Taupunkt 14 °C). Es kühlt bis zum Kondensationsniveau in 1000 m trockenadiabatisch ab, darüber feuchtadiabatisch. Weil es dann weniger stark abkühlt als die Umgebungsluft (0,85 K pro 100 m), bleibt es wärmer und steigt weiter auf: Es entsteht eine Quellwolke.

Ob Luft weiter aufsteigt, entscheidet der Vergleich mit der Umgebung (Abbildung 63). Ist das aufsteigende Luftpaket wärmer und damit leichter als seine Umgebung, steigt es von selbst weiter: Die Schichtung ist **labil**. Ist es kälter, sinkt es zurück: Die Schichtung ist **stabil**. Nimmt die Temperatur der Umgebung zwischen 0,6 und 1 K pro 100 m ab, ist die Luft **bedingt labil**: stabil, solange sie trocken ist, labil, sobald Kondensation einsetzt. Besonders stabil ist eine **Inversion** (Temperaturumkehr), bei der es nach oben wärmer wird. Sie wirkt wie ein Deckel: Unter ihr sammeln sich Nebel, Hochnebel und Schadstoffe, etwa in Tälern und Becken bei winterlichem Hochdruckwetter.

1.8 Wie Luft gehoben wird

Wolkenbildung setzt voraus, dass Luft bis unter ihren Taupunkt abkühlt, und das geschieht fast immer durch Hebung. Vier Hebungsvorgänge sind wichtig:

- **Konvektion** ist die senkrechte Bewegung von Luft. Wird der Boden stark erwärmt, steigen Warmluftblasen („Thermik“) auf; es entstehen Quellwolken, bei labiler Schichtung auch Gewitter (**Konvektionsniederschlag**, in den Tropen als täglicher Zenitalregen).
- **Hebung an Gebirgen:** Strömt Luft gegen ein Gebirge, wird sie auf der dem Wind zugewandten Seite (**Luv**) zum Aufsteigen gezwungen; es fällt **Steigungsregen**. Auf der windabgewandten Seite (**Lee**) sinkt die Luft ab und trocknet aus (Föhn, Abschnitt 2.6).
- **Hebung an Fronten:** Warme Luft gleitet auf kalte auf oder wird von vordringender Kaltluft angehoben (**Frontalniederschlag**, Abschnitt 3).
- **Konvergenz:** Strömt Luft am Boden zusammen, etwa in einem Tief oder in der innertropischen Konvergenzzone, muss sie nach oben ausweichen.

Davon zu unterscheiden ist die **Advektion**, die waagerechte Heranführung von Luft. Advektion bringt Luftmassen mit ihren Eigenschaften in ein Gebiet: Warmluftadvektion bedeutet, dass wärmere Luft herangeführt wird, Kaltluftadvektion, dass kältere Luft einfließt. Strömt warme, feuchte Luft über kalten Untergrund, kühlt sie von unten ab, und es bildet sich **Advektionsnebel**, typisch über kalten Meeresströmungen (Küstenwüsten, Abschnitt 10).

1.9 Wolkentypen

Wolken werden nach ihrer Form und nach ihrer Höhe in zehn Gattungen eingeteilt. Die lateinischen Wortteile verraten die Form: **Cumulus** heißt Haufen, **Stratus** Schicht, **Cirrus** Federlocke, **Nimbus** Regenwolke; **Alto** bezeichnet mittelhohe Wolken. Der **Wolkentyp** verrät viel über die Vorgänge in der Atmosphäre: Haufenwolken entstehen bei Konvektion in labiler Luft, Schichtwolken bei großräumigem, langsamem Aufgleiten oder Abkühlen stabiler Luft.

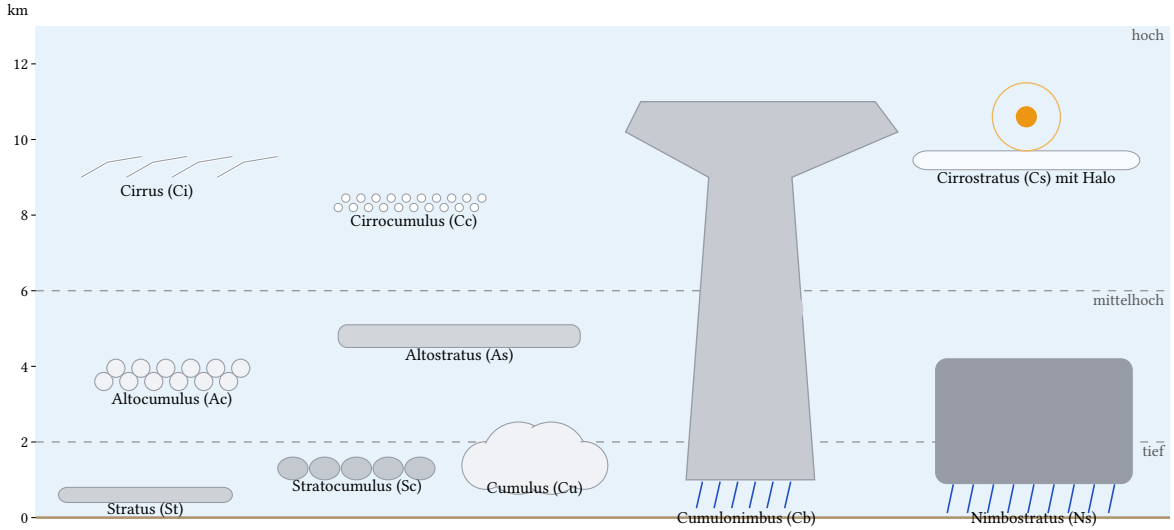


Abbildung 64: Die zehn Wolkengattungen nach Stockwerken (schematisch, Höhen für mittlere Breiten). Nimbostratus und Cumulonimbus reichen über mehrere Stockwerke.

Gattung	Aussehen	Bedeutung für das Wetter
Cirrus (Ci)	weiße Federn und Fäden aus Eis	hohe Feuchte in der Höhe; oft Vorbote einer Warmfront
Cirrostratus (Cs)	milchiger Schleier, Halo um die Sonne	Warmfront nähert sich, Regen in etwa 12 bis 24 Stunden möglich
Altostratus (As)	graue Schicht, Sonne nur verwaschen	Aufgleiten verstärkt sich, Regen bald
Nimbostratus (Ns)	dunkle, strukturlose Regenschicht	Landregen, lang anhaltend und gleichmäßig
Cumulus (Cu)	Haufenwolke mit flacher Basis	Schönwetter-Thermik; wächst sie, Schauergefahr
Cumulonimbus (Cb)	Wolkenturm mit Amboss aus Eis	Schauer, Gewitter, Hagel, Böen; Kaltfront oder Wärmegewitter
Stratus (St), Stratocumulus (Sc)	tiefe graue Schicht bzw. Ballen	Hochnebel unter Inversion, Nieselregen
Altocumulus (Ac), Cirrocumulus (Cc)	Schäfchen in mittlerer bzw. großer Höhe	Feuchte in der Höhe, manchmal Vorbote von Gewittern

Tabelle 11: Wichtige Wolkengattungen und ihre Bedeutung für das Wetter (Auswahl).

1.10 Wie Niederschlag entsteht

Wolkentröpfchen sind mit etwa 0,01 mm Durchmesser viel zu klein, um auszuregnen; ein Regentropfen enthält rund eine Million von ihnen. In den Wolken mittlerer Breiten wachsen Tropfen meist über die Eisphase: In unterkühlten Wolken (unter 0 °C) wachsen Eiskristalle auf Kosten der flüssigen Tröpfchen, weil über Eis der Sättigungsdampfdruck kleiner ist als über Wasser (**Bergeron-Findeisen-Prozess**). Die Kristalle werden schwer, fallen und schmelzen unterwegs zu Regen. In warmen tropischen Wolken wachsen Tropfen dagegen vor allem durch Zusammenstoßen und Verschmelzen. Nach der Entstehung unterscheidet man **Konvektions-**, **Steigungs-** und **Frontalniederschlag**.

Fachbegriffe des Bildungsplans

- **Advektion:** waagerechte Heranführung von Luftmassen mit ihren Eigenschaften (Warm-, Kaltluftadvektion).
- **feuchtadiabatisch:** Temperaturänderung gesättigter Luft beim Auf- oder Absteigen, etwa 0,6 K pro 100 m.
- **Klima:** Statistik des Wetters über mindestens 30 Jahre (Mittel, Schwankungen, Extreme).
- **Kondensation:** Übergang von Wasserdampf zu Wasser beim Unterschreiten des Taupunkts, setzt latente Wärme frei.
- **Konvektion:** senkrechte Luftbewegung, vor allem Aufsteigen erwärmter Luft.
- **Makroklima:** großräumiges Klima, bestimmt durch die Lage in der planetarischen Zirkulation.
- **Mikroklima:** Klima der bodennahen Luftschicht auf kleinem Raum (Hang, Mulde, Bestand).
- **trockenadiabatisch:** Temperaturänderung ungesättigter Luft, 1 K pro 100 m.
- **Wetter:** augenblicklicher Zustand der Atmosphäre an einem Ort.
- **Wetterfaktoren:** Einflussgrößen auf das Wetter (Einstrahlung, Druckverteilung, Land–Meer, Relief, Bodenbedeckung).
- **Witterung:** vorherrschender Wettercharakter über Tage bis Wochen.
- **Wolkenbildung:** Kondensation in gehobener, unter den Taupunkt abgekühlter Luft.
- **Wolkentyp:** Gattung einer Wolke nach Form und Höhe (Cumulus, Stratus, Cirrus …).

Üben: **noctua** ↗

2 Luftdruck, Wind und lokale Windsysteme

BP 3.5.2.2 (1), 3.5.2.2 (2) Abi 2027

2.1 Luftdruck und Isobaren

Der **Luftdruck** ist das Gewicht der Luftsäule über einer Fläche. Auf Meeresniveau beträgt er im Mittel 1013,25 hPa (Hektopascal); das entspricht etwa 10 Tonnen Luft auf jedem Quadratmeter. Mit der Höhe nimmt er ab, weil immer weniger Luft darüber liegt: in Bodennähe um etwa 1 hPa je 8 m, in rund 5,5 km Höhe ist nur noch die Hälfte übrig, auf 3000 m Höhe etwa 700 hPa. Damit man Stationen in verschiedener Höhe vergleichen kann, rechnet man ihre Messwerte auf Meeresniveau um („reduzierter Luftdruck“).

Linien, die Orte gleichen (reduzierten) Luftdrucks verbinden, heißen **Isobaren**. Auf Bodenwetterkarten sind sie meist im Abstand von 5 hPa gezeichnet. Wo sie eng beieinander liegen, ändert sich der Druck auf kurzer Strecke stark: Das **Druckgefälle** (der Druckgradient) ist groß, und es weht starker Wind.

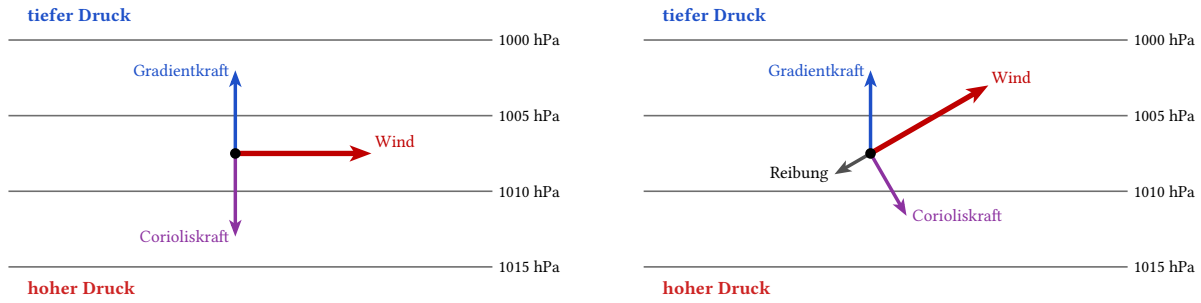
2.2 Thermische Druckgebilde

Erwärmt sich ein Gebiet stärker als seine Umgebung, dehnt sich die Luftsäule darüber aus. In der Höhe liegt dann mehr Luft über diesem Gebiet als über der kühleren Umgebung, und die Luft fließt in der Höhe seitlich ab. Dadurch nimmt die Masse der Luftsäule ab, und am Boden entsteht ein **thermisches Tief** (Hitzetief), über dem in der Höhe ein Hoch liegt. Über einem kalten Gebiet läuft es umgekehrt: Am Boden bildet sich ein **thermisches Hoch** (Kältehoch), in der Höhe ein Tief. Thermische Druckgebilde sind flach (meist nur 1 bis 3 km mächtig) und ortsfest. Beispiele sind Land- und Seewind, das Hitzetief über Indien im Sommer und das Kältehoch über Sibirien im Winter. Die großen wandernden Hochs und Tiefs der mittleren Breiten entstehen dagegen dynamisch (Abschnitt 3).

2.3 Was den Wind antreibt und ablenkt

Wind ist die Ausgleichsbewegung der Luft zwischen Gebieten unterschiedlichen Luftdrucks. Drei Kräfte bestimmen, wie er weht:

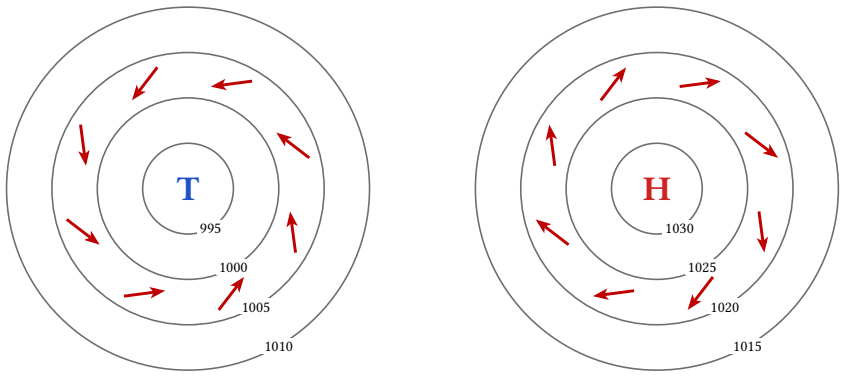
- Die **Gradientkraft** zeigt senkrecht zu den Isobaren vom hohen zum tiefen Druck. Sie ist umso größer, je dichter die Isobaren liegen.
- Die **Corioliskraft** ist eine Scheinkraft, die von der Erddrehung herrührt. Ein Beobachter auf der rotierenden Erde sieht jede Bewegung abgelenkt: auf der Nordhalbkugel nach **rechts**, auf der Südhalbkugel nach **links**. Diese **Coriolisablenkung** ist am Äquator null und wächst zu den Polen hin; außerdem wächst sie mit der Windgeschwindigkeit.
- Die **Reibung** am Boden bremst den Wind; über rauem Gelände (Wald, Stadt) stärker als über dem Meer. Sie wirkt nur in der unteren Atmosphäre bis etwa 1 km Höhe.



a) Höhenwind (oberhalb etwa 1 km) b) Bodenwind (mit Reibung)

Abbildung 65: Kräfte auf ein Luftteilchen (Nordhalbkugel). a) In der Höhe halten sich Gradientkraft und Corioliskraft das Gleichgewicht: Der **geostrophische Wind** weht parallel zu den Isobaren. b) Am Boden bremst die Reibung den Wind, die Corioliskraft wird kleiner, und der Wind weht schräg zum tiefen Druck hin (über Land oft um 30 bis 45°).

Daraus ergibt sich die Strömung um Hoch und Tief (Abbildung 66): Auf der Nordhalbkugel strömt die Luft am Boden gegen den Uhrzeigersinn spiralig in ein Tief hinein und im Uhrzeigersinn aus einem Hoch heraus, auf der Südhalbkugel umgekehrt. Eine alte Merkregel (**Buys-Ballot**) lautet: Stellt man sich auf der Nordhalbkugel mit dem Rücken zum Wind, liegt das Tief links vorn.



Tief (Zyklone): Wind strömt hinein, Luft steigt auf Hoch (Antizyklone): Wind strömt heraus, Luft sinkt ab

Abbildung 66: Tief und Hoch in der Aufsicht (Nordhalbkugel) mit Isobaren in hPa und Bodenwind. Weil die Luft ins Tief hineinströmt, muss sie dort aufsteigen; aus dem Hoch strömt sie heraus und wird von oben durch absinkende Luft ersetzt.

2.4 Windsysteme in verschiedenen Größenordnungen

Ein **Windsystem** ist eine regelmäßig wiederkehrende Luftströmung mit einer erkennbaren Ursache. Nach der Größe unterscheidet man:

- **lokales Windsystem**: wenige bis einige zehn Kilometer, meist tagesperiodisch und thermisch angetrieben, z. B. Land- und Seewind, Berg- und Talwind (Abschnitt 9), Flurwind zwischen kühlem Umland und überwärmter Stadt (GL6).
- **regionales Windsystem**: einige hundert Kilometer, an Gebirge oder großräumige Druckverteilungen gebunden, z. B. Föhn in den Alpen, Bora an der Adria, Mistral im Rhônetal.
- **globale Windsysteme**: Passate, Westwinde, Monsune (Abschnitt 5).

2.5 Das Land-Seewind-System

Das **Land-Seewind-System** ist das Lehrbuchbeispiel eines thermisch angetriebenen lokalen Windsystems (Abbildung 67). Es beruht darauf, dass Wasser eine viel größere Wärmekapazität hat als Land und die Wärme zudem durch Durchmischung in die Tiefe verteilt.

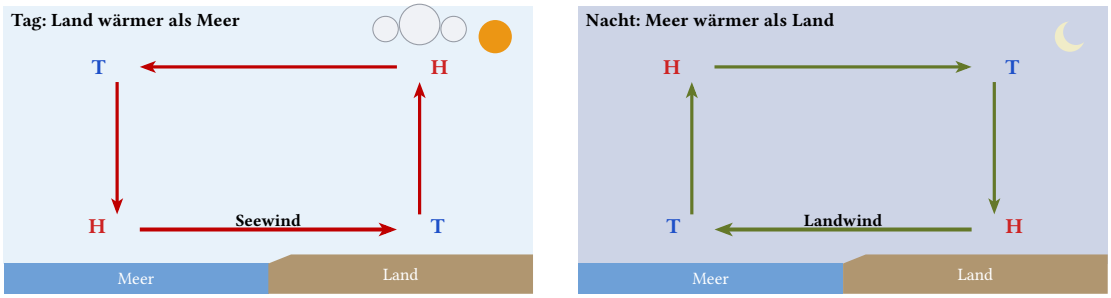


Abbildung 67: Land-Seewind-System an einer Küste. Tagsüber erwärmt sich das Land stärker als das Meer: Über dem Land bildet sich am Boden ein thermisches Tief, der Seewind weht vom Meer zum Land. Nachts kühlt das Land stärker ab, und die Zirkulation kehrt sich um (Landwind).

