

Exkursions-Bericht: Maritime Meteorologie

Institut für Meteorologie und Klimatologie
Leibniz Universität Hannover

24. bis 28. Mai 2010





Teilnehmer

Veranstaltendes Institut:

Institut für Meteorologie und Klimatologie
Gottfried Wilhelm Leibniz Universität Hannover

Herrenhäuser Str. 2
30419 Hannover

Teilnehmer:

Prof. Günter Groß
Dr. Micha Gryschka

Ludwig Bensing
Lennart Böske
Hendrik Brast
Alexandra Bröker
Sonja Drüke
Alina Fiehn
Kathrin Graw
Tobias Gronemeier

Robert Günther
Fabian Hoffmann
Katrin Hundeshagen
Esther Quadflieg
Dörte Röhrbein
Theresa Rösner
Manuela Sauer
Melanie Schneider
Hannes Schulz
Maren Weismüller



Inhaltsverzeichnis

Teilnehmer	3
Inhaltsverzeichnis	4
Vorwort	5
Route	6
Wetterbeobachtungen	7
Wetterlage während der Segelexkursion	7
Wettertabelle	8
Wetterkarten	9
Verpflegung	11
Segelschiffe	13
Schiffsroutenberatung	16
Lagerraum	18
Geographie	21
Klima	23
Klimawandel	26
Beobachtungen	28
Beaufort	30
Landseewind	33
Wasserhaushalt	35
Meeresströmung	37
Meeresströmungsmessung	40
Gezeiten	43
Seegang	45
Sturmflut	47
Meereis	49
Vereisung	52
Framdrift	54
Impressionen	56

Vorwort

Dies ist der Exkursionsbericht der Segelexkursion 2010. Er soll die vielen Erlebnisse und Impressionen festhalten, die wir während unserer Fahrt mit der Twister in der dänischen Inselwelt erlebten.

Am 24. Mai 2010 brachen wir zu unserem Segelabenteuer auf der Ostsee auf. Nach einer entspannten Zugfahrt von Hannover nach Kiel erreichten wir um 20 Uhr unser wichtigstes Utensil der Fahrt: Die Twister. Dieser lilafarbene Zweimastschoner, der im Hafen der Kieler Förde lag, wurde in jener Woche unser stolzes Zuhause. Wir schlossen die Twister mit ihren schneeweißen Segeln und den hochglanzpolierten Holzpaneelen schnell in unser Herz.

Das Oberste Kommando auf dem Schiff hatten Kapitän Andrej und Matrose Andreas. Alle befolgten ihre Anweisungen, auch – oder besonders gern – wenn es etwas unkonventioneller hieß: „Kopf in die Kuhlschrank!“

Es dauerte nicht lang bis die ersten Fachbegriffe der Schifffahrt verinnerlicht waren, so dass „Zwei Man an die Schot!“ oder „Du bedienst die dritte Hand!“ völlig geläufige Anforderungen wurden.

Der erste Segeltag versprach windig zu werden. Darüber war die Freude sehr groß – es wurde jedoch, je weiter sich die Twister aufs offene Meer bewegte, etwas stiller auf dem stark schwankendem und schief liegendem Segelschiff. Bald hatte sich die Mehrheit der Besatzung am Heck versammelt, da dort das Schiff nicht so stark schaukelte. Man-

chen reichte jedoch auch das nicht, und so wurde das Schiff auch ausführlich, über die Reling gebeugt, von außen begutachtet. Als wir am Abend die dänische Insel Ærø erreicht hatten war bei allen die Erleichterung groß.

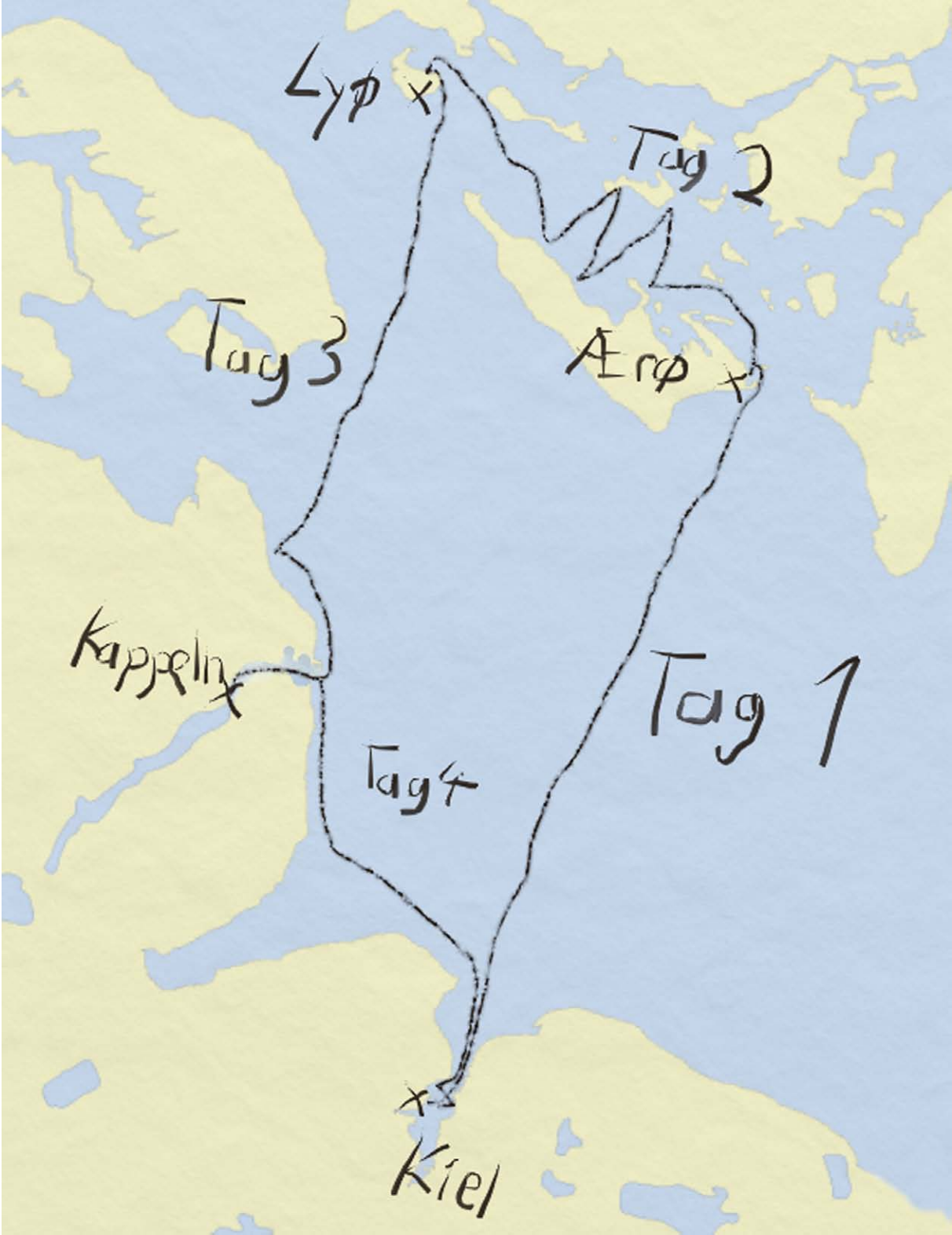
Die nächsten Tage waren nicht mehr so windig und so ging es etwas gemütlicher zu. Alle Häfen und Städte die wir mit der Twister ansteuerten begeisterten uns mit ihrem verschlafendem Charme oder touristischen Attraktionen, wie z.B. der Museumshafen in Kappeln. Lagen wir dann sicher in einem der schönen Häfen, so wurde gemeinschaftlich gekocht, gespeist, gespielt, gesungen und viel gelacht. Doch erst nach getaner Arbeit.

Auf der Tagesordnung standen neben Segel Hissen das gemeinschaftliche Lauschen von Seminarvorträgen, die jeder Exkursionsteilnehmer vorbereitet hatte. Des Weiteren wurden mehrmals täglich meteorologische Messungen durchgeführt und jeden Vormittag um 11 Uhr von einer Gruppe der Seewetterfunk gehört, um im Anschluss die Wetterkarte zu analysieren.

Insgesamt war es eine eindrucksvolle Woche auf der Twister, die wir mit einer tollen Truppe erlebten! Vielen Dank an unsere Begleiter Dr. Micha Gryschka und Prof. Günter Groß, die uns diese unvergessliche Exkursion ermöglichten.

