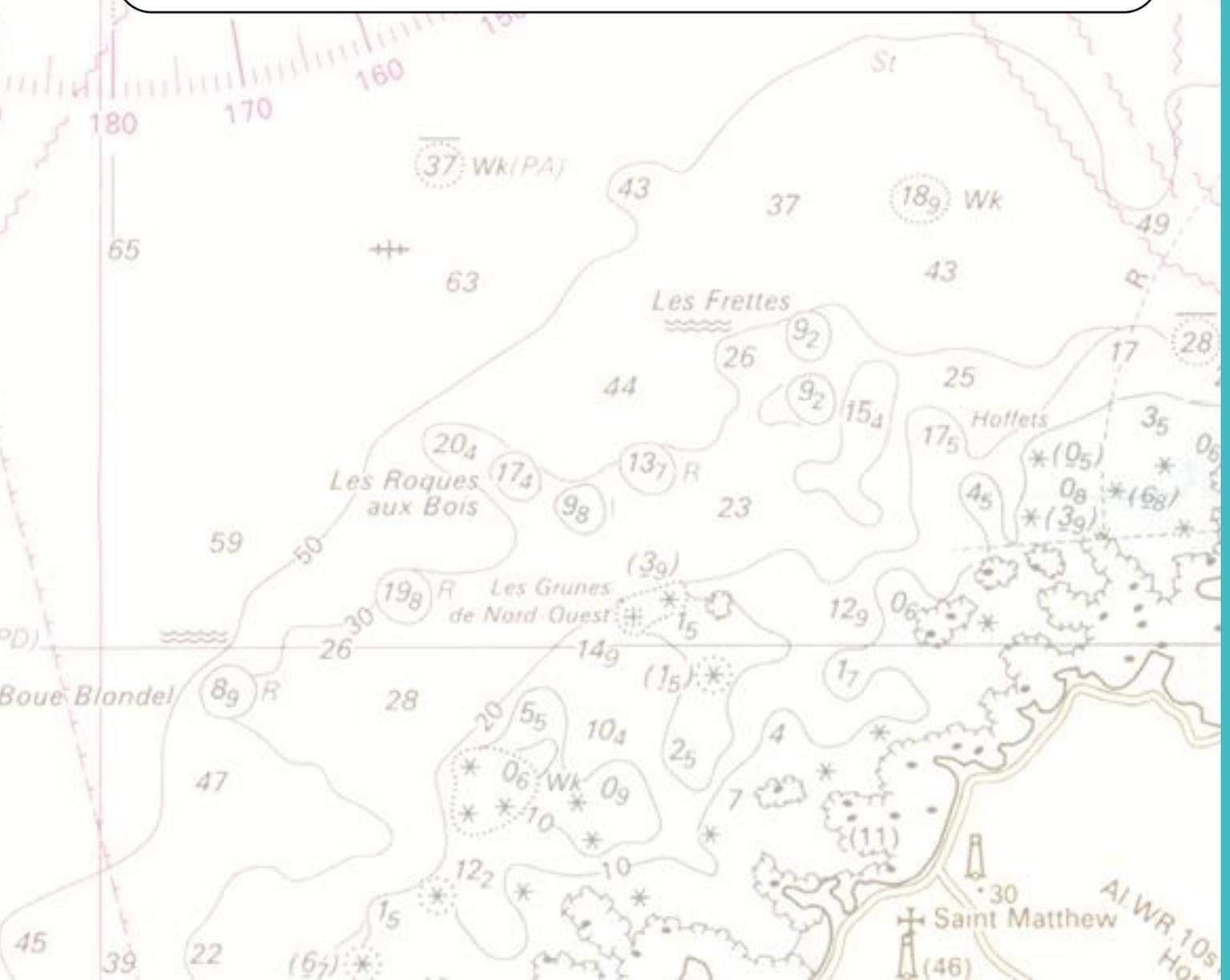


8 Meteorologie



Alle Rechte vorbehalten. Sämtliche Dokumente, sowie Teile davon sind urheberrechtlich geschützt und dürfen ohne schriftliche Erlaubnis der Swiss Yachting Association in keiner Form reproduziert werden.

Copyright © 2025 by Swiss Yachting Association

V2.0

Inhaltsverzeichnis

Einführung	4
Atmosphäre	5
Das Wetter und seine Messung	6
Luftdruck.....	6
Temperatur	10
Luftfeuchtigkeit und Sichtweite.....	12
Wolken	15
Wind	24
Wetterzustand	29
Seegang	31
Überregionale Wettererscheinungen	40
Globale Zirkulation.....	40
Luftmassen und Fronten	44
Zyklognese und Zyklone an der Polarfront.....	45
Tropische Zyklone	54
Meeresströmungen	60
Lokale Wettererscheinungen	62
Thermische Einflüsse auf den Wind.....	63
Topographische und orographische Einflüsse auf den Wind	64
Windsysteme im Mittelmeer.....	67
Fronten- und Wärmegewitter	70
Wetterprognosen und Törnplanung	74
Eigene Messungen und Beobachtungen.....	74
Externe Informationsbeschaffung	75
Seewetterberichte und Bordwetterkarten	83
Segel- und Seehandbücher.....	89
Wetterabhängigkeit der menschlichen Leistungsfähigkeit	91

Einführung

Meteorologie ist die Wissenschaft von der Atmosphäre und ihren Erscheinungen (siehe Seite 5).

Sie befasst sich mit Wetterelementen, wie Luftdruck, Temperatur, Luftfeuchtigkeit, Wolken und Wind sowie deren Folgen wie Seegang (siehe Seite 6).

Sie versucht diese Phänomene zu erklären und Wetterentwicklungen vorauszusagen. Dabei analysiert sie überregionale Wettererscheinungen und lokale Wettererscheinungen (siehe Seite 40) (siehe Seite 62).

Uns Seefahrer hilft sie bei der Törn-Planung, sofern wir wissen, wo wir aktuelle Wetterinformationen beziehen können (siehe Seite 74).

Die Meteorologie ist ein dynamisches Forschungsgebiet. Vor allem die rasante Entwicklung der Rechnerleistung hat es ermöglicht supercomputergestützte Vorhersagemodelle anzuwenden. Diese Modelle simulieren die Atmosphäre unseres Globus und verwenden komplexe mathematische Gleichungen zur Prognose künftiger Wetterereignisse. Dazu hat das wachsende Netz von weltweit betriebenen Messstationen und die Wetterbeobachtung über Satelliten die Sammlung von Wetterdaten deutlich verbessert. Die nationalen Wetterdienste arbeiten hier eng zusammen. Im Fokus der Forschung stehen extreme Wettererscheinungen wie Hurricane, Tornados und Überschwemmungen sowie die globale Klimaentwicklung.

Atmosphäre

Die Atmosphäre (altgriechisch: atmós = Dunst + sphaira = Kugel) ist die Gashölle* der Erde mit einem Gewicht von 5.000 Billionen Tonnen. Sie wird durch die Gravitationskraft festgehalten. Was wir als Wetter erleben, entsteht durch komplexe physikalische und chemische Prozesse, die sich in dieser Gashölle vollziehen. Wetter ist also eine Beschreibung für den Zustand der Atmosphäre an einem bestimmten Ort.

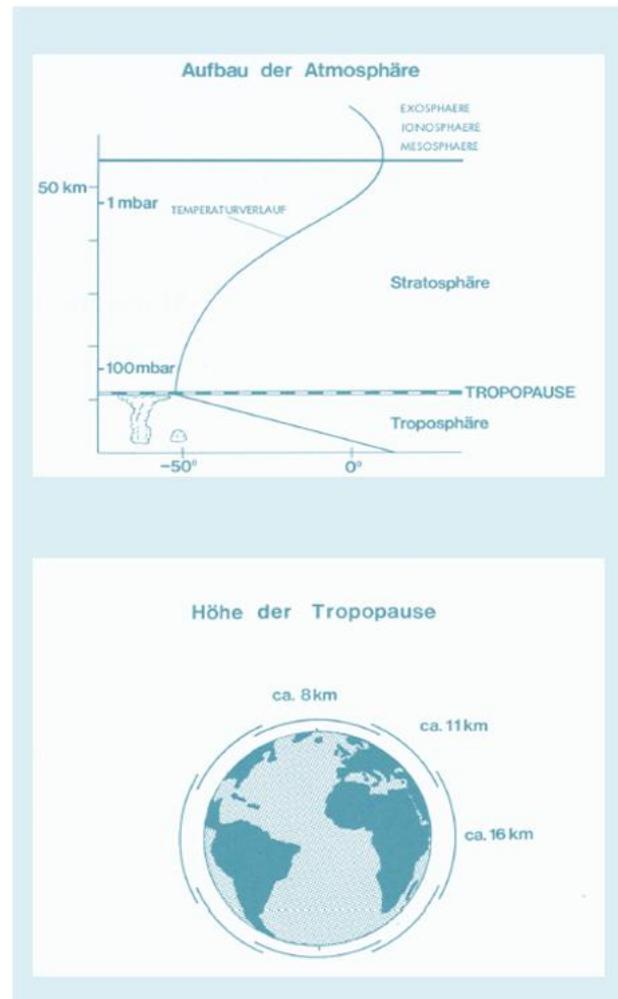
Aufbau der Atmosphäre

Alle Vorgänge, die das **Wetter** beeinflussen, spielen sich in der Troposphäre ab; sie bildet das unterste Stockwerk der Atmosphäre.

In der Troposphäre sind ca. 75 % der Luftmassen und fast der gesamte Wasserdampf der Atmosphäre enthalten. Die Temperatur nimmt im Mittel um 0.65°C pro 100 m zunehmender Höhe ab. Ein vertikaler Austausch von Luft ist fast in der gesamten Troposphäre möglich.

Aufgrund der jeweils vorherrschenden Temperaturen ist die Troposphäre in der Nähe des Äquators mächtiger als in den polaren Regionen (16 km bzw. 8 km) und wird durch die darüber liegende Tropopause begrenzt, die sie von der darüber liegenden stets stabil geschichteten und sehr trockenen Stratosphäre abschottet.

* Die Atmosphäre ist ein Gasgemisch, welche sich aus Stickstoff (78%), Sauerstoff (21%), Argon (0,9%), Kohlendioxid (0,03%), Wasserstoff, Ozon, Helium, Neon, sowie Wasserdampf (0,1 bis 4%) zusammensetzt.



Das Wetter und seine Messung

Das Wetter charakterisiert also einen bestimmten Zustand der Atmosphäre an einem bestimmten Ort und zu einem bestimmten Zeitpunkt. Somit ist Wetter die Aufnahme eines Momentstatus, der sich – anders als die allgemeine Wetterlage – mehrmals täglich ändern kann.

Ohne genaue Kenntnis der Wetterverhältnisse ist die Planung eines Seetörns risikobehaftet. Vor allem als Segler benötigt man für die Auswahl der Schiffsroute eine fundierte Erwartung der Wind- und Seegangsverhältnisse.

Bis zum Ende des 19. Jahrhunderts bestanden Wetterinformationen nur aus menschlichen Beobachtungen. Dann begann man damit die physikalischen Zusammenhänge des Wettergeschehens zu untersuchen. Heute ermöglicht es die Technik Wetter nahezu lückenlos und automatisch zu erfassen und computergestützte Vorhersagen zu erstellen. Nicht nur die enorm gestiegenen Speicherkapazitäten von Grossrechnern, sondern auch die Inbetriebnahme von Wettersatelliten in den 60er Jahren haben die meteorologischen Vorhersagemodelle und die Prognosequalität entscheidend verbessert. So wurde im Dezember 2024 der neue Meteosat Third Generation (MTG) in Betrieb genommen; dieser übermittelt präzisere Bild- und Daten für die Wettervorhersage und die Klimaüberwachung in Echtzeit.

Zu den wichtigsten meteorologischen Messgrössen, mit denen das Wetter beschrieben wird, zählen die folgenden Parameter:

- Luftdruck ([air pressure](#))
- Temperatur ([temperature](#))
- Luftfeuchtigkeit ([moisture](#))
- Wind (Richtung, Geschwindigkeit/Stärke) ([air movement](#))
- Strahlung (solare Einstrahlung, Wärmestrahlung von Erde/Atmosphäre) ([radiation](#))

Als deren Folge lassen sich zudem

- Bewölkung (Bedeckungsgrad, Wolkenart) ([clouds](#))
- Niederschlag (Art, Niederschlagshöhe) ([precipitation](#)) und
- Sicht ([visibility](#)) bestimmen.

Die Seefahrt gehört mit zu den dankbaren Abnehmern der zahlreichen Beratungs- und Informationsangebote der Wetterdienste. Dennoch sollten wir als Skipper nie vergessen, dass der „Wetterbericht ein Bericht ist, der zuweilen vom Wetter berichtigt wird“; auch eine noch so sorgfältige Wetteranalyse ersetzt nicht unsere beständige Wetterbeobachtung an Bord, denn lokale Einflüsse fliessen in die Vorhersagen nur unzureichend ein.

Luftdruck

Luftmoleküle in der Atmosphäre unterliegen der Erdanziehungskraft und üben somit Druck auf eine Fläche aus. Der Luftdruck gibt also das Gewicht der Luftsäule (= den hydrostatischen Druck) wieder.

Masseinheit für Luftdruck ist das Hektopascal (hPa), welches mit der alten Bezeichnung Millibar wertgleich ist. 1 hPa entspricht 100 Newton/m². Eine andere noch gebräuchliche Einheit sind Inches (Höhe der Quecksilbersäule), 1 inHG = 33,86 hPa.

Der Luftdruck wird mit dem Barometer gemessen. Wegen seiner geringeren Verdunstung und wegen seiner höheren Dichte wurden in der Vergangenheit gerne Quecksilberbarometer genutzt. Eine Höhe von 760 mm entspricht dabei 1013 hPa (siehe unten).

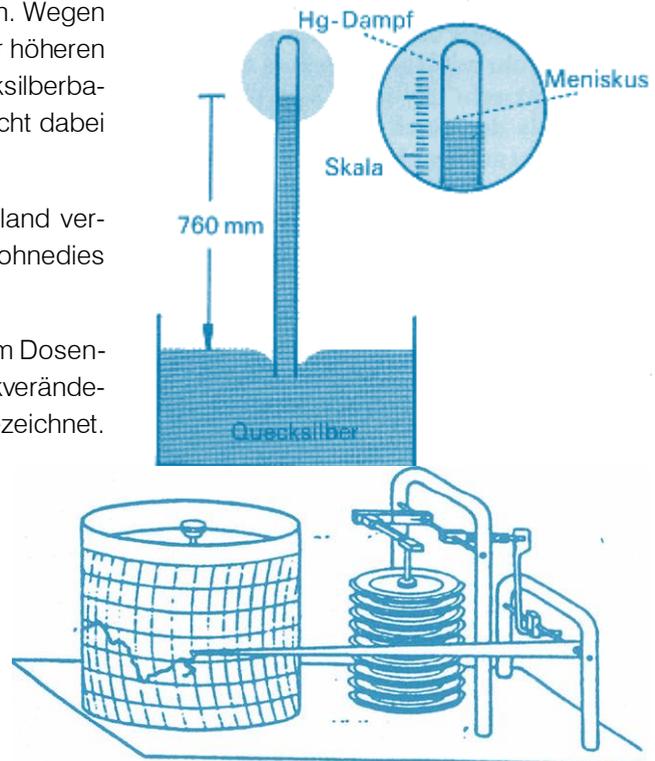
Heute sind Quecksilberthermometer in Deutschland verboten. Wegen ihrer Fragilität sind sie an Bord ohnedies nicht zu gebrauchen.

In der Seefahrt wird der Luftdruck zumeist mit dem Dosen- oder Aneroidbarometer gemessen; die Luftdruckveränderungen werden mit Hilfe eines Barographen aufgezeichnet.

Da der Luftdruck mit zunehmender Höhe abnimmt (alle 5,5 km Höhe halbiert sich der Luftdruck), müssen Luftdruckangaben immer auf ein Niveau (z.B. NN) bezogen werden. Will man Luftdruckwerte, die am Boden – aber nicht zwangsläufig in Meereshöhe – gemessen worden sind, miteinander vergleichen, so muss man die Höhenabhängigkeit herausrechnen und den Luftdruck auf Meereshöhe „reduzieren“. Nur damit sind gemessene Luftdruckwerte vergleichbar. Luftdruck auf Meereshöhe wird auch mit dem Kürzel QFF bezeichnet. In die Reduktion (Umrechnung) des Luftdrucks auf Meeresebene fließt die aktuelle Temperatur am Messort ein.

Aus demselben Grund muss auch das an Bord befindliche Aneroidbarometer auf Meeresebene eingestellt (kalibriert) werden. Die Justage erfolgt über eine Stellschraube. An dieser stellt man den für den Standort des Schiffes zu einem bestimmten Zeitpunkt gemeldeten Luftdruck (Angaben auch im Internet) einmal ein und lässt das Barometer dann an seinem festen Platz.

Auf Meeresebene beträgt das Gewicht einer Luftsäule von 1 m² Grundfläche circa 10 Tonnen, das entspricht in etwa 1.000 hPa. Der mittlere globale Luftdruck auf NN beträgt 1013,25 hPa. Man kann sich aber auch bei weniger als 1013 hPa in einem Hochdruckgebiet befinden, wenn die Umgebung einen noch geringeren Luftdruck aufweist. Hoch- und Tiefdruckgebiete bestehen also in Relation zu ihrer Umgebung. Der Luftdruck übersteigt dabei selten 1050 hPa (Rekord: 1084,8 hPa) und unterschreitet selten 950 hPa (Rekord: 870 hPa).

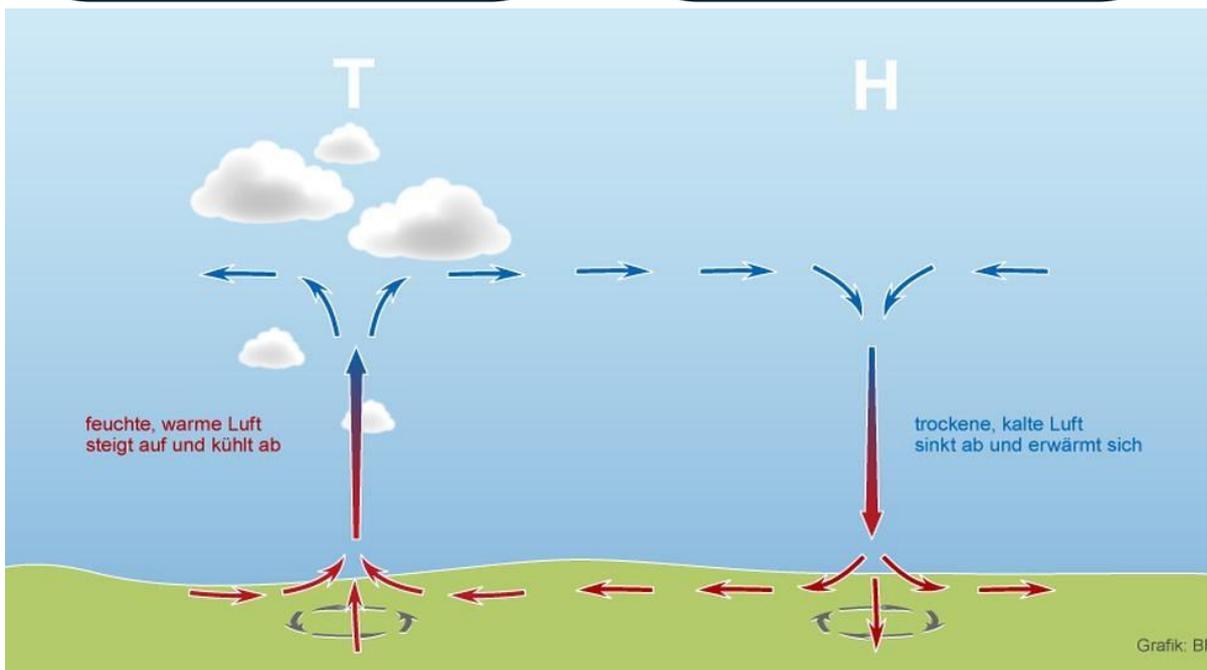


Ein **Tiefdruckgebiet** (=Zyklone) ist eine Luftmasse, deren Luftdruck geringer ist als in der sie umgebenden Luftmasse. Es gibt also ein Zentrum, von dem aus gesehen der Luftdruck in jede Richtung zunimmt (ansonsten spricht man von einem Trog). In einem Tiefdruckgebiet steigen Luftmassen auf. Dabei kühlt die Luft so ab, dass es zu Kondensation (Wolkenbildung und Niederschlag) kommt.

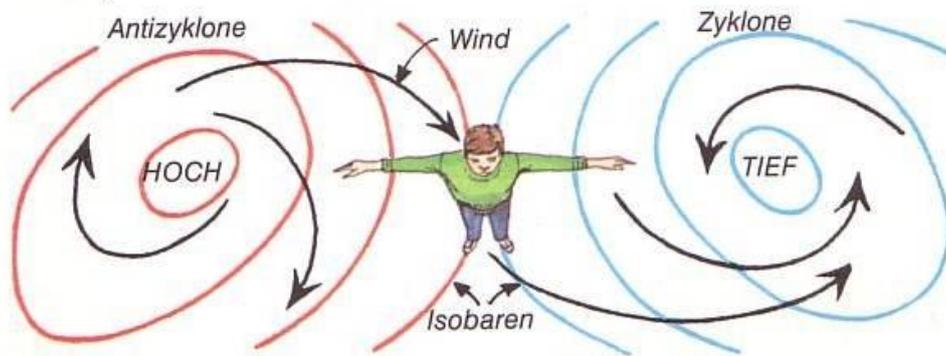
In Bodennähe strömt die Luft aus einem Hoch in das Tiefdruckgebiet hinein, sie konvergiert; es gibt im Tief Fronten.

Ein **Hochdruckgebiet** (= Antizyklone) ist eine Luftmasse deren Luftdruck höher ist als in der sie umgebenden Luftmasse. In einem Hochdruckgebiet sinken Luftmassen grossräumig ab. Dabei erwärmt sich die Luft so, dass keine Kondensation und keine Wolkenbildung stattfinden kann; vorhandene Wolken lösen sich auf.

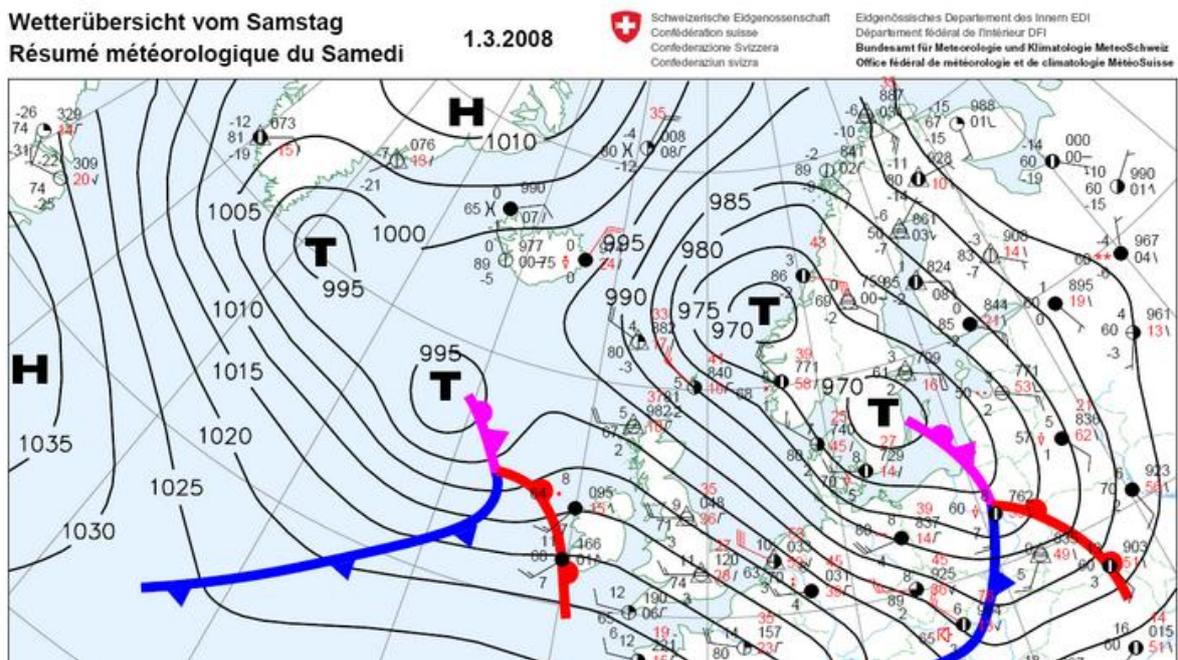
In Bodennähe strömt die Luft aus dem Hochdruckgebiet in Richtung Tiefdruckgebiete hinaus, sie divergiert; es gibt daher im Hoch keine Ausbildung von Fronten.



Die **Corioliskraft** (siehe dazu auch Seite 24) bewirkt in der Nordhemisphäre eine Drehung von Antizyklonen (Hochs) im Uhrzeigersinn und von Zyklonen (Tiefs) entgegen dem Uhrzeigersinn. Die im Rahmen des Druckausgleiches aus der Antizyklone strömende Luft strömt in die Zyklone ein. Aus dieser Strömungsrichtung lässt sich also auf die grossräumige Lage von Hoch- und Tiefdruckgebieten schliessen. Mit dem Wind im Rücken liegt das Hoch rechter Hand und das Tief linker Hand.

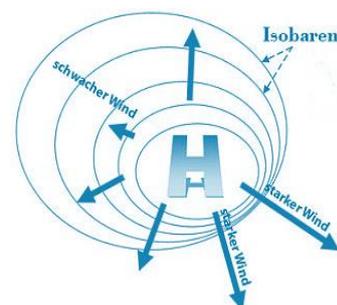


Auf einem gemeinsamen Bezugsniveau (wie dem QFF in Bodenwetterkarten) lässt sich die horizontale Luftdruckverteilung flächenhaft mit Hilfe von Isobaren darstellen. Isobaren sind Linien, die Orte gleichen Luftdrucks miteinander verbinden. In Wetterkarten von Meteo Schweiz und des Deutschen Wetterdienstes DWD werden Isobaren für Druckwerte gebildet, die durch 5 teilbar sind; in Wetterkarten des United Kingdom Met Office UKMO sind die Werte durch 4 teilbar. Die erste Isobarenkarte (*synoptic chart*) geht auf Sir Francis Galton im Jahr 1875 zurück.



Auf Bodenwetterkarten kann man den unterschiedlichen Abstand der Isobaren erkennen. Je dichter die Isobaren beieinanderliegen, desto stärker ist der dort herrschende Wind. Es gilt folgender Zusammenhang:

Abstand der 5 hPa-Isobaren	Windstärke
600 km	Leichte Brise (Bft. 2)
500 km	Mässige Brise (Bft. 4)
400 km	Frische Brise (Bft. 5)
300 km	Starker Wind (Bft. 6)
200 km	Steifer Wind (Bft. 7)



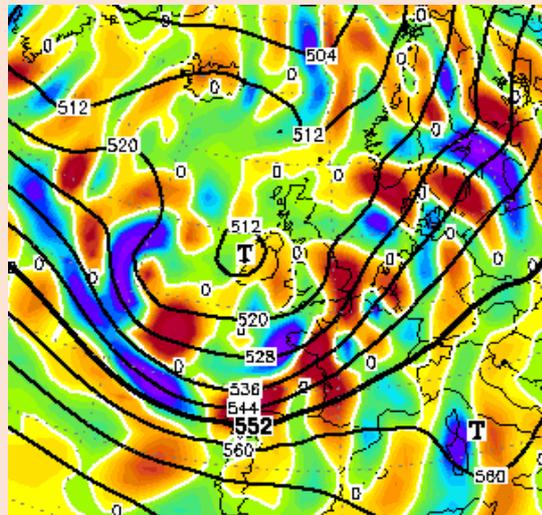
Exkurs: Geopotentialkarten

Eine andere Darstellung des Luftdrucks sind die sogenannten Höhenkarten. Die dort eingezeichneten Höhenlinien, namentlich Isohypsen, verbinden Orte gleicher Höhe, auf denen ein bestimmter Luftdruck (in der Regel 500 hPa) herrscht. Diese Höhe bezeichnet man in der Meteorologie auch als Geopotential. Die Druckfläche von 500 hPa liegt im Mittel 5500 Meter hoch.

Da Warmluft in der Höhe immer hohen Luftdruck, und Kaltluft hier immer tiefen Luftdruck erzeugt, liegt die 500 hPa Druckfläche im Bereich eines Höhentiefs niedriger als im Bereich eines Höhenhochs. Die Windgeschwindigkeit leitet sich genau wie bei den Isobaren aus dem Abstand der Isohypsen ab: Je enger sie zusammenliegen, desto mehr Höhenwind haben wir. Deutlich zu erkennen ist auf diesen Karten anhand der dicht liegenden Isohypsen auch der Strahlstrom. Er steuert die Tiefs am Boden.

In der Seefahrt sind Geopotentialkarten weniger gebräuchlich als in der Luftfahrt. Nach der ICAO (International Civil Aviation

Organization) ist die durchschnittliche Höhe der 500 hPa Druckfläche mit 5574 m' definiert. In Höhenwetterkarten wird die mittlere Höhe mit 552 geopotenzielle Dekameter (gpm) über der Äquipotentialfläche angegeben und als dicke schwarze Isohypse, wie in der nebenstehenden Abbildung, dargestellt. Die durchschnittliche Temperatur erreicht in 500 hPa etwa -21,2°C.



Temperatur

Die Sonne fungiert als Wettermotor. Kurzwellige Sonnenstrahlen (Licht) dringen durch die Atmosphäre bis zur Erdoberfläche, wobei – je nach Stärke der Bewölkung – 42% bis 70% der Strahlen „ungenutzt“ ins All reflektiert werden. Die Strahlen, welche die Erdoberfläche erreichen, werden dort in langwellige Strahlen (Wärme) umgewandelt und an die Atmosphäre abgegeben. Wenn sich nun die Luft an unterschiedlichen Orten infolge des unterschiedlichen Einfallswinkels der Strahlen, der Bodenbeschaffenheit oder des Tag- und Nachtunterschiedes verschieden stark erhitzt, wird die Wärme in Bewegungsenergie gewandelt. Die stärker erhitzte Luft dehnt sich aus, wird dadurch leichter und steigt auf.

C5

Ein trockenes Luftpaket, das innerhalb der Atmosphäre aufsteigt, kühlt sich – wegen des in der Höhe abnehmenden Luftdrucks (siehe: Seite 6) - um 1°C je 100 m Höhenunterschied ab; kommt es dabei zur Kondensation verringert sich die Abkühlung auf 0,65° je 100 m. Luftpakete können allerdings nur so lange aufsteigen, wie sie wärmer (leichter) sind als die sie umgebende Luft. Deshalb ist für die Entstehung von Wetter der vertikale Temperaturenbau in einer Luftsäule entscheidend. Man spricht hierbei von vertikaler Schichtung:

- Trifft ein warmes Luftpaket beim Aufstieg auf Umgebungsluft, die mit zunehmender Höhe immer kälter wird, spricht man von einer labilen Schichtung, weil der Aufstieg beschleunigt wird; dies trifft auch für kalte Luft über warmem Wasser zu.
- Trifft ein warmes Luftpaket beim Aufstieg auf Umgebungsluft, deren Temperatur immer um denselben Unterschied kälter ist, spricht man von indifferenter Schichtung.
- Trifft ein warmes Luftpaket beim Aufstieg auf Umgebungsluft, deren Temperatur mit zunehmender Höhe immer wärmer wird und so in einer bestimmten Höhe dieselbe Temperatur aufweist, spricht man von stabiler Schichtung; der Aufstieg des Luftpaketes wird gestoppt; dies trifft auch für warme Luft über kaltem Wasser zu.

In der Meteorologie ist die gebräuchlichste Skala für die Messung der Temperatur die Celsius-Skala (C), welche durch die Fixpunkte „Gefrierpunkt des Wassers (=0°)“ und „Siedepunkt des Wassers bei Normaldruck (=100°)“ definiert wird.

Alternativ wird die Kelvin-Skala (K) verwendet. Ihr Nullpunkt liegt bei -273,16°C. Ein Kelvin-Schritt entspricht einem Celsius-Schritt.

Der **Windchill** (von engl. wind chill „Windkühleffekt“) beschreibt den Unterschied zwischen der gemessenen Lufttemperatur und der gefühlten Temperatur in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit. Er ist damit ein Mass für die windbedingte Abkühlung eines Objektes, speziell eines Menschen und dessen Gesicht.

Wenn wir uns beim Segeln befinden und uns der Wind um die Ohren bläst, trägt dieser die Wärme unseres Körpers mit sich fort. Deswegen empfinden wir die wahrgenommene Temperatur als viel kälter. Bei 5 Grad und 20 Knoten Wind (5 Bft.) können, wenn man Körperteile direkt dem Wind aussetzt, nach ca. einer halben Stunde die ersten Erfrierungen auftreten. Das sollten Sie auch bei der Wacheinteilung berücksichtigen, die Wachzeiten entsprechend kurzhalten und die Crew laufend mit warmen Getränken versorgen.

Es kann aber auch umgekehrt kommen: Wenn die Windgeschwindigkeit sehr klein ist (nahe Null), liefern obige Formeln eine Korrektur mit positivem Vorzeichen. Wenn es nahezu windstill ist und man stillsteht, heizt der Körper die körperoberflächennahe Luftschicht auf. Diese Luftschicht erzeugt eine gewisse Isolation des Körpers vor der kälteren Umgebung. Als Ergebnis kann es sein, dass man die Luft wärmer fühlt, als sie tatsächlich ist.

Die seit November 2001 gültige empirische Formel zur Berechnung des Windchill mit SI-Einheiten und einer in 10 Meter Höhe über dem Erdboden gemessenen Windgeschwindigkeit lautet:

$$WCT = 13,12 + 0,6215 \times T - 11,37 \times v^{0,16} + 0,3965 \times T \times v^{0,16}$$

WCT = Windchill-Temperatur in Grad Celsius

T = Lufttemperatur in Grad Celsius

v = Windgeschwindigkeit in Kilometern pro Stunde

UMRECHNUNG LUFTTEMPERATUR - WINDCHILL

Nebenstehende Tabelle enthält einige Werte für die gefühlte Temperatur bei unterschiedlicher Lufttemperatur:

Windsstärke (kft)	Windgeschwindigkeit (km/h)	Windgeschwindigkeit (kn)	Lufttemperatur °C									
			+4	+2	0	-2	-4	-5	-6	-8	-10	-20
0	0	0	+4	+2	0	-2	-4	-5	-6	-8	-10	-20
2	9	5	+2	0	-3	-5	-7	-8	-9	-11	-13	-24
3	19	10	-4	-7	-9	-12	-14	-15	-17	-19	-22	-35
4	28	15	-7	-10	-13	-15	-18	-20	-21	-24	-27	-40
5	37	20	-9	-12	-15	-18	-21	-23	-24	-27	-30	-44
6	46	25	-11	-14	-17	-20	-23	-25	-26	-29	-32	-47
7	56	30	-12	-15	-18	-22	-25	-26	-28	-31	-34	-50
8	65	35	-13	-16	-19	-22	-26	-27	-29	-32	-35	-51
>35			nur noch geringe Steigerungen									

Luftfeuchtigkeit und Sichtweite

Im Vergleich zum Sauerstoff und zum Stickstoff hat Wasserdampf einen sehr kleinen Anteil an den atmosphärischen Gasen, der zwischen 0 und 4% variiert. Für das Wettergeschehen ist Wasser jedoch der interessanteste Bestandteil, da es in allen Aggregatzuständen vorkommt:

- Gasförmig als unsichtbarer Wasserdampf
- Flüssig als Regentropfen, Nebeltropfen, Tau
- Fest als Hagel, Graupel, Schneekristalle, Reif.

C18

Der maximal mögliche Wasserdampfgehalt in der Luft hängt von deren Temperatur ab: **Je wärmer die Luft ist, also je höher der Luftdruck ist, desto mehr Wasserdampf kann sie enthalten.** Warme Luft verträgt also einen höheren Wasserdampfdruck, d.h. in warmer Luft kann mehr Wasser im gasförmigen Aggregatzustand (=Dampf) verbleiben, ohne in den flüssigen Aggregatzustand überzugehen.

C6

Als Mass für den Feuchtigkeitsgehalt in der Luft wird häufig die relative Feuchte benutzt. Sie setzt den aktuellen Wasserdampfgehalt zum maximal möglichen Wert (= Sättigungswert) bei der aktuellen Temperatur ins Verhältnis. **Ermittelt man beispielsweise 98% Luftfeuchtigkeit, ist das fast der volle Sättigungsgrad der Luft. Als Messinstrument für die Luftfeuchtigkeit dient das Hygrometer.**



In der obigen Sättigungsdampfkurve ist erkennbar, dass der Sättigungsdampfdruck bei einer Temperatur von -10°C $2,9\text{ hPa}$ beträgt; bei einer Temperatur von $+25^{\circ}\text{C}$ liegt er bei $31,6\text{ hPa}$. Das bedeutet, dass die warme Luft rund das 10fache an Wasserdampf aufnehmen kann.