Tagsüber setzt der Seewind meist am späten Vormittag ein, erreicht nachmittags einige Meter pro Sekunde und kann viele Kilometer landeinwärts reichen. Er bringt Abkühlung, und über dem Land bilden sich im Aufstiegsgebiet oft Quellwolken. Nachts ist der Landwind schwächer, weil der Temperaturunterschied kleiner ist. Am Bodensee und an großen Seen tritt dasselbe System im kleinen Maßstab auf.

2.6 Föhn

Der **Föhn** ist ein warmer, trockener Fallwind auf der Leeseite eines Gebirges. Er ist das wichtigste regionale Windsystem der Alpen: Bei Südströmung tritt er als Südföhn in den Nordalpentälern auf (Reuss- und Rheintal, Inntal um Innsbruck, Wipptal), bei Nordströmung seltener als Nordföhn auf der Alpensüdseite. Verwandte Winde sind der Chinook an den Rocky Mountains und der Zonda in den argentinischen Anden.

Das klassische thermodynamische Modell erklärt den Föhn mit dem Unterschied zwischen trocken- und feuchtadiabatischer Temperaturänderung (Abbildung 68):

a) **Luv, unterhalb des Kondensationsniveaus:** Die Luft wird gehoben und kühlt trockenadiabatisch um 1 K pro 100 m ab.
b) **Luv, oberhalb des Kondensationsniveaus:** Der Wasserdampf kondensiert, es bilden sich Stauwolken, und es fällt Steigungsregen. Wegen der frei werdenden Kondensationswärme kühlt die Luft nur noch feuchtadiabatisch ab (hier 0,5 K pro 100 m).
c) **Kamm:** Über dem Kamm steht die **Föhnmauer**, eine Wolkenwand, die sich auf der Leeseite auflöst.
d) **Lee:** Die Luft sinkt ab und erwärmt sich, ohne Wolkentröpfchen, trockenadiabatisch um 1 K pro 100 m über die ganze Fallhöhe. Sie kommt deshalb wärmer und viel trockener unten an, als sie auf der Luvseite gestartet ist.

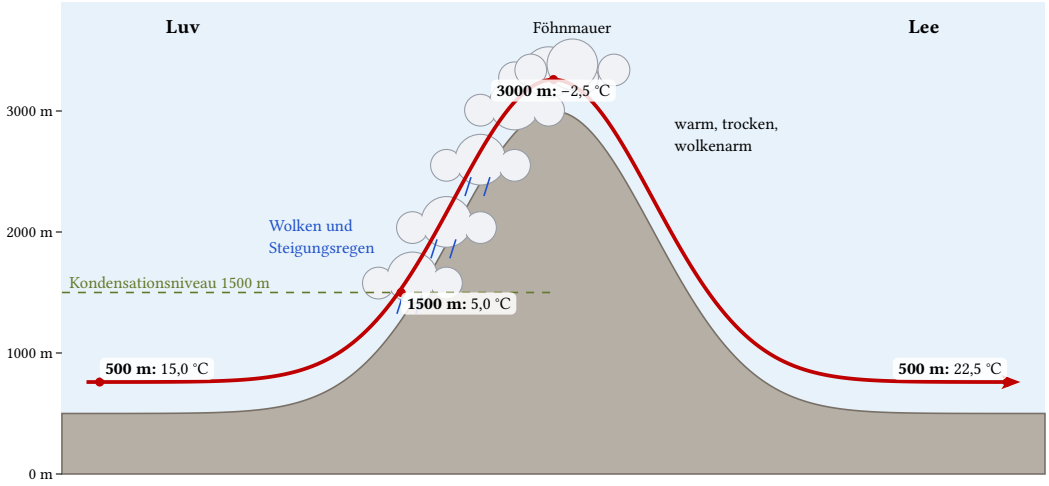


Abbildung 68: Föhn nach dem thermodynamischen Modell. Die Temperaturen sind mit 1 K pro 100 m (trockenadiabatisch) und 0,5 K pro 100 m (feuchtadiabatisch) berechnet: Die Luft ist im Lee auf derselben Höhe 7,5 K wärmer als im Luv, weil sie die Kondensationswärme des ausgeregneten Wassers mitbringt.

Beispiel 1

Luft mit 15 °C wird von 500 m Höhe über einen 3000 m hohen Kamm gehoben; das Kondensationsniveau liegt bei 1500 m. Bis dorthin kühlt sie um 10 K auf 5 °C ab, dann feuchtadiabatisch über 1500 m um 7,5 K auf −2,5 °C. Im Lee sinkt sie 2500 m trockenadiabatisch ab und erwärmt sich um 25 K auf 22,5 °C. Weil das ausgeregnete Wasser fehlt, ist die relative Feuchte im Lee sehr gering.

Heute weiß man, dass dieses Modell nur einen Teil erklärt. Viele Föhnfälle entstehen ohne Niederschlag auf der Luvseite: Dann staut sich die Luft im Luv, und über den Kamm strömt Luft aus größerer Höhe, die beim Absinken trockenadiabatisch erwärmt wird. Beide Vorgänge verbinden sich oft.

Für die Menschen hat der Föhn Folgen: Er bringt Fernsicht und Wärme („Föhnfenster“), lässt im Frühjahr den Schnee schnell schmelzen und verlängert in Tälern die Vegetationszeit. Gleichzeitig erhöht er die Waldbrand- und Lawinengefahr, verursacht Sturmschäden und wird von manchen Menschen als belastend empfunden („Föhnkrankheit“). Auf der Luvseite (in den Alpen dann die Südseite) kann der Stauniederschlag zu Hochwasser führen.

Fachbegriffe des Bildungsplans

- **Coriolisablenkung:** Ablenkung bewegter Luft durch die Erddrehung, auf der Nordhalbkugel nach rechts, am Äquator null.
- **Föhn:** warmer, trockener Fallwind im Lee eines Gebirges.
- **Isobare:** Linie gleichen (auf Meeresniveau umgerechneten) Luftdrucks.
- **Land-Seewind-System:** tagesperiodischer Wechsel von Seewind (tags) und Landwind (nachts) an Küsten.
- **lokales Windsystem:** thermisch angetriebenes Windsystem von wenigen Kilometern Ausdehnung.
- **Luftdruck:** Gewicht der Luftsäule über einer Fläche, im Mittel 1013,25 hPa auf Meeresniveau.
- **regionales Windsystem:** Windsystem von einigen hundert Kilometern, z. B. Föhn, Bora, Mistral.
- **Wind:** Ausgleichsströmung zwischen Gebieten unterschiedlichen Luftdrucks.

Üben: **noctua** ↗ Ausprobieren: **Föhn: Luft über dem Gebirge** ↗

3 Zyklonen, Fronten und Wetterkarten

BP 3.5.2.2 (1) Abi 2027

3.1 Luftmassen und Polarfront

Eine **Luftmasse** ist ein großer Luftkörper mit einheitlicher Temperatur und Feuchte, die er in seinem Ursprungsgebiet angenommen hat. Man unterscheidet nach der Herkunft polare (kalte) und tropische (warme) Luftmassen, nach dem Untergrund maritime (feuchte) und kontinentale (trockene). Über Mitteleuropa treffen sie oft aufeinander: maritime Polarluft vom Nordatlantik, kontinentale Polarluft aus Osteuropa, maritime Tropikluft von den Azoren.

Die Grenzfläche zwischen Polarluft und subtropischer Warmluft heißt **Polarfront**. An ihr ist der Temperaturunterschied auf kurzer Strecke besonders groß. Darüber weht in etwa 9 bis 12 km Höhe ein Band sehr starken Westwinds, der Polarfront-Strahlstrom (**Jetstream**, ausführlich in Abschnitt 5). Die Polarfront ist die Geburtsstätte der Tiefdruckgebiete, die Mitteleuropa das wechselhafte Westwetter bringen.

3.2 Wellen in der Höhenströmung

Die Westströmung in der Höhe verläuft nicht schnurgerade, sondern in großen Wellen, den **Rossby-Wellen** (meist vier bis sechs rund um die Erde). Wo die Strömung nach Süden ausbiegt, liegt ein **Trog** mit kalter Luft; wo sie nach Norden ausbiegt, ein **Rücken** mit warmer Luft. Ist die Strömung fast breitenkreisparallel, spricht man von **High-Index-Zirkulation**: Der Austausch zwischen Nord und Süd ist gering, und Tiefs ziehen rasch von West nach Ost. Schlägt sie weit aus (**Low-Index-Zirkulation**), stoßen Kaltluft weit nach Süden und Warmluft weit nach Norden vor. Im Extremfall schnüren sich Tröge und Rücken ab: Es entstehen ortsfeste Höhentiefs („Cut-off“) oder blockierende Hochs („Omega-Hoch“), die tage- bis wochenlang dasselbe Wetter festhalten, etwa Dürre oder Dauerregen.

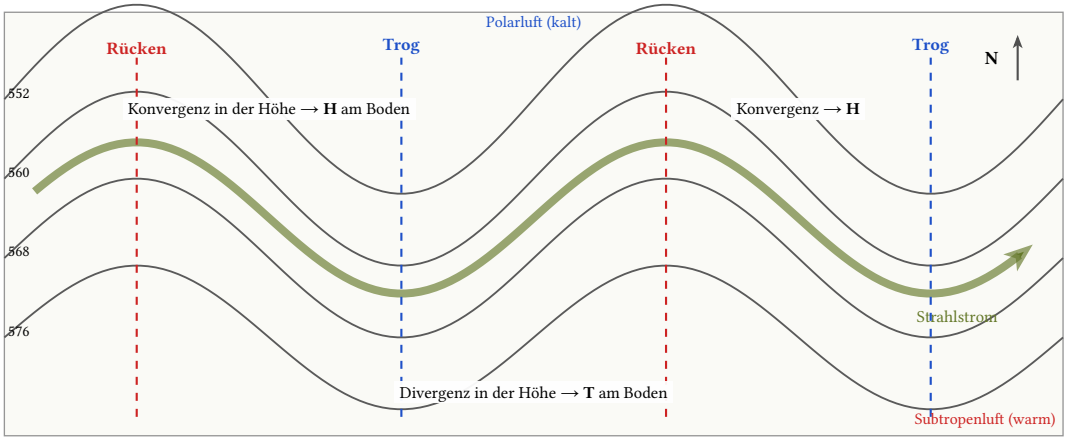


Abbildung 69: Schematische Höhenwetterkarte der 500-hPa-Fläche (Linien gleicher Höhe dieser Druckfläche in geopotentiellen Dekametern, gpdam). Auf der Vorderseite (östlich) eines Troges strömt die Luft in der Höhe auseinander (Divergenz); darunter entsteht am Boden ein Tief. Auf der Rückseite strömt sie zusammen (Konvergenz), darunter bildet sich ein Hoch.

3.3 Dynamische Hochs und Tiefs

Die großen, wandernden Druckgebilde der mittleren Breiten entstehen durch die Höhenströmung. Man erklärt das mit dem **Pump-Saug-Modell** (Abbildung 70): Strömt die Luft in der Höhe auseinander (Divergenz), wird am Boden Luft „angesaugt“: Der Bodendruck fällt, Luft strömt am Boden zusammen und steigt auf. Es entsteht ein **dynamisches Tief**. Strömt die Luft in der Höhe zusammen (Konvergenz), wird sie nach unten „gepumpt“: Der Bodendruck steigt, die Luft sinkt ab und fließt am Boden auseinander. Es entsteht ein **dynamisches Hoch**. Dynamische Druckgebilde reichen durch die ganze Troposphäre und wandern mit der Höhenströmung.

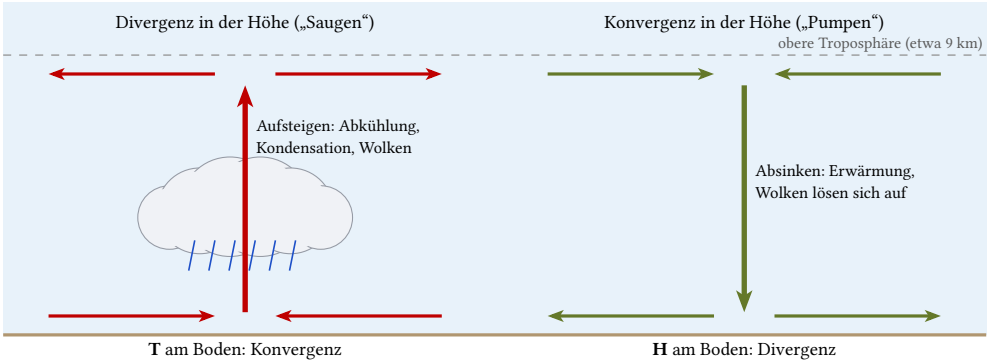


Abbildung 70: Dynamisches Tief und Hoch im Querschnitt (Pump-Saug-Modell). Im Tief steigt Luft auf und kühlt ab, im Hoch sinkt sie ab und erwärmt sich.

Definition

- Eine **Zyklone** ist ein Tiefdruckgebiet. Die Luft strömt am Boden hinein (Nordhalbkugel: gegen den Uhrzeigersinn), steigt auf und bildet Wolken und Niederschlag. Typisches Wetter: wechselhaft, windig, oft Regen.
- Eine **Antizyklone** ist ein Hochdruckgebiet. Die Luft sinkt ab, erwärmt sich und strömt am Boden heraus (Nordhalbkugel: im Uhrzeigersinn). Wolken lösen sich auf. Typisches Wetter: im Sommer sonnig und warm, im Winter tagsüber sonnig und kalt, in Tälern und Becken oft mit Hochnebel unter einer **Absinkinversion**.

3.4 Fronten und Lebenslauf einer Zyklone

Die Tiefs der mittleren Breiten heißen **Frontalzyklonen**, weil sie Fronten tragen. Eine **Front** ist die Grenze zwischen zwei Luftmassen am Boden. Nach der **Polarfronttheorie** (norwegische Schule, um 1920) durchläuft eine Zyklone vier Stadien (Abbildung 71):

a) An der Polarfront entsteht eine Welle: Kalte Luft drängt auf der Westseite nach Süden, warme Luft auf der Ostseite nach Norden.
b) Die Welle vertieft sich zu einer jungen Zyklone. Zwischen Warm- und Kaltfront liegt der **Warmsektor**.
c) Die Kaltfront zieht schneller als die Warmfront und holt sie von der Mitte her ein. Der Warmsektor wird schmaler.
d) Wo die Kaltfront die Warmfront eingeholt hat, wird die Warmluft vom Boden abgehoben: Es entsteht eine **Okklusion** (Mischfront). Der Temperaturgegensatz am Boden verschwindet, die Zyklone verliert ihren Antrieb und füllt sich auf. Ein Lebenslauf dauert meist einige Tage.

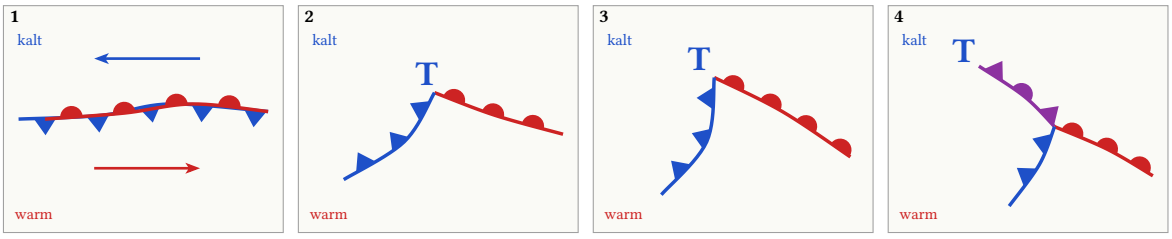


Abbildung 71: Lebenslauf einer Frontalzyklone nach der Polarfronttheorie (Nordhalbkugel, schematisch).

Auf Wetterkarten werden Fronten mit genormten Symbolen dargestellt, die in die Zugrichtung zeigen: die **Warmfront** rot mit Halbkreisen, die **Kaltfront** blau mit Dreiecken, die Okklusion violett mit beiden Zeichen abwechselnd (Abbildung 72).

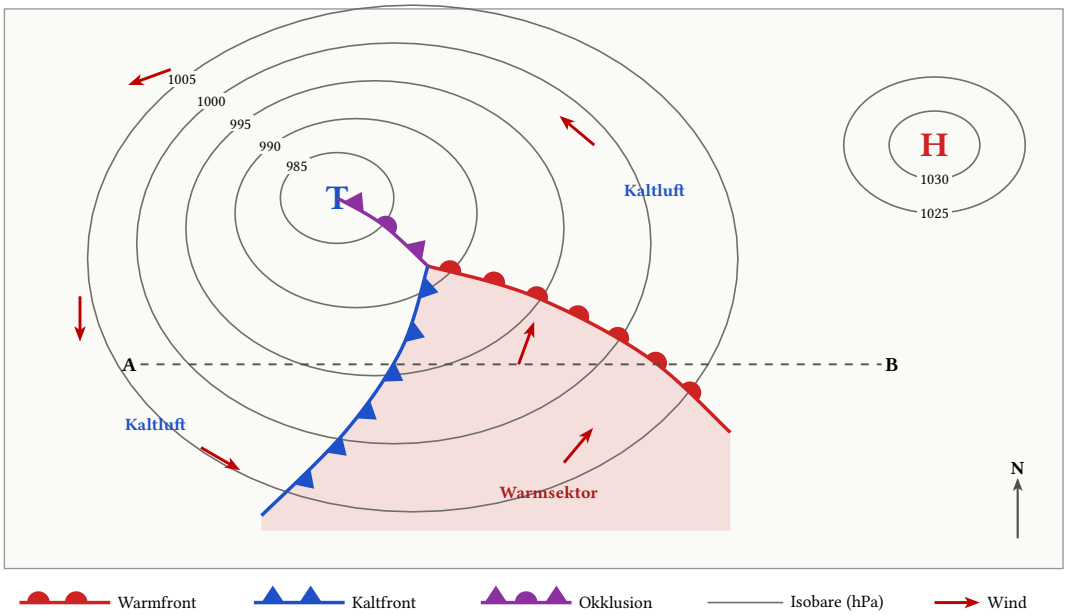


Abbildung 72: Schematische Bodenwetterkarte einer Frontalzyklone über dem Nordatlantik bzw. Westeuropa (Nordhalbkugel). Isobaren vereinfacht gezeichnet; in Wirklichkeit knicken sie an den Fronten ab. A–B: Lage des Querschnitts in Abbildung 73.