Das Layout-Team

Route



Wetterbeobachtungen

Wetterlage während der Segelexkursion

Während unserer Segelexkursion auf der Ostsee beobachteten wir das Wetter mit folgenden Instrumenten: Handanemometer, schiffgeigetes Wasserthermometer in 3m Wassertiefe, Aßmann-Aspirationspsychrometer, Kompass zur Bestimmung der Windrichtung und Dosenbarometer. Unser mitgebrachtes Wasserthermometer war für die Messung während der Fahrt nicht geeignet, da es zu leicht war und dadurch während der Fahrt an der Wasseroberfläche hinterher gezogen wurde statt unterzutauchen. Die Messungen der Windrichtung und Windstärke sind stark mit Fehlern behaftet, da sinnvolle Windmessungen nur auf der Mastspitze durchgeführt werden können, wir aber nur die Möglichkeit hatten uns an Deck eine möglichst unbeeinflusste Messstelle zu suchen. Messungen wurden um 10, 12, 14 und 16 Uhr durchgeführt. Am Dienstag wurde nur eine Messung abends im Hafen durchgeführt, da es Dienstag sehr windig war und die dadurch bedingte zarte Konstitution der Segler keine Messungen zuließen. Mit Hilfe des Seewetterberichts wurden die Wetterdaten in die Bodenwetterkarten eingetragen und diese dann analysiert. Durch die dadurch bedingten lückenhaften Bodendaten war die großräumige Analyse der Wettersituation schwierig, ist aber trotzdem gut gelungen. Das Wetter während unserer Segelexkursion verlief folgendermaßen:

Am Dienstag um 6:00 UTC lag ein Hochdruckgebiet von über 1015hPa über Schottland. Der Kern dieses Hochdruckgebietes verlagerte sich im Laufe der Woche über die Nordsee nach Südosten Richtung Polen. Am Dienstag wurden wir stark von einem über Südostschweden liegenden Tief und der dazugehö-

rigen Okklusionsfront beeinflusst. Der Winde wehte mit Beaufort 7, in Böen 8 (laut Seewetterbericht), wiederholt traten Schauer auf. Das Tief zog im Laufe der Nacht nach Nordosten ab und wir gelangten am Mittwoch unter den Einfluss des Hochdruckgebietes über Schottland, welches sich über die Nordsee verlagert hatte. Der Wind wehte morgens noch mäßig und nahm dann im Laufe des Tages ab. Er wehte aus Nordwest, wobei der Wind nachmittags so schwach wurde, dass Segeln nicht mehr sinnvoll erschien und die letzte Stunde der Fahrt bis zum Hafen mit Hilfe des Motors zurückgelegt wurde. Es herrschte leichte Bewölkung mit Cumuli und Cirren. Am Donnerstag verlagerte sich das Hochdruckgebiet weiter nach Südosten und lag mit seinem Kern über der Grenze zwischen Deutschland und Polen. Es bildete sich ein kleiner Hochdruckkeil über Jütland aus, in dessen Einfluss der Wind in unserem Segelrevier auf Nordost drehte und nur schwach wehte. Abermals herrschte Bewölkung mit Cirren und Cumuli mediocris, die sich im Laufe des Tages zu Cumulonimben calvus entwickelten. Am Donnerstagabend entwickelten sich aus der konvektiven Bewölkung Schauer. Am Freitag gelangten wir dann auf der Rückseite des nach Polen abgezogenen Hochs in den Einfluss eines über der Nordsee entstandenen schwachen Tiefs, dessen Okklusionsfront mittags über unser Segelrevier zog. Der Wind frischte dadurch im Laufe des vormittags auf, wehte aus südlichen Richtungen und drehte mit Durchzug der Front auf westliche Richtungen. Schauer traten in der rückseitig kühleren Luft dann glücklicherweise erst nachmittags nachdem wir bereits im Kieler Hafen lagen auf.

Wettertabelle

Datum	MESZ	Luft- temp. [°C]	Feucht- temp. [°C]	Luft- druck [hPa]	Wind v [kn]	Wind- richtung [°]	Schiffs- kurs [°]	Schiff v [kn]	C_L^\dagger	C_M^\dagger	C_H^\dagger	Be- deck- ung	Wasser- temp. [°C]	Markante Wetter- erscheinungen
25.05	18:40*	12,2	8,0	1009,0	6,8	290	-	0,0	1	3	0	2	-	
26.05	10:00	9,6	6,9	1010,0	15,7	290	280	5,5	1	0	5	2	10,0	
	12:00	10,0	7,0	1010,0	10,3	290	270	6,3	1	0	5	2	10,0	
	14:00	11,2	7,0	1010,5	2,0	340	48	1,5	2	1	5	6	9,0	
	16:15*	13,4	8,4	1009,5	4,5	190	-	0,0	2	1	5	6	10,5	
27.05	10:00	10,2	8,0	1009,0	4,2	170	170	5,7	2		5	4	9,0	
	12:00	11,8	8,8	1009,0	3,1	280	200	3,4	3		1	2	9,0	
	14:15	11,4	9,0	1009,0	0,3	230	237	0,6	3		5	2	9,0	
	16:00	11,7	8,2	1009,0	3,3	140	270	7,7	3		1	3	9,0	
28.05	10:00	12,4	9,2	1015,0	8,2	230	180	7,1	1		5	5	9,0	feuchter Dunst
	12:30	13,4	10,0	1015,0	5,2	210	155	5,7	3			6	10,0	