Gehen wir einmal davon aus, dass der aktuelle Wasserdampfdruck 16 hPa beträgt. Bei einer Temperatur von $+25^{\circ}\text{C}$ wäre die Luft also zu 50% mit Wasserdampf gesättigt ($16/32$), bei einer Temperatur von knapp 15°C wäre die Luft zu 100% mit Wasserdampf gesättigt. Eine weitere Abkühlung hätte zur Folge, dass der Wasserdampf kondensiert, sprich in den flüssigen Aggregatzustand (z.B. in Tau) übergeht. Deswegen wird diese Temperatur als Taupunkt bezeichnet.

Bei zunehmender relativer Luftfeuchte wachsen die bei der Kondensation entstehenden Wassertropfen und führen zu einer Trübung der Sicht. Ab 70% relativer Luftfeuchtigkeit spricht man von Dunst; die Sichtweite sinkt dann – ohne fallende Niederschläge - unter 5 sm (in Wetterberichten ist hierfür auch der Begriff „diesig“ gebräuchlich).



Nebel entsteht, wenn die Luftfeuchtigkeit auf 100% ansteigt und die Luft kein Wasser mehr aufnehmen kann, es kommt zur Kondensation. Dies ist unabhängig von der Umgebungstemperatur, wenngleich warme Luft mehr Feuchtigkeit aufnehmen kann, also später gesättigt ist als kalte Luft. Nebel kann also auch im Sommer bei 25° entstehen. Die Sichtweite sinkt unter 1 km .

C7

C10

Es gibt verschiedene Prozesse, die zu unterschiedlichen Nebelarten führen:

- **Warmwassernebel (Zuführung von Feuchte)**
Kalte Luft streift über warmes Wasser, es entsteht Verdunstung an der Wasseroberfläche bis die Luft gesättigt ist und kondensiert.
- **Kaltfrontnebel (Zuführung von Feuchte)**
Kältere Luft liegt an einer Front keilförmig unter der wärmeren Luftmasse. Aus der aufgeleiteten Warmluft fällt Regen in die darunter liegende kalte, nicht gesättigte Schicht und bewirkt eine Feuchteanreicherung der bodennahen Kaltluft.
- **Mischungsnebel**
Zwei gleich grosse, aber unterschiedlich temperierte, Luftmassen mischen sich. Haben beide einen hohen Wasserdampfgehalt kann die relative Feuchtigkeit über 100% ansteigen.
- **Strahlung (Abkühlung der Luft)**
Strahlungsnebel bildet sich, wenn die Temperatur der Erdoberfläche durch nächtliche Ausstrahlung absinkt und, bedingt durch den turbulenten Wärmetransport, dabei auch die bodennahe Luftschicht etwa in der Grössenordnung von wenigen Metern bis zu einigen 100 Metern, unter den Taupunkt abgekühlt wurde.
Strahlungsnebel wird durch einen grossen Unterschied zwischen Tages- und Nachttemperaturen und durch Windstille begünstigt. Typische Gebiete mit Strahlungsnebel sind feuchte Senken (z.B. Seen, Sümpfe), Mulden oder Täler, die sich nachts oft mit der von den Hängen abfliessenden Kaltluft (Kaltluftfluss) füllen und damit regelrechte Kaltluftseen bilden.
- **Advektionsnebel**
Advektionsnebel bildet sich, wenn feuchtwarme Luftmassen über eine kalte Unterlage geführt werden. Wird Luft über kälteren Untergrund geführt, so kühlt sich die dem Erdboden aufliegende Luftschicht durch den zum Boden gerichteten Wärmestrom ab. Bei stärkerem Wind (etwa 3 bis 7 m/s) kann dann durch turbulente Durchmischung auch eine mehr oder minder mächtige bodennahe Luftschicht von der Abkühlung unter den Taupunkt erfasst werden. Der Advektionsnebel kann zu jeder Tageszeit auftreten und oftmals, aufgrund seiner grossen vertikalen Mächtigkeit, tagelang anhalten. Seine Schichtdicke beträgt im Allgemeinen einige 100 m, in extremen Fällen können aber durchaus 1000 m erreicht werden. Der Advektionsnebel ist damit die mächtigste und dauerhafteste Nebelart, der sich überwiegend im Winterhalbjahr ausbildet, wenn feuchte Warmluft in höhere Breiten gelangt und über kalten Wasseroberflächen oder dem kalten winterlichen Festland zur Ruhe kommt.
- **Warmluftnebel (= Kaltwasser-/Seenebel)**
Warme, feuchte Luft streift über kalten Untergrund. Dies kann Meeresluft sein, die über kaltes Festland strömt, warme Golfstromluft über kaltem Labradorstrom-Wasser (Neufundlandnebel) oder warme Festlandluft, die über kaltes Wasser streicht (Kaltwasser-/Seenebel). Dies ist typisch für die küstennahen Gebiete der Nord- und Ostsee im Spätf Frühling. Man erkennt am Vormittag eine Wolkenwand am Horizont, die sich trotz Windstille der Küste nähert. Mittags, mit einsetzendem Seewind, trifft dann der Seenebel ein und die Temperatur stürzt um circa 10°C. Sonneneinstrahlung vermag ihn nicht aufzulösen; er hält sich über mehrere Stunden, bis der Seewind am Abend abklingt oder bis eine trockene Luftmasse herangeführt wird.

Das Auftreten von Seenebel kann grob vorhergesagt werden; man ermittelt die relative Luftfeuchtigkeit und liest aus der Sättigungskurve die dafür geltenden Temperatur des Taupunktes (T_d) ab, dann bestimmt man die Wassertemperatur auf See (T_w):

$T_w > T_d \rightarrow$ kein Nebel / $T_w < T_d \rightarrow$ Nebel wahrscheinlich

Wolken

Körper, deren Dichte im Vergleich zum umgebenden Medium geringer ist, steigen empor. Dies gilt auch für Luftmassen. In niedrigerer Höhe herrscht unter einer hohen Luftsäule ein höherer Luftdruck und damit eine höhere Luftdichte als in grösserer Höhe. Ohne äussere Einflüsse liegt also eine stabile Luftschichtung vor. Der vertikale Luftmengenaufrstieg im Tiefdruckgebiet wird vor allem ausgelöst, wenn

- Luft erwärmt wird (kraft Sonnenstrahlung)
- Luft feucht wird (kraft Verdunstung)

Wassermoleküle sind leichter als Luftmoleküle; die molekulare Masse und damit die Dichte der Luft sinkt deshalb mit einem höheren Anteil an Wasser. Feuchte Luft, d.h. Luft, die Wasserdampf enthält, besitzt nur etwa 62,5% des Gewichts trockener Luft. **Je feuchter ein Luftpaket ist, desto unbeständiger wird es.** Beim Aufstieg kühlt sich die feuchte Luft - aufgrund der Luftdruckabnahme - ab, bis sie ihre Taupunkttemperatur erreicht (siehe Seite 12) und der Wasserdampf kondensiert. **Bei der Kondensation wird zusätzliche Wärmeenergie freigesetzt, so dass das Aufsteigen des Luftpaketes beschleunigt fortgesetzt wird.**

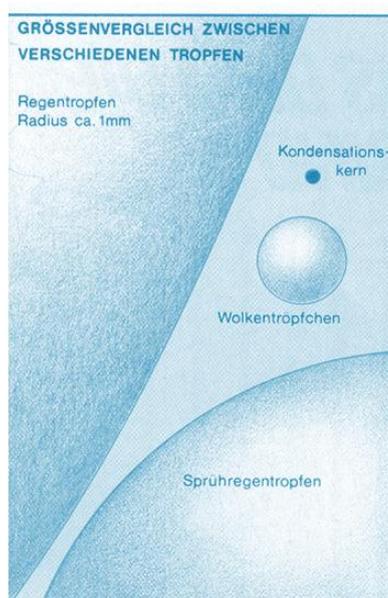
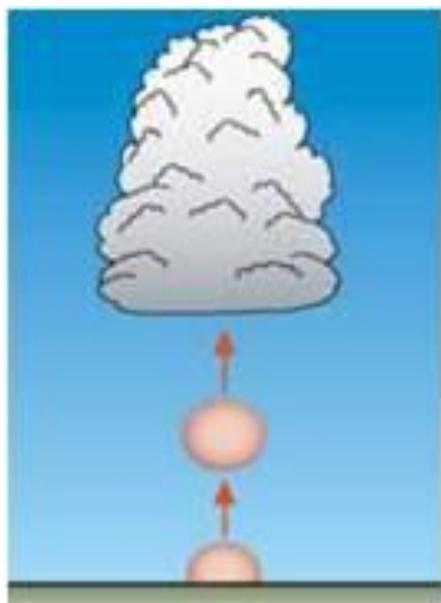
Umgekehrt formuliert ist **trockene Luft dichter als feuchte Luft; sie ist beständiger, steigt weniger leicht empor und erzeugt somit weniger Schauer und Sommergewitter.** Dies ist typisch für kontinentale Hochdruckgebiete.

Wolken entstehen also dort, wo durch Sonnenenergie Wasser verdunstet, also vor allem über den Meeren. Warme Luft kann sehr viel Wasserdampf aufnehmen, der dann mit der warmen Luft aufsteigt. Mit zunehmender Höhe sinkt der Luftdruck, dadurch wird ein aufsteigendes Luftpaket abgekühlt. Aus dem Wasserdampf werden dann winzigste Wassertröpfchen, die so leicht sind, dass sie schweben können; der Wasserdampf "kondensiert". So sammeln sich immer mehr Wassermoleküle weit oben am Himmel.

Wenn dort genügend Wassermoleküle schweben, lagern sie sich an winzigsten Staubteilchen an, die als Kondensationskerne wirken. In der kalten Luft werden die Wassermoleküle zusätzlich zusammengepresst - in Gewitterwolken zusammengeschiedert. So entstehen Miniwassertröpfchen. Wenn die gross genug sind, sehen wir sie als Wolke. Werden sie grösser und schwerer, können sie nicht mehr in der Luft schweben, sondern fallen als Regen auf die Erde. Auf ihrem Weg durch die Wolke zum Boden nehmen sie viele kleine Tropfen mit und werden so immer grösser.

C19

C24



Je dunkler eine Wolke ist, desto mehr Regentropfen enthält sie. Je kälter es in einer Wolke ist, desto größere Regentropfen können entstehen, dann bilden sich zuerst Eiskristalle und daraus Schneeflocken, welche zur Erde hinunterschweben und auf dem Weg wieder auftauen.

C22

Das umgekehrte Phänomen ist, dass sich eine Wolke am blauen Himmel auflösen kann, ohne dass es regnet. Dies passiert, wenn sich Luft absenkt und dadurch erwärmt. Warme Luft hat ein größeres Sättigungsvolumen, kann also mehr feuchte Luft aufnehmen. Man sagt ihr Taupunkt steigt und dadurch wird die Kondensation unterbunden.

Im Herbst oder im Frühling kann sich so während des Tages eine gesamte Stratus-Schicht auflösen.

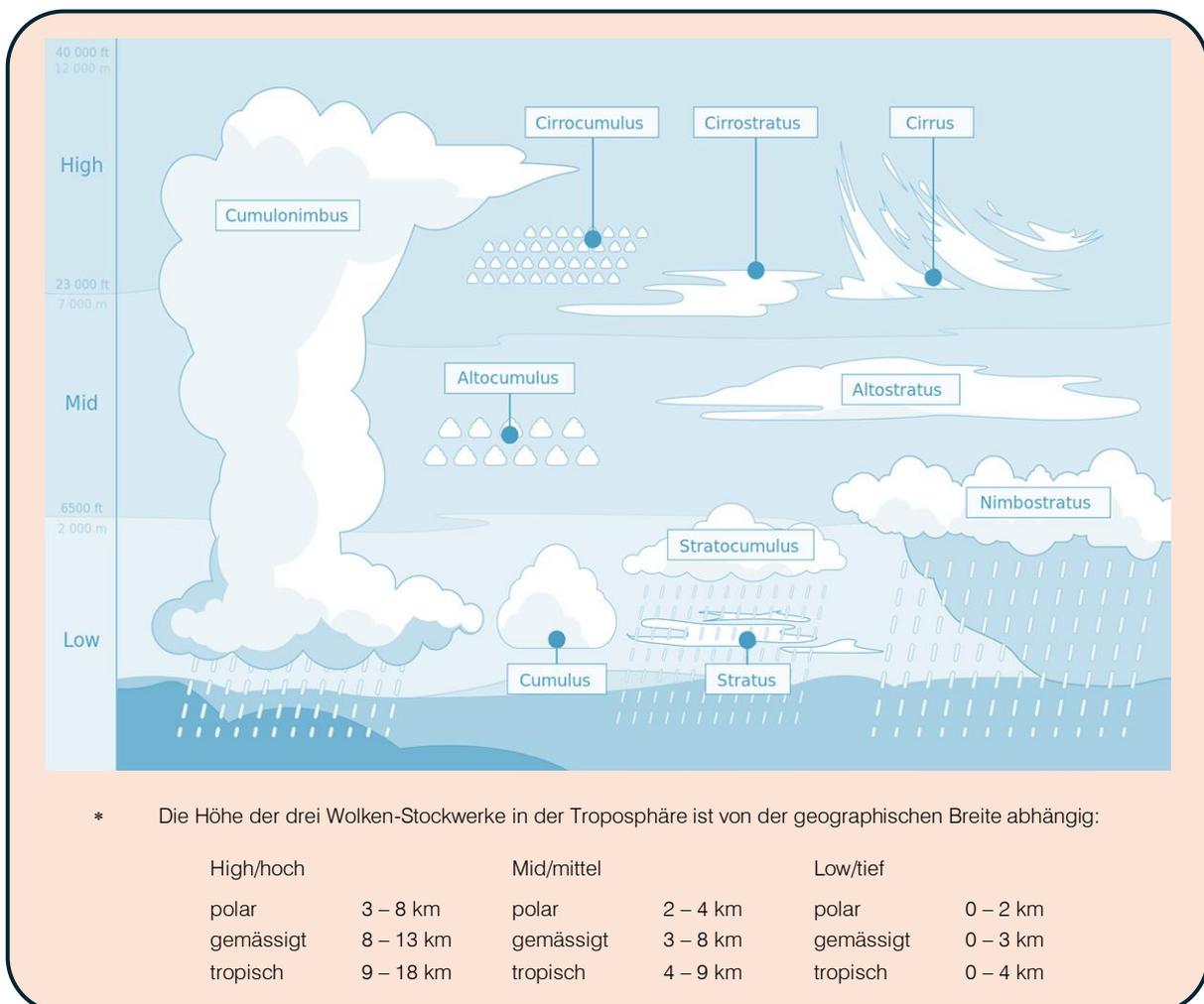
Man unterscheidet zwei unterschiedliche Hebungsvorgänge in der Atmosphäre, die zu einer Wolkenbildung führen: Regionale starke Aufwinde verursachen Quellwolken (Konvektionsbewölkung), großräumige langsame Vertikalbewegungen verursachen Schichtwolken. In Quellwolken können wegen der in ihnen herrschenden stärkeren Aufwinde größere Tropfen in der Schwebe gehalten werden. Ihr Niederschlag ist deswegen großtropfig (Tropfen von 1mm bis zu 5 mm Durchmesser oder Hagelkörner).

C15

Wolken werden gemäss der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) nach den Kriterien Form, Erscheinung und Höhe klassifiziert. Dabei werden sie in 10 Gattungen eingeteilt (siehe folgende Tabelle). Man kann die Wolken einer Gattung dann noch mit der Angabe der Art weiter nach ihrem inneren Aufbau und ihrer Gestalt unterteilen und sie je nach ihrer Anordnung und Lichtdurchlässigkeit noch in Unterklassen einteilen.

Gattung (Lateinische Bezeichnung)	Kürzel	Form	Höhe (Stockwerk)*	Niederschlag
Cirrus	Ci	Federwolke	hoch	kein
Cirrocumulus	Cc	Schäfchenwolke	hoch	kein
Cirrostratus	Cs	Schleierwolke	hoch	kein

Altostratus	As	Schichtwolke	mittel	kein
Altostratus	As	Schichtwolke	mittel	Regen oder Schnee
Nimbostratus	Ns	Schichtwolke	mittel	langanhaltender Regen
Stratocumulus	Sc	Schicht-Haufenwolke	niedrig	selten Regen oder Schnee
Stratus	St	Schichtwolke	niedrig	häufig Sprühregen
Cumulus	Cu	Haufenwolke	niedrig	selten
Cumulonimbus	Cb	Quellwolke	niedrig - hoch	intensiver Regen, Gewitter



Cirrus (Ci)

Entstehung:

Kondensation bei der Hebung von Luftmassen; heisser Wasserdampf, der infolge der Verbrennungsvorgänge in Triebwerksturbinen von Düsenflugzeugen entsteht; Überbleibsel bereits aufgelöster Cumulonimbuswolken.

Form:

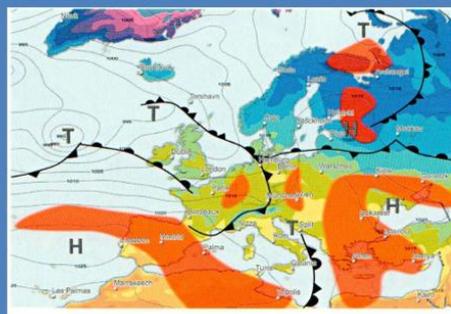
Leuchtend weisse, dünne Fasern oder Bänder, selten auch Büschel. Ränder meist durch die starken Höhenwinde ausgefranst.

Beschreibung:

Reine Eiswolke in grosser Höhe.

Deutung:

Schönwetterwolke; bei Verdichtung können Cirren ein Anzeichen für eine Warmfront (Niederschlag) sein; nachfolgende Wolken: Cs, As, Ac, Cu, Cb



C12

Cirrocumulus (Cc)

Entstehung:

Kann im wolkenfreien Raum entstehen, aber auch bei Umbildung von Cirrus oder Cirrostratus sowie auch durch Schrumpfung der Teilwolken eines Altocumulus.

Form:

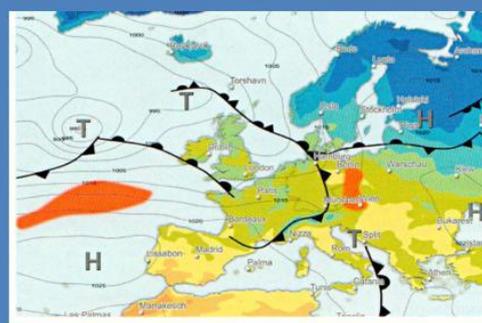
Haufenwolken; tritt meistens in mehr oder weniger ausgedehnten Feldern auf, die aus kleinen körnigen Wolkenteilen bestehen; selten auch kleine zerfetzte Büschel.

Beschreibung:

Besteht fast ausschliesslich aus Eiskristallen.

Deutung:

sind ein Hinweis auf starke vertikale Bewegungsvorgänge; deuten auf das Heranziehen feucht-warmer Luft in der Höhe hin; nachfolgende Wolken: Ci; Cu, Ac castellanus.



Cirrostratus (Cs)

Entstehung:

Zusammenwachsen von Cirrus-/Cirrocumulus-Teilen; Eiskristalle, die aus Cirrocumulus fallen; Dünnerwerden der Altostratus; Ausbreitung des Ambosses einer Cumulonimbus-Wolke.

Form:

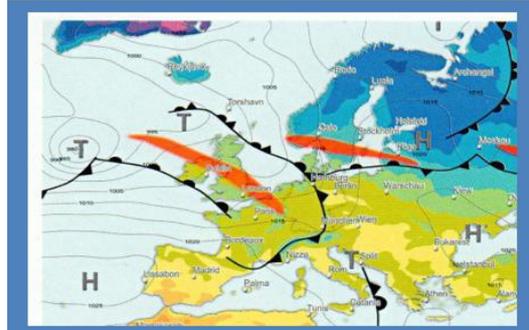
Schichtwolke - entweder als faseriger Schleier, in dem dünne Streifenbildung vorhanden sein kann, oder als schleierartiger Nebel; kann die Sonne nie komplett verdecken; bildet unter bestimmten Bedingungen (Dichte, Winkel der Sonne) ein oder zwei Halos (Ringe) um die Sonne herum.

Beschreibung:

Besteht hauptsächlich aus kleinen Eiskristallen.

Deutung:

Hinweis auf die Ankunft einer Warmfront (mit Niederschlag) innerhalb von 1 bis 2 Tagen; nachfolgende Wolken: As



Altostratus (Ac)

Entstehung:

Durch Aufgleiten einer ausgedehnten Luftschicht am Rande einer Aufgleitzone; Durch Konvektion oder Turbulenz innerhalb einer labilen Schicht des mittleren Wolkenstockwerks; durch Umwandlung aus Altostratus/Nimbostratus bei Labilisierung oder aus Cumulus/Cumulonimbus bei Stabilisierung.

Form:

Weisse und/oder graue Flecken, die manchmal teilweise faserig oder diffus aussehen und zu einem Feld zusammengewachsen sein können.

Beschreibung:

besteht fast ausschliesslich aus Wassertropfchen; nur bei niedrigen Temperaturen als Eiskristalle.

Deutung:

Deuten auf horizontale Luftströmung hin; **nachfolgende Wolken: Cu, Cb, Ci**



Altostratus-Wolken sind oft Vorbote eines aufziehenden Gewitters. Man muss die Wolkenentwicklung dann über eine längere Zeit beobachten, um zu wissen, ob daraus Cumulus- und später Cumulonimbus-Wolken entstehen.

C9

C11

Altostratus

Entstehung:

Aus sich auflösenden Cirrocumulus–Wolken.

Form:

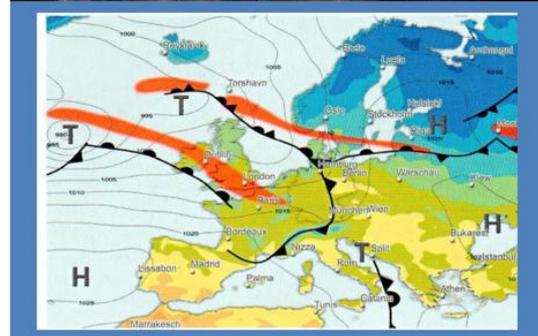
bläuliche bis graue mittelhohe Schichtwolke ohne Konturen, die aus Wassertröpfchen und Eiskristallen besteht; die Sonne ist hinter den dunklen Wolken fast nicht sichtbar.

Beschreibung:

besteht aus sowohl Eiskristallen als auch Wassertröpfchen

Deutung:

Vorzeichen für eine sich nähernde Warmfront mit Niederschlag innerhalb der nächsten Stunden; nachfolgende Wolken: Ns



C13

Nimbostratus (Ns)

Entstehung:

Durch die Aufgleitbewegung an einer Warmfront.

Form:

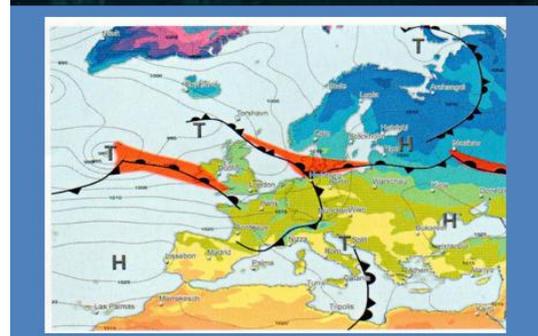
Stark ausgedehnte, mehr oder weniger konturlose, blaugraue Wolkendecke.

Beschreibung:

Weist im Gegensatz zum Altostratus eine dunklere Graufärbung auf und verdeckt die Sonne total; besteht aus Wassertröpfchen und/oder Eiskristallen

Deutung:

Dauerregen/Schnee über mehrere Stunden oder Tage; nachfolgende Wolken: St, Sc.



Stratus (St)

Entstehung:

Bei Hochdruck und geringer Luftbewegung.

Form:

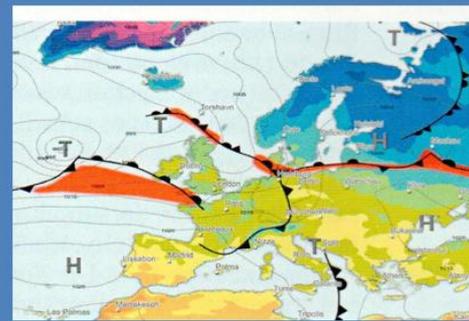
Stabile, **horizontal ausgedehnte, abgeflachte Wolken**schicht; auch als Hochnebel oder Höhennebel bezeichnet; völlig strukturlos.

Beschreibung:

Kleine Wassertröpfchen; erzeugt bisweilen Halos (Lichteffekte).

Deutung:

Zeigt in der Regel eine ruhige Wetterlage an.; es ist mit Sprühregen zu rechnen; nachfolgende Wolken: Ni, Sc, Cu



C17

Stratocumulus (Sc)

Entstehung:

Hinter der Kaltfront aus cumuli.

Form:

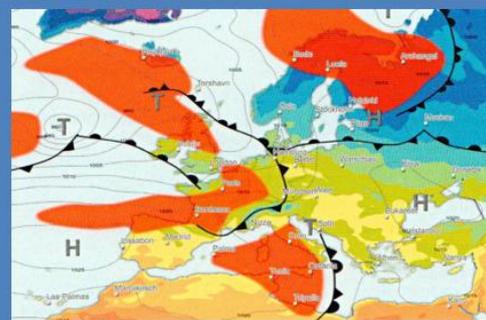
Haufenschichtwolken ohne Fasern; tritt in Flecken, Feldern oder Schichten auf, die sich aus gleichmässig angeordneten Schollen, Ballen oder Walzen zusammensetzen.

Beschreibung:

bestehen hauptsächlich aus Wassertröpfchen; sind die häufigsten Wolken; haben oft graue Färbung, da die Wassertröpfchen viel Licht absorbieren.

Deutung:

Zeigt im Allgemeinen eine Instabilität in der Atmosphäre an. Erscheint vor der Okklusion zwischen einer Kalt- und Warmfront; nachfolgende Wolken: Cu



Cumulus (Cu)

Entstehung:

Infolge labiler Luftschichtung; entstehen bei lokal begrenztem Aufwind; für Segelflieger sind Cumuli ein Anzeichen für Aufwinde. Als «Cumulus humilis» treten die Wolken vereinzelt und klein auf. Als «Cumulus congestus» fangen sie an sich zu vereinen und aufzutürmen (= Towering Cumulus TCu).

Form:

Dichte, scharf voneinander abgegrenzte Haufenwolken, die Ränder sehen manchmal zerfetzt aus und verändern sich ständig.

Beschreibung:

Fast ausschliesslich Wassertröpfchen, nur bei niedrigen Temperaturen als Eiskristalle.

Deutung:

Schönwetterwolke, aus der es selten zu leichten Schauern kommt; nachfolgende Wolken: Ci, Cn (=Wetterschlechterung)

Cumulus humilis



Cumulus congestus



Cumulus-Wolken sind ein Zeichen für aufsteigende feuchte Luft. Die Luft ist also instabil; sie bleibt es auch nach ihrer Sättigung. Die Bewölkung nimmt schnell zu und es bilden sich Cumulonimbuswolken (siehe folgende Seite).



Cumulonimbus (Cb)

Entstehung:

Aus einer Cumuluswolke, die sich, wenn sie genug Feuchtigkeit und Hebungsantrieb besitzt, in die Höhe ausbreitet. Oft nach heisser Sommerwitterung.

Form:

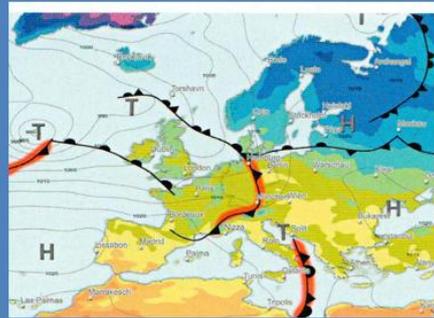
Sehr grosse Haufenwolke mit massiver vertikaler Ausdehnung; später breitet sich der obere Teil der Wolke horizontal weiter aus, sodass der sogenannte „Amboss“ entsteht.

Beschreibung:

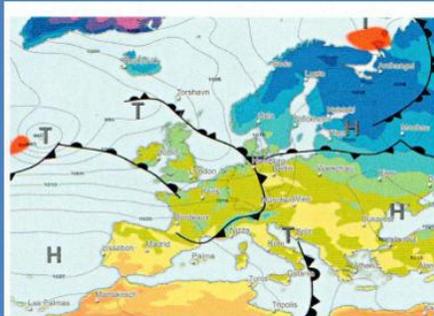
Wassertröpfchen und Eiskristalle.

Deutung:

Intensive Niederschläge in Form von Regen, Hagel oder Schnee (kann bis zu 100 Mio. Tonnen Wasser abgeben); oft Gewitter; heftige Winde; starke Turbulenzen; nachfolgende Wolken: Ci, Sc, Ac, Cu

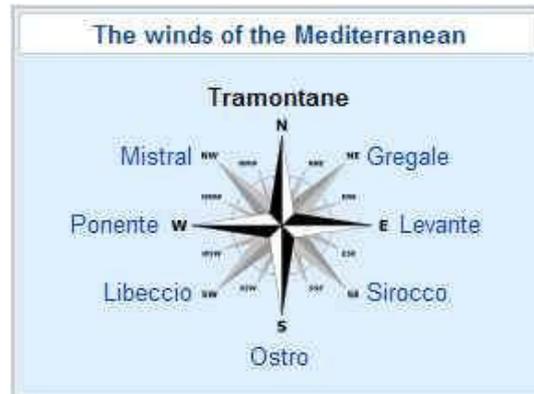


Cumulunimbus an der Kaltfront



Cumulunimbus auf der Rückseite

Häufig vorkommende Winde in bestimmten geografischen Gebieten tragen feste Namen; im Mittelmeer z. B. Tramontana, Levante, Mistral.



Die Windgeschwindigkeit wird in m/s, km/h oder in Knoten gemessen. Messungen erfolgen zumeist mit dem Rotations-Anemometer (Schalenkreuz). Dieses dreischalige Gerät funktioniert auch bei Krängung und kann deshalb gut am Masttopp montiert werden. Für Messungen an Deck gibt es auch digitale Hand-Anemometer.



Messungen von offiziellen Wetterstationen finden in 10 m Höhe über dem Boden statt. An Bord gemessene Werte müssen wir also auf 10m beschicken, um sie abgleichen zu können. Bei einer Anemometerhöhe von 20 m müssen die Messwerte um rund 20%, bei einer Anemometerhöhe von 15 m um rund 10% reduziert werden.

Da die bodennahe Luftströmung turbulent ist, unterliegen die Windrichtung und -stärke Schwankungen; für Angaben nutzt man deshalb einen 10-minütigen Mittelwert.

Der englische **Admiral Sir Francis Beaufort** (1774-1857) entwickelte im Jahre 1805 die nach ihm benannte Windskala, um die verschiedenen Stärken der Luftbewegungen ohne Messgerät nach optischen Anzeichen zu bestimmen. Sie kennt 12 Stufen. Im Jahr 1927, also erst viel später, veröffentlichte der deutsche Kapitän Peter Petersen seine neunstufige Seegangsskala, welche 1939 international anerkannt wurde. In der Kombination konnte man auch ohne Windmessungen auf See Beobachtungen kategorisieren und kommunizieren.

1 Beaufort Skala

C37

C30

Grad	Bezeichnung	Auswirkung		Geschwindigkeit			Staudruck kg/qm
		Binnenland	auf See	m/sek	km/h	kn	
0	Windstille	vollkommene Lufruhe Rauch steigt gerade empor	spiegelglatte See	0-0,2	unter 1	unter 1	0
1	leichter Zug	Rauch steigt nicht ganz gerade empor, Blätter noch unbewegt	schuppenförmige Kräuselwellen	0,3-1,5	1-5	1-3	0-0,1
2	leichte Brise	im Gesicht eben spürbar	kleine Wellen, Kämme brechen sich nicht	1,6-3,3	4-7	4-7	0,2-0,6
3	mäßige Brise	Blätter bewegen sich, Wasser kräuselt sich	Wellenkämme beginnen sich zu brechen	3,4-5,4	12-19	8-11	0,7-1,8
4	schwache Brise	kleine Zweige bewegen sich, Papier hebt sich vom Boden, Staubbildung	noch kleine Wellen, jedoch vielfach weiße Schaumköpfe	5,5-7,9	20-28	12-15	1,9-3,9
5	frische Brise	größere Zweige bewegen sich, kleine Bäume schwanken	mäßig lange Wellen mit Schaumkämmen	8,0-0,7	29-38	16-21	4,0-7,2
6	starker Wind	bewegt größere Zweige, an Hausecken usw. hörbar, Pfeifton an Drahtleitungen	Bildung großer Wellen, größere Schaumflächen	10,8-13,8	39-49	22-27	7,3-11,9
7	steifer Wind	bewegt schwächere Baumstämme, gegen den Wind gehen wird behindert	See türmt sich auf, Schaumstreifen in Windrichtung	13,9-17,1	50-61	28-33	12,0-18,3
8	stürmischer Wind	bewegt ganze Bäume, Gehen wird erheblich erschwert	hohe Wellenberge, Gipfel beginnen zu versprühen	17,2-20,7	62-74	34-40	18,4-26,8
9	Sturm	Dachziegel und leichtere Gegenstände werden bewegt	Dichte Schaumstreifen, rollene See, Gischt verweht	20,8-24,4	75-88	41-47	26,9-37,3
10	schwerer Sturm	Bäume und leichte Bauten werden umgeworfen	sehr hohe Wellenberge, verbreitet weißer Schaum, Sicht beeinträchtigt	24,5-28,4	89-102	48-55	37,4-50,5
11	orkanartiger Sturm	schwere Zerstörungen	außergewöhnlich hohe Wellenberge, Wellenkämme zu Gischt verweht, Sicht herabgesetzt	28,5-32,6	103-117	56-63	50,6-66,5
ab 12	Orkan	katastrophale Verwüstungen	See vollständig weiß, Luft voller Schaum und Gischt, keine Fernsicht mehr	ab 32,7	ab 118	ab 64	66,6 und mehr

Um nicht auf die für Hurrikane oder Tornados bestimmte Saffir-Simpson-Skala ausweichen zu müssen, wurde die Beaufortskala 1949 noch um einige Stufen erweitert:

Windstärke 13	Windgeschwindigkeit:	134 - 149 km/h
Windstärke 14	Windgeschwindigkeit:	150 - 166 km/h
Windstärke 15	Windgeschwindigkeit:	167 - 183 km/h
Windstärke 16	Windgeschwindigkeit:	184 - 202 km/h
Windstärke 17	Windgeschwindigkeit:	> 202 km/h

C34

Bestehen Luftdruckunterschiede zwischen verschiedenen Orten auf der Erde, so setzen sich die Luftmassen vom höheren zum tieferen Druck in Bewegung, um die Unterschiede auszugleichen. Der Unterschied im Luftdruck zwischen Hoch- und Tiefdruckgebieten (Gefälle) wird als Gradientkraft bzw. Druckgradientkraft bezeichnet. Die Stärke der Gradientkraft ist proportional zum Druckunterschied, nicht zum absoluten Wert des Druckes. Sie lässt sich also als Ausgleichsströmung vom Hoch- zum Tiefdruckgebiet darstellen:



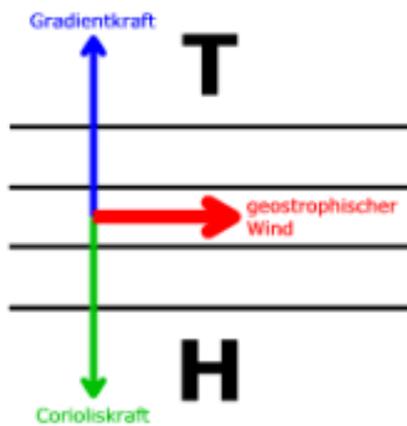
$$\text{Corioliskraft} = \text{Windgeschwindigkeit} * \text{Coriolis-Frequenz}$$

$$\text{Coriolis-Frequenz} = 2 * \Omega * \sin(\text{lat})$$

$$\Omega \text{ (Erdrotation)} = 2 * \pi / 86164 \text{ sec}$$

Je nach geographischer Breite sind die Umlaufgeschwindigkeit der Erdoberfläche und damit die Coriolis-Kraft unterschiedlich!