An der **Warmfront** gleitet warme Luft auf die vorgelagerte Kaltluft auf. Die Frontfläche ist sehr flach (Neigung etwa 1 : 100 bis 1 : 200), deshalb kündigt sie sich schon Hunderte Kilometer vorher mit Cirren an. An der **Kaltfront** schiebt sich schwere Kaltluft keilförmig unter die Warmluft und hebt sie ruckartig an; die Frontfläche ist steiler (etwa 1 : 50 bis 1 : 100), und es entstehen Cumulonimben mit Schauern und Gewittern.

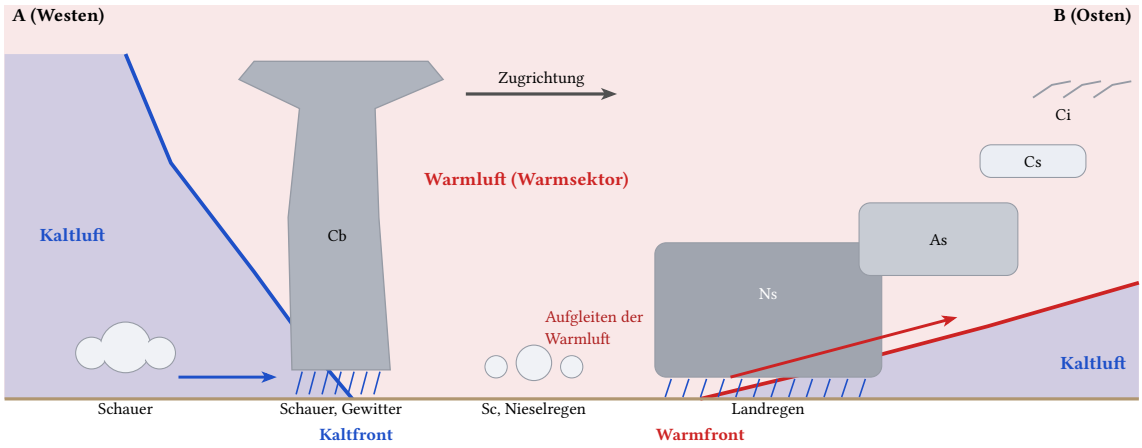


Abbildung 73: Querschnitt A–B durch die Frontalzyklone aus Abbildung 72 (Westen links, Höhen stark überhöht).

	vor der Warmfront	Warmsektor	an der Kaltfront	hinter der Kaltfront
Luftdruck	fällt stetig	fällt kaum noch	Tiefstwert, dann sprunghafter Anstieg	steigt
Temperatur	kühl, steigt langsam	mild	sinkt schlagartig	kühl
Wind (Nordhalbkugel)	Süd bis Südost, zunehmend	Südwest	dreht auf West bis Nordwest, Böen	Nordwest, böig
Wolken	Ci, Cs, As, dann Ns	St, Sc, Lücken	Cb	Cu, aufgelockert
Niederschlag	Landregen, lang anhaltend	kaum, evtl. Niesel	Schauer, Gewitter, kurz und kräftig	einzelne Schauer, dann Aufheiterung

Tabelle 12: Wetterablauf beim Durchzug einer Frontalzyklone an einem Ort auf der Südseite des Tiefs (typischer Fall).

3.5 Bodenwetterkarte, Höhenwetterkarte und Satellitenbild

Wetteranalyse und Wetterprognose stützen sich auf drei Arten von Material:

- Die **Bodenwetterkarte** zeigt die Luftdruckverteilung am Boden (Isobaren, auf Meeresniveau umgerechnet), Hochs und Tiefs, Fronten und oft Stationsmeldungen mit Temperatur, Wind, Bewölkung und Wetter. Sie erklärt das Wetter, das man am Boden erlebt.
- Die **Höhenwetterkarte** zeigt meist die Höhe der 500-hPa-Fläche (rund 5,5 km), dazu Temperaturen in dieser Höhe. Sie zeigt Tröge, Rücken und den Strahlstrom und damit die **Steuerung**: Die Bodendruckgebilde ziehen etwa mit der Höhenströmung, und auf der Vorderseite eines Troges bilden sich neue Tiefs.
- **Satellitenbilder** zeigen Wolken und Wasserdampf. Wettersatelliten wie Meteosat stehen in etwa 36 000 km Höhe geostationär über dem Äquator und liefern alle paar Minuten ein Bild derselben Erdhälfte; polumlaufende Satelliten in etwa 800 km Höhe liefern feiner aufgelöste Streifen. Im **sichtbaren Kanal** erscheinen dicke Wolken hell (hohe Albedo), aber nur tagsüber. Im **Infrarotkanal** wird die Temperatur der Oberfläche abgebildet: Hohe, kalte Wolkenobergrenzen erscheinen hell, warmer Boden dunkel, auch nachts. Im **Wasserdampfkanal** sieht man die Feuchte der mittleren und oberen Troposphäre und damit die Höhenströmung.

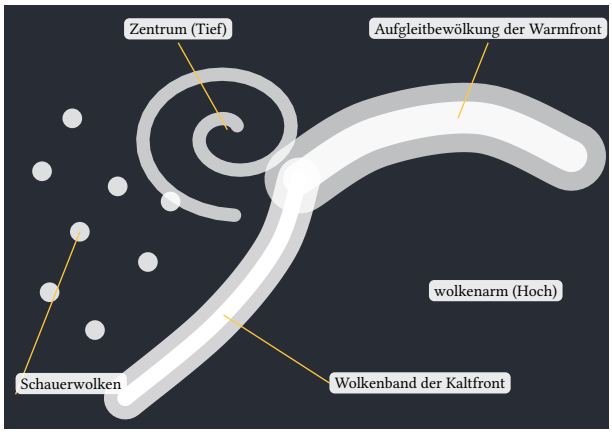


Abbildung 74: Infrarot-Satellitenbild einer Frontalzyklone, schematisch. Typisch ist die „Kommaform“: der breite Wolkenschirm der Warmfront, das schmale, gekrümmte Wolkenband der Kaltfront und die Wolkenspirale um das Zentrum; dahinter Schauerzellen in der Kaltluft.

3.6 Wetterlagen in Mitteleuropa

Eine **Wetterlage** beschreibt die Verteilung von Hochs, Tiefs und Fronten über einem größeren Gebiet und das Wetter, das sie bringt. Für Mitteleuropa sind einige Lagen besonders wichtig:

- **Westlage:** Tiefs ziehen von West nach Ost über Nordeuropa, ihre Fronten queren Mitteleuropa im Abstand von ein bis zwei Tagen. Wetter: wechselhaft, mild, windig, häufig Regen. Im Winter die häufigste Ursache für Hochwasser am Rhein.
- **Hochdrucklage (Hoch über Mitteleuropa):** Absinken, wenig Wind. Im Sommer Hitze und Wärmegewitter, im Winter Kälte, Inversion und Hochnebel in Tälern, während die Höhen sonnig und mild sind („Inversionswetterlage“, Feinstaub in Talstädten wie Stuttgart).
- **Blockierende Lage (Omega-Hoch):** Ein ortsfestes Hoch lenkt die Tiefs um sich herum. Über Wochen trocken und im Sommer heiß, an seinen Rändern dafür anhaltender Regen.
- **Vb-Wetterlage** (gesprochen „fünf b“): Ein Tief zieht vom Golf von Genua um die Ostalpen herum nach Norden. Es führt sehr feuchte Mittelmeerluft heran, die an den Alpen und den Mittelgebirgen gestaut wird. Solche Lagen lösten die Hochwasser an Oder (1997) und Elbe (2002) aus.

3.7 Eine Wetterprognose erstellen

Wetterdienste rechnen heute mit numerischen Modellen (beim Deutschen Wetterdienst das Modell ICON): Die Gleichungen der Physik werden auf einem Gitter Schritt für Schritt in die Zukunft gerechnet. Weil kleine Messfehler mit der Zeit wachsen, rechnet man ein **Ensemble** aus vielen leicht veränderten Läufen; wenn deren Ergebnisse auseinanderlaufen, ist die Vorhersage unsicher. Brauchbare Prognosen reichen heute im Mittel etwa eine Woche weit, bei stabilen Lagen länger, bei Gewittern nur Stunden.

Im Unterricht erstellt man eine Prognose aus Karten und Bildern mit einfachen Regeln:

Vorgehen: kurzfristige Wetterprognose aus Wetterkarten

a) **Lage bestimmen:** Wo liegt der Ort in Bezug auf Hochs, Tiefs und Fronten (Bodenkarte)? In welchem Sektor der Zyklone?
b) **Verlagerung abschätzen:** Fronten und Tiefs ziehen etwa mit der Höhenströmung (Höhenkarte), Fronten mittlerer Breiten meist mit 20 bis 50 km pro Stunde. Wann erreicht welche Front den Ort?
c) **Wetterablauf ableiten:** Den Durchzug mit dem typischen Ablauf vergleichen (Tabelle 12): Druck, Temperatur, Wind, Wolken, Niederschlag.
d) **Prüfen:** Satellitenbild (Wolkenband, Schauerzellen) und Stationsmeldungen stromaufwärts (westlich) als Bestätigung nutzen.
e) **Lokale Einflüsse ergänzen:** Relief (Stau, Föhn), Tallage (Inversion, Nebel), Nähe zu Wasser.

Beispiel 2

Ein Ort liegt in Abbildung 72 etwa bei B, also vor der Warmfront, die mit rund 30 km pro Stunde nach Nordosten zieht. Prognose für die nächsten 24 Stunden: zunächst Cirren und Schleierwolken, die sich verdichten; am Nachmittag Landregen bei Südwind und fallendem Druck; in der Nacht Durchgang der Warmfront, es wird milder und der Regen lässt nach (Warmsektor); am nächsten Vormittag Kaltfront mit kräftigen Schauern, Böen und Temperatursturz, danach Winddrehung auf Nordwest und Aufheiterung mit einzelnen Schauern.

Fachbegriffe des Bildungsplans

- **Antizyklone:** Hochdruckgebiet mit absinkender Luft und herausströmendem Bodenwind.
- **Bodenwetterkarte:** Karte von Luftdruck (Isobaren), Druckgebilden und Fronten am Boden.
- **Höhenwetterkarte:** Karte einer Druckfläche in der Höhe (meist 500 hPa) mit Trögen, Rücken und Strahlstrom.
- **Kaltfront:** Front, an der Kaltluft unter Warmluft vordringt; steil, mit Schauern und Gewittern.
- **Okklusion:** Mischfront, wenn die Kaltfront die Warmfront einholt und die Warmluft abgehoben wird.
- **Satellitenbilder:** Aufnahmen von Wettersatelliten im sichtbaren, infraroten und Wasserdampfbereich.
- **Warmfront:** Front, an der Warmluft auf Kaltluft aufgleitet; flach, mit Landregen.
- **Zyklone:** Tiefdruckgebiet mit einströmendem Bodenwind und aufsteigender Luft.

Üben: **noctua** ↗

4 Strahlung und Energiehaushalt

BP 3.5.2.2 (2) Abi 2027

4.1 Solare Einstrahlung

Die Sonne ist der Motor des Wetters. Am Oberrand der Atmosphäre treffen senkrecht auf einen Quadratmeter im Mittel etwa 1361 W (**Solarkonstante**). Weil die Erde eine Kugel ist, die sich dreht, verteilt sich diese Strahlung auf die ganze Oberfläche, die viermal so groß ist wie die Querschnittsfläche: Im Mittel über Tag und Nacht und über alle Breiten kommen rund 340 W pro m² an.

Wie viel **solare Einstrahlung** ein Ort erhält, hängt vor allem vom **Einfallswinkel** (der Sonnenhöhe) ab (Abbildung 75): Trifft ein Strahlenbündel schräg auf, verteilt es sich auf eine größere Fläche. Bei 30° Sonnenhöhe erhält jeder Quadratmeter nur halb so viel Energie wie bei senkrechtem Einfall. Außerdem ist der Weg durch die Atmosphäre bei tiefem Sonnenstand länger, sodass mehr Strahlung gestreut und absorbiert wird. Dazu kommt die **Tageslänge**: Am Äquator ist jeder Tag etwa 12 Stunden lang, in mittleren Breiten schwankt die Tageslänge zwischen etwa 8 und 16 Stunden, jenseits der Polarkreise gibt es Polartag und Polarnacht.

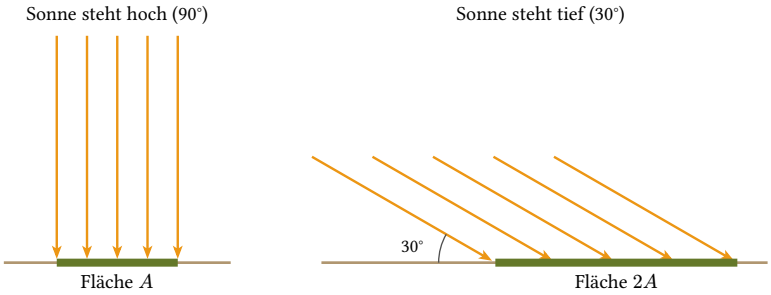


Abbildung 75: Je tiefer die Sonne steht, desto größer ist die Fläche, auf die sich dasselbe Strahlenbündel verteilt. Bei 30° Sonnenhöhe ist sie doppelt so groß wie bei senkrechtem Einfall.

Weil die Erdachse um 23,4° gegen die Bahnebene geneigt ist, wandert der Ort des **Zenitstands** (Sonne senkrecht über dem Kopf) im Lauf des Jahres zwischen dem nördlichen Wendekreis (21. Juni) und dem südlichen Wendekreis (21. Dezember) hin und her. Am Äquator steht die Sonne zweimal im Jahr im Zenit (um den 21. März und 23. September), an den Wendekreisen einmal, außerhalb der Tropen nie (Abbildung 76).

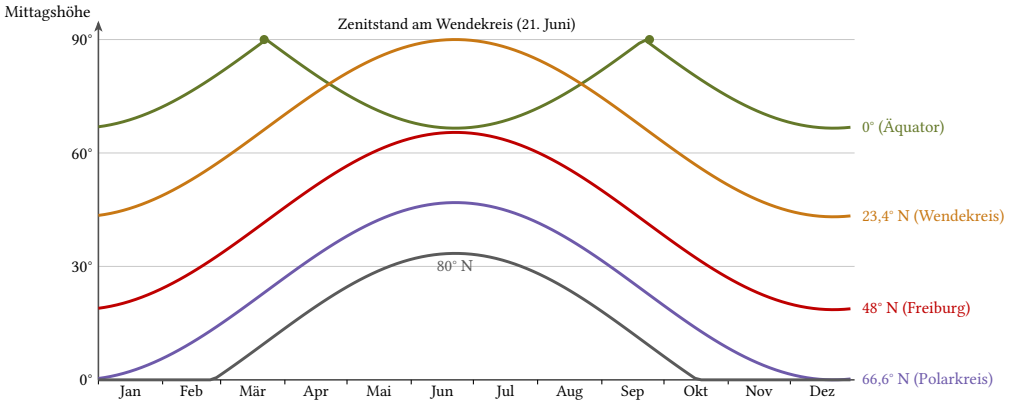


Abbildung 76: Mittagshöhe der Sonne im Jahresverlauf für verschiedene Breiten der Nordhalbkugel (berechnet). Am Äquator schwankt sie wenig und bleibt hoch, in hohen Breiten schwankt sie stark.

4.2 Albedo

Nicht alle Strahlung, die auf eine Oberfläche trifft, wird aufgenommen. Der Anteil, der zurückgeworfen wird, heißt **Albedo**. Frischer Schnee wirft bis über 90 % zurück, das offene Meer bei hohem Sonnenstand nur 5 bis 10 % (Abbildung 77). Im Mittel hat die Erde eine Albedo von etwa 0,30, vor allem wegen der Wolken.

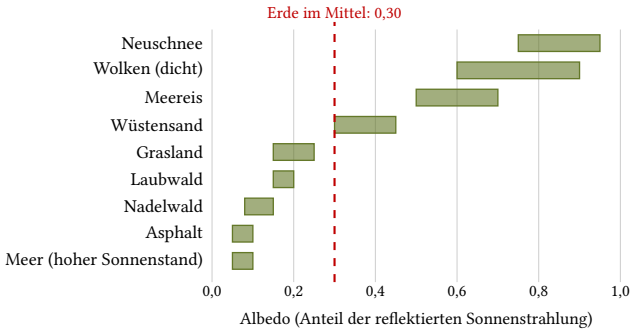


Abbildung 77: Albedo verschiedener Oberflächen (gerundete Richtwerte; die Werte schwanken mit Sonnenstand, Feuchte und Zustand der Oberfläche).

Die Albedo erklärt, warum schneebedeckte Gebiete und Eisflächen kalt bleiben, und sie verstärkt Veränderungen: Schmilzt Eis, kommt dunkles Wasser oder Gestein zum Vorschein, das mehr Strahlung aufnimmt, sich erwärmt und weiteres Eis schmelzen lässt (**Eis-Albedo-Rückkopplung**, GL5).

4.3 Die Strahlungsbilanz der Erde

Im langjährigen Mittel gibt die Erde fast genauso viel Energie ab, wie sie aufnimmt, sonst würde sie sich ständig erwärmen oder abkühlen. Abbildung 78 zeigt die Energieflüsse, gemittelt über die ganze Erde und das Jahr. Von 340 W pro m² werden etwa 100 reflektiert (Wolken, Luft, Boden), etwa 80 in der Atmosphäre absorbiert und etwa 160 vom Boden aufgenommen. Der Boden gibt die Energie wieder ab: als Wärmestrahlung (etwa 398 W pro m²), als fühlbare Wärme durch aufsteigende warme Luft (etwa 21) und als latente Wärme durch Verdunstung (etwa 82). Treibhausgase und Wolken nehmen den größten Teil der Wärmestrahlung auf und strahlen etwa 342 W pro m² als **Gegenstrahlung** zum Boden zurück. Ohne diesen natürlichen Treibhauseffekt läge die mittlere Oberflächentemperatur bei etwa −18 °C statt bei rund 15 °C (ausführlich in GL5). Derzeit nimmt die Erde wegen der steigenden Treibhausgaskonzentration knapp 1 W pro m² mehr auf, als sie abgibt (IPCC AR6 für 2006–2018: etwa 0,8 W pro m², seither eher mehr).