†: nach Synopschlüssel

*: im Hafen aufgenommene Werte

Wetterkarten

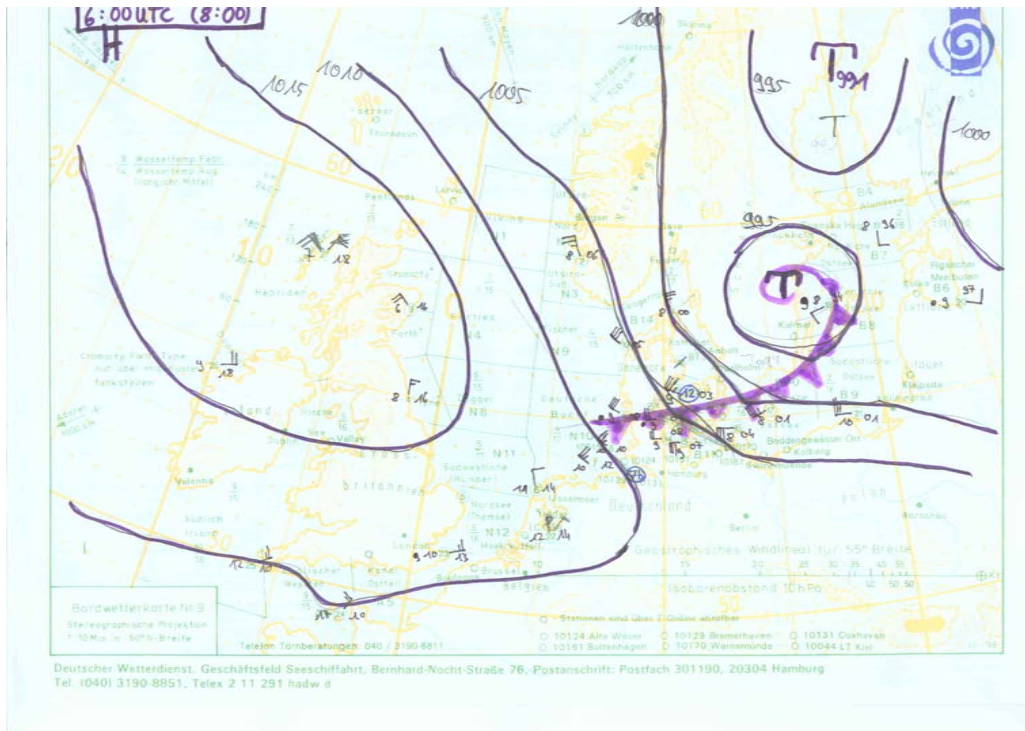


Abbildung 1: Di 25.05.10, 6:00 UTC, Boden

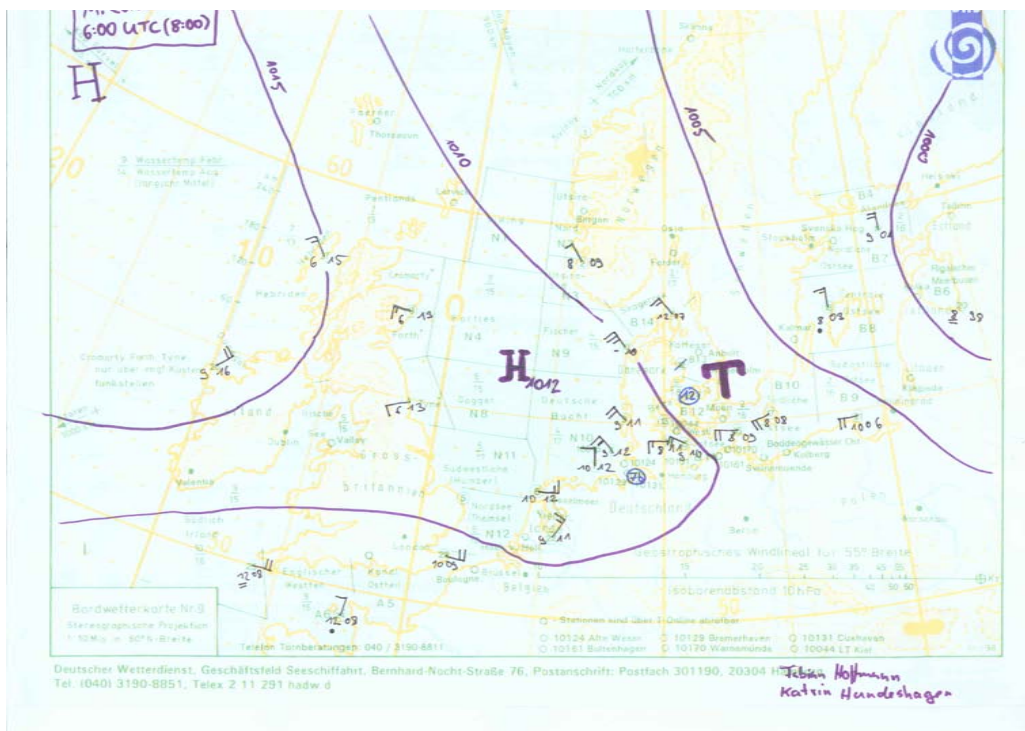


Abbildung 2: Mi 26.05.10, 6:00 UTC, Boden



Abbildung 3: Do 27.05.10, 6:00 UTC, Boden

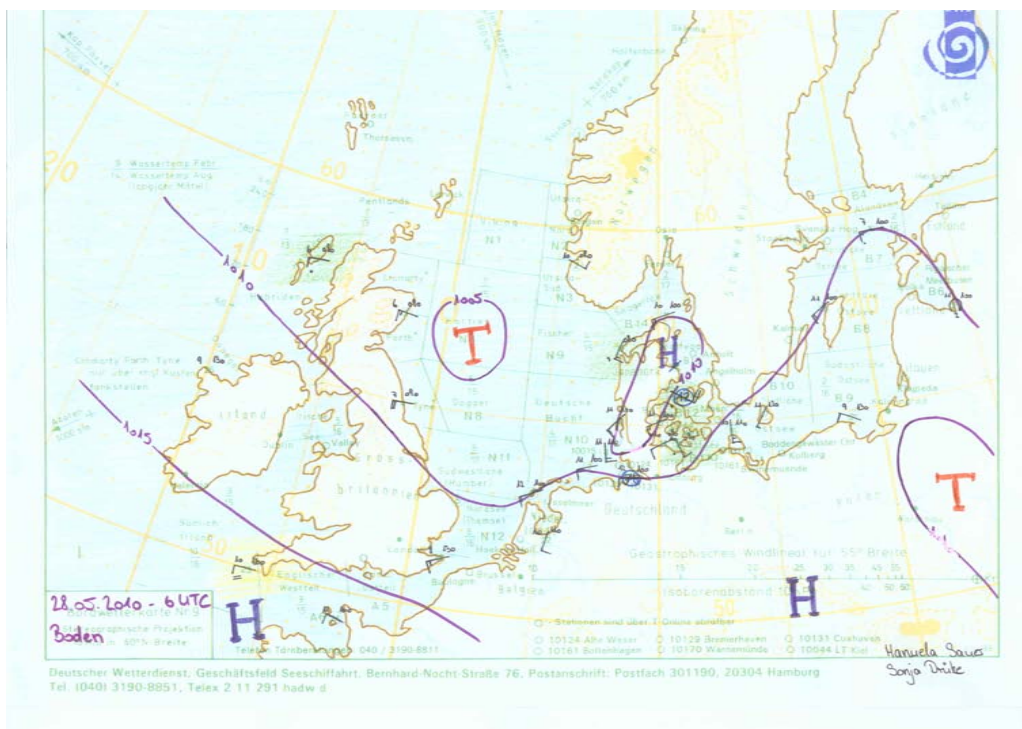


Abbildung 4: Fr 28.05.10, 6:00 UTC, Boden

Verpflegung

Dienstag, 25.05.2010

Vorspeise:
Pizzasuppe

Hauptgericht:
Fisch in Sahnesoße mit Kartoffelbrei und grünen Bohnen

Nachtisch:
Schokopudding, Apfelmus, Pfirsichfüllung der Blätterteigtaschen



Mittwoch, 26.05.2010

Vorspeise:
Tomate-Mozzarella an Basilikum und Öl

Hauptgericht:
Putenbrust in Zwiebel-Sahne-Soße mit Reis und Kaisergemüse

Nachtisch:
Obstsalat mit Vanillequark



Donnerstag, 27.05.2010

Vorspeise:
Tomatensuppe

Hauptgericht:
Nudel-Gemüse-Auflauf mit Schinkenstreifen und als Beilage: Salat

Nachtisch:
Erdbeer-Bananen-Milchshake garniert mit einer Physalis



täglich

ausgiebiges Frühstück und dem Wetter entsprechendes Mittagessen



Segelschiffe

Geschichte

Die ersten Segelschiffe mit einem Mast und einem Rahsegel wurden bereits vor über 7000 Jahren, so lässt es sich aus den Zeichnungen auf Totenurnen aus Luxor ableiten, von den Ägyptern genutzt. Mit ihnen wurden Frachten über den Nil, das Mittelmeer und das Rote Meer transportiert. Die Griechen und Phönizier entwickelten diese Segelschiffe weiter zu Lastschiffen mit geräumigem Rumpf und zu Galeeren, die auch gerudert werden konnten. Auch die Römer verwendeten solche Segelschiffe, doch bildeten sie in der Aufstellung der römischen Infrastruktur nur eine untergeordnete Rolle.

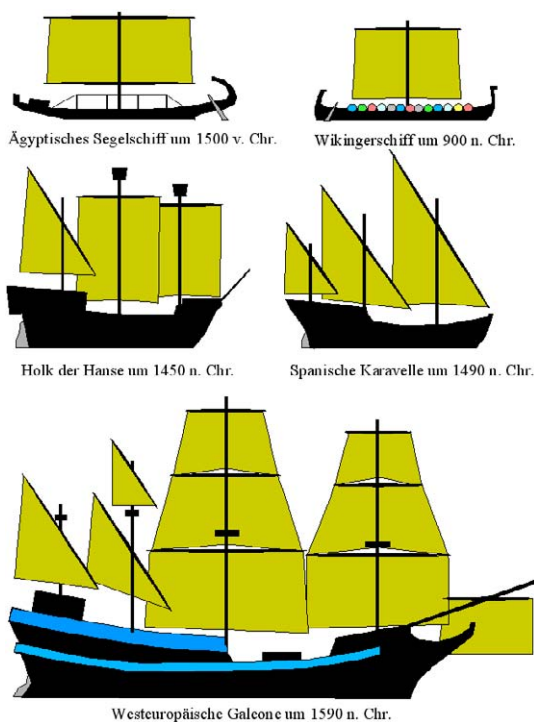


Abb. 1: Zeitliche Entwicklung der Segelschiffe

Das Wikingerlangschiff, das aus den Langschiffen der Angelsachsen mit einem Mast und einem Rahsegel entwickelt wurde, zeichnete sich durch den schlanken doppelendigen Rumpf und eine funktionsfähige Takelage aus. Da mit diesen Schiffen Geschwindigkeiten von bis zu 20 Knoten erreicht wurden, konnten die Wikinger bei ihren Überfällen den Überraschungs-

effekt ausnutzen. Aus den breiteren, offenen Handelsschiffen der Wikinger entstanden die Hansekoggen, die ebenfalls nur einen Mast hatten und das Rückgrat des Handels bildeten. Die nächste Entwicklungsstufe bildeten die Zwei- und Dreimaster, die gegen Ende des Mittelalters sowohl in Spanien und Portugal (Karavelle, mit denen Kolumbus und Magellan ihre Entdeckungsreisen unternahmen) wie auch im Norden (Holk) gebaut wurden. Im 17. und 18. Jahrhundert wurden Schiffe mit verfeinerten Besegelungen und größerem Tiefgang entwickelt. Diese konnten auch höher am Wind gesegelt werden. Der Windjammer, als der neueste Segelschiffstyp (seit etwa 1850), wurde durch die manövrierbareren und schnelleren Dampf- und Motorschiffe abgelöst, so dass Segelschiffe heute in den meisten Regionen ein reines Freizeitvergnügen sind.