Auf ihrem Weg vom Hoch zum Tief werden die Luftmassen durch die Corioliskraft (siehe oberes Kästchen) abgelenkt. Diese entsteht als Folge der Erdrotation und der Massenträgheit bewegter Luftmassen. Die Corioliskraft bewirkt, dass sich die Luft auf der Nordhalbkugel stets rechtsherum (im Uhrzeigersinn – also im mathematisch negativen Sinn) aus dem Hoch „herausdreht“ und linksherum (gegen den Uhrzeigersinn – also im mathematisch positiven Sinn) in das Tief „hineindreht“. Auf der Südhalbkugel ist es andersherum.



Gradientkraft und Corioliskraft zusammen ergeben den geostrophischen Wind. Die nebenstehende Abbildung zeigt die Wirkung auf der Nordhalbkugel.

Der geostrophische Wind ist ein theoretisches Konstrukt zur Erklärung der Wirkung der Corioliskraft. Der wahre Wind weicht hiervon wegen weiterer Einflussfaktoren ab. Windkarten mit Angaben des geostrophischen Windes beziehen sich oft auf eine Höhe von 500 m (prüfen!); man kann von den Angaben dann überschlägig 30% abziehen, um die Windstärke am Boden zu ermitteln.

Die Stärke des geostrophischen Windes (v_{geo}) kann man grob wie folgt ermitteln: Man liest den Breitengrad (ϕ) des Betrachtungsortes ab und ermittelt $Q = 100/\sin\phi$; statt der Formel kann man auch eine Tabelle nutzen:

ϕ [°]	30 - 35	36 - 40	41 - 45	46 - 50	51 - 55	56 - 60	61 - 65
Q	186	164	148	136	126	119	113

Abstand zweier 10 hPa-Isobaren in Breitengraden (60 sm = 1 Breitengrad) \square G: $v_{geo} (kt) = Q/G$

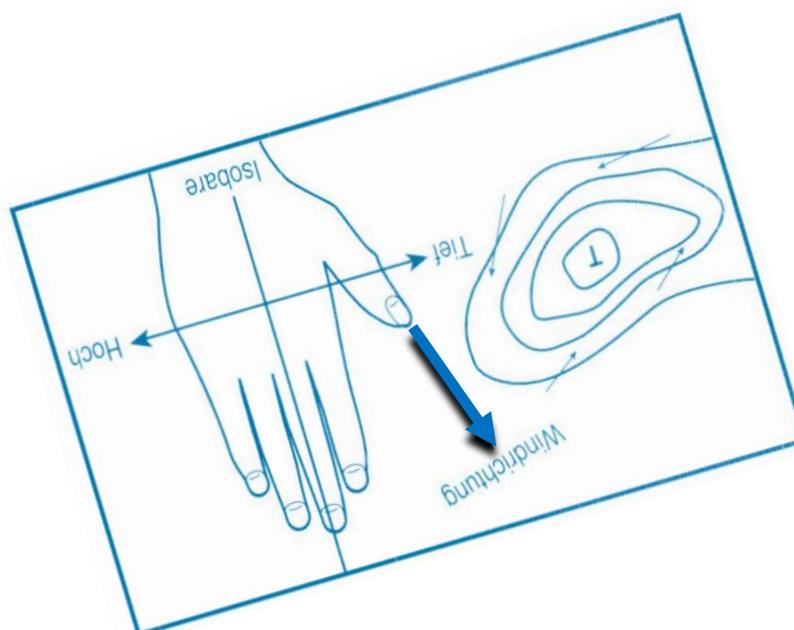
Bsp.: Isobarenabstand: 2,5 Breitengrade auf 48° Breite: $v_{geo} = 136/2,5 = 54,4$ kn
 Isobarenabstand: 2,5 Breitengrade auf 63° Breite: $v_{geo} = 113/2,5 = 45,2$ kn
 Hier wird die Abhängigkeit des geostrophischen Windes von der Breite deutlich.

Eine weitere Komponente ist die Zentrifugalkraft. Diese tritt durch die Krümmung der Luftbahnen auf. Bei der zyklonalen Krümmung, also bei der Krümmung rund um ein Tief wird die Gradientkraft um die Zentrifugalkraft gemindert; die Windgeschwindigkeit nimmt ab. Bei der antizyklonalen Krümmung, also bei der Krümmung rund um ein Hoch wird die Gradientkraft um die Zentrifugalkraft verstärkt; die Windgeschwindigkeit nimmt zu.

Rule of thumb:

Diese Faustregel besagt, dass die Isobaren in Richtung der ausgestreckten Hand liegen, wenn man die rechte Hand so waagrecht vom Körper nach vorn hält, dass der Daumen in Windrichtung (mit dem Wind) zeigt. Dann liegt ein Hoch rechts und ein Tief links der Hand.

Oder umgekehrt: Wenn man bei bekannter Isobaren-Richtung (auf einer Wetterkarte) die Finger der rechten Hand über eine Isobare legt, dann weist der Daumen in Windrichtung.



Buys Ballot's Law

Das Barische Windgesetz von Christoph Buys Ballot besagt, dass die ausgedehnten Winde, die von Hoch- in Tiefdruckgebiete wehen, auf der Nordhalbkugel der Erde nach rechts und auf der Südhalbkugel nach links abgelenkt werden. Ursache dafür ist die Corioliskraft.

Wenn man dem Wind den Rücken zukehrt, dann kann anhand der Windrichtung abgeschätzt werden, wo die dazu korrespondierenden Druckgebilde zu finden sein müssen - aus der Sicht des Beobachters auf der Nordhalbkugel ist der tiefere Druck links vorne und der hohe Druck rechts hinten zu finden. Dies gilt insbesondere für Regionen, in denen der Wind oberflächennah nicht stark abgelenkt wird, wie z.B. über dem offenen Meer.

C38

Wetterzustand

Die Beschreibung des Wetterzustand enthält Angaben zur Art und Intensität der Niederschläge, zur Sichtweite und zur Beobachtung elektrischer Entladungen. Da eine mündliche Durchgabe des örtlichen Wetterzustandes an die Wetterzentralen zu umfangreich wäre, wurden dafür 100 Symbole eingeführt, die als Ziffern verbreitet und als Piktogramme auf den Karten (s/w oder in Farbe) dargestellt werden:

ww	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
00					☾	∞	☞	⌘	⊖	(☞)
10	=	≡	≡	<	☺)	(☞	∇)
20	·]	·]	*]	:]	~]	∇]	∇]	∇]	≡]	☞]
30	☞	☞	☞	☞	☞	☞	+	+	+	+
40	(≡)	≡	≡	≡	≡	≡	≡	≡	≡	≡
50	,	''	:	∴	∴	∴	∴	∴	∴	∴
60	·	∴	∴	∴	∴	∴	∴	∴	∴	∴
70	*	**	*	**	**	**	←	←	←	△
80	∇	∇	∇	∇	∇	∇	∇	∇	∇	∇
90	∇	☞	☞	☞	☞	☞	☞	☞	☞	☞

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0		♀	♀	♀	☾	∞	☞	⌘	⊖	(☞)
1	=	=	=	<	☺)	(☞	∇)
2	☞	☞	*]	:]	~]	∇]	∇]	∇]	≡]	☞]
3	☞	☞	☞	☞	☞	☞	+	+	+	+
4	(≡)	≡	≡	≡	≡	≡	≡	≡	≡	≡
5	,	''	:	∴	∴	∴	∴	∴	∴	∴
6	·	∴	∴	∴	∴	∴	∴	∴	∴	∴
7	*	**	*	**	**	**	←	←	←	△
8	∇	∇	∇	∇	∇	∇	∇	∇	∇	∇
9	∇	☞	☞	☞	☞	☞	☞	☞	☞	☞

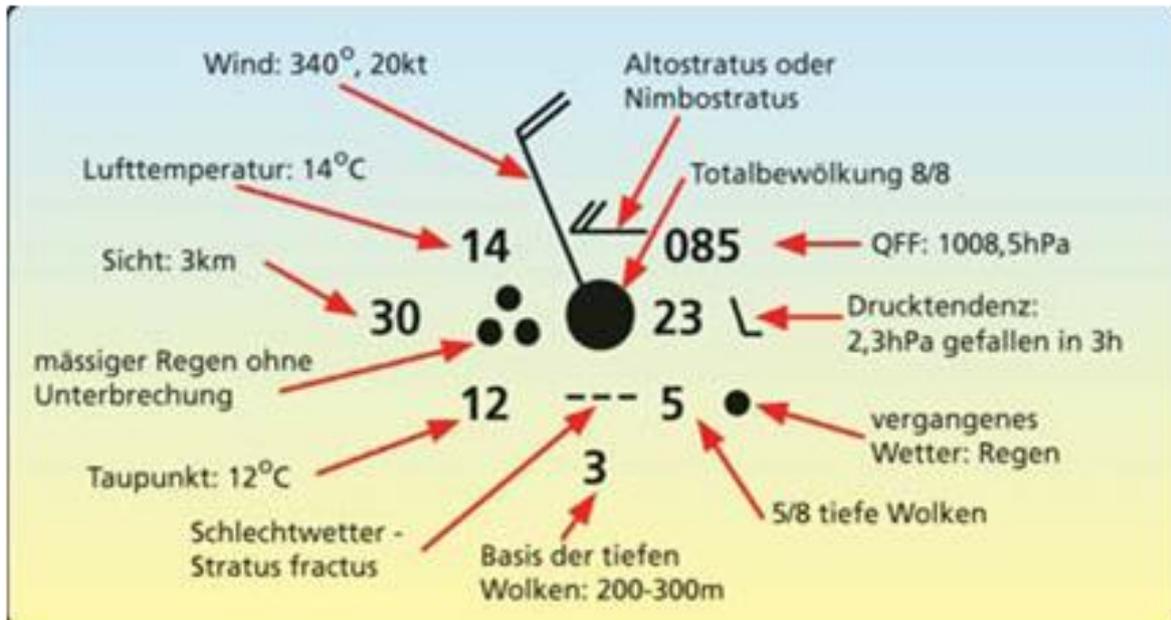
- 14 Wetterleuchten (= Gewitter, das zu weit entfernt ist, um den Donner zu hören)
- 17 Gewitter ohne Niederschlag an der Station
- 19 Tornados
- 20er Ziffern beendete Ereignisse, 21 z.B. nach Regen
- 30er Ziffern Sand-, Staubstürmen, Schneefegen (= aufgewirbelter Schnee)
- 40er Ziffern Nebelereignisse 48 und 49 als Eisnebel in Rot dargestellt
- 50/60er Ziffern Lose Niederschläge - je mehr Punkte, desto intensiver 6 und 7 sind gefrierend
- 70er Ziffern Feste Niederschläge aus Schichtwolken, Schneefall, einzelne Schneesterne, Eiskörner, jedoch ohne Graupel und Hagel.
- 80/90er Ziffern Schauer aus Cumuluswolken oberhalb der Dreiecke: Art der Niederschläge Graupel (oberes Dreieck unausgefüllt) Hagel (oberes Dreieck ausgefüllt)
- 90er Ziffern 91 bis 94 beendete Gewitter 95 bis 99 aktuelle Gewitter

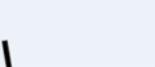
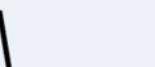
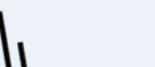
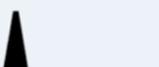
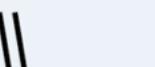
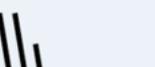
- Gelbe waagrechte Striche: Sichteinschränkungen (Nebel)
- Grüne Kommata: Nieselregen
- Grüne Punkte: Regen
- Rote Schlangenlinien: gefrierender (Niesel)Regen
- Lila Sterne: Schnee oder Schneeregen
- Dreiecke mit Symbolen: grün (Regen), lila (Schneeregen)
- rote Blitzsymbolik: Art des Niederschlags oberhalb des Blitzzeichens
- Eckige Klammern: Ereignis zum Beobachtungszeitpunkt bereits beendet

Wenn zwei Ereignisse gleichzeitig auftreten, dann wird im Regelfall die höhere Ziffer als Wetterzustand gemeldet.

Die nationalen Wetterdienste betreiben eigene Messstationen und erhalten Daten fremder Messstationen. Auf Basis dieser Daten werden alle drei Stunden aktuelle Bodenwetterkarten angefertigt. Auf einer Karte von West- und Mitteleuropa werden die Daten von rund 400 Messstationen eingetragen. Die gemessenen

und beobachteten Werte werden nach einem bestimmten Schema, dem von der WMO vorgegebenen **Stationenmodell**, in die Wetterkarte eingetragen.



	0 Bft. Windstille, Flaute absolut ruhige See		7 Bft. Starker Wind, grobe See
	1 Bft. Leichter Luftzug, ruhige See		8 Bft. Sehr starker Wind, hohe See, erhöhte Gefahr
	2 Bft. Geringe Brise, leicht bewegte See		9 Bft. Sturm, hohe See, erhöhte Gefahr
	3 Bft. Leichte Brise, leicht bewegte See		10 Bft. Starker Sturm sehr hohe See, erhöhte Gefahr
	4 Bft. Mäßige Brise, leicht bewegte See		11 Bft. Orkanartiger Sturm, schwere See, große Gefahr
	5 Bft. Leichter Windgang, mäßig bewegte See		12 Bft. Orkan, Besonders schwere See, große Gefahr
	6 Bft. Wind, Grobe See	<p>Der Windpfeil zeigt in die Richtung, in die der Wind bläst. Die Seite mit den Fiedern ist also die Richtung, aus der er kommt (Beispiel oben: aus 340°). Die Fiedern zeigen immer zum Tiefdruckzentrum.</p>	

Seegang

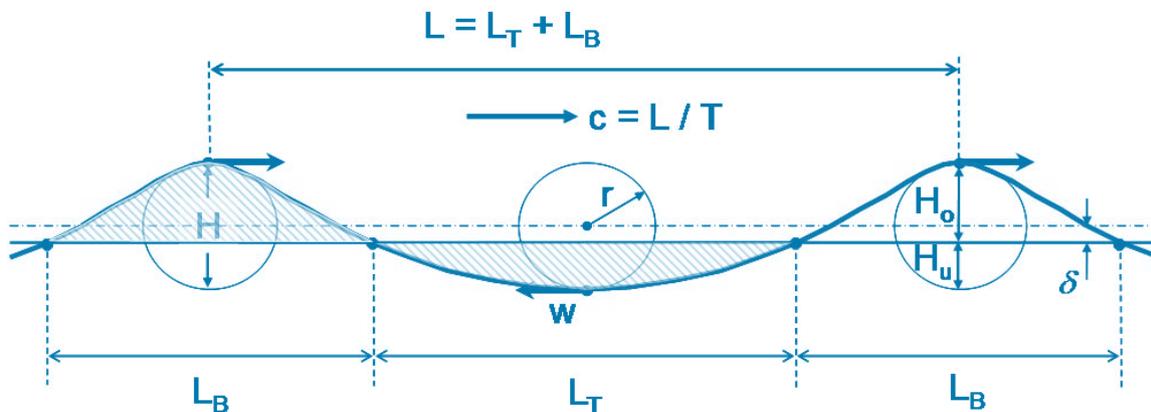
Der Ausdruck Seegang bezeichnet im Allgemeinen einen verstärkten Wellengang. Es handelt sich um die vom Wind erzeugte unregelmässige Bewegung der Wasseroberfläche, die entsteht, weil ein Teil der in der

Luftbewegung enthaltenen Energie durch Reibung an der Wasseroberfläche auf die Meereswellen übertragen wird. Dabei kommt es darauf an, über welche Distanz (fetch) und über welche Zeitdauer der Wind unidirektional auf die Wasseroberfläche einwirken kann und natürlich auf die Windgeschwindigkeit.

Auf Seite 26 findet sich die kombinierte Beaufort-Petersen-Skala. Dort ist der Zusammenhang zwischen Wind und Wellen dargestellt. Seegang ist also eine Messgrösse der Wetterbeobachtung auf See und von hoher Bedeutung für den maritimen Bereich.

Zur Beschreibung des Seeganges dienen folgende Parameter:

- Wellenlänge (L)** Entfernung zwischen zwei Wellenbergen
- Wellenperiode (T)** Zeit zwischen den Durchgängen zweier gut ausgeprägter Wellenberge an einem festen Ort
- Wellenhöhe (H)** Höhendifferenz zwischen Wellenkamm und Wellental (Doppelamplitude)

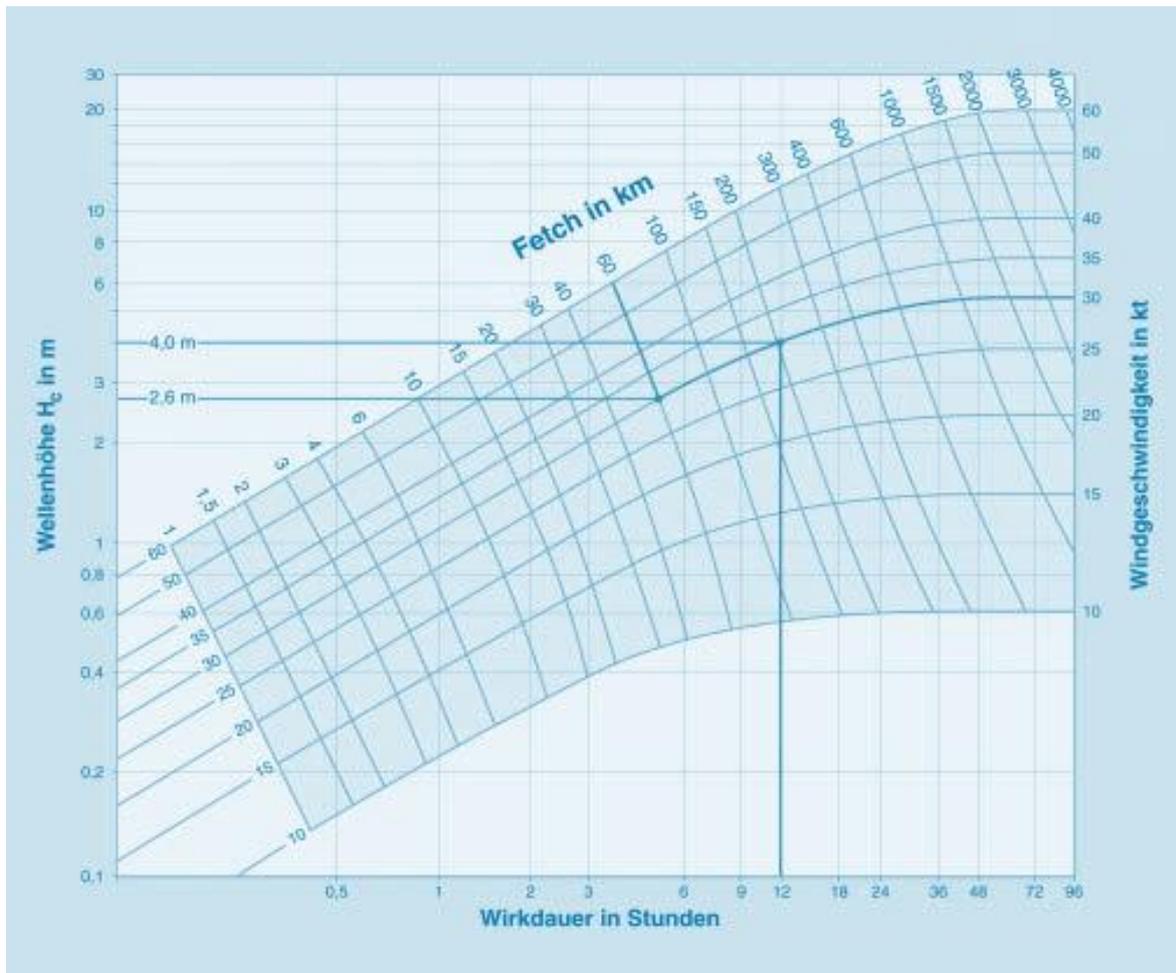


Der Seegang setzt sich aus einer Vielzahl von Einzelwellen unterschiedlicher Länge, Periode und Höhe zusammen. Angaben zum Seegang beruhen deshalb auf der Beobachtung signifikanter Werte. Die signifikante Wellenhöhe ist die mittlere Höhe der gut ausgeprägten Wellen (oberes Drittel). Statistisch gesehen wird diese Wellenhöhe von 13,5 % aller Wellen (etwa jede 7. Welle) überschritten; 1 Prozent aller Wellen (etwa jede 100. Welle) sind 1,5mal höher und 0,03 Prozent aller Wellen (etwa jede 3000. Welle im Abstand von gut 30 Minuten) sind doppelt so hoch; als maximale Höhe kann man das 2,15fache der signifikanten Höhe ansetzen. Einzelne Wellen können also deutlich höher sein, als es die Angabe der Wellenhöhe erwarten lässt!

C33

Man unterscheidet zwischen der „Windsee“, welche durch den lokal vorherrschenden Wind entsteht und der „Dünung“, welche durch weiter entfernten oder/und zeitlich getrennten Windeinfluss entstanden ist:

Die **Windsee** ist durch eine spitze Form der Wellenkämme und eine Ungleichmässigkeit der Einzelwellen gekennzeichnet (je nach Wellenhöhe beträgt die Periode 2 bis 18 Sekunden). Bei der Windsee stimmen Wind- und Wellenaufrichtung überein. Die Wellenhöhe, die auch bei beliebig langer Wirkdauer und bei beliebig langem Fetch nicht mehr überschritten wird, ist die Höhe der ausgereiften Windsee. Gebiete, in denen die Windsee ausreifen kann, sind neben den Ozeanen zum Beispiel die Deutsche Bucht bei Westwind (900 km Fetch), das Skagerrak bei Südwestwind (900 km Fetch), die Strasse von Gibraltar bei Ostwind (1.000 km Fetch) und die nördliche Adria bei Südostwind (800 km Fetch). Zur Vorhersage des Wellenwachstums in tiefem Wasser dient das WMO-Diagramm 702:

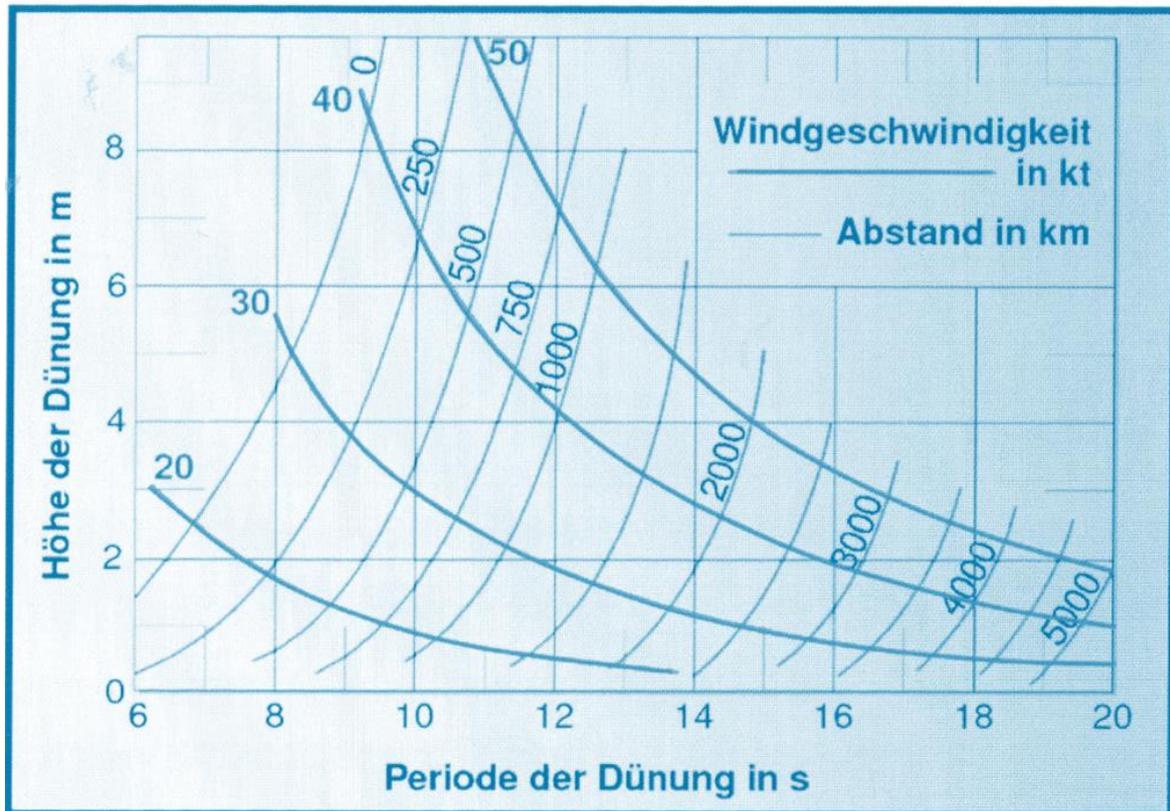


In obigem Beispiel beträgt die signifikante Wellenhöhe bei einer Windgeschwindigkeit von 30 kn, einer Einwirkzeit von 12 h und einem Fetch von 60 km (Distanz zur Küste): 2,6 Meter.

Eine junge Windsee ist unangenehm kurz und steil (Verhältnis Wellenhöhe:Wellenlänge = 1:7); mit zunehmender Dauer der Windeinwirkung reift sie aus und wird flacher (Verhältnis Wellenhöhe:Wellenlänge = 1:30).

Im Vergleich zur Windsee sind **Dünungswellen** deutlich länger (weitere Entfernung der Wellenberge – je nach Wellenhöhe beträgt die Periode 5 bis 25 Sekunden) und stark abgerundet. Die Verlagerungsgeschwindigkeit von Wellen in tiefem Wasser steigt mit ihrer Wellenlänge; dies nennt man Dispersion. Wellen von einer Länge $L = 100$ m verlagern sich mit etwa 12,5 m/sec., solche von $L = 200$ m mit etwa 17,5 m/sec. So durchwandern Dünungswellen in kurzer Zeit grosse Seegebiete. Da sie schneller verlagern als das sie erzeugende Windfeld zeugen Dünungswellen nicht immer von «altem» Wind, sondern können einem Sturm auch vorweglaufen, was sie zu einem Frühwarnsignal macht.

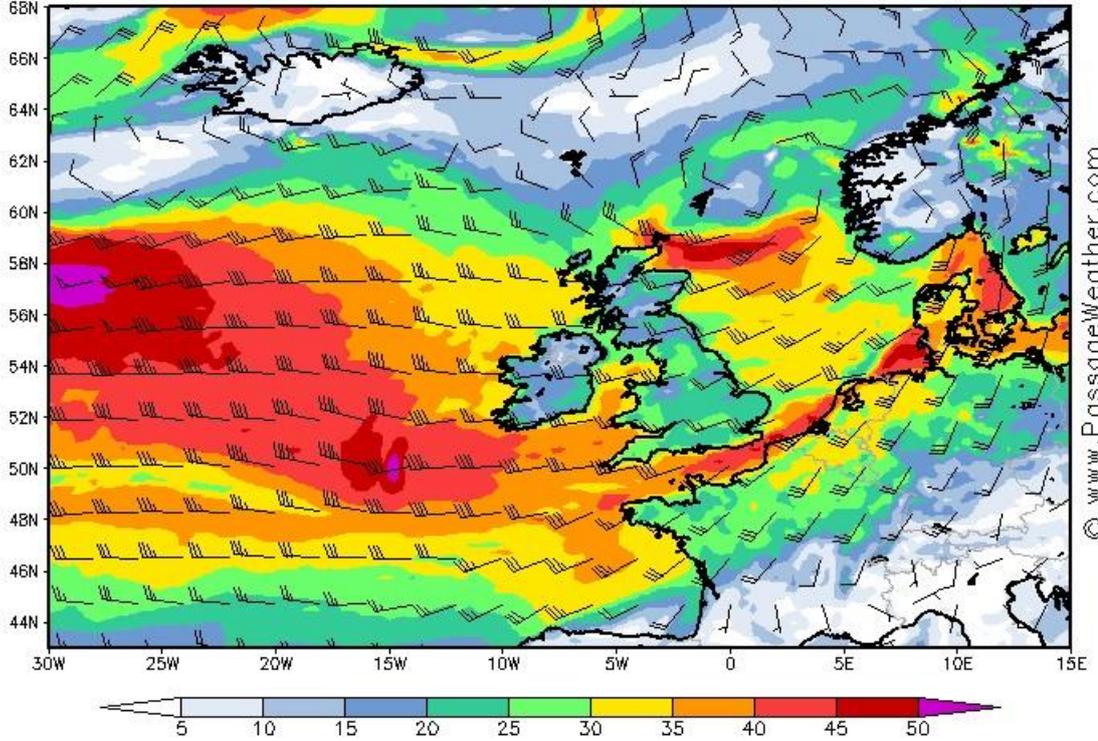
Man kann dann aus ihrer Periode und ihrer Wellenhöhe die Entfernung des Wind- bzw. Sturmfeldes und die dort herrschende Windgeschwindigkeit abschätzen:



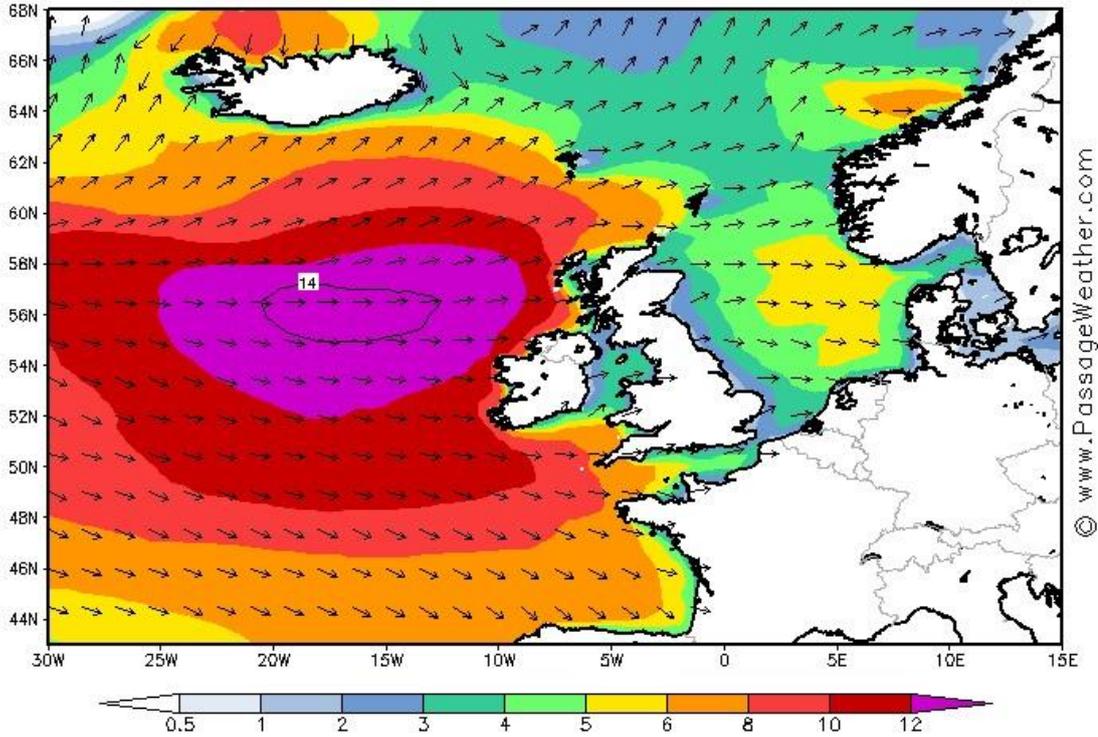
Trifft eine Dünung auf eine Windsee, weicht ihre Wellenaufrichtung also häufig von der aktuellen Windrichtung ab. Dies kann eine sehr unangenehme **Kreuzsee** zur Folge haben, bei der Wellen aus zwei unterschiedlichen Richtungen auf das Schiff zulaufen und eine unerwartete Höhe erreichen können. Solche Situationen entstehen oft an Kaltfronten und Trögen von Sturmzyklonen (siehe Seite 45).

Vorhersagen ermöglichen es uns abzuschätzen, ob uns unsere Törn-Planung in Gebiete mit hohem See-gang führen würde. Auf der nächsten Seite sehen wir die Windprognose für den 09.02.2020; es naht das Sturmtief Sabine (Bft. 10). Es zieht über England hinweg. Ihm folgen die Wellen. Für den nächsten Tag sind Wellen mit einer Höhe von mehr als 12 m zu erwarten (siehe dazu auch die Isobarenkarte auf Seite 48).

Surface Wind (knots)
GFS 018 Hour Forecast Sun 09 Feb 2020 18 UTC



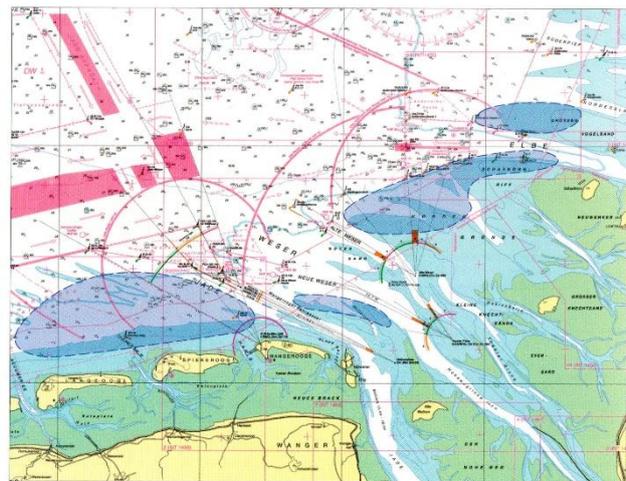
Wave Height (m) and Direction
WW3 036 Hour Forecast Mon 10 Feb 2020 12 UTC



Wellen verändern ihren Charakter, wenn Meeres- bzw. Gezeitenströme als zusätzlich Kraft wirken oder sie flachere Gewässer erreichen.

- Wenn Wind und Strömung gegeneinander arbeiten, werden Wellen unangenehm steil. Es kommt zu **Stromkabelungen** und brechender Welle (overfalls). Das Alderney-Race auf der französischen Kanalseite, das Portland Race an der englischen Südküste und das Pentland Race zwischen dem schottischen Festland und der Insel Orkney sind hierfür eindrucksvolle Beispiele.
- Je höher eine Welle, umso grösser ist auch die Geschwindigkeit des Wassers auf dem **Wellenkamm**. Türmen sich Wellen auf offenem Meer immer höher auf, dann schießt das Wasser auf dem Kamm der Welle schliesslich voraus. Die Welle wird instabil und bricht. Das geschieht dann, wenn ihre Höhe ein Siebtel des Abstands zwischen zwei Wellenkämmen erreicht.
- Zum anderen brechen Wellen, wenn sie aus tieferem Wasser in flachere Zonen laufen (**shoaling-effect**). Die Wellenkämme rücken näher zusammen, die Welle steilt sich auf, weil sie am Boden gebremst wird, während sie an der Oberfläche noch ungebremst weiterläuft. So eilt der Wellenkamm immer schneller voraus, bis sie sich überschlägt. Sofern der Seegrund gleichmässig ansteigt, gilt als **Brechungsfaktor**: «Wellenhöhe : Wassertiefe = 1 : 1,3». Eine 1 Meter hohe Welle fängt also an sich in 1,30 Meter tiefem Wasser zu brechen, eine 2 Meter hohe Welle bricht in 2,60 Meter tiefem Wasser etc. Über Barren und Untiefen brechen Wellen unvermittelt.

- In flachen Gewässern können unangenehm kurze und steile Wellen entstehen, deren Wellental bis auf den Seegrund reicht; man nennt dies Grundsee. Grundseen entstehen, wo die Wassertiefe geringer ist als die halbe Wellenlänge beziehungsweise etwa fünffache Wellenhöhe an der Gewässeroberfläche. Sie können zu einem Anwachsen der Wellenhöhe mit Faktor 2,5 führen. Auf der nebenstehenden Seekarte der Deutschen Bucht sind die von Grundseen gefährdeten Küstenbereiche violett markiert. Die Ansteuerung der Elbe und Weser gestalten sich bei starkem Seegang also sehr anspruchsvoll. Anm.: Der Seenotrettungskreuzer Adolph Bermppohl wurde 1967 tragisches Opfer einer solchen Grundsee vor Helgoland.