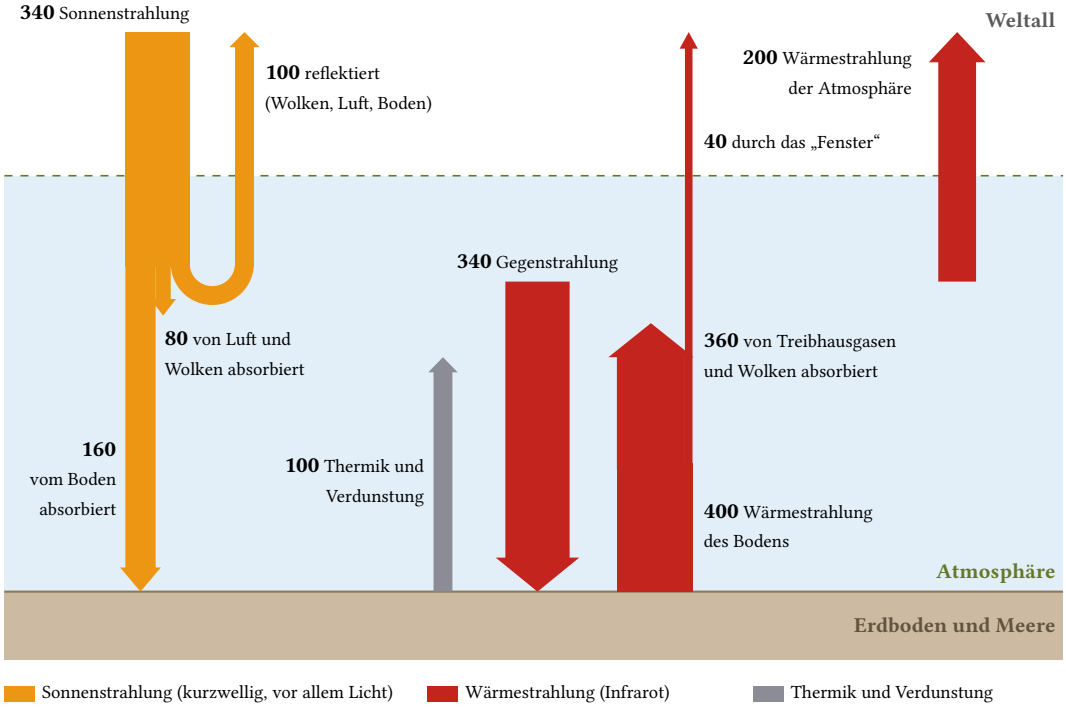


Abbildung 78: Mittlere Strahlungs- und Energiebilanz der Erde in W pro m², auf 10 gerundet (Daten: IPCC AR6 WG I, 2021, Abb. 7.2; „Thermik und Verdunstung“ = 21 fühlbare + 82 latente Wärme). Die kleine Erwärmungsbilanz ist weggelassen.

4.4 Überschuss in den Tropen, Defizit an den Polen

Global ist die Bilanz ausgeglichen, nach Breiten aber nicht (Abbildung 79). Zwischen etwa 40° N und 40° S nimmt die Erde mehr Sonnenstrahlung auf, als sie als Wärmestrahlung abgibt; polwärts davon gibt sie mehr ab. Trotzdem werden die Tropen nicht immer heißer und die Polargebiete nicht immer kälter. Also muss Wärme polwärts transportiert werden: zum größeren Teil durch die Atmosphäre (fühlbare Wärme in Luftmassen, latente Wärme im Wasserdampf), zu einem kleineren, in den Tropen aber erheblichen Teil durch die Meeresströmungen. Dieser Wärmetransport ist der Antrieb der **globalen atmosphärischen Zirkulation** (Abschnitt 5).

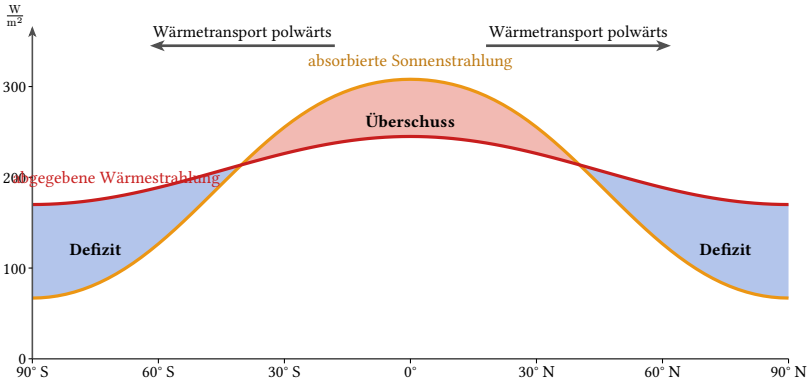


Abbildung 79: Strahlungsbilanz nach Breitenlage im Jahresmittel, schematisch (Modellkurven mit Werten in der Größenordnung von Satellitenmessungen; die Breitenachse ist linear geteilt, die Tropen nehmen in Wirklichkeit einen größeren Flächenanteil ein).

4.5 Tageszeitenklima und Jahreszeitenklima

In den inneren Tropen steht die Sonne das ganze Jahr hoch, und die Tage sind immer etwa gleich lang. Die Monatsmittel der Temperatur unterscheiden sich deshalb kaum (Manaus: 26,6 bis 28,6 °C), aber zwischen Tag und Nacht schwankt die Temperatur deutlich, in Gebirgen und Trockengebieten um 10 bis über 20 K. Ein Klima, in dem die **Tagesschwankung größer ist als die Jahresschwankung**, heißt **Tageszeitenklima**. In mittleren und hohen Breiten wechseln Sonnenhöhe und Tageslänge stark mit der Jahreszeit; die Jahresschwankung übertrifft die Tagesschwankung. Das ist ein **Jahreszeitenklima**.

Am deutlichsten zeigt das ein **Thermoisoplethendiagramm** (nach Carl Troll): Es trägt die Temperatur über Monat (waagerecht) und Uhrzeit (senkrecht) auf; Linien verbinden Punkte gleicher Temperatur (Abbildung 80). Im Tageszeitenklima verlaufen die Isothermen überwiegend waagerecht, denn die Temperatur ändert sich mit der Uhrzeit, kaum mit dem Monat. Im Jahreszeitenklima verlaufen sie überwiegend senkrecht.

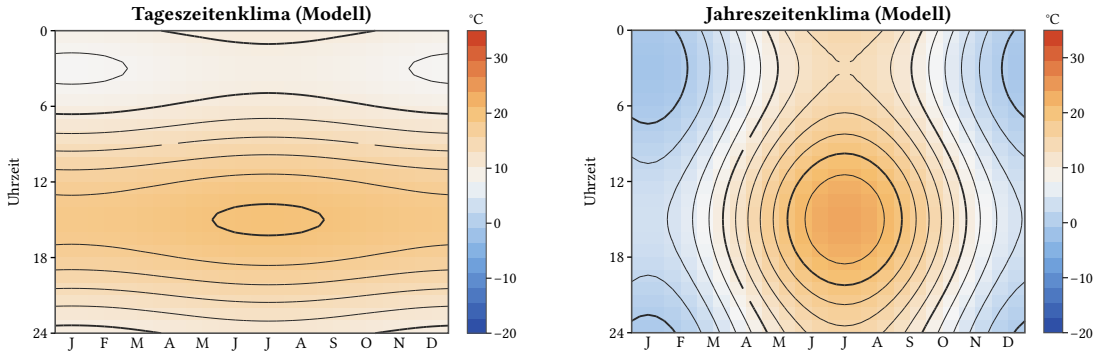


Abbildung 80: Thermoisoplethendiagramme zweier Modellstationen (keine Messwerte; Isothermen im Abstand von 2 K). Links: tropisches Hochland mit 1,6 K Jahres- und 11 K Tagesschwankung. Rechts: Mitteleuropa mit 18 K Jahresschwankung und 5 bis 10 K Tagesschwankung.

Fachbegriffe des Bildungsplans

- **Albedo:** Anteil der reflektierten an der einfallenden Sonnenstrahlung (Erde etwa 0,30, Neuschnee bis über 0,9).
- **Jahreszeitenklima:** Klima, dessen Jahresschwankung der Temperatur größer ist als die Tagesschwankung (außerhalb der Tropen).
- **solare Einstrahlung:** Sonnenstrahlung, die auf eine Fläche trifft; abhängig von Einfallswinkel und Tageslänge.
- **Tageszeitenklima:** Klima, dessen Tagesschwankung größer ist als die Jahresschwankung (innere Tropen).

Üben: **noctua** ↗

5 Globale Zirkulation und Monsun

BP 3.5.2.2 (2) Abi 2027

5.1 Das Dreizellenmodell

Die **globale atmosphärische Zirkulation** (planetarische Zirkulation) ist das System der großen Luftströmungen, das Wärme und Feuchtigkeit vom Äquator zu den Polen transportiert. Würde sich die Erde nicht drehen, stiege die Luft am Äquator auf, flösse in der Höhe zu den Polen, sänke dort ab und kehrte am Boden zurück. Wegen der Coriolisablenkung zerfällt diese eine Zelle auf jeder Halbkugel in drei: die Hadley-, die Ferrel- und die Polarzelle (Abbildung 81, Abbildung 82).

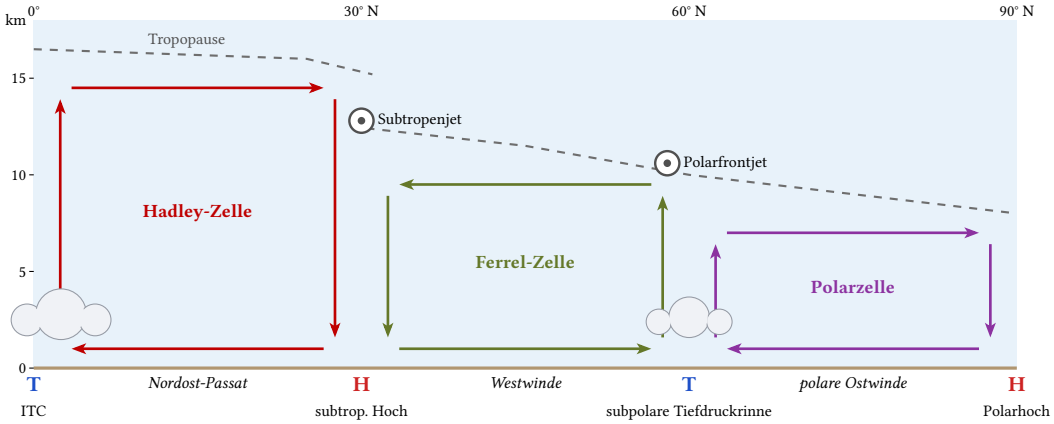


Abbildung 81: Dreizellenmodell der planetarischen Zirkulation im Querschnitt vom Äquator zum Nordpol (schematisch, Höhen stark überhöht). ⊙: Strahlstrom, der als Westwind nach Osten, also aus der Bildebene heraus weht. Die Ferrel-Zelle ist eine gedachte mittlere Zirkulation; in Wirklichkeit bestimmen dort wandernde Zyklonen den Austausch.

Hadley-Zelle und Passatzirkulation. In den inneren Tropen erwärmt die hoch stehende Sonne den Boden stark. Die Luft steigt auf, kühlt ab, der Wasserdampf kondensiert zu mächtigen Cumulonimben, und fast täglich fällt am Nachmittag kräftiger Regen (**Zenitalregen**). Am Boden entsteht eine Zone tiefen Drucks, in der die Winde beider Halbkugeln zusammenströmen: die **ITC** (innertropische Konvergenzzone). In der Höhe strömt die Luft polwärts. Dabei wird sie zunehmend nach Osten abgelenkt, kühlt durch Ausstrahlung ab, staut sich und sinkt zwischen etwa 20° und 30° Breite ab. Das Absinken bildet am Boden den **subtropischen Hochdruckgürtel** (dynamisches Hoch, z. B. Azorenhoch) und erwärmt die Luft so, dass sich Wolken auflösen. Hier liegen die großen Wüsten der Erde. Vom subtropischen Hoch strömt die Luft am Boden zur ITC zurück und wird abgelenkt: Auf der Nordhalbkugel entsteht der **Nordost-Passat**, auf der Südhalbkugel der **Südost-Passat**. Dieser geschlossene Kreislauf aus Aufsteigen in der ITC, polwärtiger Höhenströmung, Absinken im subtropischen Hoch und Passat am Boden heißt **Passatzirkulation** (Hadley-Zelle). Über dem Passat liegt oft eine **Passatinversion** in 1 bis 2 km Höhe, die das Aufsteigen begrenzt: Passatgebiete sind deshalb meist trocken, außer an Gebirgen und Inseln, an denen die Passatluft gehoben wird (Luvseiten der Kanaren oder Hawaiis).

Außertropische Westwindzone. Zwischen dem subtropischen Hoch und der **subpolaren Tiefdruckrinne** um 60° Breite (Islandtief, Aleutentief) wehen am Boden vorherrschend Winde aus West (Nordhalbkugel: Südwest). Diese **außertropische Westwindzone** ist die Zone der wandernden Zyklonen und Antizyklonen; das Wetter ist wechselhaft, Niederschlag fällt zu allen Jahreszeiten. Hier treffen subtropische Warmluft und Polarluft an der Polarfront aufeinander.

Polare Ostwindzone. Über den Polgebieten liegt kalte, schwere Luft; am Boden bildet sich ein flaches Kältehoch. Von dort fließt die Luft äquatorwärts ab und wird zu Ostwinden abgelenkt: Das ist die **polare Ostwindzone**.

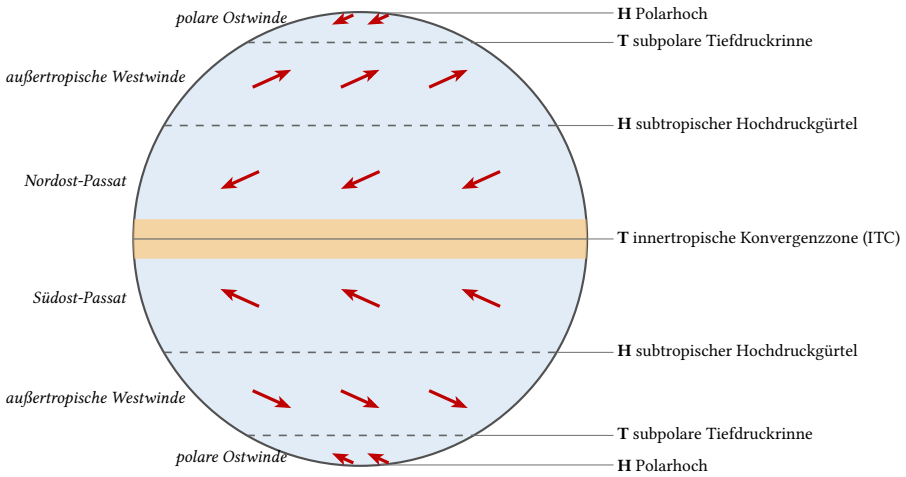


Abbildung 82: Druckgürtel und vorherrschende Bodenwinde im Modell der planetarischen Zirkulation (schematisch, ohne Einfluss der Kontinente).

5.2 Der Jetstream

Der **Jetstream** (Strahlstrom) ist ein schmales Band sehr starken Westwinds in etwa 9 bis 14 km Höhe, im Kern oft über 200 km pro Stunde schnell. Er entsteht dort, wo sich die Temperatur in Nord-Süd-Richtung stark ändert. Zwei Strahlströme sind wichtig: Der **Subtropenjet** liegt am polwärtigen Rand der Hadley-Zelle bei etwa 30° Breite; dort wird die polwärts strömende Höhenluft durch die Coriolisablenkung zu Westwind. Der **Polarfrontjet** liegt über der Polarfront in mittleren Breiten; er mäandriert in Rossby-Wellen und steuert die Zyklonen (Abschnitt 3). Flugzeuge nutzen ihn auf dem Weg nach Osten: Ein Flug von New York nach Europa ist oft eine Stunde kürzer als der Rückflug.

5.3 Die Wanderung der Zirkulationsgürtel

Das ganze System wandert mit dem Zenitstand der Sonne, allerdings verzögert (etwa ein bis zwei Monate) und über den Kontinenten weiter als über den Ozeanen. Im Juli liegt die ITC über Westafrika und Südasien bei etwa 15° bis 20° N, im Januar über dem südlichen Afrika und Südamerika bei etwa 10° bis 15° S. Mit ihr verschieben sich die Regenzeiten (Abbildung 83):

- In Äquatornähe zieht die ITC zweimal im Jahr über einen Ort: zwei Regenzeiten, die zu einem **immerfeuchten** Klima verschmelzen können (Singapur, Manaus).
- Zu den Wendekreisen hin rücken die beiden Regenzeiten zusammen, bis nur noch eine **sommerliche Regenzeit** bleibt, die mit wachsender Entfernung vom Äquator kürzer wird: **wechselfeuchte Tropen** (Kano, Niamey).
- Im Bereich des subtropischen Hochs bleibt es fast das ganze Jahr trocken (Assuan).
- An der Polseite des subtropischen Hochs gelangen die Gebiete im Sommer unter den Einfluss des Hochs, im Winter unter den der Westwinde mit ihren Zyklonen: **Winterregenklima** der Subtropen (Rom, Algier; Mittelmeerklima).