Aufbau der Segelschiffe

Segelschiffe bestehen im Wesentlichen aus einem oder mehreren Rümpfen, den Segeln und dem Rigg. Der **Rumpf** wird entweder aus Stahl, Aluminium, glasfaserverstärktem Kunststoff oder Holz hergestellt und hat an der Unterseite meistens ein Kiel oder ein Schwert, mit dem die Abdrift des Schiffes verringert und die Stabilität erhöht werden soll.

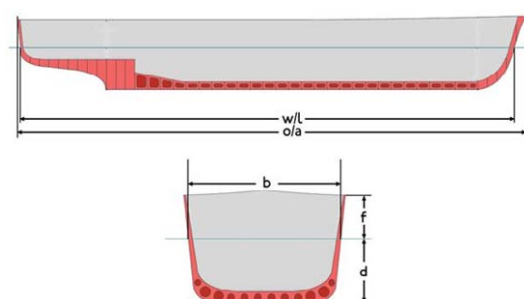


Abb. 2: Größen, die den Rumpf beschreiben

Zur Beschreibung des Rumpfes dienen die Größen „Länge der Wasserlinie“ w/l , „Breite der Wasserlinie“ b , „Länge über alles“ o/a , „Tiefgang“ d und „Freibord“ f . Die Länge der Wasserlinie trennt das Über- vom Unterwasserschiff, ist abhängig von der Beladung und

beeinflusst die Geschwindigkeit des Schiffes. Der Zusammenhang wird über die Froude-Zahl $F_n = \frac{v}{\sqrt{g \cdot w/l}}$ beschrieben.

Segel werden anhand der Segelgrößen- und -formen und ihrer Bedeutung unterschieden. Das bereits von den Ägyptern, Griechen, Römern und Wikingern verwendete Rahsegel ist ein rechteckiges Segel, das quer zur Mittschiffsebene am Mast angeschlagen wird. Mit Rahsegeln können besonderes bei achterlichem Wind (bei Vorwindkursen) hohe Geschwindigkeiten erreicht werden.

Alle anderen Segelformen werden unter dem Oberbegriff Schratsegel zusammengefasst. Schratsegel werden in Längsschiffsrichtung angesetzt und mit ihnen ist ein Segeln am Wind (schräg gegen den Wind - max. 45°) möglich. Zu den bekanntesten Segelunterformen gehören das Hochsegel (früher: Bermudasegel) - es ist dreieckig, wird an einem Mast oder einem Stag gefahren und unten von einem Baum aufgespannt - und das Gaffelsegel, das trapezförmig ist und oben durch ein Rundholz gehalten wird. Weitere Segelformen sind zum Beispiel das Lateinersegel, Luggersegel und Sprietsegel.

Früher wurde für die Segel Baumwolle verwendet, heute bestehen sie zumeist aus Polyestergewebe oder bei Regattaschiffen auch aus Aramidfasergeweben.

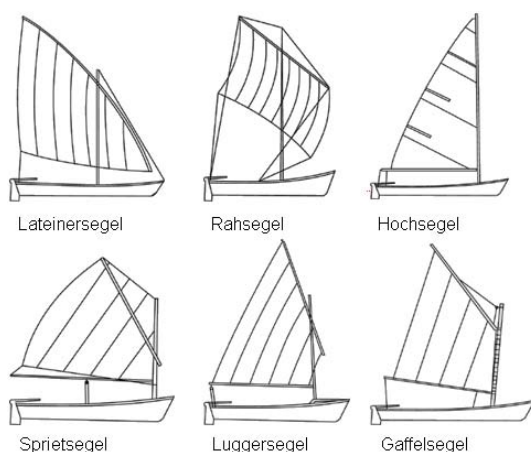


Abb. 3: verschiedene Segelformen

Mast, Baum, das stehende sowie das laufende Gut zählen zu dem **Rigg**, auch Takelage genannt. Der Hauptmast heißt immer Großmast

(das daran befestigte Segel heißt dementsprechend Großsegel) und er ist meist auch der größte. Bei einem Dreimaster zum Beispiel werden die Masten von vorne nach hinten mit Fock-, Groß- und Kreuzmast bezeichnet.

Unter dem stehenden Gut versteht man das Tauwerk, das zumeist aus Stahldraht besteht und den Mast hält. Es wird zwischen Stage - sind in der Längsschiffsrichtung verankert und halten so den Mast nach vorne und hinten - und Wanten - das stehende Gut in der Querschiffsrichtung - unterschieden. Alles Tauwerk, das zum Einstellen der Segel dient, wird als laufendes Gut bezeichnet. Insbesondere gehören Fallen - zum Setzen und Bergen der Segel verwendet - und Schoten, mit denen die Stellung des Segels zum Wind verändert werden kann, hierzu.

Segelschiffstypen

Segelschiffe werden nach ihrer Takelungsart (Masten, Rundhölzern, stehendes und laufendes Gut, Tauwerk und Beschlüge) unterschieden. Zum Beispiel:

Ketsch: Die Ketschtakelung besteht aus 2 Masten und aus mindestens 3 Segeln. Während der große vordere Mast das Großsegel und die Vorsegel trägt, hält der hintere Mast (Besanmast) nur das kleinere Besansegel. Alle Segel, Bäume und Masten liegen innerhalb der Konstruktionswasserlinie.

Kutter: Der Kutter hat immer nur einen Mast, aber trägt 3 Segel, wobei die beiden Vorsegel immer kleiner sind als das Großsegel. Das vorderste Segel heißt Klüver und das innere Fock.

Schoner: Ein Schoner hat mindestens zwei Masten. Der vordere (genannt Vor- oder Fockmast) ist kürzer als (manchmal auch gleich groß wie) der hintere Mast und führt Segel, die meistens über die Konstruktionswasserlinie herausstehen. Es werden unterschiedliche Segel benutzt.

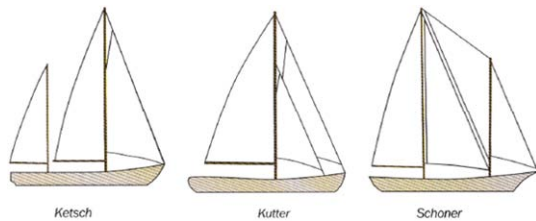


Abb. 4: verschiedene Segelschiffstypen

Physikalische Grundlagen

Neben dem Winddruck auf das Segel, der das Schiff quasi schiebt, sorgt auch die Luftströmung um das Segel für einen Antrieb. Die Gegenkraft ist hauptsächlich die Reibung des Wassers am Schiffsrumpf und zu einem vernachlässigbar kleinen Teil der Luftwiderstand. Bei achterlichem Wind - also auf Vorwindkurs oder Raumwindkurs - ist der primäre Antrieb der Winddruck ($q = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot v^2$). Dabei setzen die Segel dem Wind einen Widerstand entgegen und die Kraft, die auf die Segel wirkt, wird über den Mast auf den Schiffsrumpf übertragen, so dass der Rumpf gegen den Widerstand des Wassers mit dem Wind bewegt wird. Die Rahsegel nutzen diesen Effekt besonders gut aus.

Schratsegel sind bei Amwindkursen von Vorteil, da sie sich strömungstechnisch wie Tragflächen eines Flugzeuges verhalten. Durch die Wölbung (Bauch) des Segels umströmt die Luft die Leeseite des Segels schneller als die Luft auf der Luvseite, so dass auf der Leeseite ein Unter- und auf der Luvseite ein Überdruck entsteht. Dieser Druckunterschied bewirkt eine senkrecht auf dem Segel stehende Kraft, die zum Teil in den Vortrieb und zum Teil in Abdrift nach Lee und in Krängung des Schiffes umgesetzt wird. Der Schräglage des Schiffes steht unterhalb der Wasseroberfläche mit dem Kiel und dem Unterwasserschiff ein Widerstand entgegen, so dass der Kiel einen großen

Beitrag zur Stabilität des Schiffes beiträgt. Der Anstellwinkel, der Winkel zwischen Segel und Wind, bestimmt die Größe des Vortriebes. Bei zu kleinen Winkeln fängt das Segel zu flattern (killen) an und bei zu großen Winkeln bricht der Vortrieb in sich zusammen. Die Geschwindigkeit des Segelschiffes kann also durch das Trimmen - das Einstellen des richtigen Winkels - entscheidend beeinflusst werden.