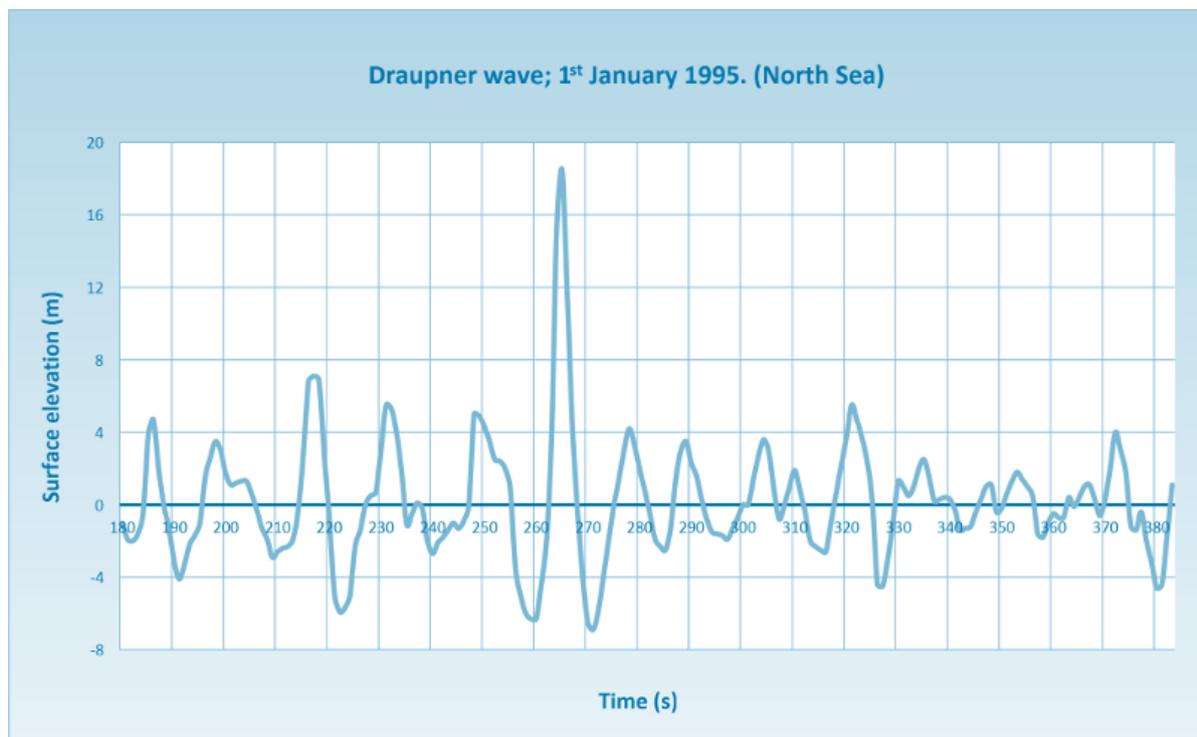
Ein für seine Grundseen ebenfalls berücksichtigtes Seegebiet ist der Skagerak in bestimmten Abschnitten der Südküste Norwegens.

Seegang wird weltweit mit Hilfe von Messbojen registriert. Die Daten der Messbojen laufen bei der National Oceanic and Atmosphere Administration (NOAA) zusammen und können dort eingesehen werden (www.ndbc.noaa.gov). Nach Angaben der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) wurde von einer solchen Messboje im Nordatlantik während eines Sturms am 04. Februar 2013 auch die bisher grösste signifikante (mittlere!) Wellenhöhe von 19 Metern aufgezeichnet. Bis in die 1990er Jahre ging man nach den damals geläufigen Wellenmodellen davon aus, dass Wellen – auch im Orkan – eine maximale Höhe von 15 Metern erreichen. Diese Grösse floss auch in die Stabilitätsrechnungen beim Schiffbau ein. Inzwischen weiss man, dass die damaligen Modelle die Realität nicht vollständig abbilden und es durch die Überlagerung von Wellen zu einzelnen sogenannten Monsterwellen (freak wavers, max waves) kommen kann, die Höhen von über 30 Meter erreichen.

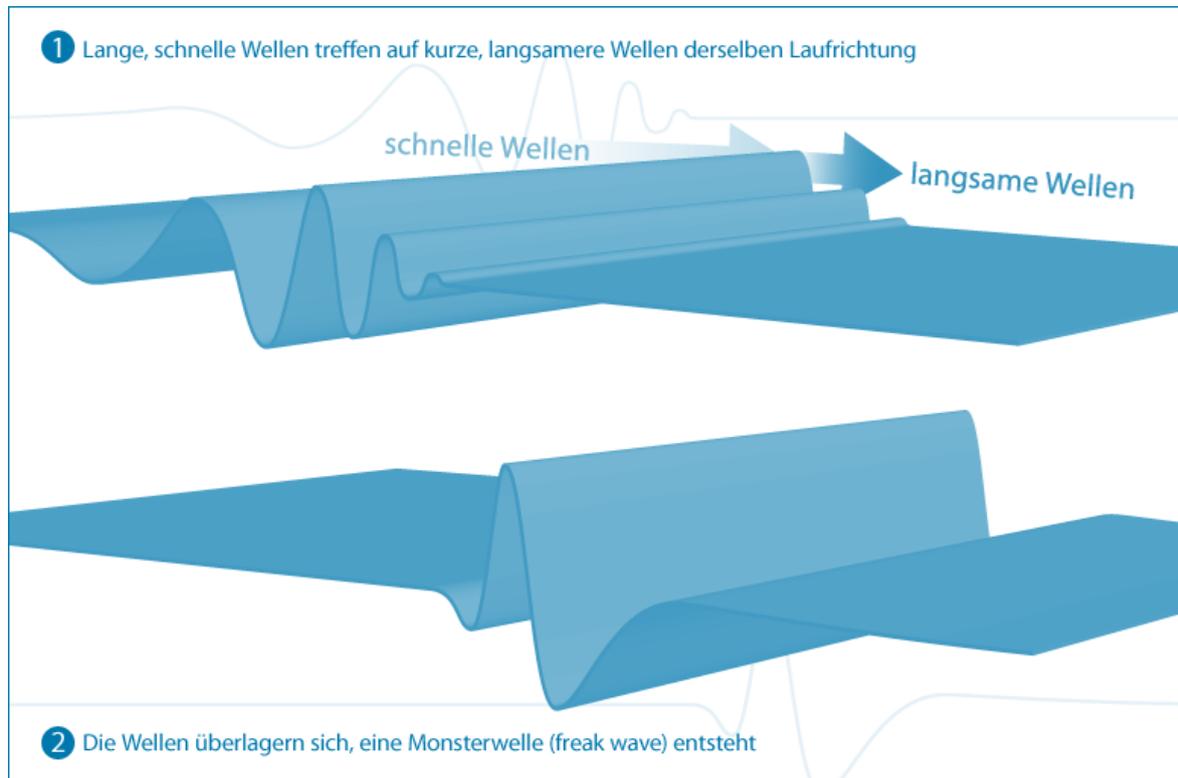
Monsterwellen

Bei den Monsterwellen ist nicht nur ihre Grösse ein Problem, sondern vor allem ihre grosse Steilheit und hohe Geschwindigkeit. Schiffe sind zu träge, um eine solche Welle einfach zu überfahren, es entsteht ein wuchtiger Aufprall mit einem Druck von weit über 1.000 kN/m^2 . Selbst der stabile Rumpf der gewerblichen Hochseeschiffe ist auf einen Wasserdruck von maximal 150 kN/m^2 ausgelegt. Labile Aufbauten werden ohnedies zerstört und eindringendes Wasser legt die Elektronik lahm.

Wissenschaftlich belegt wurde die Existenz der Monsterwellen erstmalig 1995 durch eine Messung in der Nordsee auf der Draupner-Ölplattform vor Norwegen (draupner wave); bei den Messungen registrierte man innerhalb von zwölf Jahren 466 Monsterwellen.



Man führt ihre Entstehung, nach gegenwärtigem Erkenntnisstand, auf eine Überlagerung mehrerer Wellensysteme zurück; eine Konstellation, die entsteht, wenn ein Tiefdruckgebiet mit seinem Sturmfeld mit einer bestimmten Dauer und Distanz in Richtung bereits früher angefachter hoher Wellen zieht. Die Wellen können sich dann gegenseitig verstärken, wenn sie sich treffen oder einander einholen. Wenn die Wellenberge an einem bestimmten Punkt zusammentreffen, kommt es zu einer Überlagerung und die Einzelwellen türmen sich auf. Die entstandene Monsterwelle kann sogar deutlich höher als die Summe der Einzelwellen sein.



Monsterwellen treten in unterschiedlicher Formation auf:

- Kaventsmann (Rogue Wave)
Einzelwelle, die nicht der Richtung des normalen Seeganges folgt
- Kleine Gruppen (Three Sisters)
Schnell aufeinander folgende grosse Wellen mit schmalen Tälern, in denen Schiffe nicht den nötigen Auftrieb entwickeln können
- White Wall
Mehrere hundert Meter lange Wasserwand mit brechendem Kamm, gefolgt von einem tiefen Wellental

Satellitenbeobachtungen zeigen, dass Monsterwellen fast täglich auf allen Ozeanen und Randmeeren auftreten. Mit den europäischen Umweltsatelliten ERS-1 und -2 wurden im Rahmen des MaxWave-Projekts weltweit Radarmessungen vorgenommen und dabei in drei Wochen zehn Wellen gemessen, die mehr als 25 m Höhe hatten. Ziel dieser Forschung ist die Ergänzung von Seekarten um Gefahrenzonen für Monsterwellen. Wie man inzwischen weiss, sind neben den Faktoren Wind und Strömung weitere Faktoren wie eine gegenläufige Meeresströmung und ein zerklüfteter Meeresboden mit grösseren Höhenunterschieden für das Entstehen von Monsterwellen verantwortlich. Deshalb trifft man sie besonders häufig an der Südostküste von Afrika im Agulhasstrom und am Kap Horn an.

Prominente Opfer solcher Wellen wurden das deutsche Frachtschiff München (Nordatlantik 1978), der britische Luxusliner Queen Elizabeth 2 (Nordatlantik 1995), das deutsche Kreuzfahrtschiff MS Bremen (Südatlantik 2001), das Kreuzfahrtschiff Louis Majesty (Mittelmeer 2010); einige Forscher glauben, dass die meisten der rund 200 Grossschiffe mit über 200 Metern Länge, die in den letzten 20 Jahren gesunken sind, direkt oder indirekt durch solche Wellen versenkt wurden.

Tsunami-Wellen

Tsunami-Wellen werden durch Bewegungen des Meeresbodens in Form von Seebeben, Vulkan-ausbrüchen oder Hangrutschen ausgelöst. Sie entstehen dort, wo die tektonischen Erdplatten aufeinandertreffen, so wie beim Erdbeben der Stärke 9 im Jahr 2004 im Sundagraben bei Sumatra (zwischen der eurasischen und der indo-australischen Platte). Das verdrängte Wasser erzeugt auf dem offenen Meer an der Oberfläche eine kaum spürbare, nur bis zu einem Meter hohe Welle mit einer mehreren hundert Kilometer langen Wellenlänge. Für Schiffe auf hoher See bedeuten sie also keine Gefahr. Erst in flachem Wasser entfaltet die 300 bis 500 kn schnelle Welle ihre zerstörerische Kraft und türmt sich enorm auf. In Häfen gibt es also keinen Schutz, aber ein vorheriges Auslaufen scheidet daran, dass sich Tsunami-Wellen ohne Vorankündigung nähern.

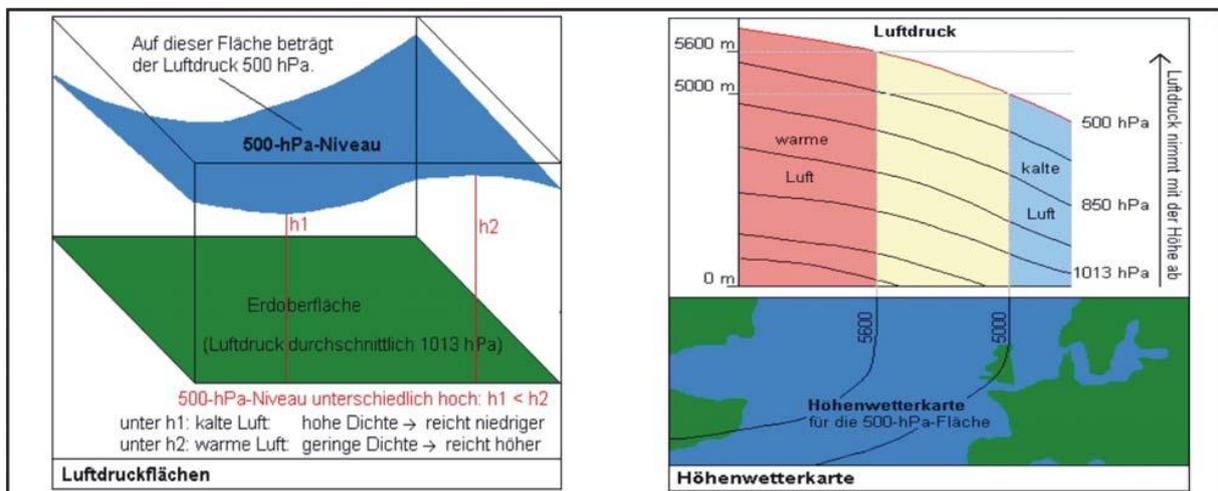


Überregionale Wettererscheinungen

Globale Zirkulation

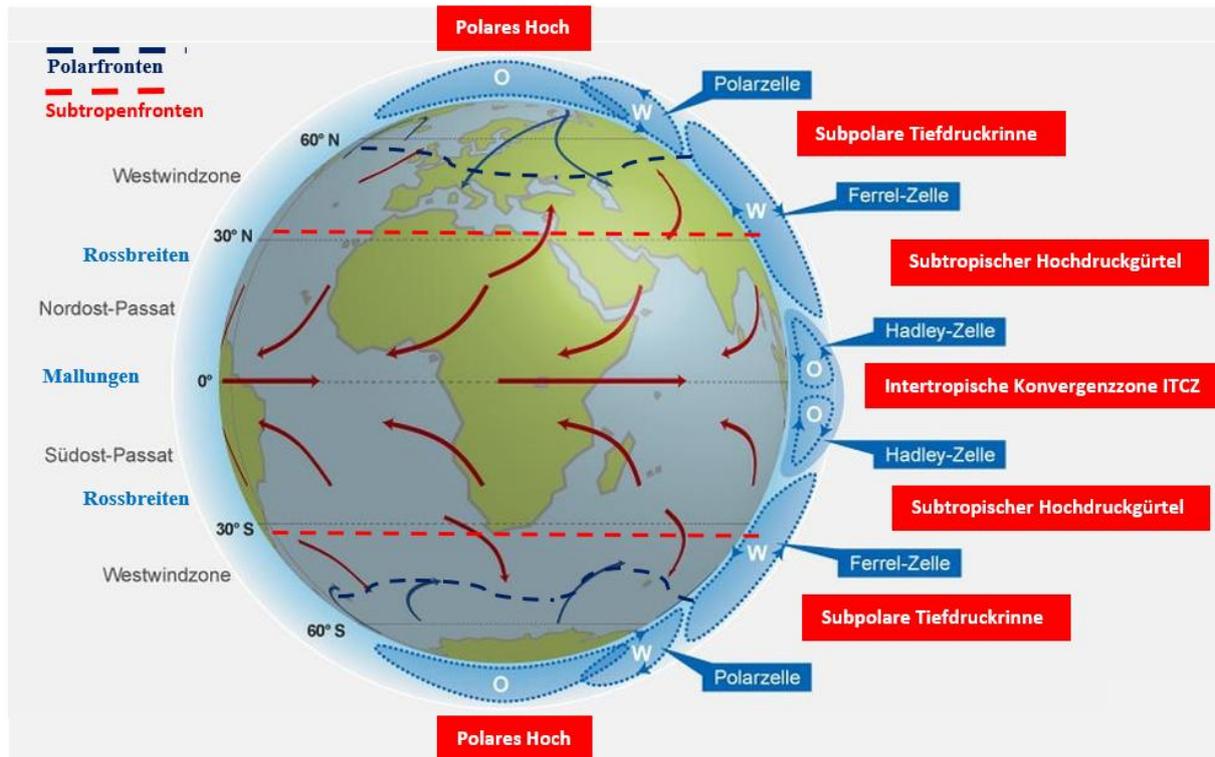
Bekanntermassen ist die Sonneneinstrahlung am Äquator intensiver als an den Polen, anders ausgedrückt nehmen Erdoberfläche und die darüber liegende Luftmasse in den niedrigeren Breiten mehr Energie auf als in den höheren Breiten der Erde. Auf ein Jahr gesehen gibt die Erde bereits nördlich bzw. südlich des 40sten Breitengrades mehr Energie an die Atmosphäre ab, als sie aufnimmt.

Als Folge der Breitengradabhängigen Sonneneinstrahlung bilden sich grosse Temperaturunterschiede zwischen dem Äquator und den Polen. Weil in warmer Luft der Luftdruck mit wachsender Höhe langsamer abnimmt als in kalter Luft, herrscht in höheren Luftschichten – bei gleichem Bodenluftdruck – ein höherer Druck als in der Kaltluft.



Deswegen befindet sich über Tropen und Subtropen ein Höhenhoch, über den Polen ein Höhentief. Der starke Druckunterschied verursacht sehr kräftige Höhenwinde (Jetstream), die an der Tropopause über 200 kt erreichen.

Durch die Erdrotation stellt sich keine direkte Zirkulation zwischen dem Höhenhoch und dem Höhentief ein; die globale Zirkulation zerfällt stattdessen in mehrere Zellen die untereinander Energie austauschen:



Intertropische Konvergenzzone (ITCZ)

Die Sonne brennt senkrecht auf das Gebiet rund um den Äquator und heizt die obere Wasserschicht des Ozeans auf mindestens 27 Grad Celsius auf. Durch die starke Sonneneinstrahlung und die damit verbundenen Aufwinde auf Meeresebene wird eine Tiefdruckrinne erzeugt. Durch die permanente Wärmezufuhr füllt sich diese nicht auf. Diese Zone wird auch als Mallungen, Kalmen oder Doldrums bezeichnet und ist für ihre schwachen Winde bekannt. Nur in Schauern und Gewittern gibt es kräftige Böen. Will man als Segler die ITCZ durchqueren, sucht man am besten auf Satellitenbildern nach Gebieten mit Regenschauern, um die dortigen Böen zu nutzen. Wegen der grösseren Landfläche auf der Nordhalbkugel, die stärker erhitzt, liegt die ITCZ auf circa 5° N und nicht direkt am Äquator. Im Nordsommer weitet sie sich über den Landmassen Asiens noch deutlich nach Norden (bis circa 30° N) aus.

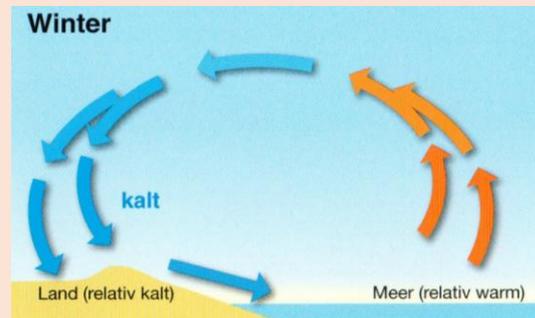
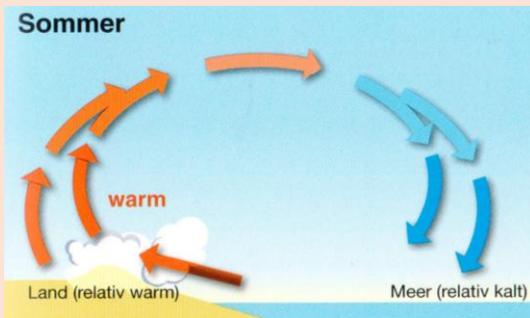
Subtropische Hochdruckgürtel

Hier sinkt die Luft vertikal ab und erzeugt eine windschwache Region, die unter der Bezeichnung Rossbreiten (ca. 25° N – 35° N bzw. 25° S – 35° S) bekannt ist. Im Winter bilden die ausgedehnten, quasi stationären Hochdruckgebiete einen nahezu geschlossenen Hochdruck-gürtel. Im Sommer konzentrieren sich die subpolaren Hochdruckgebiete (Antizyklonen) nur über den Ozeanen, weil sie über den Kontinenten bodennah durch Hitzetiefs abgelöst werden.

Die absinkende Luft fliesst zurück zur Tiefdruckrinne; so entstehen die beständigen bodennahen Passatwinde (Trade Winds), welche aufgrund der Erdrotation und Reibung abgelenkt werden und deshalb im Norden aus nordöstlicher Richtung wehen (NE Passat), im Süden aus südöstlicher Richtung (SE Passat). Der Kreislauf aus aufsteigender Luft in der Tiefdruckrinne, der polwärts gerichteten Höhenströmung und der Passatströmungen nennt sich Hadley-Zelle.

Exkurs: Monsunzirkulation

Im nördlichen Frühling und Sommer liegt die ITCZ im Bereich des Indischen Ozeans zeitweise bei 30°N. Ursache dafür ist die starken Landerwärmung des asiatischen Kontinents. Das führt dazu, dass die Passatwinde in dieser Periode ausbleiben. Stattdessen weht über dem westlichen Teil des Indischen Ozeans ein kräftiger Südwestwind, der die feuchten maritimen Luftmassen vom Meer an die Küsten bringt. Dort werden sie über Land erhitzt und steigen auf. Die Folge sind enorme Niederschlagsmengen. Mit der winterlichen Verlagerung der ITCZ zurück in Richtung Äquator entspannt sich die Lage, es entsteht ein kontinentales Kältehoch mit trockenen, kalten Wintermonsunen aus Nordost.



Exkurs: El Niño

Im Südpazifik führen atmosphärische Strömungsanomalien alle paar Jahre dazu, dass die normale Passawindzirkulation zwischen der Westküste Südamerikas und der Ostküste Asiens zusammenbricht und plötzlich westliche Winde herrschen. Weil sich die Oberflächenströmung damit umkehrt, gerät die Wasserzirkulation durcheinander: Das kalte Tiefenwasser des Humboldtstroms wird nicht mehr nach oben geführt. Vor der südamerikanischen Küste, vor allem vor Peru, fehlt es dem Meer dann an Nährstoffen, es kommt zu Fischsterben und an den Küsten zu schweren Überschwemmungen.

Westwindzone

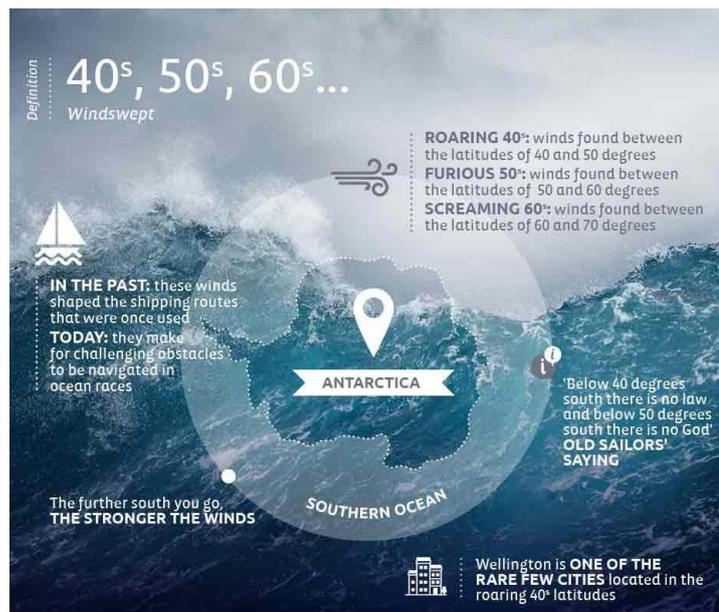
Polwärts des subtropischen Hochdruckgürtels liegen die gemässigten Breiten (ca. 35° N – 60° N bzw. 35° S – 60° S). Meridional betrachtet weist diese Zone einen enormen Temperaturunterschied auf da sie äquatorseitig durch die jeweilige Subtropenfront und polseitig durch die jeweilige Polarfront eingegrenzt wird. Man spricht deshalb auch von der planetarischen Frontalzone.

Zwischen der tropischen Warmluft und der polaren Kaltluft entsteht aufgrund des Druckunterschiedes ein polwärts gerichteter Gradientwind. Dieser wird durch die Corioliskraft auf der Nordhalbkugel nach rechts und auf der Südhalbkugel nach links abgelenkt und zeigt sich somit auf beiden Seiten des Globus als Westwind.

Auf der Südhalbkugel werden die westlichen Winde deutlich weniger durch Landmassen gebremst und treten dort so vehement auf, dass man auch von den «Roaring Forties» und den «Furious Fifties» spricht.

Im Gegensatz zur Subtropenfront ist die Polarfront vertikal bis zum Erdboden ausgebildet, dort wo die subpolare Tiefdruckrinne liegt. Wie wir noch sehen werden, bilden sich an der Polarfront Zyklonen (= rotierende Tiefdruckgebiete). Für das Wetter in Europa ist die nordatlantische Polarfront südlich von Island von Bedeutung, weil die dort entstandenen Zyklonen von dort mit der Westwindströmung Richtung Europa wandern.

Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, dass das planetarische Windsystem wegen der Ekliptik mit der Declination der Sonne von 23,5° N bis 23,5° S wandert. In den dadurch entstehenden Jahreszeiten verlagert sich die Verteilung der Sonnenintensität mit Auswirkungen auf die Luftmassenzirkulation und auf die Meeresströmungen.



Luftmassen und Fronten

Eine Luftmasse bildet sich, wenn sie über einen längeren Zeitraum über einem Gebiet der Erde liegt und dabei durch Strahlung und Bodenkontakt den Charakter der Quellregion annimmt, z.B. über dem Meer die **Feuchtigkeit**. So entstehen sechs typische Luftmassentypen:

C42

- | | | |
|---------------------------|----|---|
| • Arktische Polarluft | | extrem kalt |
| • Kontinentale Polarluft | cP | kalt, trocken, wolkenarm |
| • Maritime Polarluft | mP | kalt, feucht, wolkenreich |
| • Kontinentale Tropikluft | cT | sehr warm, trocken |
| • Maritime Tropikluft | mT | sehr warm, sehr feucht , wolkenreich, schwül |
| • Äquatoriale Luft | | heiss, feucht, wolkenreich |

C43

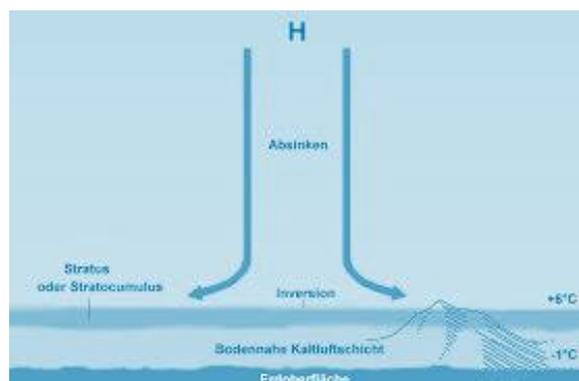
Verlässt die Luftmasse ihr Entstehungsgebiet und streicht sie dabei über einen Boden, der abweichende Wärme- und Feuchtigkeitseigenschaften hat, wird sie durch

- Turbulenz
- Konvektion und Austausch
- Verdunstung und Kondensation
- Grossräumige Vertikalbewegungen
- Strahlungsflüsse transformiert.



Strömt Kaltluft über warmes Wasser wird die Luftmasse labil, die Wärme wird nach oben transportiert, es entsteht eine Quellbewölkung mit Schauern und Gewittern und böiger Wind bei guter Sicht. Global trifft dies auf Luftmassen zu, die aus hohen Breiten äquatorwärts strömen. Lokal tritt dies vor allem im Herbst und Winter auf, wenn bei Landwind kalte Luft über die wärmere See streicht.

Strömt Warmluft über kaltes Wasser wird die Luftmasse stabil. Die Kälte wird nur an den bodennahen Teil der Luftmasse abgegeben; so entsteht eine Inversionslage mit tiefer Bewölkung oder Nebel und einem stetigen Bodenwind. Global trifft dies auf Luftmassen zu, die aus niederen in höhere Breiten ziehen. Lokal tritt dies vor allem im Frühling und Sommer auf, wenn bei Landwind warme Luft über die kältere See streicht.



Die Übergangszone zwischen zwei unterschiedlich temperierten Luftmassen heisst Front. Je grösser der Temperaturunterschied ausfällt, desto intensiver sind die dort auftretenden Wettererscheinungen. Für das Wetter in den gemässigten Breiten ist die Polarfront ausschlaggebend. Dort entwickeln sich regelmässig Zyklonen, die durch ihre Rotationsbewegung zumindest temporär eine Verlagerung der Luftmassen und damit der Front bewirken.

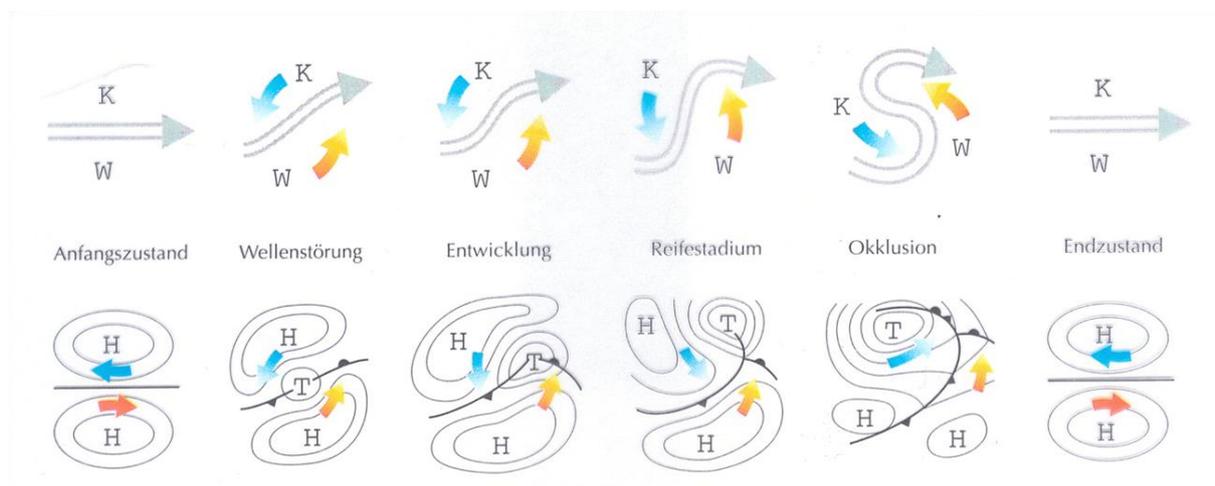
Von einer **Warmfront** wird gesprochen, wenn sich eine warme Luftmasse in Richtung einer kalten Luftmasse bewegt. Da die Warmluft eine geringere Dichte hat als die Kaltluft, schiebt sie sich auf die Kaltluftmasse. Die Kaltluft liegt dann also als flacher Keil unter der wärmeren Luftmasse.

Luft ist zudem ein schlechter thermischer Leiter, d.h. kalte und warme Luft verbinden sich schwer. Ein steigendes Luftpaket bleibt deswegen länger warm als die es umgebende Luft.

Von einer **Kaltfront** wird gesprochen, wenn sich kalte Luftmassen in Richtung einer warmen Luftmasse bewegen. Durch ihre höhere Dichte schiebt sich die Kaltluft als steiler Keil unter die Warmluft; diese wird rasch aufwärtsgeschoben. Luft die schnell angehoben wird, kühlt stark ab. Das Ergebnis ist die Bildung von Wolken. Solche Wolken haben ein Gewicht von einigen Milliarden Tonnen. Das gibt eine Vorstellung davon welche gigantische Energie hier wirkt.

Zyklogenese und Zyklone an der Polarfront

Die folgende Graphik beschreibt die einzelnen Phasen der Entstehung (Zyklogenese) und der anschließenden Auflösung (Zyklone) eines idealtypischen Tiefdruckgebietes an der Polarfront gemäss dem Modell der Bergener Schule:



Anfangszustand

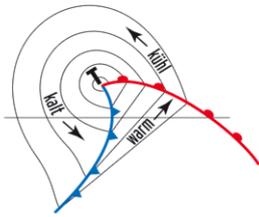
Die warme Tropikluft wird an der Polarfront von der kalten Polarluft getrennt.

Wellenstörung

Über der Polarfront weht in der wärmeren Luftmasse der Jetstream. Durch eine zunehmende Sonneneinstrahlung am Äquator und eine stärkere Wärmeabgabe am Pol nimmt der globale Temperaturgegensatz zu. Dadurch wird der Jetstream als Druckausgleich zwischen diesen beiden Luftmassen ebenfalls stärker und wird in Schwingungen versetzt. Er bildet Mäander mit Trögen und Rücken. In den Trögen führt dies zu einem Druckabfall am Boden. Die kältere Luftmasse drückt auf die Front und deformiert sie – ein Tiefdruckgebiet entsteht.

Entwicklung

Um dieses Tief beginnt sich die Luft gegen den Uhrzeigersinn zu drehen (Nord-Hemisphäre), wodurch kalte Polarluft nach Süden verschoben wird und die warme Tropikluft gegen die kalte Luft vordringt. Die Vorderseite der Polarluft wird durch die Kaltfront begrenzt; die Vorderseite des Warmluftsektors ist die Warmfront.



Reifestadium

Das Tiefdruckgebiet – die Zyklone – wandert nun mit dem Jetstream in der Höhe ostwärts. Die Kaltfront wandert schneller (mit 25 kn) als die Warmfront (mit 15 kn), weil die Warmluft zum Aufgleiten auf die davorliegende Kaltluft mehr Energie benötigt. Dadurch wird der Warmsektor zwischen beiden Fronten immer kleiner.

Okklusion

Schliesslich holt die Kaltfront wegen ihrer höheren Verlagerungsgeschwindigkeit die Warmfront ein und beide Fronten vereinigen sich zur Mischfront. Dies wird Okklusion genannt. Dabei wird die Warmluft vollständig in die Höhe gehoben und kühlt sich dort ab. In diesem Stadium treten am Rand des Tiefdruckkerns die höchsten Windgeschwindigkeiten auf.

Endzustand

Die gealterte Zyklone löst sich nun auf und der Jetstream strömt wieder "gerade". "Zyklonenfriedhöfe" befinden sich zwischen dem Osten Polens und Russland.