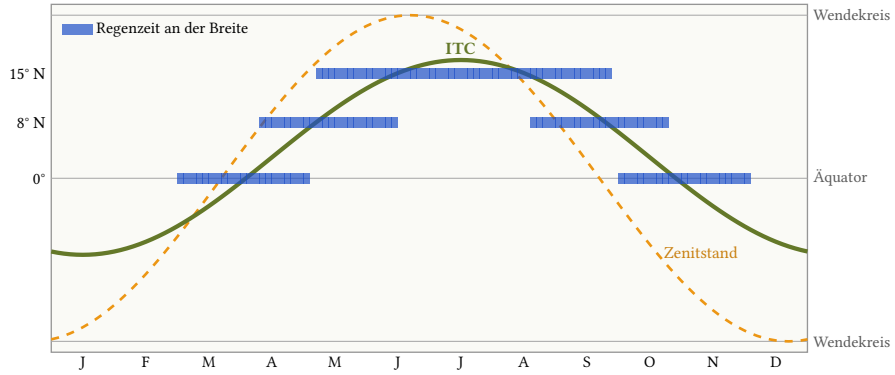


Abbildung 83: Jahreszeitliche Verlagerung der ITC (Modell, etwa wie über Afrika) und des Zenitstands. Blaue Balken: Regenzeit an drei Breiten, wenn die ITC weniger als etwa 7° entfernt ist. Aus zwei Regenzeiten am Äquator wird polwärts eine.

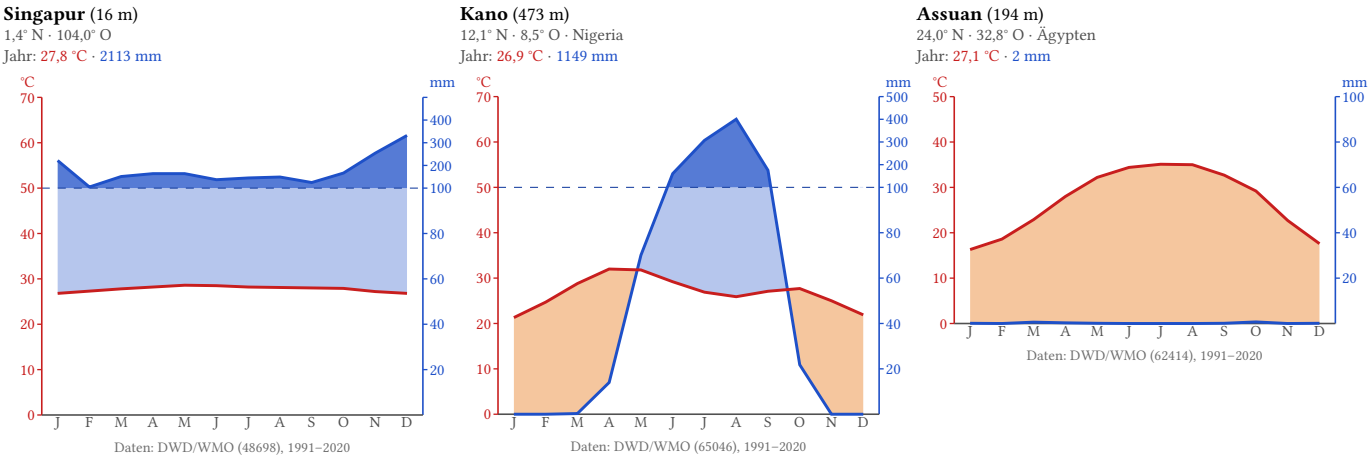


Abbildung 84: Vom Äquator zum Wendekreis: immerfeucht (Singapur, 1° N), wechselfeucht mit einer Regenzeit (Kano, 12° N) und vollarid (Assuan, 24° N). Daten: DWD, CLIMAT-Mittelwerte 1991–2020 der WMO-Stationen.

5.4 Monsun

Ein **Monsun** ist ein großräumiger Wind, der seine Richtung mit der Jahreszeit um mindestens 120° wechselt und dabei sehr beständig weht. Monsune entstehen dort, wo zwei Antriebe zusammenwirken: die Verlagerung der ITC und der Temperaturgegensatz zwischen Kontinent und Ozean. Der stärkste Monsun der Erde ist der **südasiatische Monsun** (Abbildung 85):

- **Sommer:** Der indische Subkontinent und das tibetische Hochland erhitzen sich; über Nordindien bildet sich ein ausgedehntes Hitzetief, und die ITC wandert weit nach Norden. Der Südost-Passat der Südhalbkugel überquert den Äquator, wird dabei nach rechts abgelenkt und erreicht Indien als feuchter **Südwest-Monsun**. An den Westghats und am Himalaya wird die Luft gehoben; es fallen gewaltige Niederschläge. In Mumbai fallen im Juli im Mittel etwa 920 mm (DWD/WMO 1991–2020), mehr als in Freiburg im ganzen Jahr. Der Monsun beginnt Anfang Juni im Süden und erreicht Nordindien Anfang Juli.
- **Winter:** Über Innerasien liegt ein kräftiges Kältehoch, die ITC liegt südlich des Äquators. Vom Land weht der trockene **Nordost-Monsun** zum Meer.

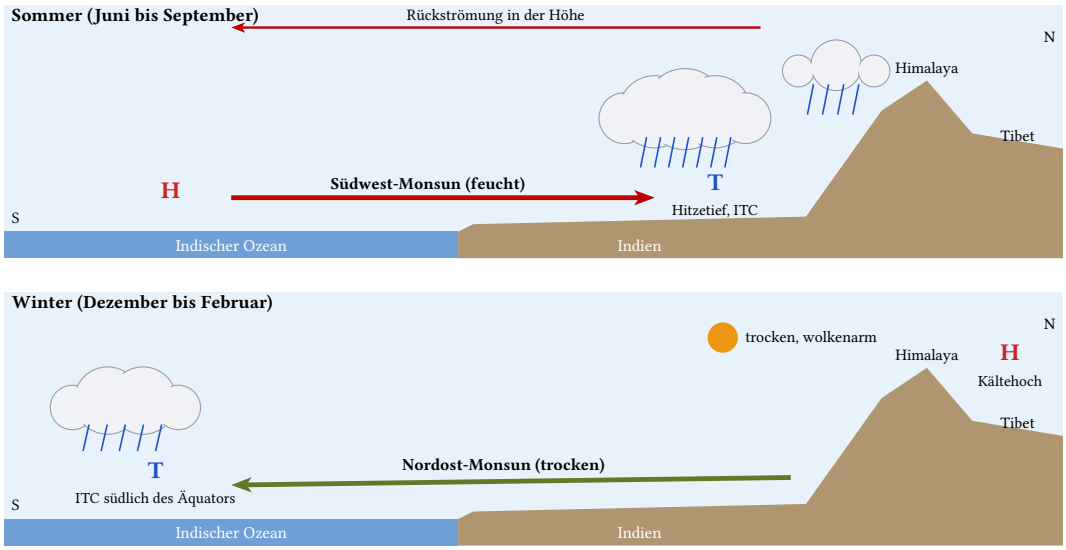


Abbildung 85: Südasiatischer Monsun im Querschnitt vom Indischen Ozean zum Himalaya (schematisch). Im Sommer bringen Steigungs- und Konvektionsregen über Indien und am Himalaya die Regenzeit.

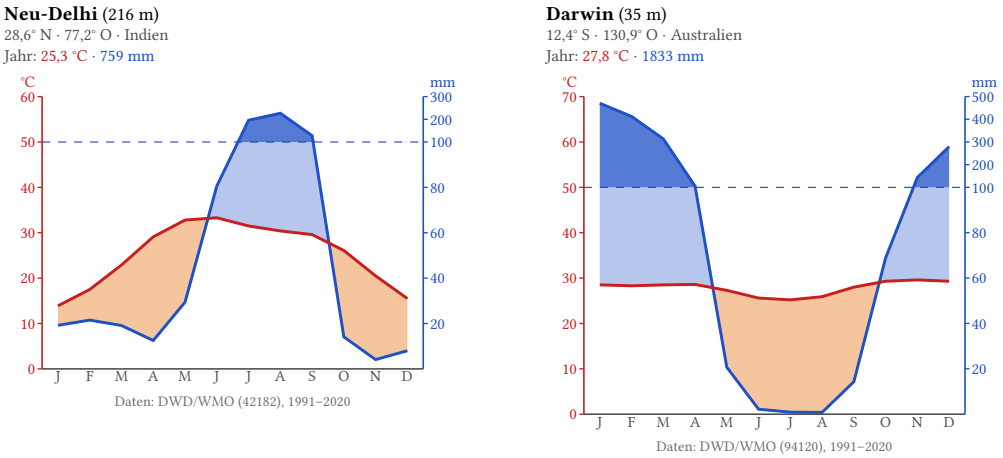


Abbildung 86: Monsunklimate: Neu-Delhi mit Sommerregen von Juli bis September und Darwin (Nordaustralien), wo der australische Monsun im Südsommer von Dezember bis März Regen bringt. Daten: DWD/WMO, 1991–2020.

Für über zwei Milliarden Menschen in Süd- und Ostasien entscheidet der Monsun über Ernte und Wasserversorgung. Kommt er spät oder schwach, drohen Dürre und Ernteausfälle; ist er sehr stark, verursacht er Überschwemmungen und Erdrutsche. Monsune gibt es auch in Westafrika, Ostasien und Nordaustralien.

Fachbegriffe des Bildungsplans

- **außertropische Westwindzone:** Zone vorherrschender Westwinde zwischen etwa 35° und 60° Breite mit wandernden Zyklonen.
- **globale atmosphärische Zirkulation:** System der großräumigen Luftströmungen, das Wärme polwärts transportiert (Dreizellenmodell).
- **ITC:** innertropische Konvergenzzone, Tiefdruckrinne in Äquatornähe, in der die Passate zusammenströmen und Luft aufsteigt.
- **Jetstream:** Strahlstrom, schmales Band starken Westwinds in 9 bis 14 km Höhe (Subtropen- und Polarfrontjet).
- **Monsun:** großräumiger Wind mit jahreszeitlichem Richtungswechsel um mindestens 120°.
- **Passatzirkulation:** Kreislauf der Hadley-Zelle aus Aufsteigen in der ITC, Absinken im subtropischen Hoch und Passaten am Boden.
- **polare Ostwindzone:** Zone östlicher Winde, die aus dem polaren Kältehoch äquatorwärts abfließen.

Üben: **noctua** ↗ Ausprobieren: **Planetarische Zirkulation** ↗ · **Monsun: Wind, der die Richtung wechselt** ↗

6 Vielfalt der Klimate: Land, Meer und Relief

BP 3.5.2.2 (2) Abi 2027

Die planetarische Zirkulation erklärt die großen Klimazonen. Innerhalb einer Zone unterscheiden sich die Klimate aber erheblich, weil die Kontinente die Zirkulation abwandeln. Drei Faktoren sind entscheidend: die Entfernung vom Meer, die Meeresströmungen und das Relief.

6.1 Kontinentalität und Maritimität

Wasser hat eine etwa viermal so große spezifische Wärmekapazität wie trockener Boden. Außerdem dringt die Sonnenstrahlung in Wasser einige Meter tief ein, Wellen und Strömungen verteilen die Wärme bis in große Tiefen, und ein Teil der Energie wird für die Verdunstung verbraucht. Das Meer erwärmt sich deshalb im Sommer langsam und kühlt im Winter langsam ab; es wirkt wie ein Wärmespeicher. Land dagegen erwärmt und kühlt sich schnell, denn nur eine dünne Bodenschicht nimmt am Austausch teil.

Definition

- **Maritimität** ist der Einfluss des Meeres auf das Klima: geringe Jahres- und Tagesschwankung der Temperatur, milde Winter, kühle Sommer, hohe Luftfeuchte, viele Wolken und Niederschlag zu allen Jahreszeiten, ein spät liegendes Temperaturmaximum (oft August).
- **Kontinentalität** ist der Einfluss großer Landmassen: große Jahres- und Tagesschwankung, kalte Winter mit Kältehochs, heiße Sommer, geringe Niederschläge mit sommerlichem Maximum (Konvektion), geringe Bewölkung.

Ein Maß für die Kontinentalität ist die Jahresschwankung der Temperatur. In Europa nimmt sie mit der Entfernung vom Atlantik zu, weil die Westwinde maritime Luft weit ins Land tragen, ihr Einfluss nach Osten aber nachlässt (Tabelle 13).

Station	Breite	kältester Monat	wärmster Monat	Jahresschwankung
Valentia (Irland)	51,9° N	7,4 °C	15,4 °C	8,0 K
Brest (Frankreich)	48,4° N	7,1 °C	17,1 °C	10,0 K
Freiburg	48,0° N	2,5 °C	20,1 °C	17,6 K
Potsdam	52,4° N	0,7 °C	19,4 °C	18,7 K
Irkutsk (Russland)	52,3° N	−17,6 °C	19,0 °C	36,6 K
Jakutsk (Russland)	62,0° N	−37,0 °C	19,9 °C	56,9 K

Tabelle 13: Zunahme der Jahresschwankung der Temperatur vom Atlantik ins Innere Eurasiens. Daten: DWD (Freiburg, Potsdam) und DWD/WMO-CLIMAT (übrige Stationen), Mittel 1991–2020.

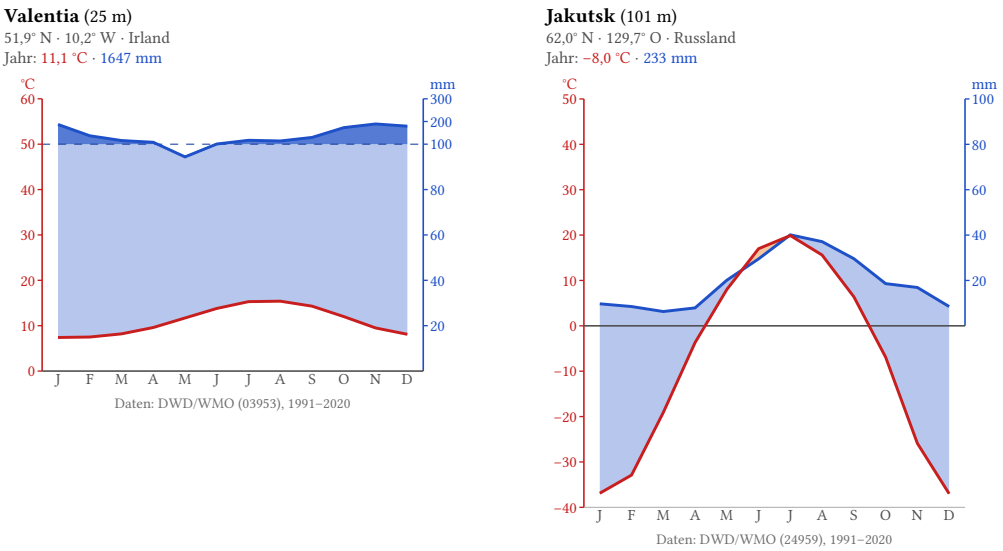


Abbildung 87: Maritimes und kontinentales Extrem: Valentia an der Südwestküste Irlands und Jakutsk in Ostsibirien. Daten: DWD/WMO, 1991–2020.

Auch die Lage an einem Kontinent spielt eine Rolle. In der Westwindzone haben die **Westseiten** der Kontinente maritimes, die **Ostseiten** deutlich kontinentaleres Klima, denn die Luft kommt dort vom Land. New York (40,8° N) hat im

Januar ein Mittel von 1,3 °C, Rom auf fast gleicher Breite 8,5 °C. In den Tropen ist es umgekehrt: Die Passate wehen aus Osten, also sind dort die Ostseiten der Kontinente feucht (Ostküste Brasiliens, Madagaskars) und die Westseiten trocken.

6.2 Meeresströmungen

Die **Meeresströmungen** an der Oberfläche werden vor allem von den Winden angetrieben: Passate und Westwinde setzen große Wasserwirbel in Gang, die auf der Nordhalbkugel im Uhrzeigersinn, auf der Südhalbkugel gegen den Uhrzeigersinn kreisen. Dabei entstehen zwei Arten von Strömungen:

- **Warme Meeresströmungen** fließen an den Ostseiten der Kontinente polwärts (Golfstrom, Kuroshio, Brasilstrom). Der **Golfstrom** setzt sich als Nordatlantikstrom bis vor Norwegen fort. Er ist ein Grund dafür, dass die Häfen Nordnorwegens eisfrei bleiben und Westeuropa für seine Breitenlage ungewöhnlich mild ist (den größeren Teil tragen allerdings die Westwinde bei, die die Meereswärme ins Land bringen).
- **Kalte Meeresströmungen** fließen an den Westseiten der Kontinente äquatorwärts (Humboldtstrom vor Peru und Chile, Benguelastrom vor Namibia, Kanarenstrom, Kalifornienstrom). Dazu kommt **Auftrieb** (Upwelling): Die ablandigen Passate treiben das Oberflächenwasser von der Küste weg, und kaltes, nährstoffreiches Tiefenwasser steigt auf. Die Luft darüber wird von unten gekühlt, es bildet sich eine Inversion, Konvektion wird unterdrückt: Es entstehen **Küstenwüsten** mit Nebel, aber fast ohne Regen (Abschnitt 10).

Neben den windgetriebenen Strömungen gibt es die **thermohaline Zirkulation**: Im Nordatlantik kühlt salzreiches Wasser ab, wird schwer und sinkt in die Tiefe; dafür strömt warmes Oberflächenwasser nach. Diese langsame Umwälzbewegung verbindet alle Ozeane (GL5: mögliche Abschwächung im Klimawandel).

6.3 Gebirgsklima

Gebirge verändern das Klima auf drei Wegen; zusammen ergeben sie ein eigenes **Gebirgsklima** (ausführlich für das Hochgebirge in Abschnitt 9):

- **Höhe:** Die Temperatur nimmt im Mittel um etwa 0,5 bis 0,7 K pro 100 m ab, Luftdruck und Wasserdampfgehalt sinken, die Strahlung wird intensiver. In den Tropen ersetzt die Höhe gewissermaßen die Breitenlage: Wer in Ecuador 4000 m hoch steigt, erlebt Temperaturen wie in hohen Breiten (Abschnitt 9).
- **Luv und Lee:** Gebirge zwingen die Luft zum Aufsteigen. Auf der Luvseite fällt Steigungsregen, auf der Leeseite liegt ein Regenschatten (Föhn, Leewüsten). Der Schwarzwald erhält auf seiner Westseite über 1500 mm Niederschlag, das Neckarbecken im Lee nur etwa 700 mm (Stuttgart: 691 mm).
- **Relief und Exposition:** Hänge zur Sonne erhalten mehr Strahlung als Schatthänge, in Tälern sammelt sich nachts Kaltluft, und es entstehen eigene Windsysteme.