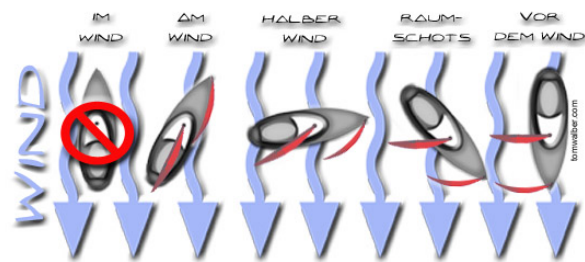


Abb. 5: Kurse zum Wind

Die Stabilität eines Schiffes ist die Fähigkeit eine Krängung auszugleichen und eigenständig in die aufrechte Lage zurückzufinden. Dabei wird zwischen der Formstabilität - die Rumpfform sorgt für den Ausgleich - und der Gewichtsstabilität - ein Gewichtskiel erzwingt die Rückkehr in die aufrechte Lage - unterschieden.

Quellen

- **Drüke, C.**, 2010: Segelschiffe, persönliche Mitteilung
- **Overschmidt, H. und Gliewe, R.**, 2000: Sportbootführerschein, Binnen Segel, Motor, Delius Klasing Verlag, Bielefeld
- **Schult, J.**, 2001: Seglerlexikon, Delius Klasing Verlag, Bielefeld

Schiffsroutenberatung

Bei allen Seereisen spielt das Wetter eine entscheidende Rolle für den Erfolg der Unternehmung.

Heutzutage wird mehr als die Hälfte des Güterumsatzes auf dem Seeweg umgeschlagen. Die Kosten sind meist deutlich niedriger als für den Land- oder Luftweg. Durch eine Optimierung der Schiffsroute können die Transportkosten noch weiter gedrückt werden.

Natürlich erstellt der Deutsche Wetterdienst Vorhersagen für Wind und Seegang für alle Meere. Steht die Reiseroute schon fest kann man sich also informieren und so Maßnahmen wie z.B. die Umschiffung von „Schlechtwettergebieten“ ergreifen.

Eine Schiffsroutenberatung beginnt aber schon während der Planungsphase. Dann geht es darum, mögliche Transportrouten aus klimatologischer Sicht zu begutachten und auszuwählen. Hierbei geht es darum folgende Faktoren zu optimieren:

- Fahrtzeit
- Brennstoffverbrauch
- Sicherheit für Schiff und Ladung
- besondere Randbedingungen (Wellengang, Küstennähe,...)

Um eine Aussage über die Nutzbarkeit einer speziellen Schiffsroute für ein geplantes Unternehmen machen zu können, werden je nach individuellem Auftrag unterschiedliche meteorologische und ozeanographische Parameter in die Begutachtung einbezogen.

Am häufigsten kommen dabei folgende Größen in Betracht:

- vorherrschende Windrichtung
- Häufigkeit von Schwachwind, Starkwind oder Sturm/Orkan
- Beeinflussung des Schifffahrtsweges durch tropische Wirbelstürme

- kennzeichnende Wellenhöhe und Periode des Seegangs
- Dünungslaufrichtung
- Richtung und Stärke der Oberflächenströmung sowie deren Beständigkeit

Wichtigste Grundlage der meteorologischen Schiffsroutenberatungen sind weltweite, mit Modellen berechnete Wind- und Seegangsprognosen. Dazu werden die globalen und regionalen bis zu 7-tägigen Wind- und Seegangsvorhersagen des Deutschen Wetterdienstes sowie die bis zu 10-tägigen Prognosen des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage genutzt. Seegangsmessungen von Satelliten als Eingangsdaten für die Modellrechnungen machen die Prognosen noch zuverlässiger.

Um die maximal erreichbare Geschwindigkeit sowie den Brennstoffverbrauch zu berechnen wurde in Zusammenarbeit mit der Hamburgischen Schiffbau-Versuchsanstalt GmbH ein Algorithmus zur Simulation des Schiffsverhaltens im Seegang entwickelt. Damit können für ein Schiff, dessen Eigenschaften hinreichend bekannt sind, die im Seegang und Wind auftretenden Zusatzwiderstände und die Gefahren für Schiff und Ladung vorhergesagt werden.

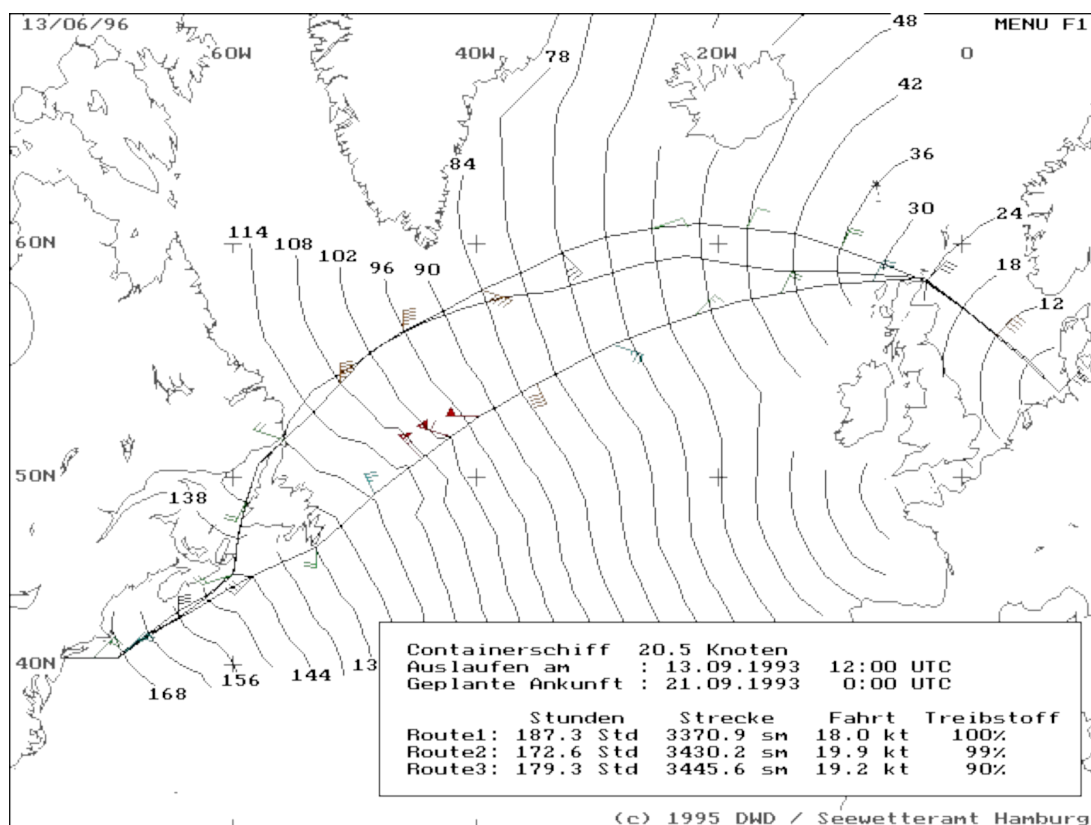
All dies führt dazu, dass unter Berücksichtigung spezieller Rahmenbedingungen und besonderer Gefahren auf dem Seeweg die wirtschaftlichste Route gefunden werden kann. Eine solche Einschätzung ist immer auf den individuellen Einzelfall zugeschnitten und kann normalerweise nicht verallgemeinert werden.

Das Isochronenverfahren

Um den optimalen Schiffsweg zwischen Start und Ziel zu ermitteln benutzt das deutsche Seewetteramt das Isochronenverfahren. Isochronen sind Linien gleicher Erreichbarkeit

(erreichbar in der gleichen Zeit). Um den Startpunkt wird die erste Isochrone ermittelt. Hierbei müssen Reibung an Wind und Wellen als Funktion der Schiffsgeschwindigkeit und der Zeit berücksichtigt werden. Als Randbedingungen sind die maximale Motorlast des Schiffes und die Stabilität der Schiffslage, bzw. das Eintauchen des Schiffsbüchs in den Wellengang zu berücksichtigen. Von jedem zeitoptimalen Punkt der Isochrone wird ein neuer Fächer an möglichen Reisewegen ausgedehnt. Dies wird

solange wiederholt bis der Seeraum zwischen Start und Ziel ausgefüllt ist. Vom Ziel wird dann derjenige Punkt auf der letzten Isochrone gesucht, der in der kürzesten Reisezeit zu erreichen ist. Von diesem Punkt werden hintereinander die Punkte auf den vorangegangenen Isochronen bestimmt, so dass die Verbindungslinie die Strecke der kleinsten Reisezeit darstellt. Es kann auch nach minimalem Treibstoffverbrauch oder minimalem Risiko optimiert werden.