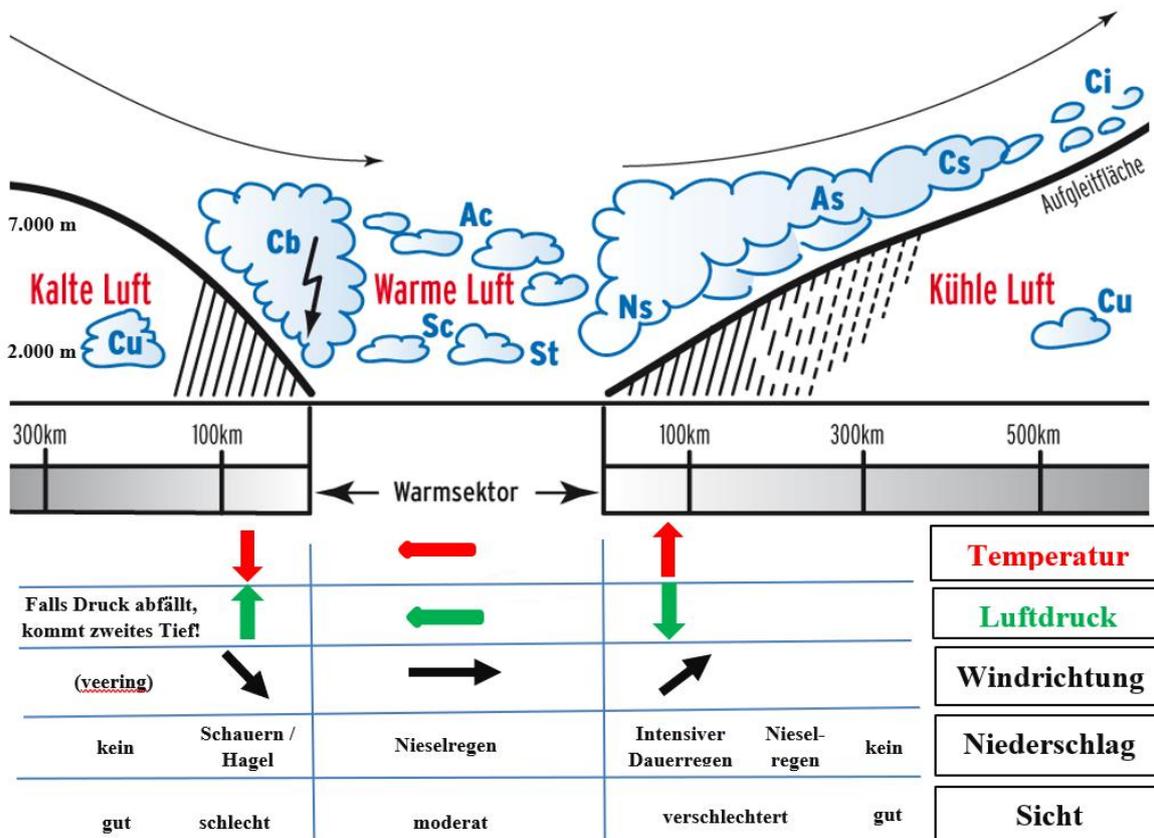
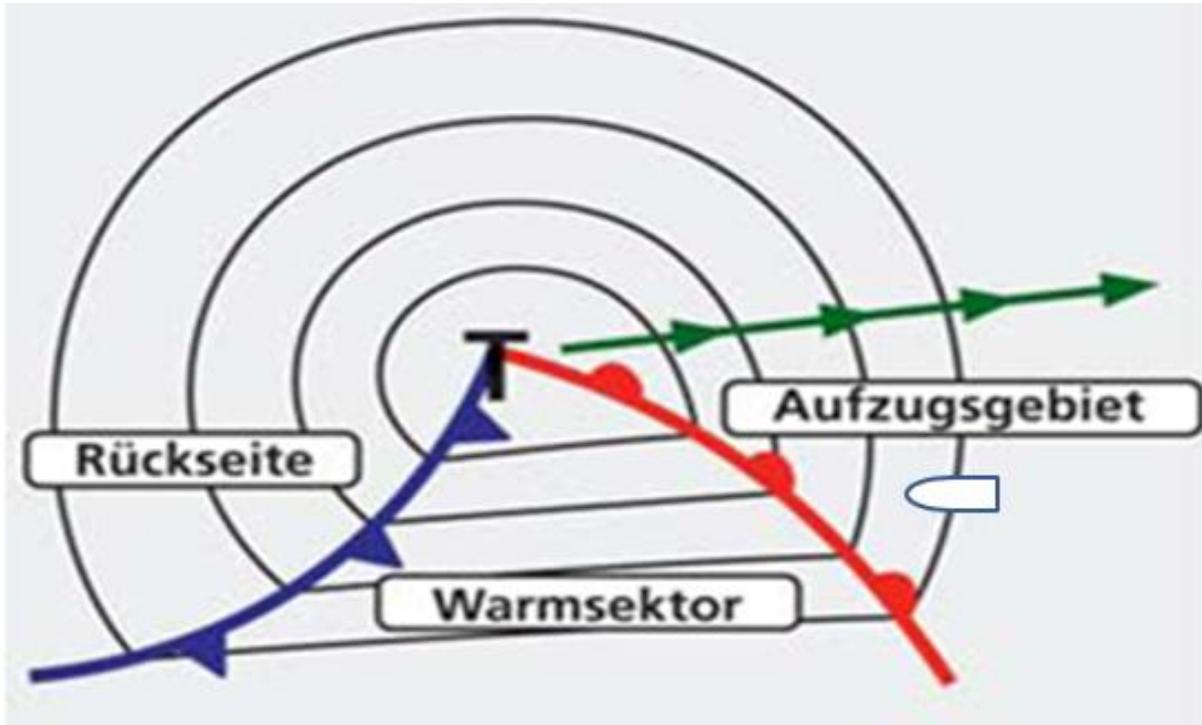
C39

C40

Während seiner Existenz zieht ein Polartief in Richtung Osten. Die Zuggeschwindigkeit des Tiefs beläuft sich auf 20 bis 25 kn (junge Tiefs bewegen sich schneller mit 40 bis 45 kn). Folglich ist für das Wetter in Europa die Situation an der „Nordatlantischen Polarfront“ südlich von Island besonders bedeutend, denn Polartiefs, die Richtung Europa ziehen, bilden sich über Island; das sogenannte Islandtief ist jedoch nicht stationär, es verändert seine Lage im Jahreslauf auf dem Atlantik. Im Sommer liegt es in der Labradorsee, im Winter ist es meist südöstlich von Island im Europäischen Nordmeer anzutreffen. Auch das Zentrum des Azorenhochs wandert, im Winter liegt es bei 34,5° N, im Sommer bei 33° N. Diese Ortsverschiebungen gehen mit einer Zu- oder Abnahme des Temperatur-, sprich Druckunterschiedes zwischen der subpolaren Tiefdruckrinne und dem subtropischen Hochdruckgürtel einher.

Die Vorstellung vom Aufbau eines idealtypischen Tiefdruckgebietes erlaubt uns eine Interpretation des zu erwartenden Wettergeschehens. Vor dem Tief befindet man sich im sogenannten Aufzugsgebiet. Stark fallender und stetig fallender Luftdruck ist ein Indiz für ein nahendes Tief und aufziehende stürmische Winde; bereits eine Abnahme des Luftdrucks von mehr als 2-3 hPa/Stunde sollte uns veranlassen die Wetterentwicklung genau zu beobachten (siehe auch: Seite 74). Der Wind ist vor der Warmfront rückdrehend. Die Briten haben dafür folgenden Spruch: „A backing wind and a falling glass - A low is going to kick your ass!“

Liegt der eigene Standort beim Durchgang der Zyklone südlich des Tiefdruckkerns (siehe Positionsmarkierung in der nachfolgenden Skizze: ) befinden wir uns im gefährlichen Sektor mit höheren Windgeschwindigkeiten und längerem Fetch; das Wettergeschehen wird hier zuerst von der durchziehenden Warm-, dann von der Kaltfront bestimmt:



Die herannahende Warmluft gleitet mit geringer Hebungsgeschwindigkeit auf die Kaltluft auf. Das präfrontale Wolkenbild der Warmfront:

- Der Aufzug der Cirren (Ci) beginnt circa 800 km vor der Warmfront am Boden.
- Der Cirrostratus (Cs) verschleiert Sonne und Mond, manchmal mit Halo oder Hof.
- Der Altostratus (As) lässt Sonne und Mond kaum noch erkennen, circa 400 km vor der Warmfront.
- Aus dem kompakten Nimbostratus (Ns), circa 300 km vor der Front, beginnt es über Stunden kleintropfig zu regnen.

Die Warmfront schwenkt durch und die kompakte Bewölkung lockert auf. Postfrontal bilden sich oft Stratocumulus (Sc) oder Altocumulus (Ac); im Winter entsteht oft Nebel. Der Durchgang der Warmfront geht mit einem Windsprung einher (rechtdrehend von Süd auf Südwest).

Die herannahende Kaltluft schiebt sich unter die Warmluft und lässt diese mit hoher Hebungsgeschwindigkeit aufsteigen.

Vor der Kaltfront verstärkt sich die Bewölkung; sie besteht meist aus Altostratus (As) und Stratocumulus (Sc).

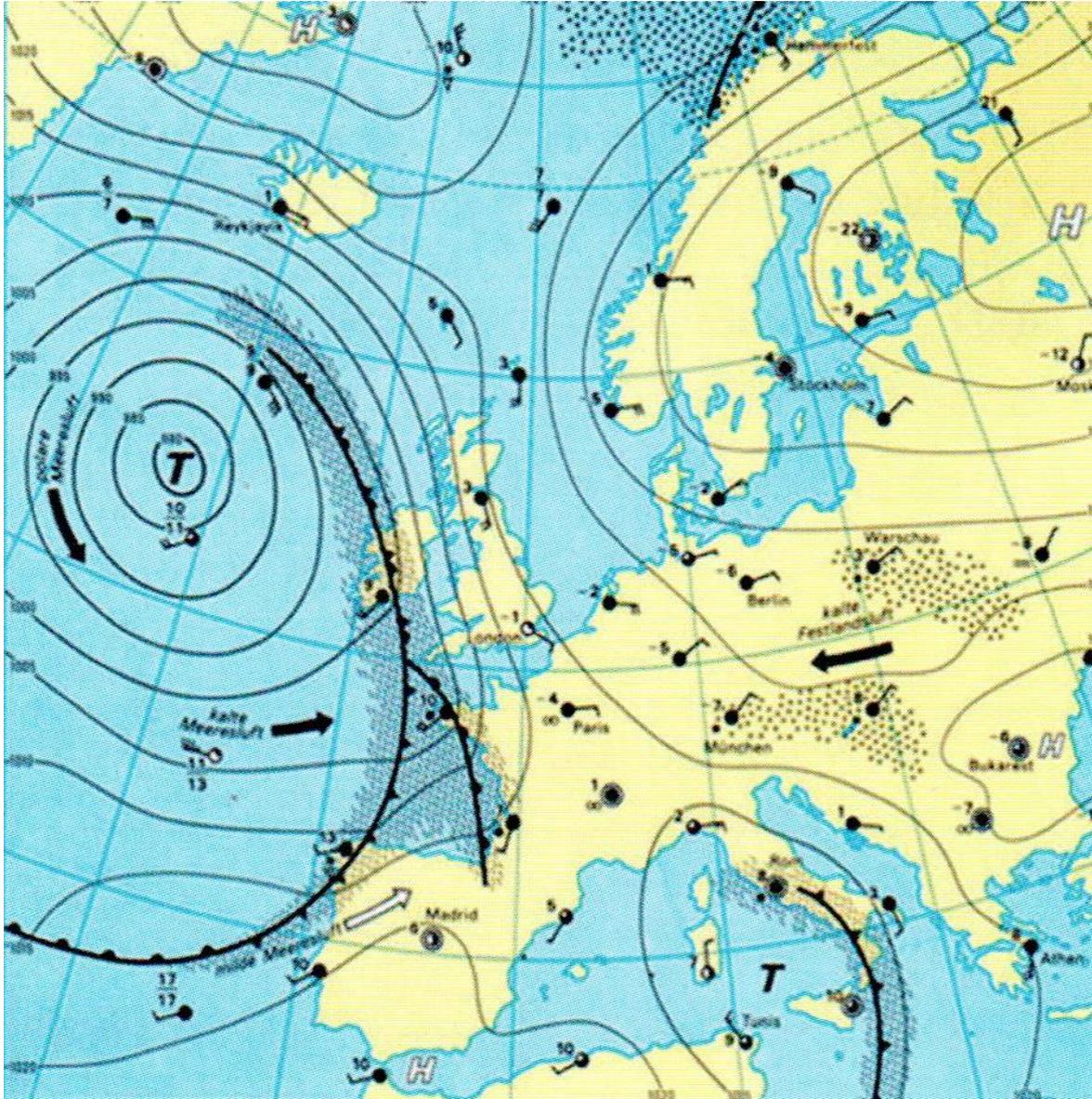
Die Kaltfront erreicht am Boden den Beobachter mit kompakter Quellbewölkung, vielfach Cumulonimben (Cb) mit intensivem, grosstropfigem Regen, teils auch Gewittern (siehe unten: Frontgewitter). Der Durchgang der Kaltfront ist mit einem Windsprung verbunden (rechtdrehend von Südwest auf Nordwest).

Auf der Rückseite der Kaltfront löst sich die Bewölkung rasch auf. Es setzt Cumulus-Konvektion ein mit Schauern.

In hochreichender Kaltluft können sich einzelne Cumulonimben mit Hagel und Gewitter entwickeln.

Beispiele:

Auf der folgenden Wetterkarte sieht man ein sich dem europäischen Festland näherndes Tiefdruckgebiet. Dessen Kaltfront hat bereits die französische Atlantikküste erreicht.



- Bei einer Überfahrt von Guernsey nach St. Malo käme der Wind zunächst aus Süd-West. Wir müssten gegen ihn aufkreuzen. Er würde dann beim Durchgang der Kaltfront auf West drehen und deutlich zunehmen. Es empfiehlt sich also beide Fronten durchziehen zu lassen und erst danach bei nachlassender Windstärke auszulaufen. Man muss dann immer noch mit einer hohen nachlaufenden Dünung rechnen.
- Bei einer Überfahrt von St. Malo nach Jersey müssen wir mit kräftigem (achterlich einfallendem) Südwestwind, damit verbundenem Seegang (Dünung und Windsee – siehe: Seite 31) und an den durchziehenden Fronten mit Regen rechnen.
- Die Biskaya liegt zwischen den Fronten, man befindet sich hier also im Warmsektor. Nach dem Durchzug der Kaltfront wird der Wind nachlassen und von SW auf NW drehen.
- Wollen wir den englischen Kanal von Nord nach Süd durchqueren werden wir über die gesamte Zeit durch die heranziehende Warmfront und die folgende Kaltfront mit starkem Wind aus dem westlichen Sektor konfrontiert.

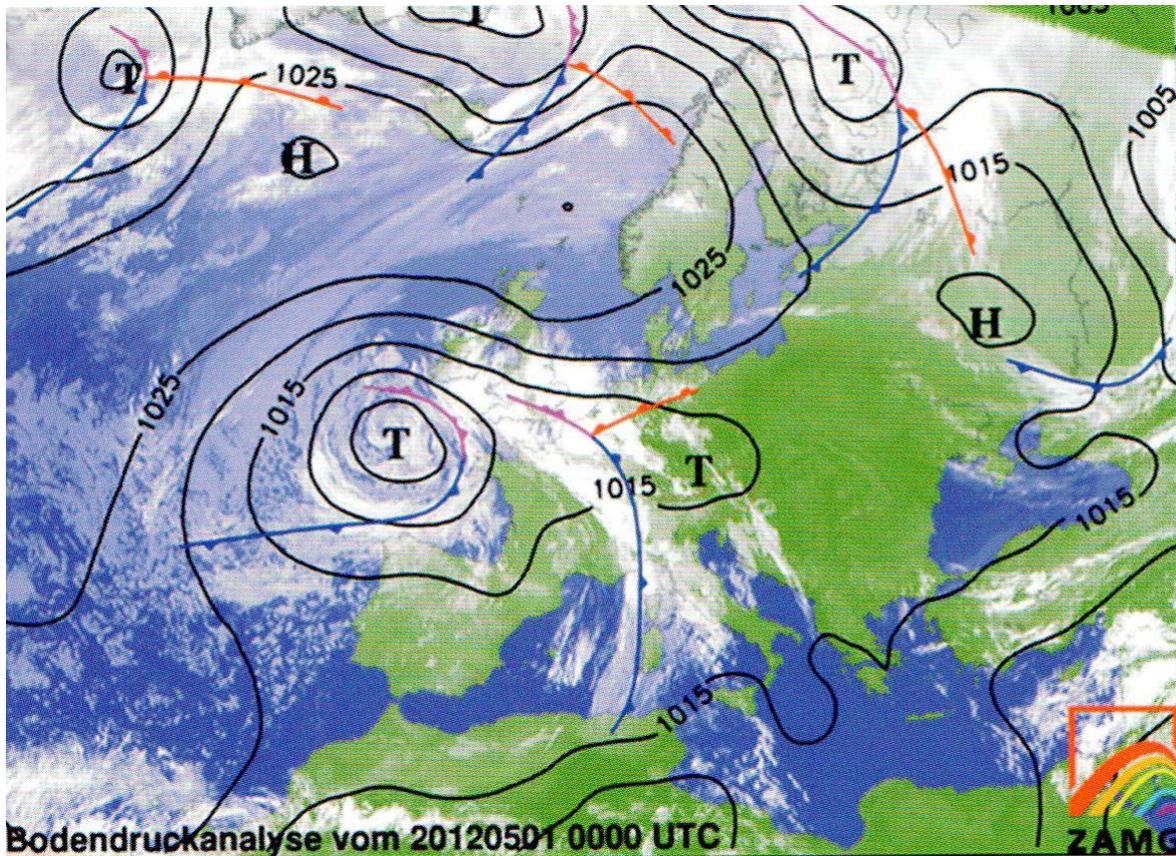
C47

C49

C50

C51

Die nächste Wetterkarte zeigt den westlichen Mittelmeerraum.



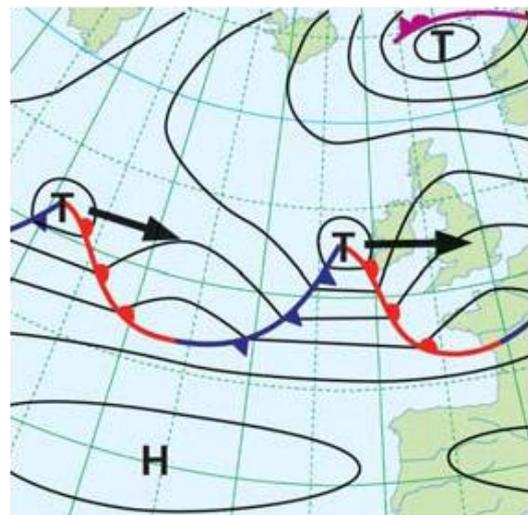
- Befinden wir uns an der ligurischen Küste im Nordwesten von Italien ist die Kaltfront bereits über uns weggezogen. Die Bewölkung wird jetzt auflockern und die Böen abnehmen.

C48

Zyklonenfamilien

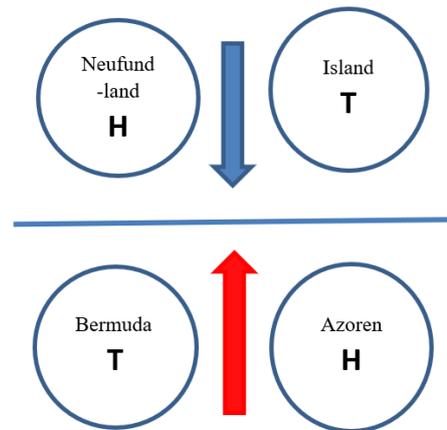
Meistens treten die Zyklonen an der Polarfront in Familien auf, d.h. es folgen mehrere Zyklonen hintereinander, da es zu immer neuen Wellen-störungen kommt. Wir müssen deshalb die Lage der Hoch- und Tiefdruckgebiete an der Polarfront und deren Luftdruckunterschied beobachten. Ein folgendes Tief bewegt sich zumeist etwas südlicher als das ihm vorausgehende Tief (Generationenabfolge). Man kann dies auch gut auf der Isobarenkarte vom «Sturmtief Sabine 09.02.2020» (siehe folgende Seite) erkennen.

Langjährige Beobachtungen und Aufzeichnungen haben gezeigt, dass es so genannte vier grosse Aktionszentren

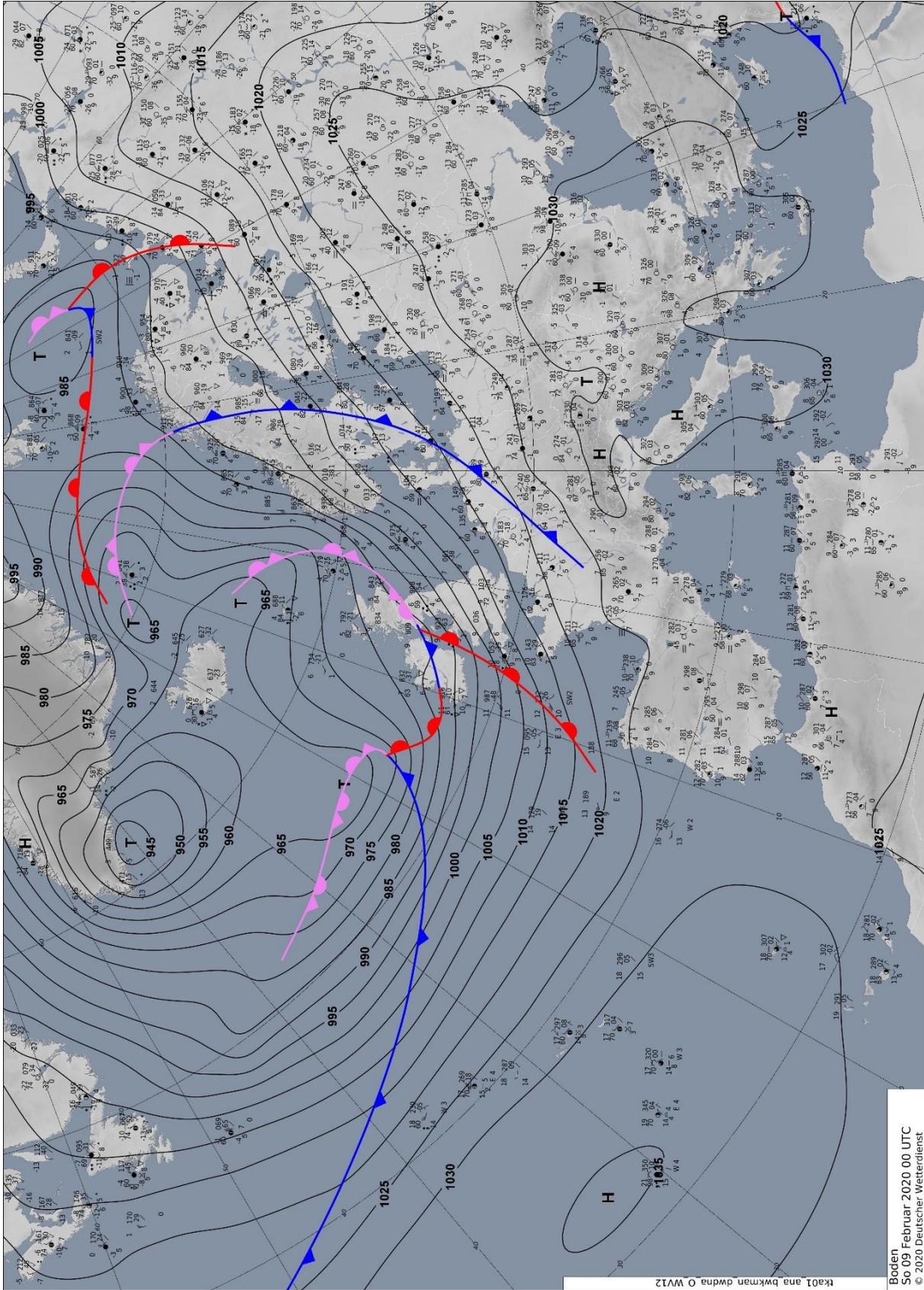


im Nordatlantik gibt, in denen häufig Zyklonen ihre Entwicklung beginnen. Es handelt sich um das Neufundlandhoch und das Bermudatief im Westen und östlich davon das Islandtief und das Azorenhoch; man spricht auch vom Vierer-Druckfeld.

Zwischen dem Neufundlandhoch und dem Islandtief strömen kalte Luftmassen nach Süden, während zwischen dem Bermudatief und dem Azorenhoch warme Luft nach Norden transportiert wird. In der Frontalzone treffen sie aufeinander. Das thermische Gleichgewicht ist nicht von langer Dauer, an irgendeiner Stelle dringt Warmluft ein wenig nach Norden vor oder Kaltluft nach Süden. Es bildet sich eine Wellenstörung aus und die nächste Zyklone ist geboren.



Ein grosser Temperaturunterschied zwischen dem subtropischen Hochdruckgürtel und der sub-polaren Tiefdruckrinne ist also Auslöser für den Luftdruckaustausch und damit für die Westwindströmung. Die dynamische Verbindung zwischen dem Azorenhoch und dem Islandtief wird **als Nordatlantische Oszillation (NAO)** bezeichnet. In einer positiven Phase der NAO ist der Druckunterschied gross und die Westwinde sind stark ausgeprägt. Als Folge wird milde feuchte Luft nach Mittel-, Nord- und Osteuropa gebracht. In einer negativen Phase der NAO ist der Druckunterschied schwach ausgeprägt, die Westwindströmung verliert an Kraft oder wird unterbrochen. Dies ermöglicht es kalter, trockener Polarluft weit nach Süden vorzustossen und eine stabile Hochdrucklage zu bilden. Im nördlichen Winter wird dies noch durch die Kälteausstrahlung über den Schneeflächen Nordasiens begünstigt (Sibirien-Hoch). Dadurch wird die Bildung neuer Zyklonen vorläufig unterbrochen.



Randtief

Ein Randtief ist ein kleinräumiges Tiefdruckgebiet am Rande einer ausgedehnten Zyklone, das sich aus einem separaten Luftdruckminimum entwickelt. Einerseits schliesst dabei eine Isobare der Hauptzyklone das Randtief noch ein, andererseits ist es aber durch zumindest eine geschlossene eigene Isobare, d.h. durch eine eigenständige Zirkulation gekennzeichnet. Ist diese Zirkulation deutlich ausgeprägt, trennt sich das Randtief von der Hauptzyklone.

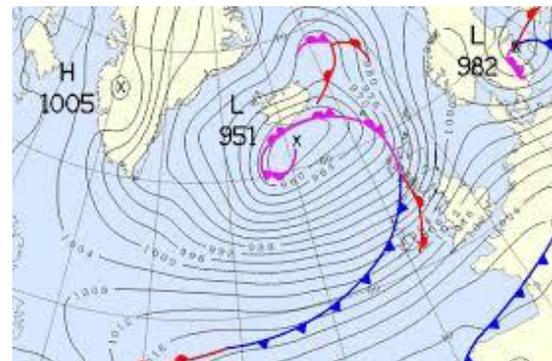


Randtiefs entstehen häufig an parallel zur Höhenströmung verlaufenden Kaltfronten von bereits ausgebildeten Zyklonen, wenn an diesen Wellenbildung, verbunden mit Luftdruckfall, einsetzt (siehe vorherige Seite: Isobarenkarte des Sturmtiefs Sabine).

In ihnen entwickeln sich häufig heftige Wetter-Erscheinungen (Gewitter, Sturmböen, Schneeschauern). Sie ziehen oft mit einer hohen Geschwindigkeit und bewegen sich auf einer zyklonalen Bahn um das Haupttief herum. Zum Schluss vereinen sich beide Zyklonen.

Tiefdrucktrog

Solche Tröge entwickeln sich, sobald der Okklusionsprozess einsetzt. Sie entstehen in der Kaltluft hinter der Okklusion, wenn die Höhenwarmluft auf der Vorderseite des Tiefs um dieses gegen den Uhrzeigersinn herumgeführt wird und dadurch auf die Rückseite in dem Bereich der Kaltluft gelangt.



Man erkennt sie durch eine Streckung des zyklonalen Druckfeldes, also eine Verformung bei der oft eine Isobarendrängung entsteht.

Wenn nach dem Durchzug einer Kaltfront der Luftdruckanstieg geringer wird, oder der Luftdruck sogar wieder zu fallen beginnt, dann kommt mit Sicherheit ein Trog heran. Der Wind dreht dann wieder etwas zurück und nimmt später kräftig zu. Der Trog folgt einer Kaltfront oder Okklusion meist im Abstand von etwa 15 bis 20 Stunden. **Im Gegensatz zum bereits alternden Tief ist der (Boden-) Trog nicht vollständig von höherem Druck umschlossen.** Im Trog, also in der Zone der Isobarendrängung, erleben wir dann eine signifikante Windzunahme und einen plötzlichen Windsprung bis zu 90°. Post-frontale Tiefdrucktröge stellen also eine Gefahrenquelle dar; mit ihnen gehen zusätzlich Schauer- und Gewittertätigkeit, Sichrückgang und Kreuzsee einher. Sie sind typisch für Sturm- und Orkantiefs.

Exemplarisch sei an das Orkantief „Christian“ erinnert, welches am 28.10.2013 über die südliche Nordsee (Deutsche Bucht, Jütland) hinweg zog. An seiner Südflanke, im Bereich des Troges, herrschten Böen von 104 kn (Windstärke 16). Ein massiver Warmlufteinschub an der Vorderseite zusammen mit einer sehr kräftigen Höhenströmung führten innerhalb weniger Stunden zu einer enormen Vertiefung auf 965 hPa; eine Entwicklung, die auf Basis der Bodenwetterkarte zuvor nicht erkennbar war.

Tropische Zyklonen

Ein tropischer Zyklon – man spricht auch von einem warmen Tief - unterscheidet sich in seiner Struktur wesentlich von einem Sturmtief der gemässigten Breiten. Tropische Zyklonen entstehen entlang der Tiefdruckrinne der intertropischen Konvergenzzone (ITCZ), also an der äquatorwärtigen Flanke der subtropischen Hochdruckgebiete. Man unterscheidet die Zyklonen nach ihrem Entwicklungsstadium:

Tropische Störung / Easterly wave

Es liegt eine am Tiefdrucktrog erkennbare Wellenstörung in der tropischen Ostströmung vor, welche im Bodenluftdruckfeld kaum erkennbar ist. Sie hat ihre maximale Intensität im 500 hPa-Niveau und geht mit starken Höhenwinden einher.

Auf der Vorderseite der Wellenstörung herrscht eine divergente Strömung vor, die mit einer Wolkenauflösung einhergeht. Auf der Rückseite dominieren hingegen konvergente Strömungen, die zu einer Labilisierung der Luft führen, hier können sich hoch aufsteigende Cumulus- bzw. Cumulonimbuswolken bilden, die meist mit starken Gewitterniederschlägen verbunden sind.

Tropisches Tief / T.D. tropical depression

Eine Intensivierung der Tiefdruckstörung erzeugt ein tropisches Tiefdruckgebiet, das in der boden-nahen Strömung mindestens eine geschlossene Isobare zeigt und mit einer geschlossenen zyklonalen Strömung verbunden ist.

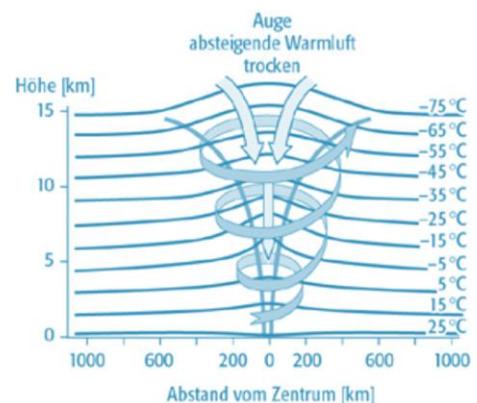
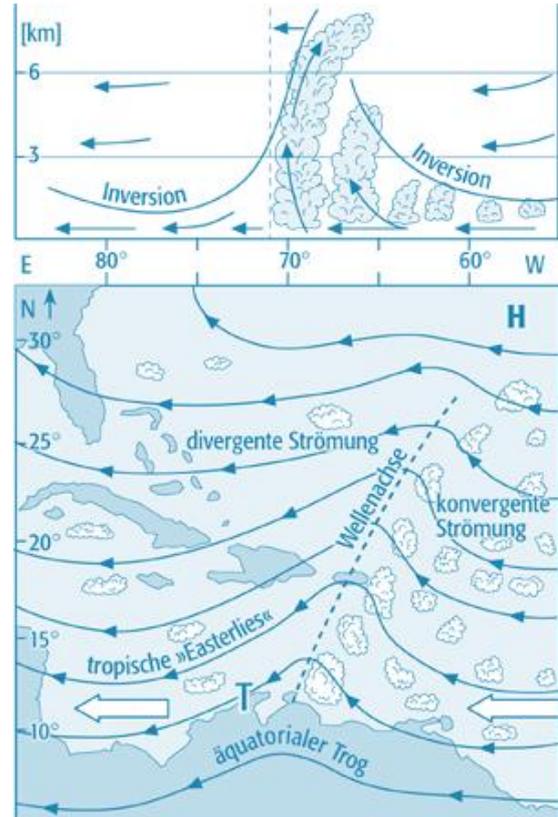
Das Wolkenfeld nimmt wegen der überlagerten Wellenstörung, die in der tropischen Höhenostströmung ausgebildet ist, die Form eines Kommas an. Bodenwinde erreichen bis zu 7 Bft.

Tropischer Sturm / T.S. tropical storm

Intensivierung des tropischen Tiefs mit Windstärken zwischen 8 und 11 Bft.

Tropischer Orkan

Im letzten Stadium wächst die zyklonale Störung zu einem Wirbelsturm mit extremem Unterdruck im Zentrum an. Es findet ein spiralförmiger Luftmassenaufstieg aus dem Bodenniveau statt. Die durch die Kondensation freigesetzte latente Energie erhöht die Labilität und verstärkt den Luftaufstieg bis zur Tropopause.



Solange Wasserdampf im Bodenniveau von dem Tiefdruckgebiet angesaugt werden, intensivieren sich die vertikalen Strömungsgeschwindigkeiten unaufhaltsam. Durch die Wirkung der Corioliskraft werden die horizontal in das Tiefdruck-zentrum gerichteten Strömungen so stark zyklonal umgelenkt, dass sich im Zentrum des Wirbels ein so genanntes Auge ausbildet. In diesem sinkt ein Teil der bis zur Tropopause aufgestiegenen Luft ab, wodurch die Wolkendecke aufreißt und fast Windstille zu beobachten ist.

In einer etwa 200 km breiten Zone um das Auge herum erreicht der Wind seine höchsten Geschwindigkeiten. Die Zugbahn tropischer Wirbelstürme verläuft in der Regel zunächst parabelartig westwärts, schert dann aber polwärts in NE- bzw. SE-Richtung aus. Trifft ein tropischer Orkan auf eine Küste schwächt er sich infolge der Bodenreibung und des nachlassenden Wasserdampfnachschubs zwar rasch ab, stellt aber auch dort wegen der enormen Niederschlagsmenge und hoher Flutwellen eine erhebliche Gefahr dar.

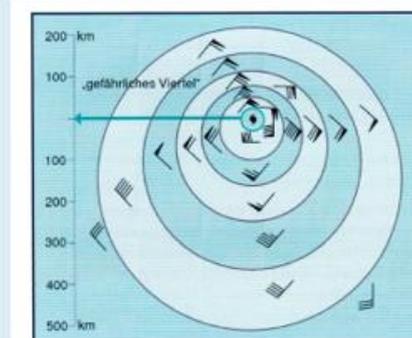
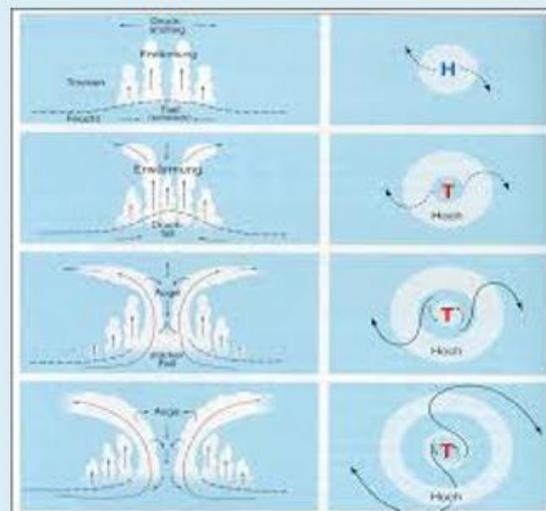
Von oben gesehen erkennt man die asymmetrische Form eines tropischen Orkans. In Zugrichtung gesehen entstehen die höchsten Windgeschwindigkeiten auf seiner rechten Seite, da sich hier die zyklonale Rotation mit der Grundströmung addiert und die Windwirklänge am grössten ist. Entsprechend herrscht in diesem Sektor auch der höchste Seegang. Die rechte Vorderseite des Orkantiefs wird deshalb auch als **gefährliches Viertel** bezeichnet.

Für die Entstehung eines tropischen Orkans bedarf es mehrerer Voraussetzungen:

- Meeresoberflächentemperatur > 26° C
Erst ab dieser Temperatur erhält das Tief einen ausreichenden Wärme-/Energiezufluss.
- Grosses Ozeangebiet
Beim Übertritt auf Land (landfall) hört der Energiezufluss auf.
- Feuchtilabil geschichtete Atmosphäre
Es braucht eine starke Aufwärtsbewegung der erwärmten Luftmassen.
- Konvergenter Bodenwind
Die Luft muss zum Tiefdruckkern strömen, damit sie dort aufsteigen und kondensieren kann. Bei zu starker Windscherung bleibt dies aus.



Unter dem kompakten Schirm der Cirruswolken befinden sich die spiralförmigen Wolkenbänder



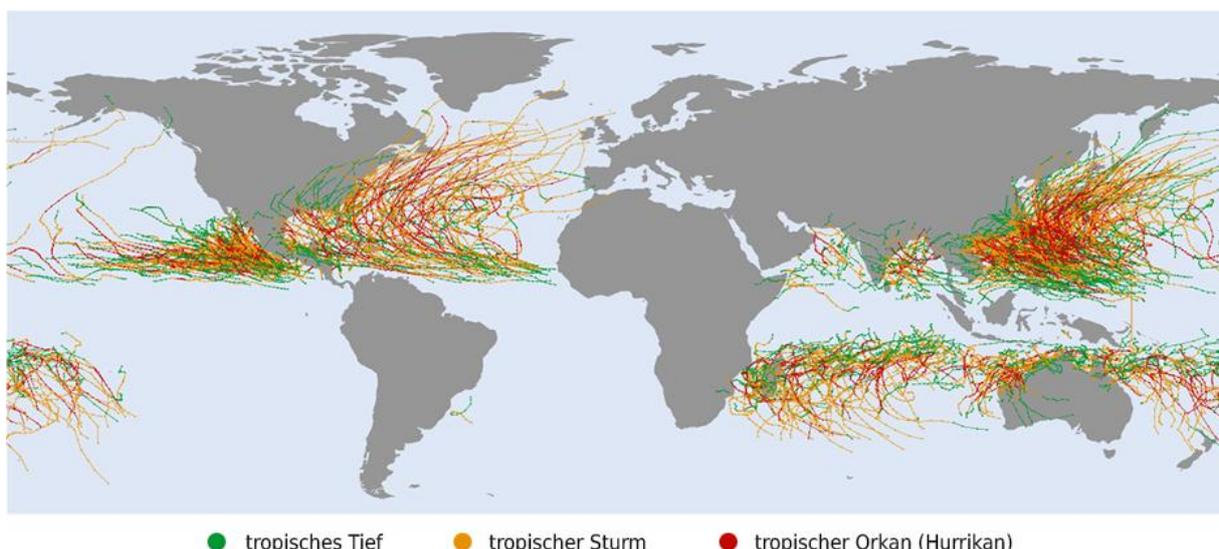
- Divergender Höhenwind
Die an der Tropopause ausströmende Luft muss einen Druckanstieg in der Höhe und einen Druckabfall am Boden bewirken, damit Luft angesaugt wird.
- Geographische Breite > 5° N/S
Zu nah am Äquator ist die Corioliskraft zu schwach, um den Drehimpuls auszulösen, der den Windwirbel verursacht.