Große Gebirge wirken auch auf die Zirkulation: Die Rocky Mountains und das tibetische Hochland lenken die Höhenströmung ab und verankern Tröge und Rücken; der Himalaya hält im Winter die Kaltluft Innerasiens von Indien fern.

Fachbegriffe des Bildungsplans

- **Gebirgsklima:** durch Höhe, Luv–Lee-Lage und Exposition abgewandeltes Klima von Gebirgen.
- **Kontinentalität:** Einfluss großer Landmassen: große Temperaturschwankungen, geringe Niederschläge.
- **Maritimität:** Einfluss des Meeres: geringe Temperaturschwankungen, milde Winter, hohe Feuchte.
- **Meeresströmung:** großräumige Wasserbewegung im Ozean; warme Strömungen polwärts, kalte äquatorwärts.

Üben: **noctua** ↗

7 Klimaklassifikation

BP 3.5.2.2 (3)

7.1 Genetisch oder effektiv?

Eine **Klimaklassifikation** ordnet die Vielfalt der Klimate nach festen Regeln in Klimazonen und Klimatypen und stellt sie auf einer Karte dar. Es gibt zwei grundsätzlich verschiedene Wege:

- **Genetische Klassifikationen** ordnen nach den **Ursachen**, vor allem nach der Lage in der planetarischen Zirkulation. Ein Beispiel ist die Gliederung nach Hermann Flohn (1950): innertropische Zone (ganzjährig feucht, ITC), randtropische Zone mit Sommerregen, subtropische Trockenzone (Passat), subtropische Winterregenzone, außertropische Westwindzone, subpolare Zone und hochpolare Zone. Genetische Klassifikationen erklären gut, lassen sich aber schwer mit Messwerten abgrenzen.
- **Effektive Klassifikationen** ordnen nach den **Wirkungen**, also nach messbaren Werten wie Temperatur und Niederschlag und ihrer Wirkung auf Vegetation und Mensch. Sie haben scharfe Grenzwerte und lassen sich für jede Station nachrechnen. Die beiden bekanntesten sind die Klassifikationen nach **Köppen und Geiger** und nach **Troll und Paffen**.

7.2 Die Klassifikation nach Köppen und Geiger

Wladimir Köppen hat seine Klassifikation ab 1900 entwickelt und sich dabei an der Verbreitung der Vegetation orientiert; Rudolf Geiger hat sie weiterentwickelt. Sie verwendet nur Monatsmittel der Temperatur und Monatssummen des Niederschlags und bezeichnet jedes Klima mit zwei oder drei Buchstaben.

Erster Buchstabe: Hauptklimate (Abbildung 88)

- **A tropische Regenklimate:** Der kälteste Monat hat mindestens 18 °C.
- **B Trockenklimate:** Der Jahresniederschlag liegt unter einer **Trockengrenze**, die mit der Temperatur steigt. In einer gängigen Form: Grenze in mm $= 20 \cdot T$, wenn mindestens 70 % des Niederschlags im Winterhalbjahr fallen; $= 20 \cdot T + 280$, wenn mindestens 70 % im Sommerhalbjahr fallen; sonst $= 20 \cdot T + 140$ (T: Jahresmittel in °C). Unter der halben Grenze liegt eine Wüste (BW), sonst eine Steppe (BS).
- **C warmgemäßigte Klimate:** Der kälteste Monat liegt zwischen −3 °C und 18 °C, der wärmste über 10 °C. (Viele neuere Fassungen setzen die Grenze zu D bei 0 °C statt −3 °C.)
- **D boreale Klimate** (Schneewaldklimate): Der kälteste Monat liegt unter −3 °C, der wärmste über 10 °C.
- **E Schnee- und Eisklimate:** Der wärmste Monat liegt unter 10 °C; ET (Tundra) zwischen 0 und 10 °C, EF (Frostklima) unter 0 °C. Die 10-°C-Grenze entspricht ungefähr der polaren Baumgrenze.

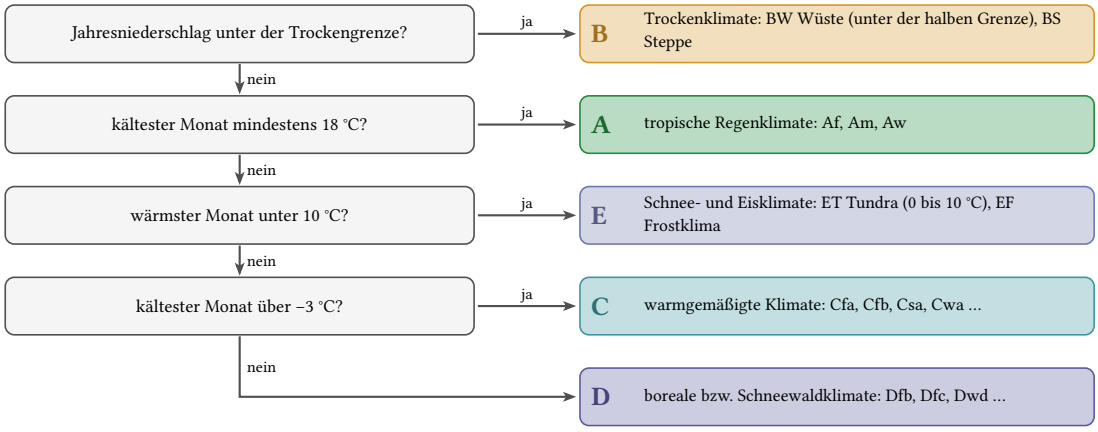


Abbildung 88: Entscheidungsweg zu den Hauptklimaten nach Köppen und Geiger (vereinfacht). Die Prüfung auf B kommt zuerst, weil Trockenheit in allen Temperaturzonen auftreten kann.

Zweiter Buchstabe: Niederschlagsverteilung. f: feucht zu allen Jahreszeiten; s: Sommer trocken (trockenster Sommermonat unter 40 mm und unter einem Drittel des feuchtesten Wintermonats); w: Winter trocken (trockenster Wintermonat unter einem Zehntel des feuchtesten Sommermonats); bei s und w muss zudem der trockenste Monat der trockenen Jahreshälfte trockener sein als der trockenste Monat der anderen; in A außerdem m: Monsun (kurze Trockenzeit, die der hohe Jahresniederschlag ausgleicht). Bei B steht an zweiter Stelle W oder S.

Dritter Buchstabe: Temperatur. a: heißer Sommer (wärmster Monat mindestens 22 °C); b: warmer Sommer (unter 22 °C, mindestens vier Monate über 10 °C); c: kühler Sommer (nur ein bis drei Monate über 10 °C); d: sehr kalter Winter (kältester Monat unter −38 °C). Bei B: h heiß (Jahresmittel mindestens 18 °C), k kalt.

Station	Klima	entscheidende Werte	Bezeichnung
Singapur	Af	kältester Monat 26,8 °C; trockenster Monat 105 mm	immerfeuchtes Regenwaldklima
Manaus	Am	kältester Monat 26,6 °C; August 56 mm, Jahr 2362 mm	Monsun-Regenwaldklima
Kano	Aw	kältester Monat 21,3 °C; Winter ohne Regen	Savannenklima
Niamey	BSh	554 mm, Trockengrenze 878 mm; Jahresmittel 29,9 °C	heißes Steppenklima
Assuan	BWh	2 mm, Trockengrenze 541 mm	heißes Wüstenklima
Kaschgar	BWk	85 mm; Jahresmittel 12,6 °C	kaltes Wüstenklima
Rom	Csa	Juli 12 mm, wärmster Monat 24,7 °C	Mittelmeerklima
Tokio	Cfa	kältester Monat 5,4 °C, wärmster 26,9 °C	feuchtes Subtropenklima
Freiburg	Cfb	kältester Monat 2,5 °C, wärmster 20,1 °C, ganzjährig feucht	Seeklima der Westwindzone
Toluca	Cwb	wärmster Monat 14,9 °C; Winter trocken	tropisches Hochlandklima
Irkutsk	Dwb	kältester Monat −17,6 °C; Februar 9 mm, Juli 106 mm	boreales Klima mit trockenem Winter
Zugspitze	ET	wärmster Monat 3,6 °C	Tundren- bzw. Hochgebirgsklima

Tabelle 14: Klimatypen nach Köppen und Geiger für Stationen dieses Skripts, berechnet aus den Normalwerten 1991–2020 (DWD, DWD/WMO). Grenze C/D bei −3 °C.

Die Grenzwerte erzeugen manchmal Grenzfälle, an denen man die Stärken und Schwächen der Klassifikation erkennt. Der Feldberg (kältester Monat −2,8 °C) ist mit der −3-°C-Grenze ein C-Klima (Cfc), mit der 0-°C-Grenze ein D-Klima (Dfc). Neu-Delhi liegt mit 759 mm knapp unter seiner Trockengrenze von 785 mm und gilt nach den Werten 1991–2020 als Steppenklima (BSh), obwohl es im Sommer heftigen Monsunregen erhält; in älteren Klimakarten steht es als Cwa. Ein kleiner Unterschied in den Messwerten kann also zu einem anderen Klimatyp führen, und mit dem Klimawandel verschieben sich die Grenzen.

7.3 Die Klassifikation nach Troll und Paffen

Carl Troll und Karlheinz Paffen haben 1964 eine Klassifikation der **Jahreszeitenklimate** vorgelegt, die in vielen deutschen Atlanten verwendet wird. Sie gliedert die Erde in fünf Zonen: I polare und subpolare Zone, II kaltgemäßigte boreale Zone, III kühlgemäßigte Zone, IV warmgemäßigte Subtropenzone und V tropische Zone. Innerhalb der Zonen unterscheidet sie Klimatypen nach dem Verlauf der Jahreszeiten: in den gemäßigten Zonen nach der Kontinentalität (Jahresschwankung der Temperatur) und der Länge der Winter, in den Subtropen und Tropen vor allem nach der **Zahl der humiden Monate**. So reicht die tropische Zone von den immerfeuchten Regenklimaten (fast alle Monate humid) über wechselfeuchte Klimate mit unterschiedlich langer Regenzeit bis zu den Wüstenklimaten mit weniger als zwei humiden Monaten.

Gegenüber Köppen und Geiger hat Troll/Paffen den Vorteil, dass die Klimatypen eng an die Vegetationszonen anschließen (GL4) und die Zahl der humiden Monate direkt aus dem Klimadiagramm abgelesen werden kann. Dafür sind die Grenzen weniger streng definiert und schwerer nachzurechnen.

Grenzen jeder Klassifikation

Jede Klassifikation vereinfacht: Sie arbeitet mit Mittelwerten und starren Grenzen, wo die Natur fließende Übergänge hat; Extreme, Tagesschwankungen und Wind kommen nicht vor. Hochgebirge lassen sich auf Weltkarten kaum darstellen. Welche Klassifikation „besser“ ist, hängt vom Zweck ab: Köppen und Geiger für den nachrechenbaren Vergleich von Stationen weltweit, Troll und Paffen für den Zusammenhang von Klima, Vegetation und Nutzung, genetische Klassifikationen für das Verständnis der Ursachen.

Fachbegriffe des Bildungsplans

- **Klimaklassifikation:** Gliederung der Klimate nach festen Regeln in Klimazonen und -typen, genetisch (nach Ursachen) oder effektiv (nach messbaren Wirkungen, z. B. Köppen/Geiger, Troll/Paffen).

Üben: **noctua** ↗ Ausprobieren: **Klimadiagramm-Baukasten** ↗

8 Schwingende Systeme: ENSO und NAO

BP 3.5.2.2 (4)

Atmosphäre und Ozean sind gekoppelt: Winde treiben Strömungen an, und die Temperatur der Meeresoberfläche bestimmt, wo Luft aufsteigt. Daraus entstehen Schwingungen, die sich über Jahre hin und her bewegen und das Wetter weit entfernter Regionen beeinflussen (**Telekonnektionen**). Der Bildungsplan nennt zwei Beispiele; dieses Skript bringt beide, ENSO ausführlich.

8.1 El Niño und die Southern Oscillation (ENSO)

Normalzustand. Über dem äquatorialen Pazifik weht der Südost-Passat beständig von Ost nach West. Er schiebt das sonnenerwärmte Oberflächenwasser nach Westen, wo es sich vor Indonesien und Nordaustralien zu einem „Warmwasserpool“ mit über 28 °C staut; der Meeresspiegel liegt dort etwa einen halben Meter höher als vor Südamerika. Vor Peru steigt dafür kaltes, nährstoffreiches Wasser auf (Auftrieb, Humboldtstrom); die Meerestemperatur liegt dort oft nur bei 16 bis 20 °C. Die Grenzschicht zwischen warmem Oberflächen- und kaltem Tiefenwasser, die **Thermokline**, liegt im Westen tief und steigt nach Osten an. Über dem warmen Westpazifik steigt Luft auf, es regnet viel; in der Höhe fließt sie nach Osten und sinkt über dem kühlen Ostpazifik ab, wo es trocken ist. Dieser Kreislauf heißt **Walker-Zirkulation** (Abbildung 89).

El Niño. Etwa alle zwei bis sieben Jahre schwächt sich der Passat ab, manchmal kehrt er sich im Westpazifik sogar um. Das warme Wasser schwappt nach Osten zurück, die Thermokline flacht ab, der Auftrieb vor Peru versiegt, und der Ostpazifik erwärmt sich um mehrere Kelvin. Fischer an der Küste Perus nannten die Erwärmung, die oft um Weihnachten einsetzt, „El Niño“ (das Christkind). Mit dem warmen Wasser wandert das Aufstiegsgebiet nach Osten: Die Walker-Zirkulation verlagert sich oder bricht zusammen. Das verstärkt sich selbst: Wärmeres Wasser im Osten schwächt den Druckunterschied und damit den Passat, und ein schwächerer Passat lässt das Wasser im Osten weiter warm werden (**Bjerknes-Rückkopplung**).

La Niña ist die Gegenphase: Der Passat ist stärker als normal, der Westpazifik besonders warm, der Ostpazifik besonders kühl.

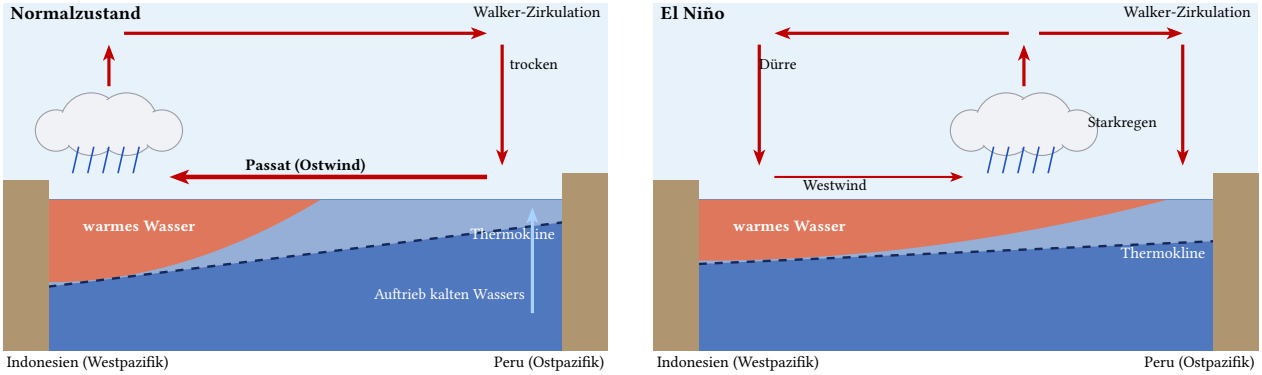


Abbildung 89: Querschnitt durch den äquatorialen Pazifik (schematisch). Normalzustand: Passat, Warmwasser im Westen, Auftrieb vor Peru, Walker-Zirkulation mit Aufsteigen über Indonesien. El Niño: schwacher Passat, Warmwasser im Osten, Aufsteigen und Starkregen im zentralen und östlichen Pazifik, Absinken und Dürre im Westen.

Die atmosphärische Seite heißt **Southern Oscillation**: eine Luftdruckschaukel zwischen Tahiti (zentraler Südpazifik) und Darwin (Nordaustralien). Ist der Druck bei Darwin ungewöhnlich hoch und bei Tahiti niedrig, wird der Passat schwach: El-Niño-Zustand. Weil Ozean und Atmosphäre zusammen schwingen, spricht man von der **El-Niño-Southern-Oscillation (ENSO)**. Gemessen wird ENSO meist mit dem **Oceanic Niño Index** (ONI), der Abweichung der Meeresoberflächentemperatur im zentralen Pazifik (Gebiet Niño 3.4, 5° N bis 5° S, 120° bis 170° W) vom Mittel. Liegt er fünf Dreimonatszeiträume in Folge bei mindestens +0,5 K, herrscht El Niño, bei höchstens −0,5 K La Niña.

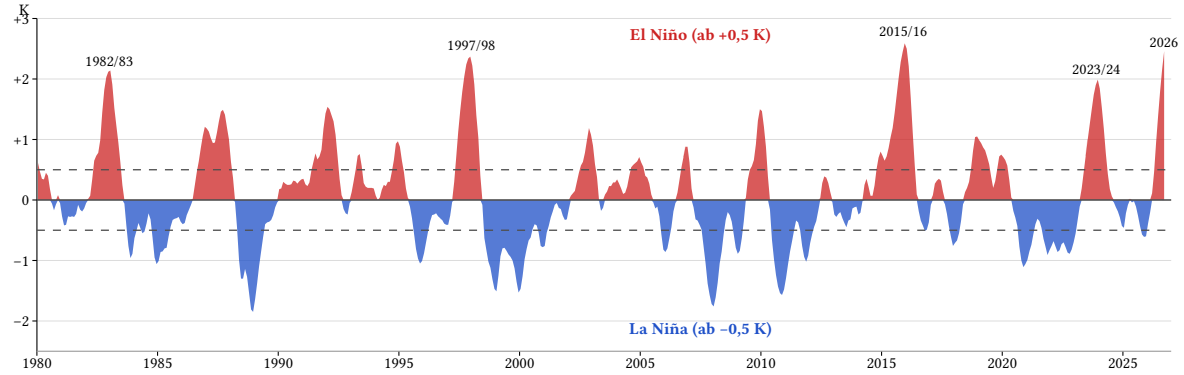


Abbildung 90: Oceanic Niño Index 1980 bis 2026 (gleitende Dreimonatsmittel, Abweichung in K). Rot: El Niño, blau: La Niña. Starke El-Niño-Ereignisse 1982/83, 1997/98, 2015/16, 2023/24; im Herbst 2026 lag der Index bei +2,5 K. Daten: NOAA Climate Prediction Center, Stand August bis Oktober 2026.