Weitere Angebote des Seeamtes des Deutschen Wetterdienstes:

- Klimagutachten für Seegebiete und Schiffsrouten
- Gutachten über Wetter- und Seeverhältnisse
- Performance-Analysen
- Laderaum-Meteorologische Gutachten und Beratungen
- Wetterinformationen in Schadensfällen

- **Baugirdis, C.**, 26.06.2008: DWD Klimastatusbericht 2007; Klimatologische Routenberatung: Begutachtung und Optimierung von Transportrouten für die Seeschifffahrt ozeanweit
- **Das Wetter auf See**, (o. J.): http://www.dwd.de/bvbw/appmanager/bvbw/dwdwwwDesktop;jsessionid=TX2VMVLXJdPvcQzDZGvLbn28N9H3JZc6G3h2JT1TZxTY5qJPwcS3!2071381297!-663063509?_nfpb=true&_pageLabel=_dwdwww_spezielle_nutzer_schiffahrt&activePage=&_nfls=false, 13.06.2010

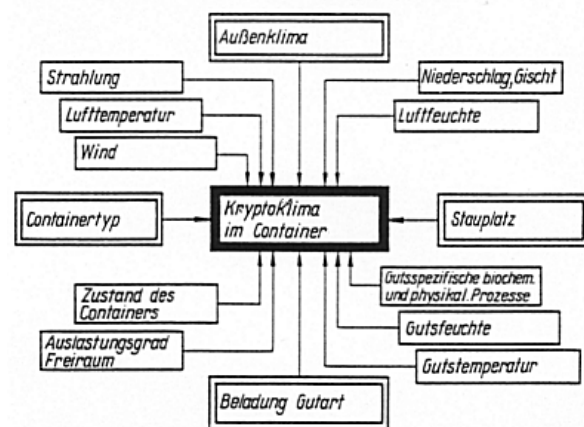
Lagerraummeteorologie

Die Laderaummeteorologie untersucht die thermodynamischen Vorgänge in der Luft des Laderaums sowie ihre Wechselbeziehungen zur Ladung, zum Schiffskörper und zu den meteorologischen Faktoren außerhalb des Laderaums, deren Veränderung infolge einer Ortsveränderung des Schiffes, sowie die Möglichkeit der Beeinflussung dieser thermodynamischen Vorgänge durch Lüftungseinrichtungen. An Ladungen können aufgrund ihrer physikalischen, chemischen oder/und biologischen Eigenschaften Schäden oder auch Qualitätsminderungen entstehen. Unter anderem sind dies zum Beispiel Verderb, Feuchteempfindlichkeit, hygroskopische Eigenschaften (d.h. in Wechselwirkung zwischen Wassergehalt und relativer Luftfeuchte befindliche Waren), Geruchsempfindlichkeit, Zerbrechlichkeit, Schädlingsempfindlichkeit oder ungewöhnliche Dimensionen und Massen. Laderaummeteorologisch sind der Einfluss der Veränderung der Temperatur und die Feuchte der Außenluft durch die Ortsveränderung des Schiffes von großer Bedeutung, dabei unterscheidet man den klimabedingten Anstieg und den Rückgang der Temperatur. Nur durch die richtige Wahl der Containerisierung und gute Erkenntnisse über die betreffenden Waren können Schäden oder Qualitätsbeeinträchtigungen weitgehend minimiert werden. Die Quellen für die Schweißwasserbildung in einem Container sind

- der Wasserdampfgehalt der Luft im Container
- der Wasserdampfgehalt der durch Lüftung zugeführten Luft
- der Wassergehalt der Ladung selbst
- der Wassergehalt von Verpackung, Beipack und Garnier
- Regenschauer während des Ladens
- Eindringen von außen bei beschädigten Containern.

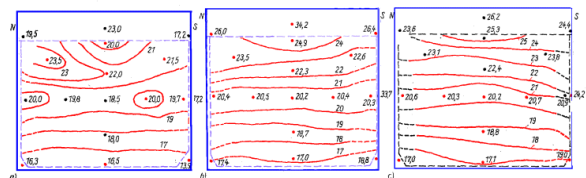
Kondensation tritt auf, wenn der Taupunkt größer gleich der Temperatur ist. Am stärksten

sind die Decken der Container betroffen, die zudem auch dazu neigen, dass trotz Strahlungseinfluss am Tage keine Abtrocknung erfolgt wie man es zum Beispiel an den Wänden beobachten kann. Allgemein kann man sagen, dass die Klimaentwicklung im Container entscheidend von dem Außenklima beeinflusst wird. Darüber hinaus gibt es noch zahlreiche andere Faktoren, die auf das Kryptoklima einwirken, wie die nachfolgende Graphik illustriert.



Einflussgröße aller Parameter auf das Kryptoklima (Kleinklima) im Container

Das nachfolgende Bild zeigt die Messwerte von Luft- und Warentemperaturen zu verschiedenen Tageszeiten in einem mit Weißzucker beladenen Container an einem Strahlungstag im Juni a) um 06:00 Uhr, b) um 14:00 Uhr und c) um 18:00 Uhr.



Man erkennt, dass sich die Temperatur im Inneren des Ladungsstapels nur sehr zögernd an die neue Außentemperatur anpasst. Zusätzlich hängt es von der Art der Verstaung ab. Wenn die Ladung so dicht verpackt wird, dass die Raumluft nicht mehr frei zirkulieren kann, hat das eine noch geringere Anpassung an die Außentemperatur und eine nicht gegebene

Möglichkeit zur Abführung von Wasserdampf zur Folge. Temperaturschwankungen der Containerwände und der Luft im Container beeinträchtigen in hohem Maße die Warentemperatur.

Wenn man von geschlossenen Standardcontainern ausgeht, gibt es drei Hauptbildungsprozesse von Schweißwasser:

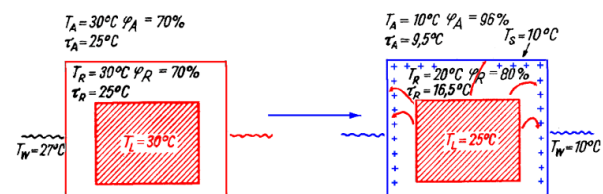
1. Containerschweiß: Bildung bei klimabedingtem Rückgang der Temperatur
2. Ladungsschweiß: Bildung bei klimabedingtem Anstieg der Temperatur
3. Containerschweiß bei Strahlungswetter

Besonders vegetabile Waren stellen eine Schweißwasserquelle dar, da sie sich durch ihren eigenen Anteil an Wasser ihr eigenes Kryptoklima erschaffen. Durch hohe Temperaturen und niedriger relativer Feuchte werden diese Waren veranlasst Wasserdampf abzugeben. Je größer der Wassergehalt einer Ware, desto geringer ist die Temperatur-Taupunkt-Differenz und desto größer ist die Gefahr der Kondenswasserbildung. Der Wasserdampf kondensiert schließlich an den durch nächtliche Ausstrahlung kalten Containerwänden und an der Decke. So haben zum Beispiel auch hygroskopische Waren, wie kristalline Waren (Salz, Zucker etc.), Getreide, Gewürze, Genussmittel (Kaffee, Kakao, Tabak, Tee), die Eigenschaft, ihren Wassergehalt zu ändern. So nehmen sie bei hoher relativer Feuchte Wasserdampf auf und bei niedriger relativer Luftfeuchte ab. Bei geringer Ladungspflege sammelt sich das Kondenswasser an der Decke bis es schließlich heruntertropft und so zu einer Qualitätsminderung führen kann. Um herabtropfendes Schweißwasser aufzufangen, bietet sich die Möglichkeit, das Auslegen einer Plastikplane mit einem Kondenswasserreservoir. Häufig wird die Ladungsoberfläche auch einfach mit Papiergarnier bedeckt.