Zur Beschreibung der Orkanstärke dient die Saffir-Simpson-Hurrikan-Skala:

Stufe / Kategorie	Knoten	mph	km/h	m/s
Tropisches Tief	≤ 33		≤ 38	≤ 62
Tropischer Sturm	34 bis 63	39 bis 73	63 bis 118	18 bis 32
Hurrikan Kategorie 1	64 bis 82	74 bis 95	119 bis 153	33 bis 42
Hurrikan Kategorie 2	83 bis 95	96 bis 110	154 bis 177	43 bis 49
Hurrikan Kategorie 3	96 bis 112	111 bis 129	178 bis 208	50 bis 58

Über dem Meer können sich tropische Wirbelstürme bis zu drei Wochen halten.

Die tropischen Orkane entstehen in den Passatregionen mit Ausnahme des Südatlantik, in dem sie aufgrund der Land-See-Verteilung nicht vorkommen. Sie tragen je nach Region unterschiedliche Namen. Im Nordatlantik und Ostpazifik nennt man sie Hurrikan, vor Mexiko Cordonazo, im Westpazifik heissen sie Taifun, in den Philippinen Baguio, im Golf von Bengalen Zyklone, im südlichen indischen Ozean Mauritius-Orkan und an den australischen Küsten Willy-Willy. Je nach Region treten auch zu unterschiedlichen Jahreszeiten auf. Darüber geben die Handbücher für das Seegebiet Auskunft.

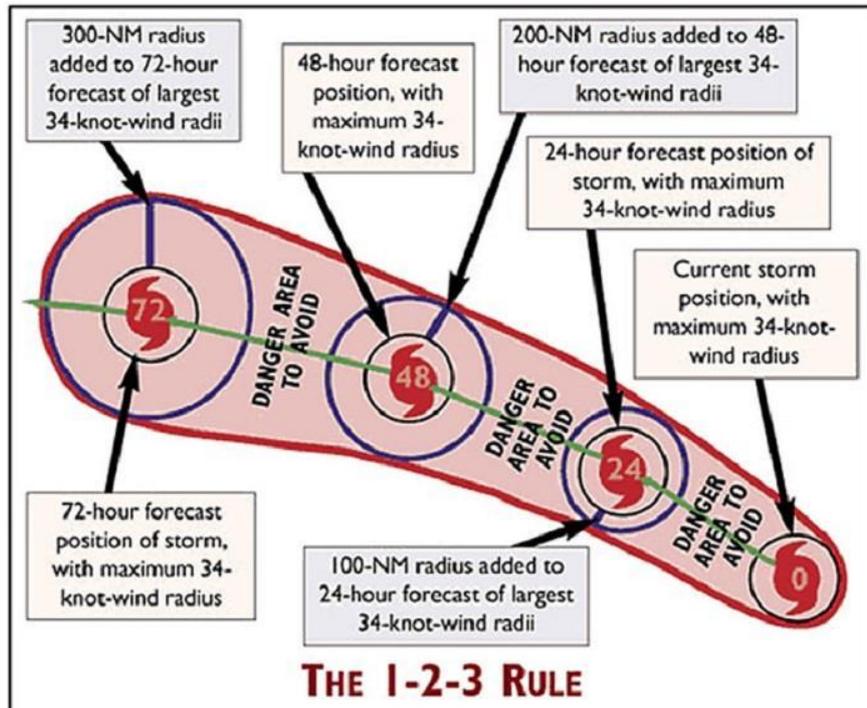


Region	Saison
Atlantisches Becken: Nordatlantik, Golf von Mexiko und Karibisches Meer	Offiziell vom 1 Juni bis 30 November. Spitzenaktivität ist Anfang bis Mitte September.
Nordost-Pazifisches Becken: Mexiko bis Datumsgrenze (Längengrad 180°)	Von Ende Mai/Anfang Juni bis Ende Oktober/Anfang November. Spitzenaktivität im späten August/frühen September.
Nordwest-Pazifisches Becken: Von Datumsgrenze bis nach Asien, Südchinesisches Meer eingeschlossen	Das ganze Jahr mit Minimum im Februar und in der ersten Märzhälfte. Hauptsaison von Juli bis November mit Spitzenaktivität im späten August/frühen September.
Nord-Indisches Becken: Bengalische Bucht und Arabisches Meer	Von April bis Dezember. Spitzenaktivität im Mai und November.
Südwest-Indisches Becken: Von Afrika bis 100° E (Ost)	Von Ende Oktober/Anfang November bis Mai. Spitzenaktivität Mitte Januar und Mitte Februar bis Anfang März.
Südost-Indisches/Australisches Becken: 100° E bis 142° E	Von Ende Oktober/Anfang November bis Mai. Spitzenaktivität Mitte Januar und Mitte Februar bis Anfang März.
Australisches/Südwest-Pazifisches Becken: 142° E bis 120° W (West)	Von Ende Oktober/Anfang November bis Mai mit Spitzenaktivität Ende Februar/Anfang März

Anzeichen für die Annäherung eines Wirbelsturms sind:

- Der tägliche Rhythmus des Luftdrucks (Minima gegen 04:00 Uhr und 16:00 Uhr Ortszeit – Maxima gegen 10:00 Uhr und 22:00 Uhr Ortszeit) bleibt aus.
- Der Luftdruck weicht um mehr als 5 hPa vom langjährigen Mittel ab.
- Windrichtung und -stärke verändern sich erheblich entgegen der Vorhersage oder dem Klimamittel.
- Die Dünung nimmt spürbar zu.
- Am Himmel sieht man spiralförmig angeordnete Wolkenfelder (Cirren).

Sind diese signifikanten Merkmale an Bord einer Yacht zu beobachten, muss die Entfernung zum Sturmzentrum als kritisch eingeschätzt werden. Man sollte unbedingt auf NAVTEX- und ECG-Warnungen (GMDSS) (siehe Seite 83) achten. Dort wird die voraussichtliche Position des Wirbelsturms-Zentrums nach 24 h, 48 h und 72 h angegeben. Diese Positionen überträgt man in den Übersegler. Dann zeichnet man noch jeweils die Zone um das Zentrum, in der der Wind ein Maximum von 34 kn haben soll. Diese Angaben (Radius angegeben in die vier Richtungen NE, SE, SW und NW) finden sich ebenfalls in der Warnung. Die Kreise kann man nun mittels Tangenten zu einem „Sperrgebiet“ verbinden, welches unbedingt zu meiden ist.



Der Vorhersagezeitraum umfasst maximal 5 Tage. Besonders wenn der Orkan in eine polwärtige Zugrichtung einschwenkt, ist es schwierig seine weitere Zugbahn vorauszusagen. Seine Zuggeschwindigkeit nimmt dann vorübergehend deutlich ab (Trödelstadium) und sein Kurs ist diffus. Wenn der Orkan eingeschwenkt ist, nimmt die Genauigkeit von Positionsangaben dann wieder zu.

Vorausschauend sollte man, wenn man an Bord keine elektronisch bezogenen Wetterrouting-Informationen hat die Angaben der Hurricane-Warnung im Ozean-Übersegler mitplotten. Alternativ nutzt man dazu ein Radar Plotting Sheet (siehe Kapitel 6 «Radarspinne»). Idee ist es die Lage und die Zugbahn eines Orkantiefs in Relation zu unserer eigenen Position zeichnerisch zu analysieren und so zu versuchen dieses zu umsegeln. Es geht also um die Frage, welchen Kurs man steuern muss, um in den grösstmöglichen Abstand zum Orkanzentrum zu kommen.

Betrachten wir dazu ein Beispiel (siehe: Skizze auf der folgenden Seite):

- Angabe des Orkanwarndienstes: Das Orkanzentrum befindet sich zu unserer Schiffsposition in Relativpeilung 170° mit einem Abstand von 200 sm.
- Das Orkantief bewegt sich auf seiner Zugbahn in 320 mit einer Zuggeschwindigkeit von 19 kn.
- Die Fahrt unserer Yacht auf Halbwindkursus beträgt 12 kn.

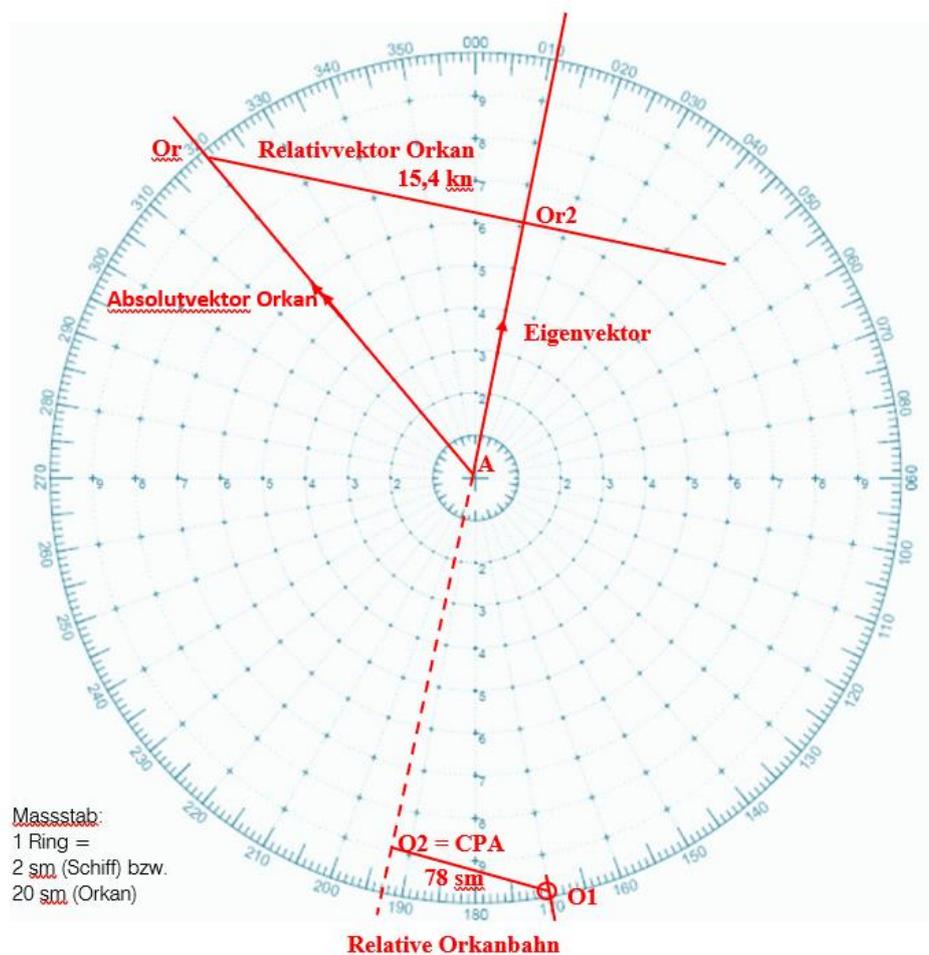
Vorgehen:

- Die Position des eigenen Schiffes (A) ist in der Mitte des Plots.
- Orkanzentrum (O1) einzeichnen (170° - 200 sm = 10 Ringe).
- Absolute Bewegung des Orkans vom (A) aus mit 320° - 19 sm (= 1,9 Ringe) als Vektor (A) – (Or) einzeichnen.
- Von (Or) aus Tangente an den 12 kn-Fahrkreis (= 6 Ringe) anbringen.

- Das Lot von (A) zu dieser Tangente schneidet in Punkt (Or2); die Strecke (A) – (Or2) ist der Eigenvektor, also die Fahrt des eigenen Schiffes mit 12 kn. Die Richtung des Vektors kann man mit 011° ablesen.
- Der relative Vektor des Orkans zum Schiff (A) ergibt sich aus der Verbindungslinie (Or) – (Or2): Relative Bewegung: 14,8 kn mit 290°
- Die Parallelverschiebung des relativen Vektors des Orkans durch den Punkt (O1) zeigt den Verlauf der Orkanbahn relativ zu (A).
- Das Lot von (A) aus schneidet die parallel verschobene relative Orkanbahn in (O2). Dies ist zugleich der gesuchte CPA, welcher in Richtung 192° im Abstand von rund 190 sm liegt.
- Die TCPA ist die aktuelle Uhrzeit + 5 h (78 sm/15,4 kn = 5,06 h)

Fazit:

Um in den grössten Abstand zum Orkanzentrum zu kommen, muss der Kurs 011° gesteuert werden. Das Orkanzentrum wird das eigene Schiff dann achteraus im Abstand von rund 190 sm passieren; das wird in rund fünf Stunden der Fall sein.



Anmerkung:

Eine Yacht auf der Nordhalbkugel der Erde würde sich in obigem Beispiel im vorderen Bereich des Orkans auf der polaren Seite der Orkanbahn, also im gefährlichen Viertel (siehe oben) bewegen.

Meeresströmungen

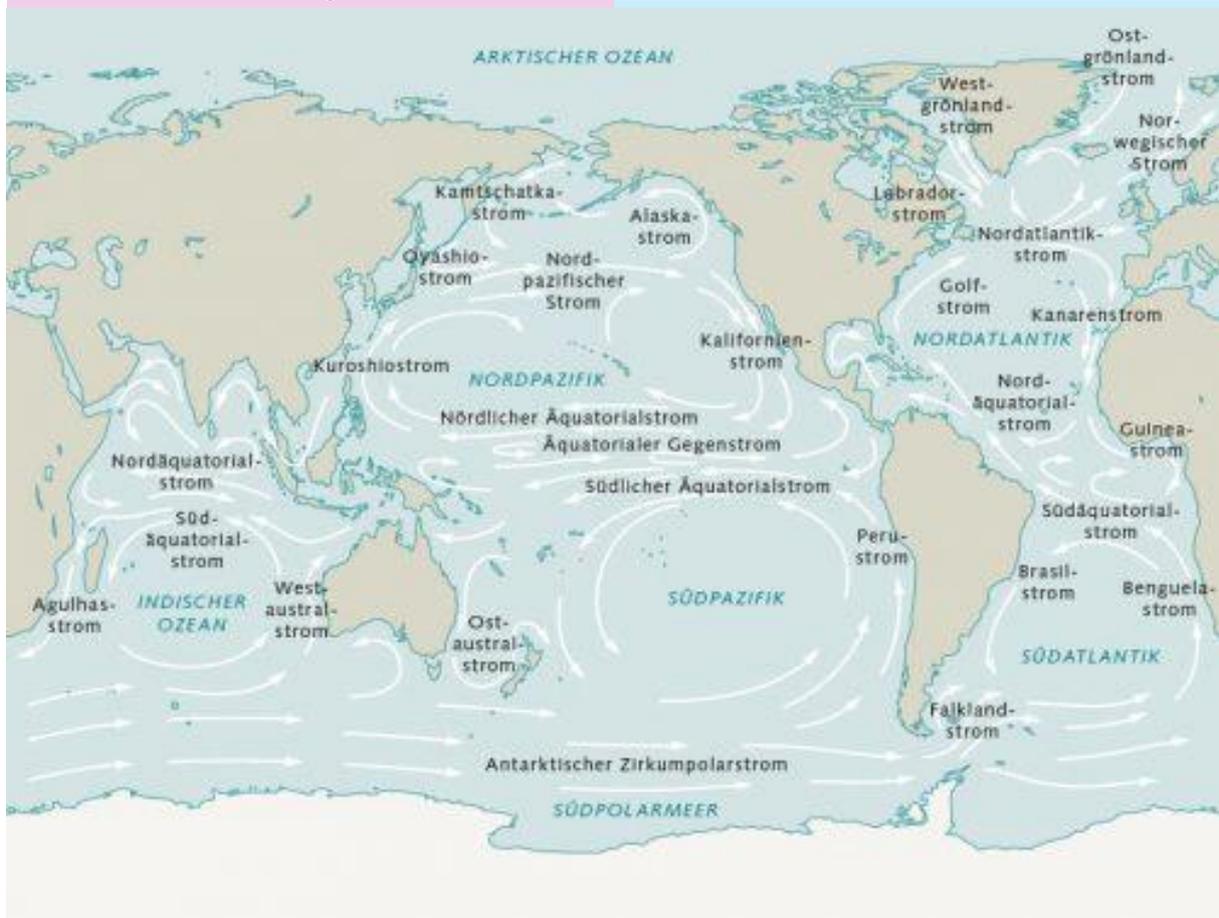
Neben der atmosphärischen Zirkulation stellen die Meeresströmungen einen bedeutenden Transportmechanismus für Wärmeenergie auf der Erde dar. In Bewegung gesetzt werden sie durch Unterschiede in der Meeresspiegelhöhe und durch Windschub. Unterschiede in der Meeresspiegelhöhe ergeben sich durch Erwärmung und Ausdehnung des Wassers bzw. durch Verdunstung. Grob gesehen folgen die Strömungsrichtungen der Ozeane den Windmustern.

Warme Meeresströmungen bewegen sich vom Äquator weg entlang der Ostküsten der Kontinente:

Nord-Atlantik:	Golfstrom
Süd-Atlantik:	Brasilstrom
Nord-Pazifik:	Kuro-Schio-Strom
Süd-Pazifik:	Ostaustralstrom
Indischer Ozean:	Agulhasstrom

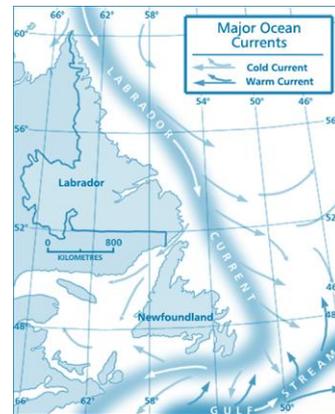
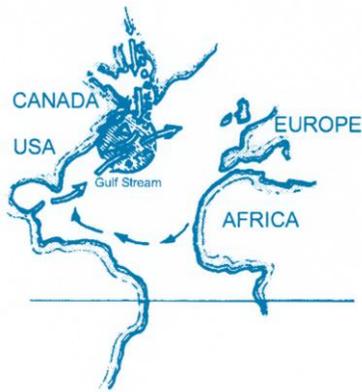
Kalte Meeresströmungen bewegen sich entlang der Westküsten der Kontinente:

Nord-Atlantik:	Kanarenstrom
Süd-Atlantik:	Benguelastrom
Nord-Pazifik:	Kalifornienstrom
Süd-Pazifik:	Humboldtstrom



Auf dem Atlantischen Ozean und dem Pazifischen Ozean existieren zwei grosse von den Passatwinden angefachte Strömungskreise, jeweils einer südlich und einer nördlich des Äquators. Im Indischen Ozean findet sich infolge der Monsunzirkulation ein Strömungskreis. Die Strömungen treten vor allen an den Küsten der Kontinente auf; an den Westküsten wird kaltes polares Wasser in gemässigte Breiten transportiert, an den Ostküsten hingegen warmes Wasser polwärts. Über warmen Strömungen, wie dem Golfstrom (an

der Ostküste der USA zu Kanada) bilden sich oft Warmwassernebel; über kalten Strömungen, wie dem Labradorstrom (von Grönland bis zur Ostküste Nordamerikas) bildet sich häufig Kaltwassernebel (siehe: Seite 12).



Die Strömungsgeschwindigkeit liegt zwischen 15 sm und 50 sm pro Tag. Wassermassen aus tieferen Schichten werden vom Oberflächenwasser mitgezogen. Trotz ihrer langsamen Fließgeschwindigkeit transportieren die Strömungen der Ozeane – dank ihrer grösseren Wärmekapazität - deutlich mehr Wärme polwärts und Kälte von den Polen in Richtung Äquator als die Luftmassen; das Verhältnis beträgt etwa 80% zu 20% Anteil am Energieausgleich.

Der vertikale Austausch zwischen den Wasserschichten wird durch unterschiedlichen Salzgehalt aufeinander treffender Wassermassen begünstigt; weniger salzhaltige, sprich weniger dichte Wasserschichten schieben sich auf Wasserschichten mit höherem Salzgehalt, also höherer Dichte.

Ein Beispiel dafür ist die Strasse von Gibraltar. Aufgrund der hohen Verdunstungsrate ist das Mittelmeer mit 3,8 ‰ (im Mittel) deutlich salziger als das Atlantikwasser mit 3,5 ‰. Die geringen Niederschlagsmengen im mediterranen Raum ersetzen nur etwa 1/3 der Verdunstungsmenge und so wird ein permanenter Zustrom vom Atlantik ausgelöst. Es fließen pro Sekunde rund 1 Million m³ Atlantikwasser mit einer Strömungsgeschwindigkeit von ungefähr 1 kn in Richtung Osten, und zwar an der Oberfläche bis zu einer Tiefe von 150 m. Das wegen dem höheren Salzgehalt schwerere Mittelmeerwasser sinkt nach unten und schwappet über die mit 300 m unter dem Meeresspiegel relativ flache Schwelle, die sich quer zur Strasse von Gibraltar erstreckt, Richtung Atlantik und verursacht unterhalb der Tiefe von 150 m bis zum Meeresboden eine Westströmung.

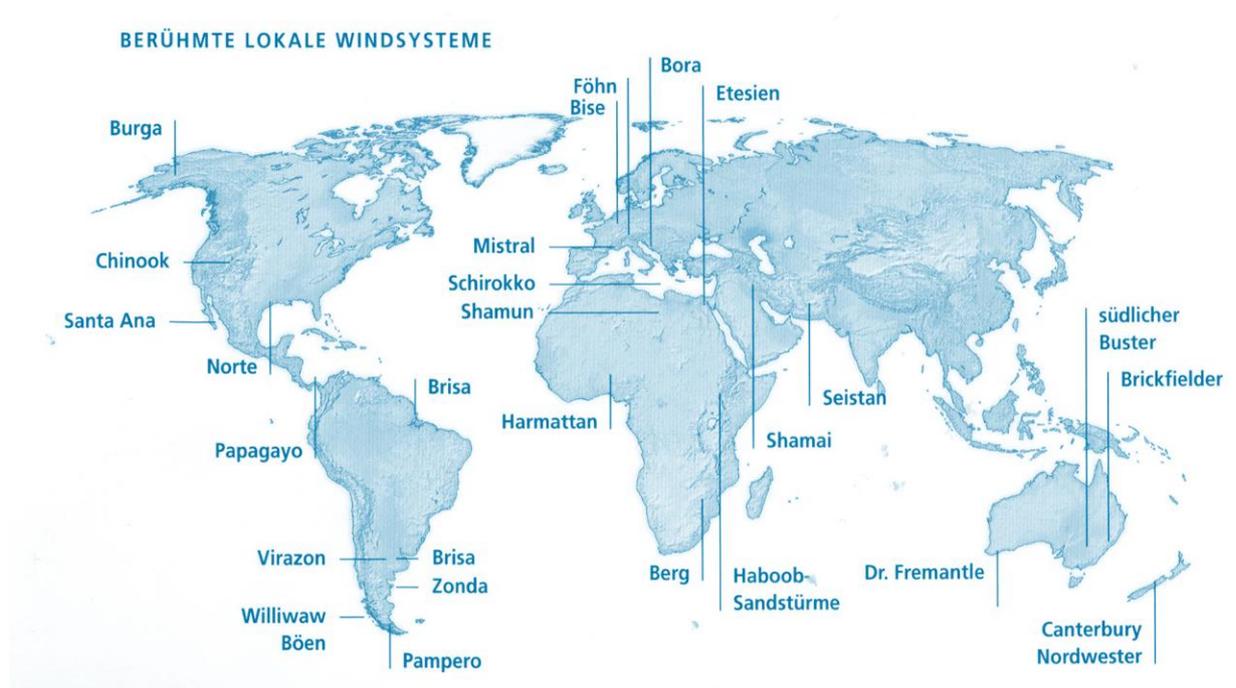
Die Pilot Charts und die Monatskarten des BSH geben zu den Meeresströmungen Hinweise für die Törn- und Routenplanung.

Lokale Wettererscheinungen

Oft wird die Grosswetterlage von regionalen Effekten überlagert oder verstärkt und es treten Wettererscheinungen auf, die uns als Segler betreffen können. Viele dieser regionalen Effekte treten mit einer hohen Regelmässigkeit auf, so dass es sich als Skipper lohnt sich mit den typischen Wetterlagen des ausgewählten Fahrtgebietes näher vertraut zu machen.

Es sind meist die thermischen (Seite 63) oder orographischen Besonderheiten (Seite 64) einer Region, die ihre Wetterlage entscheidend prägen. Repräsentative Beispiele für solche regional bedeutsamen Winde sind:

- Canterbury Norwester Ostküste Neuseeland
- Dr. Fremantie Südwestküste Australien
- Pampero Patagonien
- Papagayo Pazifikküste Nicaragua, Costa Rica
- Santa Ana Pazifikküste Südkalifornien
- Southerly Buster Südostküste Australien
- Tehuantepecer Pazifikküste Mexiko, Guatemala



In Europa ist das Mittelmeer für seine regionalen Windsysteme (Seite 67) bekannt.

Ein weiteres Thema, welches unsere Achtsamkeit braucht, sind lokale Gewitterzellen, die sich als Fronten- oder Wärmegewitter (Seite 70) zeigen können.

Thermische Einflüsse auf den Wind

Berg- und Talwind

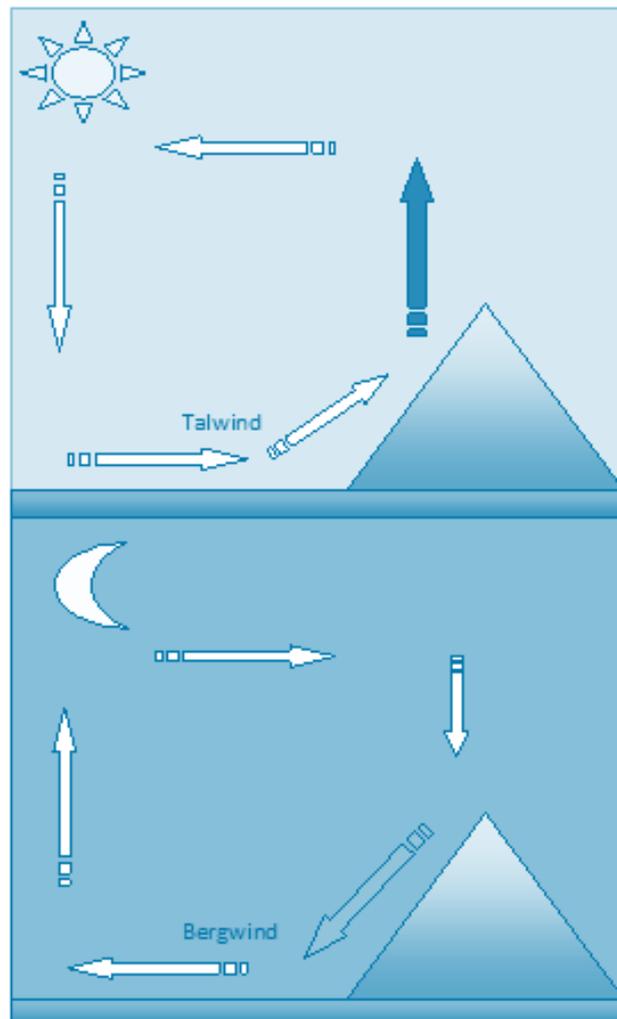
Talwind entsteht tagsüber durch Sonnen-einstrahlung. Im Tal heizen die aufgewärmten Hänge ihrerseits die Luft auf, welche dadurch spezifisch leichter wird und dann aufsteigt. Die aufsteigende Luft wird zur Talmitte hin abgelenkt, kühlt ab und sinkt wieder zum Talgrund. Es entsteht eine Zirkulation. Nachts kehrt sich dieser Prozess um; es herrscht Bergwind.

See- und Landwind

Ein ähnliches Phänomen ist am Ufer grösserer Seen oder am Meer zu beobachten. Über dem Land erwärmt sich die Luft tagsüber viel stärker als über dem Wasser. Die warme Luft steigt auf (Hitzetief) und strömt in der Höhe über das Wasser hinaus. Dabei kühlt sie sich ab und nimmt an Dichte zu, es bildet sich in Bodennähe ein auflandiger Wind (Seewind). Wird es Nacht, so kehren sich diese Verhältnisse um, und in Ufernähe dreht sich die Windströmung um 180 Grad (Landwind). Hiervon betroffen sind häufig Ankerlieger.

Da die Temperaturunterschiede nachts geringer sind, ist Landwind üblicherweise schwächer (< 3 Bft.) als Seewind (Mittelmeer bis 6 Bft.). Die oben beschriebene Dynamik beginnt bei einem Temperaturunterschied zwischen der Lufttemperatur über Land und der Wassertemperatur von mindestens 8°C; sie hängt also von der Sonnenintensität ab, sprich die Bewölkung hat erheblich Einfluss auf die lokalen Windverhältnisse - in einem Abstand von bis zu 50 sm vor der Küste! Überregionale Druckunterschiede können die lokale Dynamik allerdings überlagern.

Luft wird weniger durch die direkte Sonnen-einstrahlung, sondern vielmehr (zu 99%) durch die Berührung mit warmen Oberflächen, also vor allem durch den Kontakt mit erhitzter Erdoberfläche, erwärmt.



C45

C32

C35

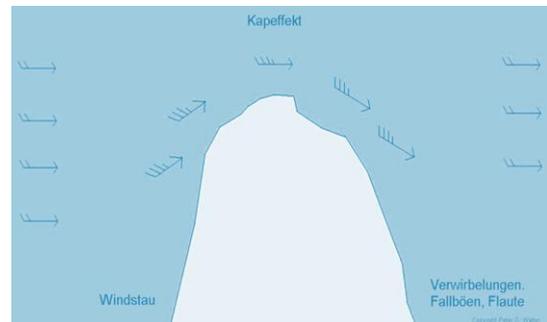
C20

Topographische und orographische Einflüsse auf den Wind

Kapeffekt

Trifft Wind auf Kaps (gebirgige Ecken oder hohe Landzungen) wird er nicht nur umgeleitet; beim Vorbeiströmen der Barriere nimmt auch die Windgeschwindigkeit zu. Zudem bilden sich an der Leeseite Wirbel mit oft starken Turbulenzerscheinungen. Die stärkste Böigkeit entsteht, wenn der Wind in einem Winkel von 75° auf das Kap trifft.

Typische Beispiele hierfür findet man an den weit vorspringenden Kaps der korsischen Küste, in der Ägäis (GR) und um Skagen (DK).

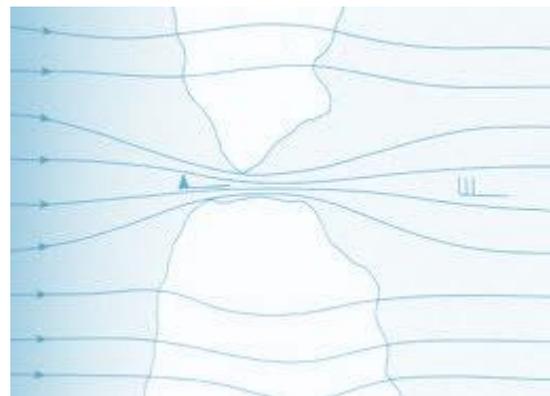


Düseneffekt

Weist ein ansonsten geschlossener Küstenverlauf Lücken oder Taldurchbrüche auf, führt dies leeseitig der Verengung zu einer signifikanten Zunahme der Windgeschwindigkeit. Man spricht hier vom Düseneffekt, welcher prinzipiell ein verstärkter Kapeffekt ist und zu einer Windzunahme bis zu 4 Bft. führt.

Ein prominentes Beispiel ist die Cookstrasse zwischen der Nord- und Südinsel Neuseelands. Auch im Mittelmeer gibt es viele bekannte Meerengen mit Düseneffekt:

- Strasse von Gibraltar
- Strasse von Bonifacio (Korsika-Sardinien)
- Rhone-Mündung
- Strasse von Messina
- Strasse von Chalkis (Golf von Euböa)
- Meerenge zwischen Andros und Karistos
- Meerenge zwischen Paros und Naxos



Küstenkonvergenz und -divergenz

Auch an flachen Küsten wird der Wind beeinflusst; dies liegt an der von See zum Land plötzlich stärkeren Oberflächenreibung. Die bewirkten Richtungs- und Geschwindigkeitsänderungen hängen neben dem Küstenverlauf von der Windrichtung (aufländig/ablandig) und vom Druckfeld (tieferer Druck über Land oder Wasser) ab.

Dabei erfolgt die Anpassung der Windgeschwindigkeit an geänderte Bodenrauigkeiten erheblich schneller als die Anpassung der Windrichtung.

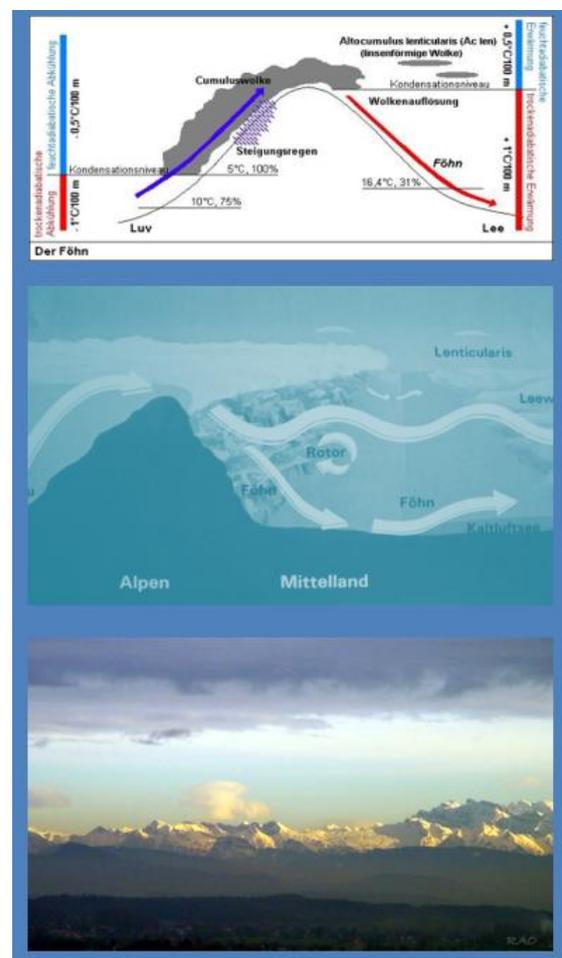
Windrichtung	Tiefer Druck	Reibungskraft	Windgeschw.	Windrichtung	Geschwindigkeits-	Richtungs-	
auflandig	über Wasser	nimmt zu	nimmt ab	rückdrehend	Konvergenz	Konvergenz	Niederschlag; Gewitter
ablandig	über Wasser	nimmt ab	nimmt zu	rechtdrehend	Divergenz	Konvergenz	Küstenstreifen klar; auf See Regen
auflandig	über Land	nimmt zu	nimmt ab	rückdrehend	Konvergenz	Divergenz	Regen
ablandig	über Land	nimmt ab	nimmt zu	rechtdrehend	Divergenz	Divergenz	sonnig

Föhnlage (Fallwinde und Böen)

Föhn tritt dort auf, wo die Luft ein Hindernis nicht seitlich umströmen kann, sondern gezwungen ist, es zu überwinden. Das Strömungsbild ist vergleichbar mit einem in die Vertikale gedrehten "Kapeffekt". An der Luvseite entsteht Stau, die Luftmasse wird zum Aufstieg gezwungen und kühlt sich zunächst mit 1°C pro 100m bis zum Erreichen des Kondensationsniveaus ab. Von da an kühlt sich die Luft um 0,65°C pro 100 m ab und es setzt Niederschlag ein.

Über dem Gebirge wird der Luftstrom beschleunigt, an der Leeseite entsteht ein Unterdruckgebiet mit böigen Fallwinden. Die Strömung wird nach dem Hindernis turbulent. Das kann sogar zu Kondensationserscheinungen und Wolkenbildung führen. Weiter finden sich leeseitig des Hindernisses horizontale Luftwirbel (Rotoren), die sehr starke Böen verursachen. Die in Lee absinkende Luftmasse hat zuvor den Grossteil ihrer Feuchte verloren und erwärmt dadurch schneller, folglich ist die Temperatur im Leetal erheblich höher als die Ausgangstemperatur im Luvtal.