Auswirkungen eines El Niño (typisch, nicht in jedem Ereignis gleich):

- **Peru und Ecuador:** Starkregen und Überschwemmungen in der sonst trockenen Küstenwüste; die Sardellenfischerei bricht ein, weil der nährstoffreiche Auftrieb fehlt.
- **Indonesien, Nordaustralien, Papua-Neuguinea:** Dürre, Wald- und Torfbrände, Ernteausfälle.
- **Fernwirkungen:** oft schwächerer indischer Monsun, Dürre im südlichen Afrika, mehr Regen im Süden der USA, weniger Hurrikane im Atlantik.
- **Global:** Der Ozean gibt Wärme an die Atmosphäre ab; El-Niño-Jahre sind weltweit wärmer. 2016 und 2024 waren Rekordjahre, beide nach starken El-Niño-Ereignissen.

8.2 Die Nordatlantische Oszillation (NAO)

Die **North-Atlantic-Oscillation (NAO)** ist eine Luftdruckschaukel über dem Nordatlantik zwischen dem Islandtief und dem Azorenhoch. Der **NAO-Index** misst den Druckunterschied zwischen beiden, meist für die Wintermonate. Anders als ENSO hat die NAO keinen festen Rhythmus; sie wechselt von Winter zu Winter, manchmal mit längeren Phasen gleichen Vorzeichens.

- **Positive Phase:** Islandtief und Azorenhoch sind beide kräftig, der Druckunterschied ist groß. Die Westwinde sind stark und führen Zyklonen auf einer nördlichen Bahn nach Nordwest- und Mitteleuropa. Folge: milde, feuchte, stürmische Winter in Nordwest- und Mitteleuropa (auch in Baden-Württemberg), trockene Winter im Mittelmeerraum, kalte Winter in Grönland und Nordostkanada.
- **Negative Phase:** Beide Druckgebilde sind schwach, die Weströmung ist schwach und mäandriert. Kalte kontinentale Luft aus Osten kann nach Mitteleuropa vordringen, die Zyklonen ziehen weiter südlich über das Mittelmeer. Folge: kalte, schneereiche Winter in Mittel- und Nordeuropa, feuchte Winter im Mittelmeerraum. Ein Beispiel ist der Winter 2009/10 mit einer außergewöhnlich negativen NAO und Kälte in weiten Teilen Europas.

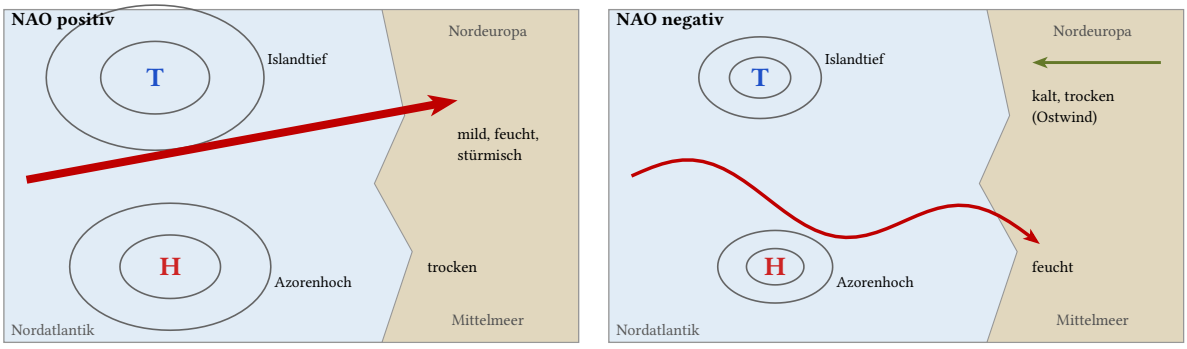


Abbildung 91: Positive und negative Phase der Nordatlantischen Oszillation im Winter (schematisch).

Beide Oszillationen zeigen: Selbst bei gleichbleibendem Klima schwankt das Wetter von Jahr zu Jahr erheblich. Für Prognosen über Monate (Jahreszeitenvorhersagen) und für die Planung in Landwirtschaft, Fischerei und Katastrophenschutz sind sie deshalb wichtig. Wie sich ENSO und NAO im Klimawandel verändern, ist Gegenstand der Forschung.

Fachbegriffe des Bildungsplans

- **El-Niño-Southern-Oscillation (ENSO):** gekoppelte Schwingung von Meerestemperatur (El Niño, La Niña) und Luftdruck (Southern Oscillation) im tropischen Pazifik, Wechsel alle zwei bis sieben Jahre.
- **North-Atlantic-Oscillation (NAO):** Schwankung des Luftdruckunterschieds zwischen Islandtief und Azorenhoch, die die Stärke der Westwinde über Europa bestimmt.

Üben: **noctua** ↗

9 Lebensraum Hochgebirge

BP 3.5.2.2 (5) Abi 2027

Wahlpflicht: Hochgebirge oder Wüste

Der Bildungsplan verlangt das spezifische Klima **eines** Lebensraums, Hochgebirge oder Wüste. Dieses Skript bringt beide. Schwerpunkt der schriftlichen Abiturprüfung 2027 ist das **Hochgebirge**; es wird deshalb ausführlicher behandelt. Die Wüste folgt in Abschnitt 10.

9.1 Was ein Hochgebirge ausmacht

Nicht jedes hohe Gebirge ist ein Hochgebirge im geographischen Sinn. Nach Carl Troll zeichnet sich ein Hochgebirge dadurch aus, dass es über die **Baumgrenze** hinausragt, in den Kaltzeiten von Gletschern geformt wurde (Kare, Trogtäler, Grate) und deshalb steile Hänge, Fels und Schutt zeigt. In den Alpen beginnt das Hochgebirge je nach Region bei etwa 1800 bis 2400 m, in den Tropen erst bei etwa 3500 bis 4000 m. Der Schwarzwald erreicht dagegen mit dem Feldberg (1493 m) nicht die Baumgrenze; er ist ein Mittelgebirge.

Hochgebirge gibt es in allen Klimazonen. Das Klima eines Hochgebirges hängt deshalb immer von zwei Dingen ab: von der **Höhe** (wie in jedem Hochgebirge) und von der **Breitenlage** (Tropen, Subtropen, mittlere Breiten).

9.2 Klimaelemente in der Höhe

Temperatur. Mit der Höhe sinkt die Temperatur, weil die Luft vom Boden her erwärmt wird und aufsteigende Luft adiabatisch abkühlt. Der Vergleich von Garmisch-Partenkirchen (719 m) und der Zugspitze (2956 m) zeigt das an echten Werten (Abbildung 92): Das Jahresmittel unterscheidet sich um 11,7 K auf 2237 m Höhenunterschied, das sind etwa 0,52 K pro 100 m. Im Juli sind es 0,62 K pro 100 m, im Januar nur 0,37 K pro 100 m. Im Winter liegt in den Tälern oft Kaltluft unter einer Inversion, während es in der Höhe vergleichsweise mild ist.

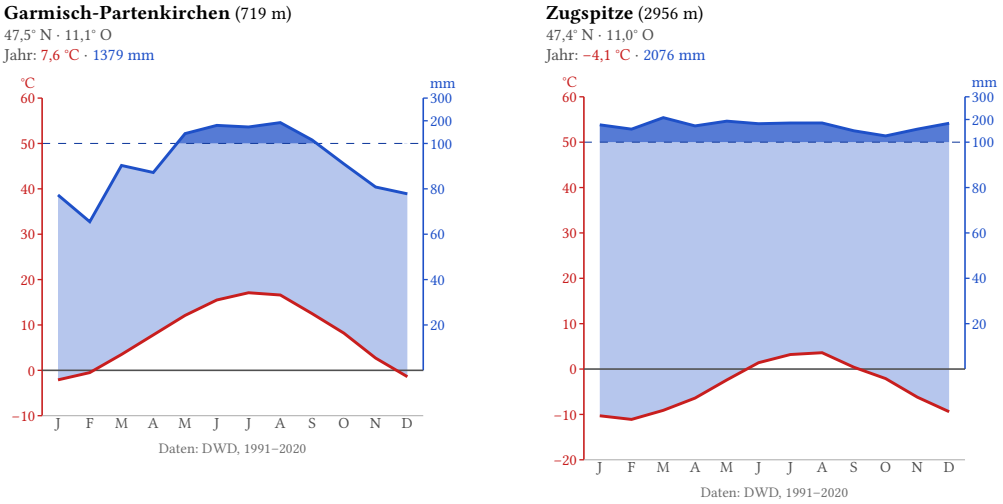


Abbildung 92: Gebirgsfuß und Gipfel: Garmisch-Partenkirchen im Loisachtal und die Zugspitze, nur 9 km voneinander entfernt. Auf der Zugspitze liegt kein Monatsmittel über 4 °C; es fallen über 2000 mm Niederschlag, großenteils als Schnee. Daten: DWD, Klimanormalwerte 1991–2020.

Niederschlag. An den Luvseiten der Gebirge nimmt der Niederschlag zunächst mit der Höhe zu, weil die Luft gehoben wird (Steigungsregen). Die Zugspitze erhält etwa 2076 mm, Garmisch 1379 mm. In den Alpen steigt der Niederschlag bis in Gipfelhöhe; in den Tropen liegt die Zone des größten Niederschlags dagegen meist in mittlerer Höhe (etwa 1000 bis 2000 m), weil die warme, feuchte Luft dort kondensiert und darüber schon ausgeregnet ist. Im Inneren großer Gebirge (inneralpine Täler, Hochbecken) ist es trockener, weil sie von allen Seiten im Lee liegen: Das Wallis und der Vinschgau gehören zu den trockensten Gebieten der Alpen.

Strahlung und Luftdruck. Mit der Höhe wird die Luft dünner (auf 3000 m etwa 700 hPa), sauberer und trockener. Die Sonnenstrahlung ist intensiver, vor allem der UV-Anteil; gleichzeitig strahlt der Boden nachts stärker aus, weil Wasserdampf und Gegenstrahlung fehlen. Deshalb sind die Tagesschwankungen der Temperatur groß, und sonnige und schattige Stellen unterscheiden sich stark. Der geringe Sauerstoffpartialdruck begrenzt die menschliche Leistungsfähigkeit (Höhenkrankheit ab etwa 2500 bis 3000 m).

Exposition. Südhänge (auf der Nordhalbkugel) erhalten viel mehr Strahlung als Nordhänge. In den Alpen liegen Siedlungen, Felder und Wiesen daher bevorzugt am Sonnhang, der Wald am Schatthang; Baum- und Schneegrenze liegen am Sonnhang höher.

9.3 Windsysteme im Hochgebirge

Das **Berg-Tal-Wind-System** ist ein tagesperiodisches, thermisch angetriebenes lokales Windsystem in Gebirgstälern (Abbildung 93):

- **Tagsüber** erwärmen sich die besonnten Hänge und die Luft darüber stärker als die Luft gleicher Höhe über der Talmitte. Die warme Luft steigt an den Hängen auf (**Hangaufwind**), über der Talmitte sinkt Luft ab. Gegen Mittag ist die Luft im ganzen Tal wärmer als die Luft gleicher Höhe über dem Vorland, und ein **Talwind** weht talaufwärts in die Berge. An den Hängen und Gipfeln bilden sich nachmittags oft Quellwolken, im Sommer auch Gewitter.
- **Nachts** kühlen die Hänge durch Ausstrahlung ab, die kalte, schwere Luft fließt die Hänge hinab (**Hangabwind**) und sammelt sich im Tal. Ein **Bergwind** weht talabwärts ins Vorland. In Talböden und Becken bilden sich Kaltluftseen mit Inversionen, Nebel und Frost.

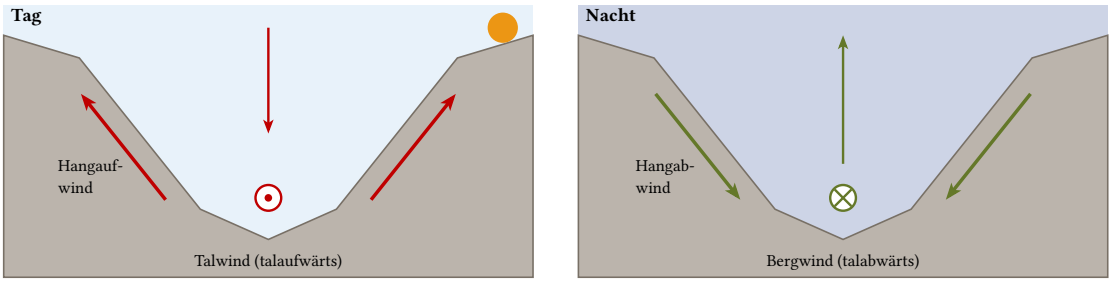


Abbildung 93: Berg-Tal-Wind-System im Talquerschnitt. ⊙: Talwind, der aus der Bildebene heraus talaufwärts weht; ⊗: Bergwind, der in die Bildebene hinein talabwärts weht.

Ein **Fallwind** ist jeder Wind, der an einem Hang oder über einen Gebirgskamm hinweg abwärts weht. Man unterscheidet:

- **warme Fallwinde:** Der **Föhn** (Abschnitt 2.6) kommt im Lee wärmer an als die Luft, die er ersetzt, weil er sich beim Absinken trockenadiabatisch erwärmt und im Luv oft Kondensationswärme gewonnen hat.
- **kalte Fallwinde:** Ist die herabstürzende Luft so kalt, dass sie trotz der Erwärmung beim Absinken kälter ankommt als die Luft im Lee, entsteht ein kalter Fallwind. Die **Bora** an der kroatischen Adriaküste stürzt im Winter aus dem Kältereservoir über dem Dinarischen Gebirge mit Sturmböen auf die warme Küste. Kleinräumig gehört auch der **Gletscherwind** dazu: Über dem Eis abgekühlte Luft fließt Tag und Nacht talabwärts.

Der **Föhn** ist das bekannteste Wetterereignis der Nordalpen: Bei Südföhn steigen in Innsbruck oder Altdorf die Temperaturen auch im Winter auf Frühlingswerte, während es am Alpensüdhang staut und regnet.

9.4 Höhenstufen

Weil die Temperatur mit der Höhe abnimmt, ändern sich auch Vegetation und Nutzung. Die Abfolge gleichartiger Bereiche übereinander heißt **Höhenstufen** (Vegetations- bzw. Kulturhöhenstufen). Sie ähneln der Abfolge der Vegetationszonen vom Äquator zu den Polen, aber nicht vollständig, denn im Gebirge ändern sich Tageslänge und Strahlung nicht wie mit der Breite.

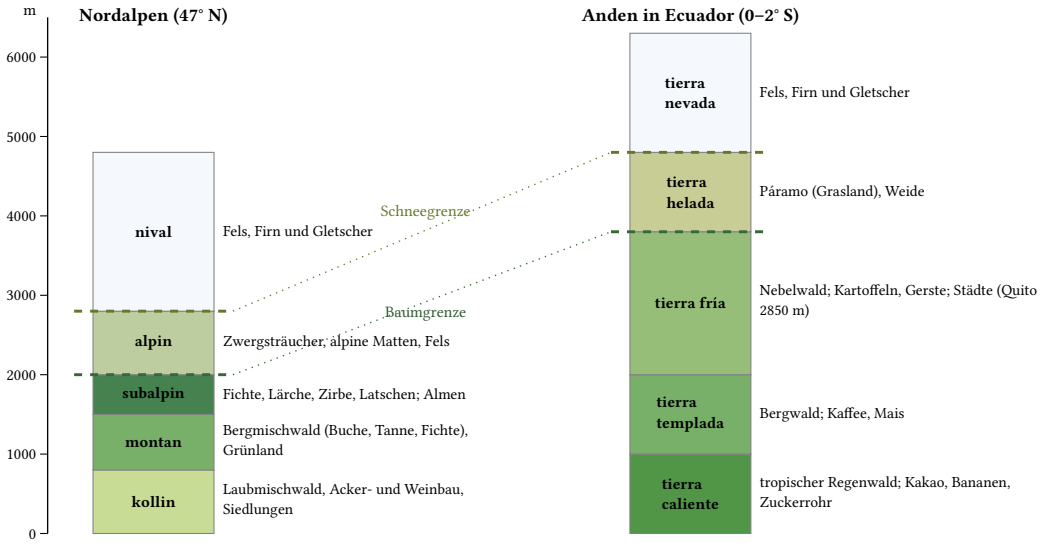


Abbildung 94: Höhenstufen der Nordalpen und der äquatornahen Anden im Vergleich (gerundete Richtwerte; die Grenzen schwanken mit Exposition, Niederschlag und Region). Baum- und Schneegrenze liegen in den Tropen rund 2000 m höher.

Alpen (mittlere Breiten). Über der **kollinen** Stufe mit Laubwäldern, Acker- und Weinbau folgt die **montane** Stufe mit Bergmischwald aus Buche, Tanne und Fichte, dann die **subalpine** Stufe mit Fichte, Lärche, Zirbe und Latschen, die an der Baumgrenze endet. Darüber liegt die **alpine** Stufe mit Zwergsträuchern und Matten (Almen) und schließlich die **nivale** Stufe mit Fels, Firn und Gletschern oberhalb der Schneegrenze. In den Alpen ist die Höhenstufung ein Ausdruck des **Jahreszeitenklimas**: Der Winter wird nach oben länger, die Vegetationszeit kürzer, bis sie für Bäume nicht mehr ausreicht.

Tropische Anden. In den Tropen gibt es keine thermischen Jahreszeiten; jede Höhenstufe hat das ganze Jahr ungefähr dieselbe Temperatur. Die traditionelle Gliederung nennt die Stufen nach ihrem Wärmeempfinden: **tierra caliente** (heißes Land, bis etwa 1000 m, Regenwald und Plantagen mit Kakao, Bananen, Zuckerrohr), **tierra templada** (gemäßigtes Land, bis etwa 2000 m, Kaffee), **tierra fría** (kühles Land, bis etwa 3800 m, Kartoffeln, Getreide; hier liegen viele Städte wie Quito oder Bogotá) und **tierra helada** (frostiges Land, Páramo-Grasland und Weide bis zur Schneegrenze bei etwa 4800 m), darüber die **tierra nevada**. Weil es oberhalb von etwa 3500 bis 4000 m fast jede Nacht friert und tagsüber taut („jeden Tag Sommer, jede Nacht Winter“), herrscht hier ein ausgeprägtes **Tageszeitenklima**. Die Pflanzen sind daran angepasst, etwa die Schopfrosetten der Páramos, die ihre Blätter nachts um die Knospe schließen. Ein Beispiel für die tierra fría ist das Hochland von Mexiko (Abbildung 95): Toluca (2720 m) ist im Jahresmittel 13,1 K kälter als das gleich weit vom Äquator entfernte Veracruz an der Küste, aber beide haben nur eine kleine Jahresschwankung von etwa 6 bis 7 K.