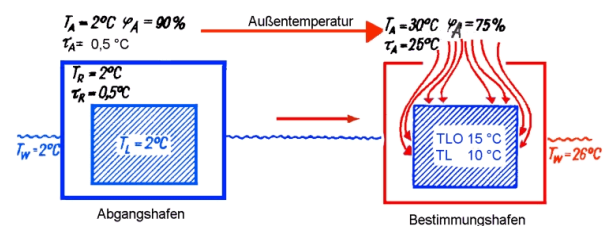
Besonders wichtig ist es aber, bei einer Reise mit klimabedingtem Anstieg die Ware zu kühlen und bei klimabedingtem Rückgang der Lufttemperatur soviel wie möglich zu lüften. Der Sinn des Lüftens besteht darin, die Ladung an herrschende Temperatur- und Feuch-

teverhältnissen an ihrem Bestimmungsort anzupassen. Sobald der Unterschied der Außentemperatur, der Laderaumtemperatur und der Ladungstemperatur selbst zu groß wird, bildet sich Schweiß.

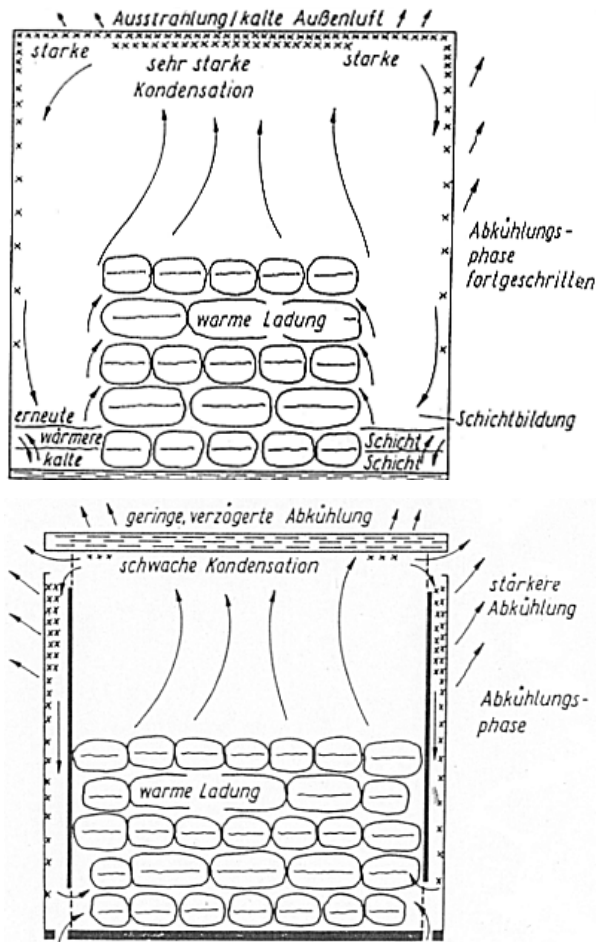
Deshalb ist es unablässig, die Ladung so zu erwärmen, dass sie am Ziel eine höhere Temperatur aufweist als die Taupunkttemperatur der Außenluft. Hat die Ladung eine Temperatur, die unter der Taupunkttemperatur liegt, kommt es unmittelbar beim Öffnen des Containers zur Schweißwasserbildung. Damit die Aufgabe des Lüftens entfällt, werden zum Beispiel hygroskopische Waren „containertrocken“ eingepackt. Das Bild zeigt Veränderungen der Außenwerte bei zunehmender Temperatur.



Bei klimabedingtem Rückgang müssen die vegetabilen Waren abgekühlt werden, da sie durch ihre Eigenwärme vermehrt Wasserdampf abgeben, was eine Schweißwasserbildung zur Folge hat.



Um eine Zirkulation innerhalb des Containers zu erzielen, werden auch häufig ventilierete Container eingesetzt. Im Bodenbereich der Luke wird Frischluft zugeführt und im oberen Bereich wieder abgesaugt, sodass eine Kondensation im Bereich der Containerdecke weitestgehend verhindert werden kann.



Im oberen Bild ist ein Standardcontainer zu sehen, der nicht belüftet wird. Bei sinkenden

Temperaturen kann sich der Taupunkt der Luft innerhalb des Containers nur langsam der Außentemperatur angleichen. Die Temperaturen an den Containerwänden reagieren aber sehr schnell auf äußere Gegebenheiten, wodurch sehr starke Kondensation unterhalb der Decke und an den Wänden auftritt. Abschließend kann man sagen, dass mit geeigneter Wahl von Containern und Verpackungen die Güter weniger Qualitätseinschränkungen ausgesetzt werden.

Quellen

- Scharnow U., 1970: Laderaummeteorologie, VEB Verlag für Verkehrswesen, Berlin, 1-45
- Gesamtverband der Deutschen Versicherungswirtschaft e.V., (o. J.): http://www.containerhandbuch.de/chb/scha/index.html?chb/scha/scha_10_03_07.html, 08.06.2010
- Tnansport-Informations-Service: Fachinformationen der deutschen Transportversicherer, (o. J.): <http://www.tis-gdv.de/tis/container/klima/klima.htm>, 08.06.2010

Geografische Lage und Entstehung der Ostsee

Geografische Lage



Abb. 1: Karte der Ostsee

Die Ostsee erstreckt sich von ihrem westlichsten Punkt in der Höhe Skagen-Göteborg bei 11° östlicher Länge und 58° nördlicher Breite südwärts in der Meerenge, dem Kattegat, zwischen Dänemark und Schweden bis hin zum dänischen Seeland. Ostwärts, entlang der deutschen Küste bis Rostock, im Norden durch die Südspitze Schwedens abgegrenzt, erstreckt sich die Beltsee. Der südlichste Punkt der Ostsee liegt in der Höhe von Stettin bei 14°O und 52°N . Östlich davon verläuft entlang der polnischen, litauischen, lettischen und estländischen Küste bis zur Südspitze Finnlands und entlang der östlichen Küste Schwedens der Hauptteil der Ostsee.

Der östlichste Punkt der Ostsee befindet sich bei St. Petersburg an der russischen Küste bei 30°O und 60°N . Die Meerenge zwischen der Nordküste Estlands und der Südküste Finnlands bis nach St. Petersburg wird als „Finnischer Meerbusen“ bezeichnet. Im Norden zwischen Finnland und Schweden erstreckt sich der „Bottnische Meerbusen“ bis hin zum nördlichsten Punkt der Ostsee bei 24°O und 67°N .

Die Entstehung der Ostsee

Die Ostsee ist aus geologischer Sicht ein sehr junges Meer. Ihre Entstehungsgeschichte begann mit dem Abschmelzen der Gletscher im Gebiet der heutigen Ostsee nach dem Ende der jüngsten Eiszeit, der Weichseleiszeit vor ca. 15.500 Jahren. Es entstand eine stark gegliederte Becken- und Schwellenlandschaft.

Für den Verlauf der Ostsee-Entwicklung sind drei Prozesse von Bedeutung:

1. Eustatische Meeresspiegelveränderung
2. Isostatische Meeresspiegelveränderung
3. Sedimentdynamisch bedingte Küstenveränderung

Eustatische Meeresspiegelveränderung

Eustatische Meeresspiegelveränderungen beschreiben die global wirkenden Veränderungen der Wasservolumina. Verantwortlich werden dafür die klimatischen Veränderungen gemacht, die am Ende einer Vereisungsperiode eine globale Erwärmung verursachen. Während der letzten Eiszeit war so viel Wasser in den Gletschern gebunden, dass der Meeresspiegel zur Zeit der letzten Eiszeit 100 - 120 m tiefer lag, als der heutige Meeresspiegel.

Isostatische Meeresspiegelveränderungen

Isostatische Meeresspiegelveränderungen werden durch die hohe Auflast der Gletscher auf die Erdkruste hervorgerufen. Die hohe Auflast hat ein Einsinken der Erdkruste in die darunter befindlichen quasiflüssigen Bereiche des Erdmantels zur Folge. Im Gegenzug dazu führt ein Abschmelzen der Eiskappen zu einem Wiederanstieg des Erdmantels. Diesen Vorgang bezeichnet man als isostatischen Hebungsvorgang, welcher besonders im Bereich Skandinaviens zu beobachten ist. Somit heben sich die Landmassen noch heute 8 mm pro Jahr an der Westküste des Bottnischen Meerbusens. Das Ausmaß der Hebung nimmt mit

wachsender Entfernung von der Region ab, bis hin zur „statischen Nulllinie“. Im Bereich der „statischen Nulllinie“ ist eine Hebung der Landmassen nicht mehr messbar. Die Nulllinie verläuft etwa vom Fischland ost-südöstlich zum Oderhaff. In Gebieten südwestlich dieser Linie ist ein Absinken der Landmassen festzustellen, in Gebieten nordöstlich eine Hebung.

Sedimentdynamisch bedingte Küstenveränderungen

Sedimentdynamische Küstenveränderungen beschreiben das Abtragen oder die Neubildung von Küstenbereichen durch Wellen- und Strömungstätigkeiten. Hierdurch entstand im Bereich der heutigen Ostsee eine sedimentbedingte Ausgleichsküste.