Der Föhn trägt of lokale Namen, an den Osthängen der Rocky Montains heisst er beispielsweise „Chinook“. In den Alpen bedeutet Nordföhn, dass das Staugebiet auf der Alpennordseite liegt. Südlich der Alpen bilden sich Lee-Wellen und Rotoren. Vereinzelt stösst der Nordföhn über die Po-Ebene hinaus bis in den Golf von Genua vor.



Katabatische Fallwinde

Es handelt sich um kalte Fallwinde, die an steil abfallenden Küsten mit einer minimalen Hangneigung von 1:100 auftreten können.

Zudem muss eine stabile Schichtung der Luftmassen (Inversionslage - Lufttemperatur nimmt mit der Höhe zu) vorliegen, d.h. die kalte Luft über der Eisfläche eines Hoch-plateaus oder Gletschers ist von einer tiefen gelegenen, warmen Luftschicht klar getrennt.

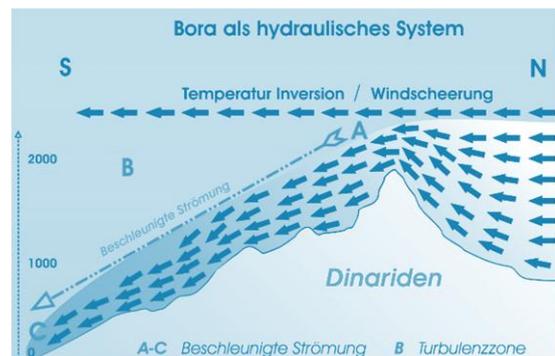
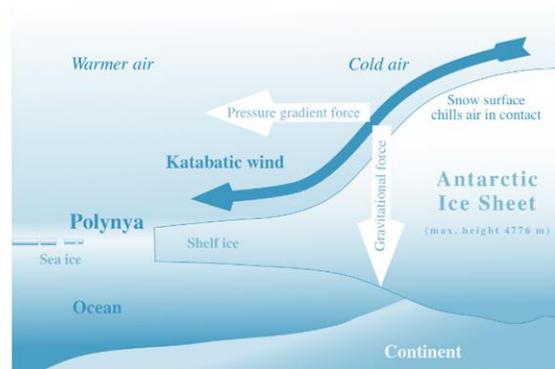
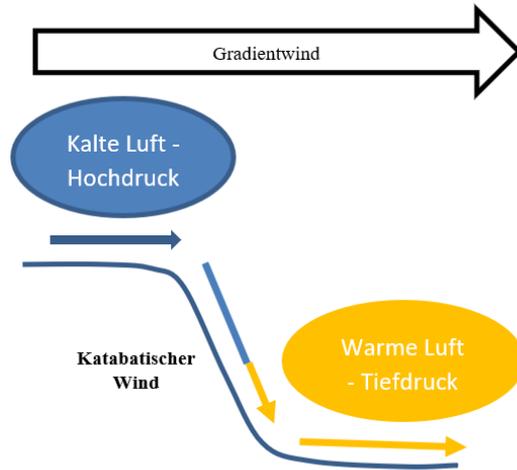
Die kalte Luft höherer Dichte strebt dann nach Ausgleich mit der wärmeren Luft geringerer Dichte. Es entsteht eine vertikal abwärts gerichtete Strömung, der kalte, katabatische Fallwind. Unter Einwirkung der Gravitationskraft gewinnt dieser noch deutlich an Stärke und wird turbulent.

In der Antarktis sind katabatische Fallwinde der Stärke 7 Bft keine Seltenheit, sie können aber auch Geschwindigkeiten von bis zu 300 km/h erreichen und sind damit die weltweit stärksten Winde.

Neben den arktischen und den Gletscherwinden gehören auch folgende Winde zur Klasse der katabatischen Winden:

- Bora (Adriaküste) – siehe Seite 67
- Mistral (Rhone-Tal) – siehe Seite 69
- Reshabar (Kaukasus)
- Williwaw (Aleuten)
- Elvegust (norwegische Fjorde)
- Piteraqaq (Grönland)

Der Föhn (siehe vorgehende Seite) gehört nicht zu den katabatischen Winden, da es sich beim Föhn um einen warmen Wind handelt. Sein Antrieb kommt nicht aus der Gravitation.



Windsysteme im Mittelmeer

Das Mittelmeer ist ein sehr beliebtes Segelrevier, im Sommer steht das Gebiet unter dem Einfluss der subtropischen Zirkulation (Azorenhoch) und der Hitzetiefs über den Wüstengebieten Vorderasiens und Nordafrikas, es herrschen vielfach trockenes Wetter und gute Segelbedingungen mit dem typischen See-/Landwind-Zyklus. Im Winter wird das Wettergeschehen eher durch die Westwind-Zone bestimmt, d.h. die Tiefdruckgebiete ziehen über Spanien ins Mittelmeer.

Die Besonderheit des Mittelmeerwetters ist, dass die meteorologischen Vorgänge örtlich begrenzt ablaufen. Es kann also auch im Sommer sehr anspruchsvoll und gefährlich werden. Durch die intensive Sonneneinstrahlung im Sommer entstehen heisse Landflächen, die mit den kühlen Wasserflächen, lokale Windsysteme erzeugen. Im Weiteren haben die hohen Berge (1.500m – 5.000m) starke Auswirkungen auf Windrichtung und Stärke.

Auch wenn die überregionalen Luftdruckunterschiede gering sind und sich Tiefdruckgebiete deshalb nicht durch einen grossen Druckabfall ankündigen, können schwere Stürme entstehen.

Zu den typischen Windrichtungen zählen:



Im Weiteren betrachten wir einige dieser Winde im Detail.

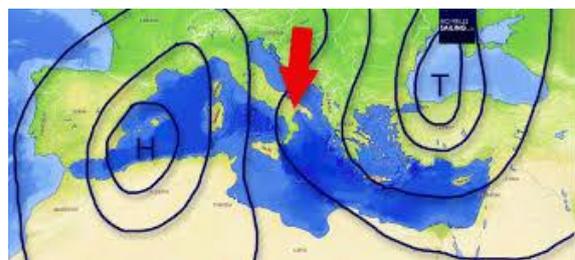
Bora

Grosswetterlage:

- Kräftiges Hoch über Mittel- und Nord-europa.
- Tiefer Druck über dem mittleren Mittelmeer (Südditalien).

Auswirkungen:

- Kontinentale polare oder arktische Luft strömt aus Nordost durch die Triest-Ebene oder über die Berge der adriatischen Ostküste in die Adria.
- Sturmböen eilen der Kaltfront voraus, gefolgt von Regen oder Hagel.



Mistral

Grosswetterlage:

- Kräftiges Tief über Skandinavien und östlichem Mitteleuropa mit sich nach Süden verlagernder Kaltfront über Frankreich
- Azorenhoch mit Ausbildung eines Keils über der Biskaya und Spanien
- Küstenparalleler Druckgradient zwischen Pyrenäen und Alpen mit einer Druckdifferenz von etwa 15 hPa



Auswirkungen:

- Hochreichende Cumulonimben mit Schauern, Gewittern und extremen Böen.
- Eng gebündeltes Windmaximum im Golf du Lion; kritische Zonen: Rhone-Mündung, Gegend von Perpignan, Öffnung des Ebro-Tales, Bucht von Ciotat zwischen Marseille und Toulon, Hafen von Bastia (Korsika), Strasse von Bonifacio.
- An den Rändern enorme Scherkräfte, die die Entwicklung des Genuatiefs begünstigen.

Charakteristik:

- Durchschnittliche Dauer 3,5 Tage
- Geschwindigkeitsmaximum etwa 70 kt

Scirocco (Chà, Ghibli, Khamsin)

Grosswetterlage:

- Tiefdruckgebiet über der Sahara, welches in nördlicher oder nordöstlicher Richtung über das Mittelmeer zieht – starker Druckabfall.
- Atlantische Frontalzone mit einer Trogbildung bis zum Atlas.
- Südwestliche Höhenströmung (Zugrichtung der Höhenbewölkung).



Auswirkungen:

- Vor der Warmfront weht der Scirocco aus Ost bis Südost, im Warmsektor aus Südost bis Süd, vor der Kaltfront aus Süd bis Südwest.
- Grosse Staubmengen; an der afrikanischen Küste Sandstürme.
- Über dem Meer hohe Feuchtezufuhr. Grosse Regengebiete mit hoher Gewitterneigung. Niederschlag mit Sandablagerung bis nach Mitteleuropa (Rutschgefahr an Deck); Sichtreduktion.
- Ost- bis Südostwinde mit Sturmstärke.
- Stark betroffen: Hohe Dünung im Golf von Genua, sehr hohe See in der Adria (Ägäis, insbesondere Meerenge zwischen den Dodekanes und dem türkischen Festland).

Charakteristik:

- Grösste Häufigkeit im April und Mai.
- Sturmdauer wenige Stunden.

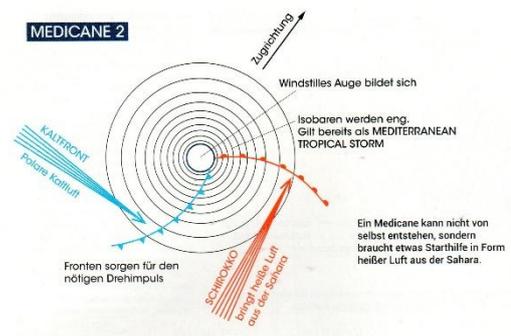
Medicane

Ein Medicane (Mediterranean Hurricane) ist ein Sturmtief im Mittelmeer. Medicane benötigen für Ihre Bildung – wie ein Hurricane - eine hohe Wassertemperatur. Deshalb treten sie meist im Herbst (September und Oktober) auf, wenn das Wasser noch nicht abgekühlt ist und erste polare Fronten bis ins Mittelmeer vorstossen und ihnen dort heisse Luftmassen (Sirocco) begegnen.

Medicane drehen sich, wie für Zyklonen in der nördlichen Hemisphäre üblich, entgegen dem Uhrzeigersinn. Sie erreichen einen Durchmesser von rund 200 km und bilden ein windstilles Auge aus. Sie erreichen die Stärke eines Klasse 1 Hurricanes und führen grosse Regenmengen mit sich.

Anders als ein Hurricane haben sie ihre maximale Windgeschwindigkeit nicht im Umkreis des Auges, sondern bei der Okklusion von Kalt- und Warmfront.

Durch die Westwinddrift ziehen sie in östlicher Richtung. Medicane sind in der Regel kurzlebig, da sie schnell auf Landmassen treffen und dann zusammenfallen.



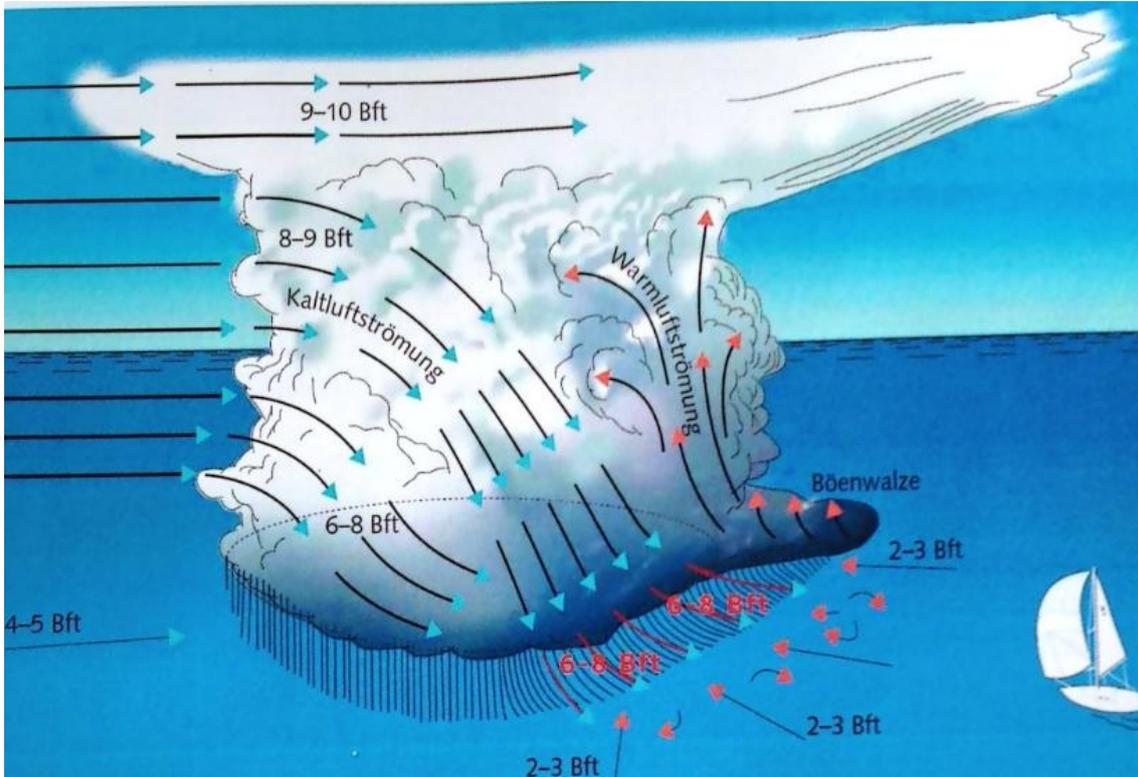
Fronten- und Wärmegewitter

Frontengewitter

An den Kaltfronten der Tiefdruckgebiete sind die Schichtungsverhältnisse instabil. Dies begünstigt die Bildung von sogenannten Frontengewittern. Je grösser die Temperaturdifferenzen an der Front ausfallen, desto mehr Energie steckt in den Gewitterherden und desto heftiger fallen die Entladungen aus. Frontengewitter werden also thermisch ausgelöst. Sie haben eine grosse Ausdehnung (entlang der Front durchaus mehrere 100 km), da es sich um ganze Gewittercluster handelt (Multi Cell Storms).



Im Vorbereich der Gewitterfront (Cb) wehen ungleichmässige, zunächst noch trügerisch schwache Winde. Der Aufwind wird Updraft, der fallende Wind Downdraft genannt. Im Bereich der Böenwalze (squallline) erreichen die Fallböen dann Sturmstärke und heissen Downburst.



Die untere Fotoserie zeigt eine herannahende Böenwalze mit ihrer markanten vorderen Begrenzung:



Entladung

Durch die Aufwinde und die ungleiche Eis-Wasser-Verteilung hat eine Gewitterwolke Bereiche mit verschiedener elektrischer Ladung. Der obere eisige Teil ist eher positiv geladen, der untere eher negativ. Zwischen unterschiedlich geladenen Bereichen entsteht eine Spannung. Wird diese zu gross kommt es zur Entladung.

Die Entladung geht mit Blitzen einher. In einem Blitz treten Ströme auf, die 20-30 Millionen Volt mit 20.000 Ampere betragen. Die den Blitz umgebende Luft wird durch diese enorme Energie schlagartig auf 40.000° C erhitzt. Das gibt dem Blitz seine bläuliche Farbe.

Durch ihre gewaltige Erwärmung dehnt sich die Luft explosionsartig aus, was einen lauten Knall (Donner) bewirkt. In der Wahrnehmung folgt der Donner dem Blitz mit einer Verzögerung, die sich durch die unterschiedlichen Ausbreitungsgeschwindigkeiten (Licht: 300.000 km/ Sekunde; Schall: 340 m / Sekunde) ergibt. Dadurch kann man seine Entfernung zum Gewitter bestimmen:

$$\text{Abstand vom Gewitter (in m)} = \text{Zeitdifferenz Blitz – Donner (in Sekunden)} * 340$$

Wärmegewitter

Auch Wärmegewitter sind thermischen Ursprungs, haben aber eine deutlich geringere Ausdehnung (Single Cell Storms). Sie entstehen ohne Fronteneinfluss.

- Über See bilden sie sich vornehmlich nachts im Spätherbst, wenn Kaltluftmassen über das noch warme Meer streichen.
- Über Land bilden sie sich vornehmlich tagsüber im Sommer, wenn eine bodennahe feuchte Luftmenge unter intensiver Sonneneinstrahlung steht und in höhere kalte Luftschichten aufsteigt. Zum Nachmittag entsteht eine Quellbewölkung, die sich an der Tropopause zu einem «Amboss» ausdehnt und gegen Abend entlädt.
- Wenn Wärmegewitter vom Land aufs Meer ziehen und über warmes Wasser streichen erhalten sie weitere Feuchtigkeit und Wärmeartrieb von unten. Daraus entstehen bisweilen Wasserhosen (Tornado auf dem Meer).

Wärmegewitter ziehen nur sehr langsam und führen bei der Entladung zu intensivem Platzregen, oft verbunden mit Hagelschauern. Die Zugrichtung einer Gewitterwolke folgt der Höhenströmung, d.h. sie zieht in der Richtung, in der sie vom Höhenwind ausgeweht wird. Aus der Ferne erkennt man das am Ausfasern des ambossförmigen Teils der Cumulonimbuswolke. Am Boden schwächt sich der spürbare Gradientwind jedoch ab, wenn sich die Gewitterwolke nähert, bis sich die Windrichtung vor deren Durchgang sogar umkehrt. Dies ist auf die Sogwirkung (Wolkenwind) zurückzuführen.

Besonders intensive Gewitterzellen, sogenannte **Superzellen (Super Cells)**, wie man sie gelegentlich an den Küsten tropischer Gewässer antrifft, weisen einen deutlich grösseren, Mesozyklone genannten, Aufwindschlauch auf, der zudem zyklonal rotiert. Ihre stärksten Böen weisen sie im rückwärtigen rechten Quadranten auf. Sie haben einen begrenzten Durchmesser, bestehen meistens nur bis zu 30 Minuten, wandern in dieser Zeit aber über lange Strecken. Böen entstehen, wenn mit dem fallenden Regen und Hagel Luft im Gewitter hinabstürzt und sich am Boden vor allem in Zugrichtung des Gewitters ausbreitet. In einem solchen Downburst können im Extremfall Windgeschwindigkeiten bis weit über 200 km/h

auftreten. Da sich das für Segler gefährliche Hagelgebiet meist auf der linken Rückseite eines entgegenkommenden Gewitters befindet lautet die Regel bei einem entgegenkommenden Gewitter nach Steuerbord und bei einem von achtern aufkommenden Gewitter nach Backbord auszuweichen.

Superzellen können auch Tornados bilden. Diese entstehen im Aufwindbereich der Superzelle. Die meisten starken Tornados entstehen im Bereich von Superzellen. Welche Superzelle wann einen Tornado hervorbringt, weiss aber niemand. Auf dem Wasser treten Tornados unter der Bezeichnung **Wasserhose** auf. Die radiale Geschwindigkeit im äusseren Bereich des Trichters können mehr als 120 kn erreichen.

Im Gegensatz zu thermisch ausgelösten Front- und Wärmegewittern, entstehen **orographische Gewitter**, wenn Luft anstatt auf eine andere Luftmasse auf ein Hindernis wie eine hohe Bergkette trifft und durch das Gelände zum Aufsteigen gezwungen wird.

Wetterprognosen und Törn-Planung

Um für Crew und Boot mögliche Gefahren zu vermeiden, gehört zur Vorbereitung jeden Törns eine fundierte meteorologische Vorbereitung. Man spricht auch von „meteorologischer Navigation“ und meint damit die Routenplanung unter Berücksichtigung der herrschenden bzw. zu erwartenden Wetterlage. Je nach Dauer des geplanten Törns bedient man sich dazu unterschiedlicher Informationsquellen.

- **Wetternavigation:**
Für einen Tagestörn wird es in der Regel ausreicht sein, eigene Beobachtungen anzustellen, die Messdaten der Bordinstrumente zu analysieren und sich die aktuelle Bodenwetterkarte, eine 24-stündige Bodenvorhersagekarte und die Windvorhersagen einzuholen.
- **Witterungsnavigation:**
Bei mehrtägigen Törns und langen Passagen sollte man zusätzlich Wetterkarten mit Analysen und Vorhersagen über den gesamten Zeitraum, den Mittelfrist-Seewetterbericht und die Seegangsvorhersagen einholen.
- **Klimanavigation:**
Plant man eine Ozeanpassage dienen zur Routenplanung zusätzlich die Klimawerte (Monatskarten). Ausserdem gibt es für das Routing die Hilfe von beratenden Meteorologen mittels Datenpaketen, die man am PC auswerten kann oder durch die direkte telefonische Konsultation.

Die frei oder kostenpflichtig erhältlichen Wettervorhersagen haben mittlerweile eine hohe Verlässlichkeit, sie erfassen aber häufig nicht die Effekte lokaler Windsysteme. Zudem könnte die Prognosequalität noch durch mehr Messpunkte gesteigert werden. Gegenwärtig werden die Daten von weltweit 750 Messbojen, rund 3000 Handelsschiffen mit eigener Bordwetterstation und von den Fluggesellschaften geliefert und in grossen Rechenzentren verarbeitet.

Zu nennen sind in diesem Zusammenhang die amerikanische National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), der Deutsche Wetterdienst (DWD) mit seinem Rechenzentrum in Offenbach und das European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) mit Sitz im britischen Reading. Das ECMWF ist eine unabhängige internationale Organisation, die von 34 Mitglieds- und Kooperationsstaaten in ganz Europa unterstützt wird und über das weltweit grösste Archiv an numerischen Wettervorhersagedaten verfügt; diese werden in einem gigantischen Rechenzentrum im italienischen Bologna verarbeitet.

In vielen Ländern dieser Welt wird dieser kostenintensive Aufwand nationaler Wetterdienste jedoch nicht betrieben. Deswegen ist die Qualität der Messungen und der darauf aufbauenden Prognosen weltweit unterschiedlich.

Eigene Messungen und Beobachtungen

Ein physikalisches und meteorologisches Wissen erlaubt es uns aufgrund eigener Wetterbeobachtungen ein Bild von der zu erwartenden Wetterentwicklung zu erhalten; dazu gehört eine laufende Kontrolle und Aufzeichnung von Baro-, Hygro- und Thermometerständen sowie eine gute Beobachtung und Interpretationen der Wolkenbilder und Windrichtungen. Man kann sich dabei an den folgenden Wetterregeln orientieren:

Gleichbleibender Luftdruck, sprich eine flache Luftdruckverteilung, tritt in einem Hochdruckgebiet auf und ist ein Zeichen für beständiges Wetter, welches sich auch als grauer Himmel zeigen kann.

Das Wetter wird schlechter, wenn

- klare Sicht herrscht und es dann zunehmend grauer wird.
- weite dichte Felder von Altocumulus (Schäfchenwolken) aufziehen.
- eine hohe Dünung aus West, bis Nord das Herannahen einer Front ankündigt.
- der Mond einen Hof hat und das Mondlicht trüb und fahl wirkt (Halo).
- sich der Abendhimmel grau-grün verfärbt und die Sonne bereits über dem Horizont durch Wolken verdeckt wird.
- Ein schneller Druckabfall deutet auf ein nahendes Tiefdruckgebiet verbunden mit Starkwind oder Sturm hin:

Druckabfall	binnen 1 Stunde	binnen 3 Stunden	
	1 - 2 hPa	3 – 5 hPa	= Starkwind
	> 2 hPa	6 – 10 hPa	= Sturm
		>10 hPa	= schwerer Sturm / Orkan

C1

C2

Die Anwendung dieser Regel setzt aber voraus, dass man eine feste Schiffsposition hat. Also z.B. im Hafen liegt. Denn wenn man sich mit oder entgegen der Zugrichtung des Tiefdruckgebietes bewegt, verfälscht dies die Messung. Gefährlich ist der Fall, wenn man vor dem Tief wegläuft, sich also mit seiner Zugbahn bewegt. Der an Bord gemessene Luftdruck fällt dann langsamer und man rechnet nicht mit dem tatsächlich stärkeren Wind. Wichtig ist auch die Beobachtung des Luftdrucks nach Durchzug des Tiefdruckzentrums, denn es könnte noch ein gefährlicher Trog (siehe: Seite 45) folgen.

Ansteigender Luftdruck, wenn er sich langsam und konstant vollzieht, deutet auf eine längerfristige Wetterverbesserung hin. Ein starker Anstieg (über 1 hPa/Stunde) deutet auf eine vorübergehende Wetterverbesserung hin, kann aber auch mit einem zum Teil mehrtägigen Hochdrucksturm verbunden sein. Auch bei konstantem Hochdruck können also Starkwind und Sturm herrschen; [so kann es sein, dass bei wolkenlosen Himmel Bft. 7 weht.](#)

Druckanstieg	binnen 1 Stunde	binnen 3 Stunden	
	2-3 hPa	6–9 hPa	= Starkwind
	>3 hPa	>9 hPa	= schwerer Sturm / Orkan

C1

Externe Informationsbeschaffung

Zum Bezug von planungsrelevanten Wetterinformationen stehen uns unterschiedliche Möglichkeiten zur Verfügung. Einige können wir an Land nutzen, bevor der Törn beginnt; andere stehen uns an Bord zur Verfügung, soweit unser Boot über die entsprechende technische Ausstattung verfügt:

Aushänge beim Hafengebäude

In der Regel findet sich am Hafengebäude ein Aushang mit den aktuellen Wetterdaten oder man kann im Marinabüro nach einem Ausdruck fragen. Dann kann man die Gelegenheit auch gleich nutzen sich bei den Einheimischen über die lokalen Besonderheiten zu informieren.

Hörfunk

Vor Antritt des Törns kann man sich bereits am häuslichen Radio mit den Wetterberichten vertraut machen. UKW-Sender haben eine begrenzte Reichweite, deshalb eignen sie sich nur für die Versorgung der direkten Küstenregionen. Kurzwellessender erreichen hingegen ein grosses Sendegebiet. An Bord benötigt man also ein Radio, welches sich besonders für den Empfang von Kurzwellenrundfunksendern eignet.



Weltempfänger der Firma Sangean

Die Seewetterberichte des DWD werden auf den folgenden Frequenzen gesendet:

- Nord- und Ostsee: DLF 1269,6190 kHz, NDR1; NDR INFO
- Westliches Mittelmeer: DLF 177,6005 kHz
- Westliches Mittelmeer: Deutschlandradio 1269,6190 kHz

Andere Radiosender mit für die Törn-Planung nützlichen Wetterberichten sind:

- Australien: ABC Hobart – Hobart
- Dänemark: Danmarks Radio P3
- England: BBC 4
- Frankreich: RTignes 92.2 FM - Tignes
Fréquence Météo - Gerzat, Frankreich
Radio France Inter RFI
Monaco Radio
- Litauen: Lietus - Vilnius, Litauen
- Russland: Komsomolskaya Pravda Комсомольская Права - Tscheljabinsk
- Schweden: P7 Sisuradio – Stockholm
- Schweiz: MeteoNews.FM
- Spanien: Radio Europa - Gran Canaria, Maspalomas
Inselradio Mallorca, Balearen
- USA: KMUN - Coast Community Radio 91.9 FM - Astoria OR
KOHO-FM 101.1 FM
WCBS 880 - New York City, USA
NOAA Weather Radio Columbus - Lancaster

Sprechfunk

C26

Einige Küstenfunkstellen senden auf UKW (Ankündigung auf Kanal 16) oder KW für bestimmte Seegebiete Wetter- und Warnnachrichten. Die folgende Liste enthält Beispiele:

C29

Gebiet	Station	VHF-Kanal / Frequenz	Anbieter
NORDSEE			
Deutschland	Borkum	61	DP07 Seefunk
	Accumersiel	28	DP01 Seefunk
	Bremen	25	DP07 Seefunk
	Elbe-Weser	24	DP07 Seefunk
	Hamburg	83	DP07 Seefunk

	Nordfriesland	26	DP07 Seefunk
	Cuxhaven	71	Revierzentrale
	Pinneberg	5905 kHz, 6180 kHz	Wetterfunksender
OSTSEE			
Deutschland	Flensburg	27	DP07 Seefunk
	Kiel	23	DP07 Seefunk
	Lübeck	24	DP07 Seefunk
	Rostock	60	DP07 Seefunk
	Arkona	66	DP07 Seefunk
MITTELMEER			
Frankreich	Cote d'Azur	80	Cross la Garde
	Korsika	79	Cross la Garde
Griechenland	Chios	85	
	Kefallonia	27	
	Kerkyra	02	
	Knossos	83	
	Kythira	85	
	Limnos	82	
	Moustakos	04	
	Mytilini	01	
	Parnithas	25	
	Patras	85	
	Petalidi	83	
	Pilio	60	
	Rhodos	63	
	Sfendami	23	
	Sitia	85	
	Syros	04	
	Iraklion (Kreta)	2.799 kHz	
	Kerkyra	2.830 kHz	
	Limnos	2.370 kHz	
	Rhodos	2.624 kHz	
Italien		68 (Daueransage)	Meteomar
ADRIA			
Kroatien	Rijeka	04; 20; 24	
	Split	07; 21; 23; 81	
	Dubrovnik	04; 07	

Sofern es sich um keine Daueransage handelt, muss man die genauen Sendezeiten kennen. Vollständige Informationen finden sich in der „Admiralty List of Radio Signals (ALRS)“.

Exkurs: Maritime Safety Information (MSI)

Alle Seefahrernationen sind dem internationalen Übereinkommen zur Sicherung menschlichen Lebens auf See (SOLAS) beigetreten, in dessen Rahmen das weltweite Seenot- und Sicherheitsfunksystem Global Maritime Distress and Safety System (GMDSS) geschaffen wurde; ein Bestandteil dessen ist die Verbreitung meteorologischer und ozeanographischer Warnungen, Search and Rescue (SAR) Informationen und anderer sicherheits-relevanter Mitteilungen; gemäss WMO-Richtlinien haben sich die nationalen Wetterdienste verpflichtet, vor Sturm (ab Bft. 8) zu warnen. Hinsichtlich der Verbreitungsmedien von MSI wurden die Meeresgebiete wie im GMDSS in vier Zonen eingeteilt:

Seegebiet A: innerhalb der Sprechfunkreichweite von UKW-Küstenfunkstellen.

Seegebiet B: Anschliessendes Gebiet (NAVAREA) mit NAVTEX-Abdeckung.

Seegebiet C: Gebiete auf hoher See (METAREAS) innerhalb der Überdeckung eines geostationären INMARSAT-Satelliten.

Seegebiet D: Polargebiete.

C25

Navtex (siehe auch: Kapitel 6 «NAVTEX»)

Hierbei handelt es sich um einen internationalen Service für die funkbasierte Verbreitung von maritimen Sicherheitsinformationen (MSI) in den Seegebieten A und B (siehe oben) ausserhalb der UKW-Abdeckung. Zum Empfang an Bord benötigt man einen speziellen Empfänger. Gesendet wird auf mehreren Frequenzen:

- Sicherheitsinformationen in englischer Sprache auf 518 kHz
- Sicherheitsinformationen in Landessprache auf 490 kHz
- In einigen Gebieten wird auch die Frequenz 4209,5 kHz genutzt.

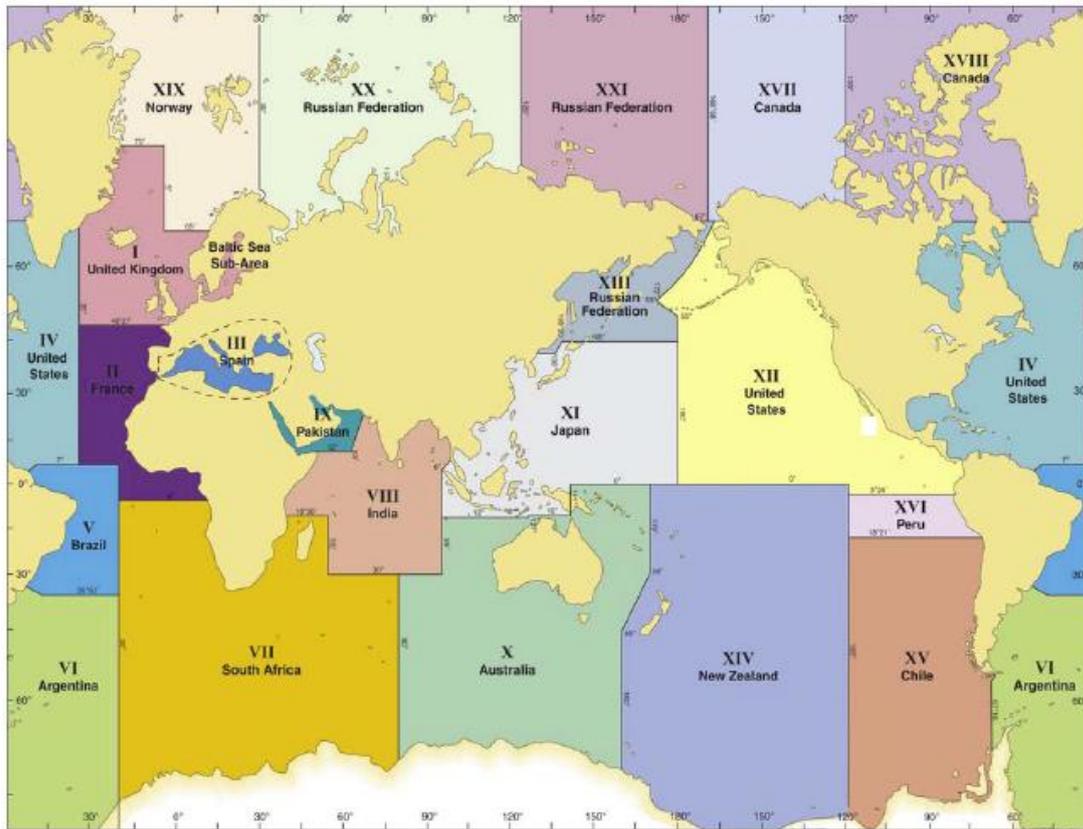
Die Sendezeiten der Navtex-Stationen in den Navareas sind aufeinander abgestimmt, um Störungen durch gleichzeitiges Senden mehrerer Stationen zu vermeiden. Die einzelnen Sender haben zu Ihrer Unterscheidung eine Buchstaben-Kennung; die maximale Reichweite eines Senders liegt bei 500 sm.

C28

Satellitenfunk (SafetyNet)

Hierbei handelt es sich um einen internationalen Service für die satellitenbasierte Verbreitung von maritimen Sicherheitsinformationen (MSI) in den Seegebieten C und D (siehe oben). Es ist Bestandteil des Inmarsat C – Systems, von daher funktioniert die Verbreitung innerhalb der vier Inmarsat Ocean Regions Atlantic Ocean Region West (AOR W), Atlantic Ocean Region East (AOR E), Pacific Ocean Region (POR) und Indian Ocean Region (IOR).

Zum bedienungsfreien Empfang benötigt man an Bord einen EGC SafetyNET Receiver. Die Aussendung erfolgt über Erdfunkstellen, die die verschiedenen Seegebiete, die so genannten METAREAS betreuen.



Funkferschreibverfahren

Funkferschreiben (Radiotelex, englisch **radio teletype**, RTTY) ist eine digitale Betriebsart, bei der die Kommunikation zwischen Fernschreibern über Funk durchgeführt wird. Hierüber werden auch Wetterinformationen (Seewetterberichte) verbreitet. Das Verfahren hat wegen der fehlenden technischen Voraussetzungen auf Sportbooten keine Bedeutung.

Funkfax / Wetterfax (WeFax)

Für die Schifffahrt werden komplette Wetterfaxempfänger mit Drucker angeboten. Damit kann man über Kurzwelle Seewetterberichte empfangen und mittels einer speziellen Modulationsart auch Grauskala-Satellitenbilder oder monochrome Wetterkarten. Der DWD bietet seine Fax-sendungen für Nord-, Ostsee, Nordatlantik, Mittelmeer in Englisch/Deutsch auf 4583, 7646, 10100,8 und 11039 kHz an.

GSM-Telefon / SMS

Einerseits werden allgemeine Wetterinformationen über Servicenummern angeboten, z.B.

- Nord- und Ostsee: Sturmwarndienst des DWD +49 (0)69 8062 6101
- Nord- und Ostsee: Vorhersagen des DWD +49 (0)69 8062 5799

Andererseits können telefonisch auch individuelle Törnberatungen eingeholt werden. Der DWD bietet eine solche Wetterberatung bis 5 Tage im Voraus gegen Gebühr für alle Vorhersagegebiete weltweit an. Die Anfrage sollte möglichst einen Tag vor Törnbeginn mit Angabe des Abfahrtshafens, des Datums, der Route und des Zielhafens erfolgen.

- Weltweit: Individuelle Törn-Planung des DWD +49 (0)40 6690 1811

Verschiedene Anbieter bieten auch einen Versand von Wetterdaten (auf Anfrage oder via Abonnement) via SMS an. Verbindungen sind an die Reichweite des Mobilfunknetzes gebunden.

Satelliten-Telefon

Schliesst man einen Wireless-Hotspot per USB an ein Inmarsat- oder Iridium-Handy an, kann man sich weltweit Wetterkarten auf sein Notebook herunterladen.