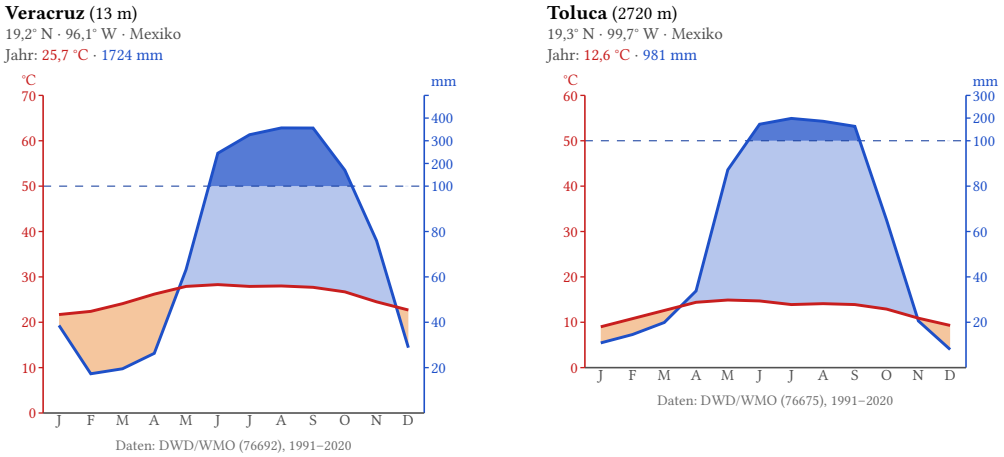


Abbildung 95: Tierra caliente und tierra fría auf etwa 19° N: Veracruz an der Golfküste und Toluca im mexikanischen Hochland. Beide zeigen tropische Sommerregen und eine geringe Jahresschwankung der Temperatur. Daten: DWD/WMO, 1991–2020.

In den tropischen Hochgebirgen sind die mittleren Höhenstufen Gunsträume: In der tierra templada und tierra fría gibt es keine tropischen Krankheiten wie Malaria, die Temperaturen sind angenehm, und die Böden auf vulkanischem Gestein sind oft fruchtbar. Deshalb lebt in den Andenstaaten und in Ostafrika ein großer Teil der Bevölkerung im Hochland. In den Alpen sind die Höhen dagegen Ungunsträume: kalt, kurz bewachsen, durch Lawinen und Muren gefährdet. Genutzt wurden sie traditionell nur im Sommer, etwa durch die **Almwirtschaft**, bei der das Vieh im Sommer auf die Hochweiden getrieben wird; heute kommt der Tourismus hinzu.

9.5 Baumgrenze und Schneegrenze

Die **Baumgrenze** ist die Höhe, oberhalb derer keine aufrechten Bäume mehr wachsen. Die wichtigste Ursache ist der Wärmemangel in der Wachstumszeit: Weltweit liegt sie ungefähr dort, wo die mittlere Temperatur während der Vegetationszeit auf etwa 6 bis 7 °C sinkt. Dann können Bäume ihr Gewebe nicht mehr schnell genug aufbauen. Hinzu kommen Frosttrocknis im Winter (gefrorener Boden, aber Verdunstung über die Nadeln), Wind, Schneedruck, Lawinen und die Nutzung durch den Menschen (Almen wurden durch Rodung oft künstlich nach unten erweitert). Unterhalb der eigentlichen Baumgrenze liegt die **Waldgrenze** (geschlossener Wald), dazwischen ein Übergangsgürtel mit Krüppelwuchs und Latschen.

Die **Schneegrenze** (klimatische Schneegrenze) ist die Höhe, oberhalb derer im langjährigen Mittel mehr Schnee fällt, als im Sommer abschmilzt. Dort kann sich Firn ansammeln und Gletscher bilden. Sie hängt von der Temperatur **und** vom Niederschlag ab: Je wärmer und je trockener, desto höher liegt sie. Darum liegt sie nicht am Äquator am höchsten (etwa 4800 m), sondern in den trockenen Subtropen, in der Puna der zentralen Anden bei über 6000 m (Abbildung 96). Am Sonnhang liegt sie höher als am Schatthang, an niederschlagsreichen Außenrändern eines Gebirges tiefer als im trockenen Inneren. Die **temporäre Schneegrenze** dagegen ist die Linie, bis zu der zu einem bestimmten Zeitpunkt Schnee liegt.

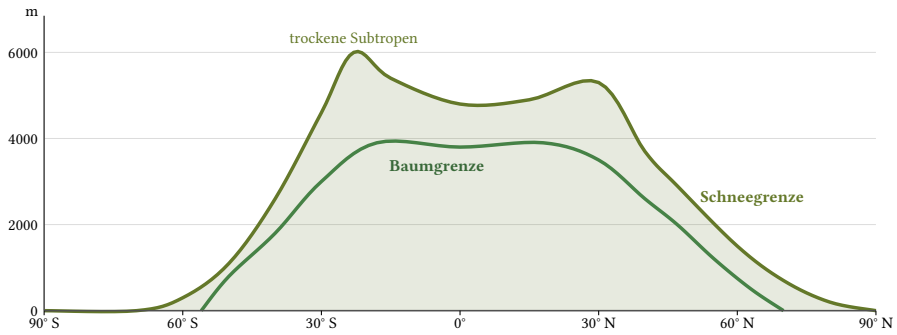


Abbildung 96: Schnee- und Baumgrenze nach geographischer Breite (schematisch, gerundete Richtwerte). Die Schneegrenze erreicht ihr Maximum in den trockenen Subtropen; in den feuchten inneren Tropen liegt sie wegen der Bewölkung und der Niederschläge tiefer.

9.6 Hochgebirge im Klimawandel

Hochgebirge erwärmen sich vielerorts schneller als ihr Umland, in den Alpen etwa doppelt so stark wie im globalen Mittel. Die Folgen sind deutlich sichtbar: Gletscher schmelzen, die Schneegrenze steigt, Permafrost in Felswänden taut und lockert das Gestein (Felsstürze, Murgänge), Pflanzen- und Tierarten wandern nach oben, und die Schneesicherheit tiefer gelegener Skigebiete schwindet. Für die Wasserversorgung großer Tiefländer, etwa in Südasien oder in den trockenen Andenstaaten, sind Gletscher als Wasserspeicher entscheidend (Klimawandel ausführlich in GL5).

Fachbegriffe des Bildungsplans

- **Baumgrenze:** Höhe, oberhalb derer keine aufrechten Bäume mehr wachsen; vor allem durch Wärmemangel in der Vegetationszeit bestimmt.
- **Berg-Tal-Wind-System:** tagesperiodisches Windsystem in Gebirgstälern: tags Hangauf- und Talwind, nachts Hangab- und Bergwind.
- **Fallwind:** abwärts gerichteter Wind an Hängen oder über Gebirgskämme, warm (Föhn) oder kalt (Bora, Gletscherwind).
- **Föhn:** warmer, trockener Fallwind im Lee eines Gebirges.
- **Höhenstufen:** übereinander liegende Bereiche gleichartiger Vegetation und Nutzung im Gebirge.
- **Schneegrenze:** Höhe, oberhalb derer im Mittel mehr Schnee fällt als abschmilzt.

Üben: **noctua** ↗

10 Lebensraum Wüste

BP 3.5.2.2 (5)

Wahlpflicht

Dieser Abschnitt ist die zweite Option von 3.5.2.2 (5). Im Abitur 2027 wird schriftlich das Hochgebirge geprüft; die Wüste bleibt Stoff des Leistungsfachs und kann mündlich geprüft werden.

10.1 Merkmale des Wüstenklimas

Eine **Wüste** ist ein Gebiet, in dem Pflanzen wegen Wassermangels (in Kältewüsten wegen Wärmemangels) nur sehr spärlich oder gar nicht wachsen. Klimatisch sind Trockenwüsten **vollarid**: In allen oder fast allen Monaten ist die mögliche Verdunstung größer als der Niederschlag. Das Klima hat einige gemeinsame Merkmale:

- sehr geringe, unregelmäßige Niederschläge; oft fällt jahrelang kein Regen, dann ein heftiger Guss, der zu Sturzfluten in den Trockentälern (Wadis) führt;
- geringe Bewölkung und Luftfeuchte, deshalb sehr starke Einstrahlung am Tag und starke Ausstrahlung in der Nacht: **große Tagesschwankungen** der Temperatur von oft 15 bis 25 K, an der Bodenoberfläche noch mehr;
- hohe Verdunstung, Wind und Staub;
- als Folge eine Vegetation aus angepassten Pflanzen: Sukkulenten speichern Wasser, Trockenpflanzen (Xerophyten) schützen sich mit kleinen, harten oder behaarten Blättern vor Verdunstung, Ephemere keimen nur nach Regen und blühen innerhalb weniger Wochen.

Nach der Ursache der Trockenheit unterscheidet man drei Wüstentypen (Abbildung 97). Oft wirken mehrere Ursachen zusammen.

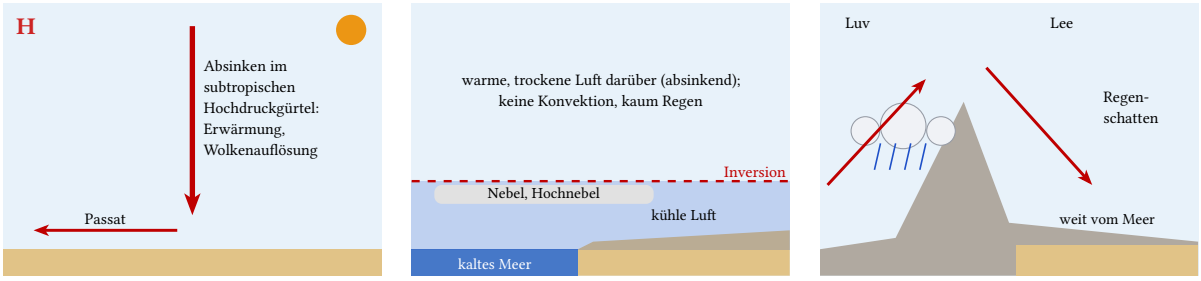


Abbildung 97: Ursachen der Trockenheit in den drei Wüstentypen (schematisch).

10.2 Wendekreiswüsten

Die **Wendekreiswüsten** (Passatwüsten) liegen im Bereich des subtropischen Hochdruckgürtels um 20° bis 30° Breite. Dort sinkt die Luft der Hadley-Zelle ab und erwärmt sich adiabatisch; die relative Feuchte sinkt, Wolken lösen sich auf, und eine Inversion verhindert das Aufsteigen. Die Passate, die von hier zur ITC wehen, nehmen Feuchtigkeit auf, statt sie abzugeben. Beispiele sind die Sahara, die Arabische Wüste, die Wüsten Australiens und die Kalahari. Die größte Wüste der Erde, die Sahara, umfasst Gebiete wie das Niltal um Assuan, wo im Jahr im Mittel nur etwa 2 mm Regen fallen (Abbildung 98). Im Sommer werden dort Monatsmittel von 35 °C erreicht, im Winter ist es mit 16 °C deutlich kühler: Die Jahresschwankung beträgt fast 19 K.

10.3 Küstenwüsten

Küstenwüsten liegen an den Westseiten der Kontinente in den Subtropen und Randtropen, wo kalte **Meeresströmungen** und Auftriebswasser die Küste begleiten: die Atacama vor dem Humboldtstrom, die Namib vor dem Benguelastrom, Teile der Westsahara vor dem Kanarenstrom und Niederkalifornien vor dem Kalifornienstrom. Das kalte Wasser kühlt die unterste Luftschicht ab; darüber liegt warme, absinkende Luft aus dem subtropischen Hoch. Es entsteht eine kräftige Inversion, die jede Konvektion unterdrückt. Unter der Inversion bilden sich Nebel und Hochnebel (in Chile **Camanchaca** genannt), aber kein Regen. Typisch für Küstenwüsten sind deshalb:

- extrem geringe Niederschläge: Iquique in der Atacama erhält im Mittel unter 1 mm im Jahr;
- für die Breitenlage niedrige und sehr ausgeglichene Temperaturen (Iquique: Jahresschwankung 6,6 K), hohe Luftfeuchte und häufiger Nebel;

- Leben, das den Nebel nutzt: Pflanzen und Tiere, die Nebeltröpfchen auffangen; in Chile gewinnen Dörfer Trinkwasser mit Nebelnetzen.

In El-Niño-Jahren erwärmt sich das Meer vor Peru und Nordchile, die Inversion schwächt sich ab, und es kann zu Starkregen in der Wüste kommen (Abschnitt 8).

10.4 Binnenwüsten

Binnenwüsten liegen im Inneren großer Kontinente, weit entfernt vom Meer, und oft zusätzlich im Regenschatten hoher Gebirge (Lee- oder Reliefwüsten). Die Luft hat auf ihrem langen Weg über Land und über Gebirge den größten Teil ihrer Feuchtigkeit verloren. Beispiele sind die Taklamakan im Tarimbecken und die Gobi in Zentralasien, die Wüsten des Großen Beckens in den USA hinter der Sierra Nevada und Patagonien im Lee der Anden. Typisch ist ein **kontinentales** Klima mit sehr großer Jahresschwankung: heiße Sommer, aber kalte Winter mit Frost. Turpan in Nordwestchina erhält etwa 15 mm Niederschlag im Jahr und hat eine Jahresschwankung von fast 40 K (Januar −6,7 °C, Juli 33,1 °C).

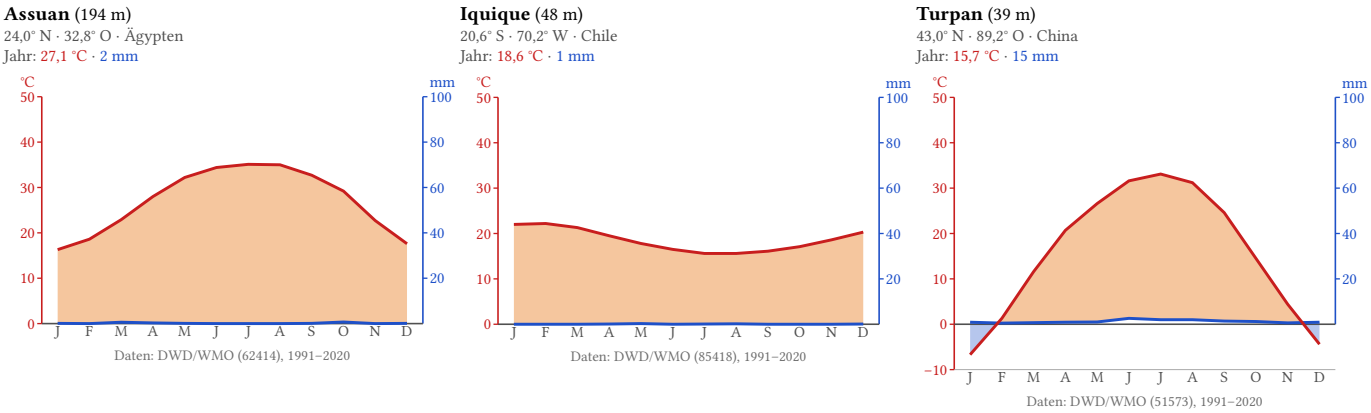


Abbildung 98: Drei Wüstentypen im Klimadiagramm: Wendekreiswüste (Assuan, Ägypten), Küstenwüste (Iquique, Atacama, Chile) und Binnenwüste (Turpan, Nordwestchina). Daten: DWD/WMO, CLIMAT-Mittelwerte 1991–2020.

	Wendekreiswüste	Küstenwüste	Binnenwüste
Ursache	Absinken im subtropischen Hoch, Passat	kalte Meeresströmung, Auftrieb, Inversion	Meeresferne, Regenschatten
Lage	um 20° bis 30° Breite	Westküsten der Subtropen und Randtropen	Inneres großer Kontinente, hinter Gebirgen
Temperatur	heiß, große Tagesschwankung	mild, ausgeglichen	heiße Sommer, kalte Winter
Feuchte	sehr trocken	hohe Luftfeuchte, Nebel	trocken
Beispiele	Sahara, Arabien, Australien	Atacama, Namib	Taklamakan, Gobi, Great Basin

Tabelle 15: Die drei Wüstentypen im Vergleich.

10.5 Leben in der Wüste

Die ökologische Bedeutung des Wüstenklimas zeigt sich an der Anpassung von Pflanzen, Tieren und Menschen. Leben konzentriert sich dort, wo Wasser verfügbar ist: in **Oasen** an Quellen und Grundwasser, an Fremdlingsflüssen wie dem Nil, der aus feuchteren Gebieten kommt, und an Gebirgsrändern, an denen Schmelzwasser austritt (Oasenkette am Rand des Tarimbeckens mit Kaschgar). Traditionelle Lebensformen sind der **Nomadismus**, der den spärlichen Weiden folgt, und der Bewässerungsfeldbau in Oasen. Heute prägen Tiefbrunnen, die oft nicht erneuerbares fossiles Grundwasser fördern, Großprojekte der Bewässerung, Bergbau und Tourismus viele Wüsten; sie werfen Fragen der Nachhaltigkeit auf (Wasser in GL4, Desertifikation in GL4).

Fachbegriffe des Bildungsplans

- **Binnenwüste:** Wüste im Inneren eines Kontinents, trocken durch Meeresferne und Regenschatten; kontinentales Klima.
- **Küstenwüste:** Wüste an einer Westküste mit kalter Meeresströmung; Inversion verhindert Regen, häufig Nebel.
- **Meeresströmung:** hier die kalte Küstenströmung mit Auftrieb, die die Luft von unten kühlt und Inversionen erzeugt.
- **Wendekreiswüste:** Wüste im subtropischen Hochdruckgürtel, trocken durch absinkende Luft.

Üben: **noctua** ↗