Sky-Eye Wettersatellitenempfänger (Satelliten NOAA 12, NOAA 14 und NOAA 15)

Dies ist ein Notebook-kompatibles System (USB) zum Echtzeit-Empfang von Satellitenbildern.

Internet

Die nationalen (z.B. DWD, Met Office) und die privaten Wetterdienste (z.B. Windy, Meteoblue, Windfinder, Weather Pro) bieten auf ihren Internetseiten ein breites Angebot an Wetter-Informationen und -Apps an. Hierzu zählen z.B.:

- **Daten für die synoptische Analyse**
Dies sind Zusammenstellungen von Daten mehrerer Wetterdienste, die dem Analysten eine grössere Auswertungssicherheit geben sollen (z.B. www.vorticity.de)
- **Seewettervorhersagen**
Aktuelle für die Törn-Planung nützliche Mittelfristberichte (vom DWD in deutscher Sprache für die Nord- und Ostsee, sowie für das Mittelmeer und Teile des Ostatlantiks); Bulletins für verschiedene Regionen (z.B. www.weather.gmdss.org).
- **Satellitenbilder**
Meteosat-Satelliten liefern hochaufgelöste Bilder und Messdaten, die eine kontinuierliche meteorologische Überwachung erlauben (z.B. www.wetterzentrale.de)
- **Niederschlags-Radar**
Das Wetterradar sendet Radiowellen aus, die von bestimmten Objekten reflektiert werden. Die Wellenlänge wurde so gewählt, dass nur Niederschlagspartikel (Regen, Schnee, Hagel), aber keine Wolkenpartikel (Wassertröpfchen, Eiskristalle) angezeigt werden. So lassen sich Niederschlagszonen ausmachen und als Overlay zu einer geographischen Karte bildlich in ihrer Intensität darstellen.

Beispiele:

www.niederschlagsradar.de

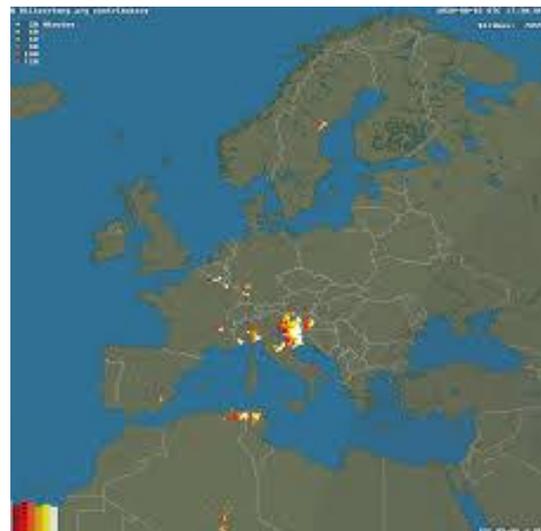
www.wetter24.de



- **Blitzortungs-Radar**

Informationen über Blitze lassen sich aus den elektromagnetischen Wellen gewinnen, die diese aussenden. Mit Hilfe von Antennen können diese Wellen nachgewiesen werden. Die Ermittlung des genauen Einschlagsortes eines Blitzes ist ein kombiniertes Verfahren. Jeder einzelne Blitz wird von verschiedenen Antennen erfasst. Mit Triangulation lässt sich der Einschlagsort bestimmen; dies basiert auf den unterschiedlichen Einschlagswinkeln, welche an den Antennen gemessen werden. Ausserdem erfasst jede Antenne die genaue Zeit des Eintreffens der elektromagnetischen Welle. Durch den Vergleich dieser Zeiten können die Koordinaten des Blitzes berechnet werden. Im Normalfall kann der Ort des Einschlags auf rund 1000 Meter und der Zeitpunkt auf eine 10tel Sekunde genau angegeben werden. Mit diesem Verfahren werden im Mittel 95 Prozent der Wolken-Bodenblitze beobachtet werden. Das Europäische Blitzerfassungnetzwerk EUCLID (European Cooperation for Lightning Detection) koordiniert die Verteilung von Blitzdaten in ganz Europa. Nationale und private Wetterdienste stellen diese auf ihren Internetseiten, quasi in Echtzeit, auf Gewitterkarten dar.

Beispiele:
www.blitzortung.org



- **Seegangsvorhersagen**

Ein nennenswerter Anbieter ist das Fleet Numerical Meteorology and Oceanography Center (FNMOC).

- **Ozean- und Meeresströmungen**

Weltweite Daten finden sich bei der NOAA, Daten für Nord- und Ostsee beim DW und Daten für das Mittelmeer auf der Website des italienischen Umweltministeriums, die das Mediterranean Ocean Forecasting System (MFS) betreibt (www.medforecast.bo.ingv.it).

- **Hurrikan-Warnungen**

Für den Nordatlantik gibt das NHC (National Hurricane Center) der NOAA (US-Wetterdienst, Miami) Warnungen heraus. Man erhält Informationen über Position, Zugrichtung, Kerndruck, Wind- und Seegang. Daraus kann man dann sein Fluchtstrategie ableiten. Dabei gilt, dass man sich von der Zugbahn entfernen soll. Wegen der hohen Zuggeschwindigkeit wird davor gewarnt die Zugbahn vor dem Durchzug noch queren zu wollen. Natürlich soll man dringend vermeiden in das gefährliche Viertel (siehe Seite 55) des Orkans zu geraten. Informationen erhältlich unter www.severe.worldweather.org, www.nhc.noaa.gov.

- **Eisinformationen**

Weltweite Daten bietet das U.S. National Ice Center (www.natice.noaa.gov) an, für den Nordatlantik kann man beim kanadischen Eisdienst die tägliche Karte zur Eisberggrenze und zur Seevereisung abrufen (www.ice-glaces.ec.gc.ca).

Ausserhalb der Reichweite des terrestrischen Mobilfunks ist man beim Abruf von Internetseiten leider auf die langsamen und teuren Verbindungen über INMARSAT (geostationäre Satelliten) und Iridium (polarumlaufende Satelliten) angewiesen. Auch deren Breitbandverbindungen (INMARSAT Fleet Broadband und IRIDIUM Open Port), liegen mit ihrer Übertragungsgeschwindigkeit von bis zu 284 kb/s noch deutlich unter der von terrestrischen Verbindungen. Es ist deshalb ratsam das Datenvolumen gering zu halten, indem man sich beim Abruf von Daten, z.B. von Wettervorhersagen, hinsichtlich des Gebietes, der Parameter und der Zahl der Vorhersagetermine einschränkt. Zudem empfiehlt sich die Nutzung von GRIB-Daten.

GRIB (GRIdded Binary) ist ein internationales von der WMO festgelegtes binäres Datenformat zum Austausch meteorologischer und ozeanographischer Vorhersagedaten und das Outputformat der Wettermodelle. Die weltumspannenden Modelle, z.B. das Global Forecasting System (GFS) der NOAA oder das Modell der ECMWF, berechnen zweimal am Tag um 0000 UTC und um 1200 UTC-Wetterdaten.

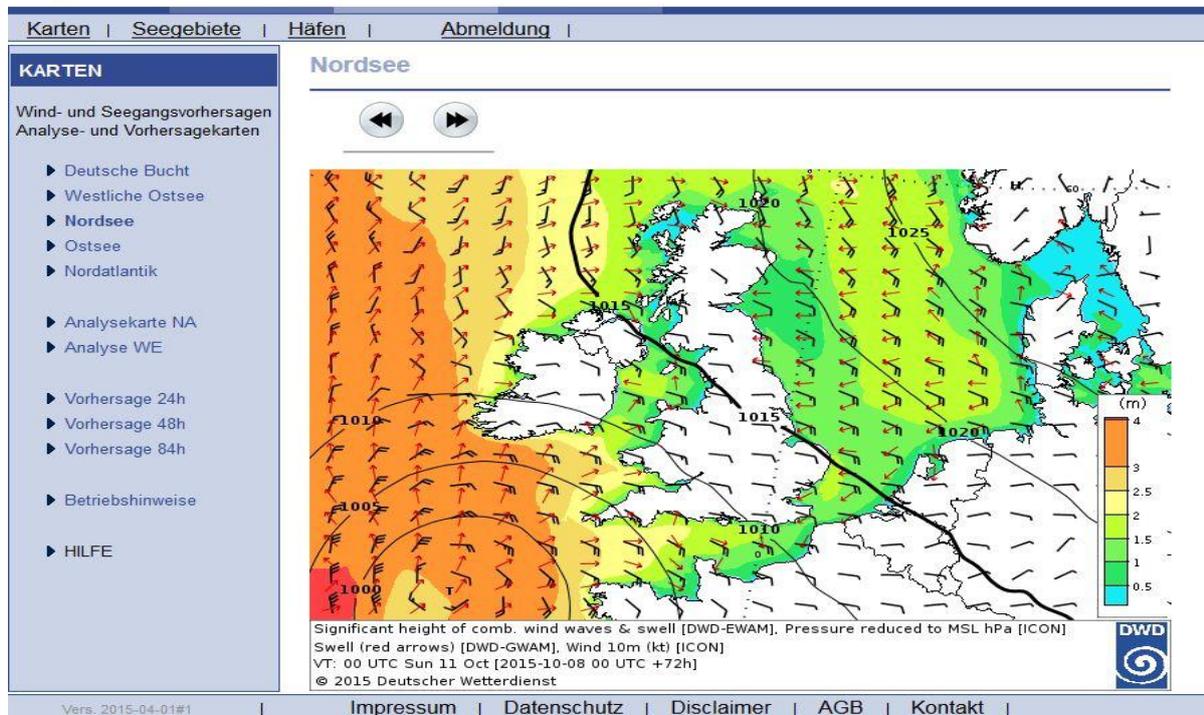
Die hoch komprimierten Datenpakete enthalten Parameter wie Wind und Seegang im Raster von 12 sm und einer stündlichen Auflösung bis zu 78 Stunden und lassen sich über Iridium, HF-Funk, 3G oder höher, Inmarsat etc. abrufen. Die so bezogenen GRIB-Daten lassen sich mit Hilfe von GRIB-Viewern in elektronischen Seekarten darstellen. Ein GRIB-Viewer, der weltweit Vorhersagefelder darstellen kann ist zum Beispiel: zyGRIB (www.zyGrib.org). In der Regel bieten auch die gängigen Navigationsprogramme Funktionen, um GRIB-Files aus dem Internet in der Applikation zu laden.

Exkurs: Self-Routing mit SEEWIS

Der DWD stellt für die Auswertung der GRIB-Daten ein PC-Programm, das Seewetter-Informationssystem SEEWIS, zur Verfügung. Mit dieser Anwendung kann man sich selbst auf Basis der Schiffs- und GRIB-Daten (prognostizierte Wind- und Seegangsfelder, Meeresströmungen) Routenvorschläge generieren.

Die Datenpakete werden 6-mal täglich aktualisiert und umfassen alternativ zwei Vorhersagegebiete (Nord-/Ostsee oder Mittelmeer/Ostatlantik bis 15° W). Die Software ist kostenlos, für den Datenabruf ist eine kostenpflichtige Lizenz erforderlich. Die Übertragung der Daten erfolgt via LAN oder unterwegs mit einem GSM-Mobiltelefon oder mittels Satellitentelefonie. Der SEEWIS-Internetservice bietet zudem spezielle Vorhersagen für ausgewählte Orte in der Deutschen Bucht, der westlichen Ostsee, im Ostatlantik und im Mittelmeer an.

SEEWIS Prognose



Seewetterberichte und Bordwetterkarten

Seewetterberichte werden von den nationalen Wetterdiensten in der jeweiligen Landessprache, gegebenenfalls zusätzlich in Englisch, herausgegeben und laufend aktualisiert (in der Regel alle drei Stunden). Fast 200 solcher Wetterdienste, wie der Amerikanische Wetterdienst (NOAA), der Britische Wetterdienst (Met Office), der Deutsche Wetterdienst (DWD), der Französische Wetterdienst (Météo-France) und der Italienische Wetterdienst (MeteoAM) sind Mitglieder der World Meteorological Organization (WMO) mit Sitz in Genf. Man findet sie über die Internetseiten der WMO.

Eine Zusammenstellung von Vorhersageprodukten dieser Anbieter sowie des unabhängigen Forschungsinstituts ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) finden sich bei www.wetter3.de und bei www.wetterzentrale.de.

Ein Seewetterbericht enthält folgende Inhalte:

- Allgemeine Wetterlage
Bodenanalyse mit Angaben zu den Hochdruckgebieten (Bodendruckwert im Zentrum, Position als geographischer Begriff oder Koordinaten, Intensitätsveränderung, Verlagerung) und den Tiefdruckgebieten (Bodendruckwert im Zentrum, Position als geographischer Begriff oder Koordinaten, Intensitätsveränderung, Zugrichtung).
- Sturm- und Starkwindwarnungen
Gewitterböen, schwere Sturmböen, Orkanböen

F 6 / F 7	Starkwindwarnung	Strong wind warning (yachtsman's gale)
F 8 average windforce 34 – 40 kn or gusts 43 – 51 kn	Sturmwarnung	gale warning
F 9 average windforce 41 – 47 kn or gusts 52 – 60 kn		severe gale
F 10 Average windforce 48 – 55 kn or gusts 61 – 68 kn		storm
F 11 Average windforce 56 – 63kn or gusts > 69 kn		violent storm
F 12 Average windforce > 64 kn		hurricane

- Stationsmeldungen
Stationsname, Wind (Richtung und Stärke in Bft.), Wetterzustand (Niederschlag), Sicht (Nebelklassen), Temperatur (ggf. mit Schiffsvereisung), Luftdruck
- Vorhersage
Wind, Wetter, Seegang für 12 h
- Weitere Aussichten
Wind, Wetter, Seegang für weitere 12 h

In Seewetterberichten und Prognosen werden standardmässig bestimmte geographische Bezeichnungen und Fachbegriffe verwendet. Auf den folgenden Seiten finden sich hierzu eine Karte und eine Liste, die dabei helfen Durchsagen oder Ausstrahlungen der Wetterdienste besser zu verstehen:



	Sicht	Visibility
0 – 50 m	dichter oder starker Nebel	fog
50 – 1.000 m / < 0,5 sm	Nebel (starker Regen)	Very poor / mist / haze
1 – 4 km / 0,5 – 2 sm	diesig (mässiger Regen)	poor visibility
4 – 10 km / 2 – 5 sm	mittlere Sicht	moderate visibility
>10 km / >5 sm	gute Sicht	good visibility

Bedeckungsgrad in Achteln Himmel		
<small>C_l = niedrige Wolken C_m = mittelhohe Wolken C_h = hohe Wolken</small>		
0	wolkenlos	
0 – 1/8	sonnig	
1/8 – 2/8 bei CL oder CM; bis 8/8 bei CH	heiter	
2/8 bis 3/8 bei CL oder CM	gering bewölkt	
4/8 – 6/8 bei CL oder CM	wolkig	
6/8 bei CL oder CM	stark bewölkt	
7/8 bei CL oder CM	fast bedeckt	
8/8 bei CL oder CM	bedeckt	
8/8 bei tiefliegenden CL	trüb	
Rückseitenwetter	wechselnd bewölkt	

Druckgebilde / synopsis	Verlagerungsgeschwindigkeit	Movement
<5 kn	wenig verlagernd	
<15 kn	langsam	slowly
15 – 25 kn	ohne Angaben	steadily
25 – 35 kn	ziemlich schnell	rather quickly
35 – 45 kn	schnell	rapidly
>45 kn	sehr schnell	Very rapidly

	Seegangsskala	Seastate scale
0,2 – 0,5 m		smooth
0,5 – 1,25 m		slight
1,25 – 2,5 m		moderate
2,5 – 4 m		rough
4 – 6 m		very rough
6 – 9 m		high
9 – 14 m		very high
>14 m		phenomenal

Stunden nach Ausgabe / hours after issue	Zeitspanne	timing
0 – 4 h / <6 h	rasch	imminent
4 – 8 h / 6 – 12 h	ohne An- gabe	soon
8 – 12 h / 12 – 24 h	später	later

Veränderung in 3 Stunden / change in 3 h	Druckabfall	Pressure Tendency
<1 mb		steady
<3 mb		slowly
3,5 – 6 mb		quickly
>6 mb		very rapidly
	steigend	rising
	fallend	falling

	Winddreher	Wind rotation
	rechtdrehend (im Uhrzeigersinn)	veering
	rückdrehend (entgegen dem Uhr- zeigersinn)	backing
	umlaufend	baffling

	Niederschlag	Precepitation / weather
	trocken – kein signifikanter	fair
	Nieselregen	drizzle
	Schauer	shower
	Dauerregen	contious rain
	sintflutartiger	torrential rain

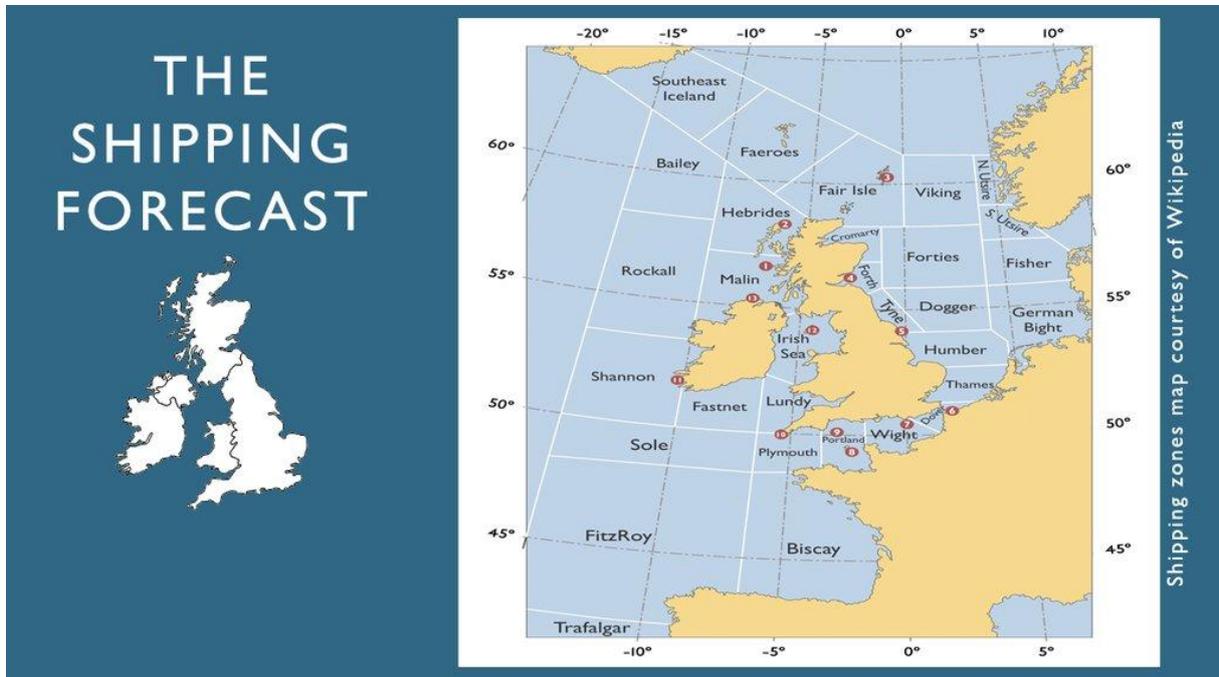
Beaufort-Skala:

Windstärke (wind force)	Deutsche Bezeichnung	Englische Bezeichnung
F 1	Leichter Zug	Light airs
F 2	Leichte Brise	Light breeze
F 3	Mässige Brise	Gentle breeze
F 4	Schwache Brise	Moderate
F 5	Frische Brise	Fresh breeze
F 6	Starker Wind	Strong breeze
F 7	Steifer Wind	Near gale
F 8	Stürmischer Wind	Gale
F 9	Sturm	Severe gale
F 10	Schwerer Sturm	Storm
F 11	Orkanartiger Sturm	Violent storm
F 12	Orkan	Hurricane

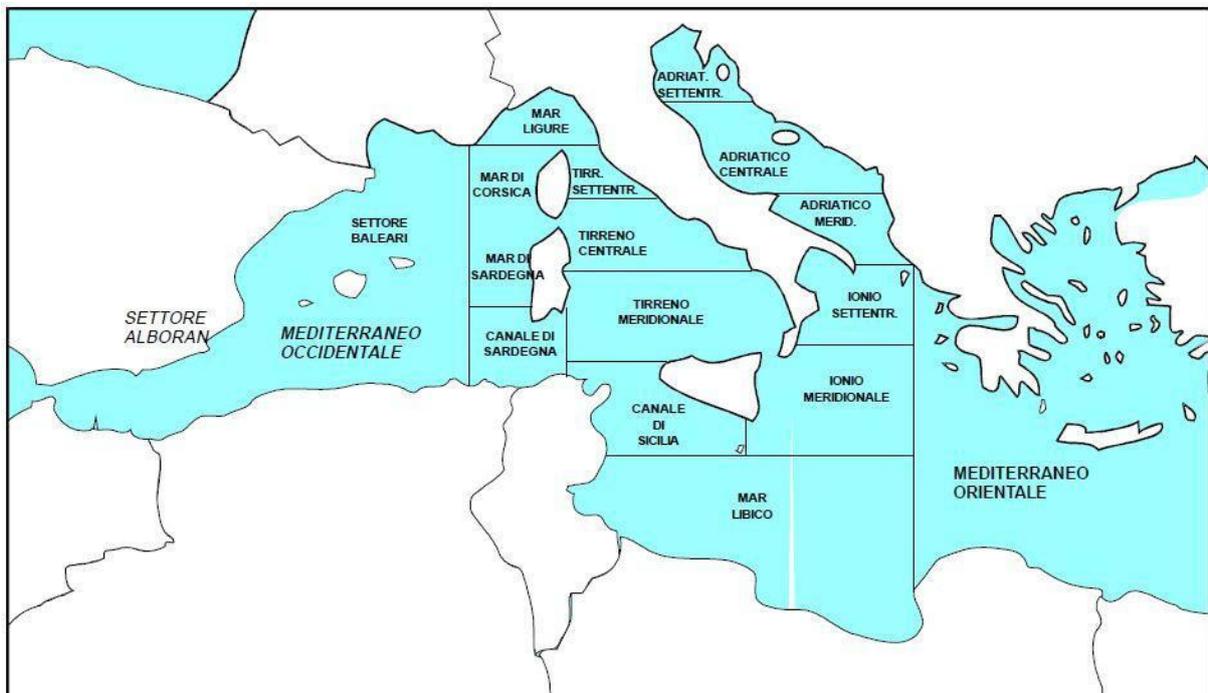
Nordsee	Vorhersagegebiete des DWD	Ostsee	Vorhersagegebiete des DWD
N10	Deutsche Bucht	B14	Skagerrak
N11	Humber	B13	Kattegat
N12	Themse	B12	Belte/Sund
N8	Dogger	B11	Westliche Ostsee
N4	Forties	B10	Südliche Ostsee
N9	Fischer	B9	SE-Ostsee
N1	Viking	B8	Zentrale Ostsee
N3	Utsira-Süd	B7	Nördliche Ostsee
N2	Utsira-Nord	B6	Rigaischer Meerbusen
B14	Skagerrak		
A 5	Englischer Kanal-Ost		
A 6	Englischer Kanal-West		



Vorhersagegebiete im englischen Wetterdienst (MetOffice):



Vorhersagegebiete in Seewetterberichten und Prognosen für das westliche Mittelmeer:



Bordwetterkarten

Mit Hilfe der Daten der Seewetterberichte kann man sich an Bord eine eigene Wetterkarte anfertigen. Der DWD gibt für die deutschen Küstengebiete (Bordwetterkarte Nr. 9) und für das Mittelmeer (Bordwetterkarte Nr. 11) jeweils einen Vordruck (als PDF abrufbar) aus. Auf diesen Bögen kann man die Stationsmeldungen (siehe Seite 31), sowie die Gebietsvorhersagen und -aussichten eintragen und auf Basis dieser Angaben

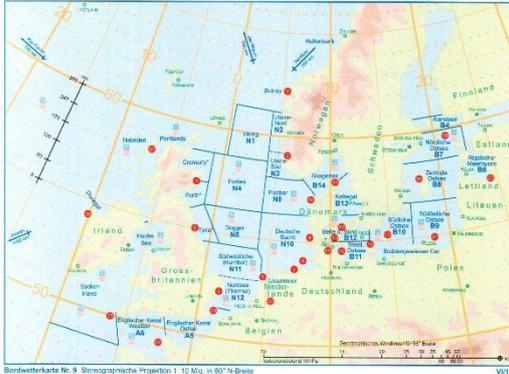
die Druckgebiete mit den Isobaren einzeichnen. Es folgt die übliche Interpretation der so angelegte Bordkarte hinsichtlich der Windrichtungen und -stärken, des Seeganges etc.

Der Seewetterbericht

Stationenmeldungen von: Uhr
 Vorhersage bis heute 12 / 18 / 24 Uhr
 Ausschnitt bis heute 12, morgen 06 / 12 Uhr

Stationenmeldungen von: Uhr
 Vorhersage bis heute 12 / 18 / 24 Uhr
 Ausschnitt bis heute 12, morgen 06 / 12 Uhr

Symbole



Bordwetterkarte No. 9 Stereographische Projektion 1:10 Mio. in 60° N-Breite

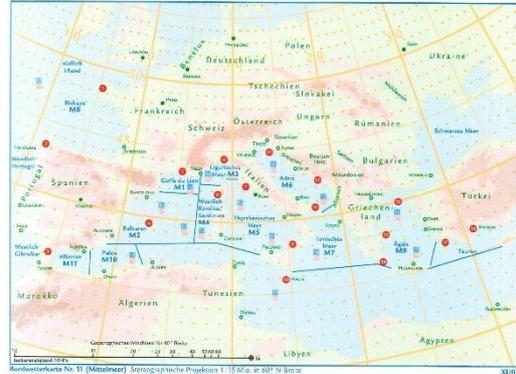


Der Seewetterbericht

Stationenmeldungen von: Uhr
 Vorhersage bis morgen früh
 Vorhersage bis morgen Abend

Stationenmeldungen von: Uhr
 Vorhersage bis morgen früh
 Vorhersage bis morgen Abend

Symbole



Bordwetterkarte No. 11 (Mittelmeer) Stereographische Projektion 1:15 Mio. in 50° N-Breite



Die Bordwetterkarten des Deutschen Wetterdienstes
 «Nord- und Ostsee (DWD 9)» und «Mittelmeer (DWD 11)»
 sind über die obigen QR-Codes abrufbar.

Segel- und Seehandbücher

Für die Planung längerer Passagen, also auf dem Niveau der Klimanavigation, stellen hydrographische Dienste, wie die amerikanische NGA (National Geospatial-Intelligence Agency), das britische United Kingdom Hydrographic Office (UKHO) und das deutsche Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) Hilfswerke wie Pilot Charts, Routing Charts und Monatskarten zur Verfügung. Dies sind Statistiken auf Basis von Werten, die über mehrere Jahrzehnte gesammelt wurden.

Diese Werke enthalten Karten mit einer Fülle von nützlichen Angaben für die Routenplanung, z.B. zur Position und Stärke der in dem betreffenden Reisemonat üblicherweise herrschenden Winden und Meeresströmungen.

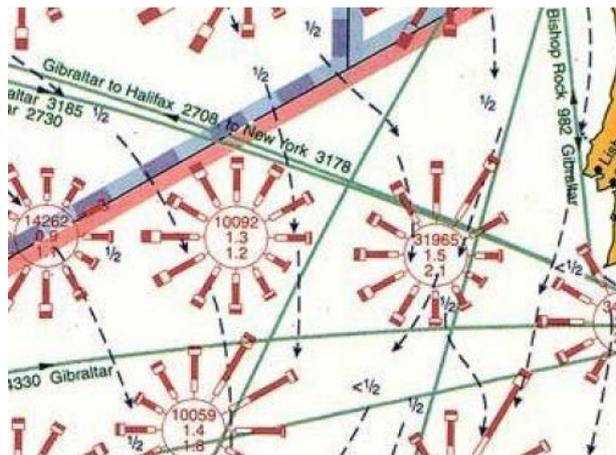
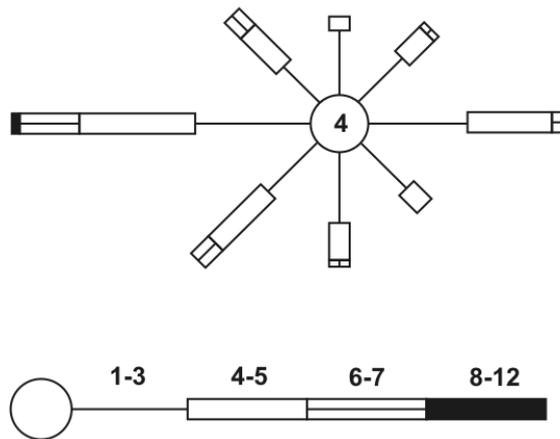
Winddaten werden üblicherweise monatsweise in Form von Windsternen angegeben. Dabei benennt die Zahl im Kreis die Häufigkeit der beobachteten Windstillen oder schwachen umlaufenden Winde in Prozent. Die Häufigkeit der Windrichtungen wird durch die Länge von Pfeilen angegeben; vielfach werden auch noch die Häufigkeiten der Windstärken in Prozenten angegeben.

Die im betreffenden Seegebiet durchschnittlich vorherrschenden Meeres-Oberflächenströmungen werden in ihrer Richtung und Stärke über Sterne oder Pfeile angegeben oder es finden sich Linien gleicher Strömungsgeschwindigkeit (Isotachen).

Bei längeren Passagen können diese Informationen dazu dienen die Route zu optimieren und so schneller und sicherer ans Ziel zu gelangen.

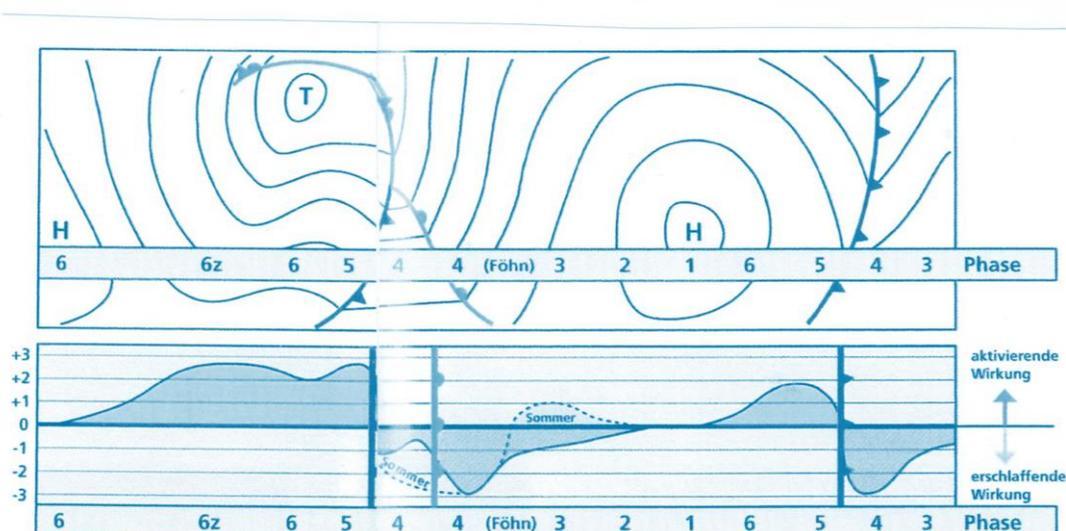
Fahrtverluste durch Seegang, durch mühsames Aufkreuzen oder durch gegenläufige Strömungen können den vermeintlichen Zeitvorteil einer geographisch kürzeren Verbindung schnell ins Gegenteil verkehren. Als zweckmässig hat sich erwiesen den Grosskreiskurs in den Übersegler vom Abfahrtsort zum Zielort dort einzutragen, wo nach der Empfehlung der Pilot Charts gesegelt werden sollte. Entlang dieses Sollkurses betreibt man dann Windnavigation, sprich man richtet sich mit dem Cross Track Error (XTE) (siehe: Kapitel 6 «Satelliten-Navigation») einen Korridor ein, in welchem man dann gegen oder vor dem Wind kreuzt.

Ein wichtiger Planungsfaktor ist die voraussichtliche Ankunftszeit (Reisedauer). Es wäre ein Fehler mit einer zu hohen Durchschnittsgeschwindigkeit zu kalkulieren. Man sollte also zur Sicherheit immer mit einem Zeitzuschlag zwischen 10 und 30% rechnen. Je länger die Passage ist und je stabiler die Windverhältnisse sind, desto geringer kann die Reserve ausfallen. Rechnet man für die Atlantiküberquerung mit einer Dauer von 20 Tagen, sollte eine Reserve von 2 – 4 Tagen ausreichen. Rechnet man mit «easterly waves» muss man wesentlich mehr Reserve einbauen. Um Zeitvorgaben einigermaßen zuverlässig einhalten zu können, gilt die Regel: In der Hälfte der Zeit müssen Drei-Viertel der Strecke bewältigt sein.



Wetterabhängigkeit der menschlichen Leistungsfähigkeit

Die in diesem Kapitel beschriebenen Wetterabläufe wirken sich auf das körperliche, geistige und seelische Empfinden aus. Die Biotropie beschäftigt sich mit den Zusammenhängen zwischen Wetterlagen und der menschlichen Leistungsfähigkeit. Als Skipper müssen wir die Wetterempfindlichkeit der Crewmitglieder als Sicherheitsfaktor vor Augen haben. Eine Warmluft-zufuhr erzeugt erfahrungsgemäss eine spürbare Befindens- und Leistungsverschlechterung. Anhand des Frontendurchganges eines Tiefdruckgebietes in den gemässigten nördlichen Breiten kann man die «Befindensphasen» gut beschreiben:



Phase	Wetterlage	Auswirkungen
1 und 2	Hochdrucklage	Im Winter bei Inversionslage: Atembeschwerden, Rheuma Im Sommer bei Schwüle: Abnehmende Aktivität
2	Hochdruck-Westseite	Erste Befindensstörungen (Vorfühligkeit), Abnahme geistiger Aktivität
3 und 4	Aufkommender Wetterumschlag	Depressionen, Schwindelanfälle, Infarkte, Leistungstief (Maximum der Unfälle)
5 und 6z	Vollzogener Wetterumschlag	Krampfartige Schmerzen, Koliken, erhöhter Blutdruck, Epilepsien, gesteigerte Risikobereitschaft = erhöhtes Unfallrisiko
6	Übergang zu Hochdruckwetter	Abnahme der Befindensstörungen, anregender Zustand

Interessant ist in diesem Zusammenhang auch die Beeinflussung des Temperaturempfindens durch Wind (siehe dazu Seite 11) und relativer Luftfeuchtigkeit. Letzteres wird durch den sogenannten Hitzeindex (HI) beschrieben. Eine hohe Lufttemperatur wirkt in Kombination mit einer hohen Luftfeuchte, wie man sie besonders in tropischen Luftmassen antrifft, belastend auf den Körper. Sie behindert nachweislich die Thermoregulation durch die Verdunstungskühlung auf der Haut des Körpers mittels Schweißabsonderung, beeinträchtigt so das subjektive Wohlbefinden und erhöht objektiv die Gefahr eines Hitzeschadens.

US-Heat Index (Metrische Version)

		Temperatur (°C)																
		27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43
Relative Luft- feuchte (%)	40	27	28	29	30	31	32	34	35	37	39	41	43	46	48	51	54	57
	45	27	28	29	30	32	33	35	37	39	41	43	46	49	51	54	57	
	50	27	28	30	31	33	34	36	38	41	43	46	49	52	55	58		
	55	28	29	30	32	34	36	38	40	43	46	48	52	55	59			
	60	28	29	31	33	35	37	40	42	45	48	51	55	59				
	65	28	30	32	34	36	39	41	44	48	51	55	59					
	70	29	31	33	35	38	40	43	47	50	54	58						
	75	29	31	34	36	39	42	46	49	53	58							
	80	30	32	35	38	41	44	48	52	57								
	85	30	33	36	39	43	47	51	55									
	90	31	34	37	41	45	49	54										
	95	31	35	38	42	47	51	57										
100	32	36	40	44	49	54												

Vorsicht
 Erhöhte Vorsicht
 Gefahr
 Erhöhte Gefahr

Literaturverzeichnis:

Buckley, Bruce; Hopkins, J. Edward; Whitaker, Richard: Wetter – Wissen neu erleben, BLV Verlag 2005, München

Brauner, Ralf; Herrmann, Boris; Nafzger, Hans-Jörg: Wetter auf See, DSV-Verlag 2014, Bielefeld

Bock, K.-H.; Dentler, F.U.; Erdmann, H.; Kresling, A.; Seifert, W.: Meteo-Seminar für Segler Teil 1 und 2, Eigenverlag 2015

Deutscher Wetterdienst (DWD): Homepage und Schriften

Meteo Schweiz - Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie: Homepage und Schriften