Alle drei Prozesse trugen zur Entstehung der Ostsee bei.

Die Entstehung

In den folgenden Bildern sind die verschiedenen Phasen der Entstehung der Ostsee abgebildet.

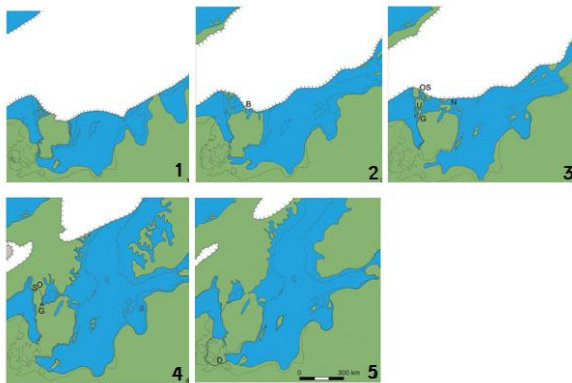


Abb. 2: Entstehung der Ostsee

Auf Bild 1 ist zu erkennen, dass sich vor ca. 15.500 Jahren im südlichen Ostseeraum vor der im Rückzug befindlichen Gletscherfront ein Stausee gebildet hat.

Etwa 3300 Jahre später wurde ein starkes Absinken des Wasserspiegels um ca. 25 m verzeichnet. Die Ursache dafür, so wird vermutet, liegt darin, dass das Eis des Gletschers im südlichen Mittelschweden, im Bereich Billingen,

einen Weg in Richtung Kattegat freigab und somit ein Ausgleich des Meeresspiegels zur Nordsee stattfand (Bild 2).

Zwischen 12.200 Jahre und 10.800 Jahre vor heute ist in Bild 3 die „Yoldia-Meer-Phase“ dargestellt. Diese Phase wurde nach der Salzwasser-Muschel „Yoldia arctica“ benannt, die in Meeresablagerungen gefunden wurde. Ihr Auftreten beweist, dass das Ostseebecken damals zeitweise mit dem Atlantik verbunden war. Ein isostatischer Anstieg Schwedens verursachte bis 10.800 vor heute eine Verengung der Verbindung zwischen Kattegat und Ostseebecken (Bild 4) und es kam zu einer erneuten Stauung des Ostseebeckens. Diese Phase der Ostsee nennt man Ancyclus-See-Phase, benannt nach der Süßwasserschnecke „Ancyclus fluviatilis“. Im Laufe der Zeit konnte ein Rückgang des Wasserspiegels festgestellt werden, was auf eine erneute Öffnung der Verbindung Kattegat-Ostseebecken schließen ließ.

In dem Zeitraum von 10.200 Jahre bis 9000 Jahre vor heute kam es zu keinem neuen Anstauen. Aber auch ein Einstrom salzhaltigen Wassers blieb aus. Durch einen globalen eustatischen Meeresspiegelanstieg hob sich der Pegel des Ostseebeckens im Zeitraum von 8800 Jahre bis 8000 Jahre vor heute um rund 2,5 cm pro Jahr. Diese Phase, wie in Bild 5 dargestellt wird „Litorina-Meer-Phase“ genannt. Diese Phase ist nach der Salzwasserschnecke „Litorina litorea“ benannt. Belte und Öresund wurden überflutet und es kam zur Umgestaltung der Küstenlinien, vorallem in der südlichen und westlichen Ostsee.

Quellen

- **Lemke, W.** - **Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde**, 15.06.2005: Entstehung der Ostsee, <http://www2008.io-warnemuende.de>, 21.05.2010
- **Schlabling, C.** (o. J.): Zur Küstenmorphologie der Ostsee, <http://www.ginkgo-web.de/facharbt/ostsee/kueste.htm#Entstehung>, 21.05.2010

Klima der Ostsee

„Klima“

Klima ist die Zusammenfassung der Wettererscheinungen, die den mittleren Zustand der Atmosphäre an einem bestimmten Ort der Erdoberfläche charakterisiert, repräsentiert durch die statistischen Gesamteigenschaften (Mittelwerte, Häufigkeit extremer Ereignisse, Andauerwerte u.a.) über eine genügend lange Periode, zum anderen aber auch der durchschnittliche Ablauf der Witterungserscheinungen innerhalb eines Jahres (nach Meyers kleines Lexikon).

Lage der Ostsee

Die Lage der Ostsee auf der Erde ist relativ weit im Norden. Sie liegt zwischen dem 54. Grad und dem 66. Grad nördlicher Breite, ihre Nordspitze reicht also fast bis an den Polarkreis. Dies entspricht der geografischen Breite der Nordspitze der Hudson-Bay oder Mittelalaska. Ihre östlichste Spitze des finnischen Meerbusens liegt bei 30°, ihr westliches Ende in Flensburg bei etwa 10° östlicher Länge.

Klimaeinteilung

Die Ostsee liegt in einem Übergangsbereich zwischen maritimem Klima im SW und kontinentalem Klima Eurasiens im NO. Nach der Geiger-Köppen Klimaeinteilung liegt die Ostsee in 2 Klimazonen (Abb. siehe unten). Der SW-Teil bis ungefähr zur Höhe Mittelschwedens und der Westküsten von Lettland und Litauen wird dem Klimatyp Cfb zugeordnet, also warm gemäßigtem Klima. Der Bereich nördlich dieser Linie liegt im Bereich der Klimazone Dfb/c, also boreales oder Schneewaldklima. Die Ostsee liegt in der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre im Bereich der Westwindzone. Daraus resultiert ein ständiger Zustrom feucht-kühler Luft vom Nordatlantik und der Nordsee, die dem südwestlichen Teil der Ostsee einen stark maritimen Charakter verleiht. Im nordöstlichen Teil der Ostsee schwächt sich dieser Einfluss der Westwindströmung vor allem durch die blo-

ckierende Wirkung des norwegischen Gebirges und den damit verbundenen Stau- und Austrocknungseffekten am Gebirge stark ab. Besonders im Winter wird das Klima hier durch den Einfluss des über Sibirien entstehenden Kältehochs deutlich kontinentaler. Der baltische und finnische Meerbusen frieren regelmäßig zu. Im südwestlichen Teil der Ostsee dominiert ganzjährig atlantisches Tiefdruckwetter, das mit kühl und windig charakterisiert werden kann.

Luftdruck

Der Luftdruck über der Ostsee ist über das Jahr stark variabel auf Grund der eben angeführten Witterungsverläufe. Im Mittel lässt sich aber die Luftdruckverteilung im Jahr in bestimmte Abschnitte mit vorherrschenden Druckverteilungen einteilen. So besteht im Winter ein starkes Druckgefälle zwischen dem Islandtief und dem Alpenraum. Dieses wird im Frühjahr durch Abbau des hohen Drucks im Süden und Druckanstieg im Norden geschwächt. Im Sommer herrschen i.A. geringe Luftdruckgegensätze, wobei im Norden stets die geringsten Gegensätze zu finden sind.

Wind

Aus den Druckvariabilitäten resultiert, dass die höchsten Windgeschwindigkeiten im Dezember mit durchschnittlich 7-9 m/s und die niedrigsten im Frühjahr bis Frühsommer, also Mai und Juni, mit 4-5 m/s zu finden sind. Dabei treten auf der Ostsee alle Windrichtungen auf, wobei W bis SW am häufigsten vorkommt. Im Winter herrschen im nördlichen Teil überwiegend östliche Winde. Der windschwächste Raum ist dabei der SO-Teil. Besonders im Bereich der westlichen Ostsee mit seinen vielen Inseln kommt es zu Trichter- und Düseneffekten, die auch zu einer Verstärkung der allerdings selten auftretenden Sturmfluten bei NO-Winden führen.

Temperatur

Sowohl die Jahresmitteltemperaturen als auch die jährliche Schwankungsbreite der Temperaturen weisen eine große Spannweite auf. Während in Kiel eine Jahresmitteltemperatur von 8,5°C gemessen wird ist es in Haparanda, in der Nordspitze des bottnischen Meerbusens, nur 1,2°C. Die Temperaturschwankungen der Tagesmitteltemperatur zwischen Sommer und Winter liegen im SW bei ca. 16 K, im N bei 26 K.

Bewölkung und Sonnenscheindauer

Die mittlere Bewölkung weist im Jahresverlauf bedingt durch den wechselhaften Witterungsverlauf eine hohe Variabilität auf. Im SW liegt die mittlere Bedeckung im Jahresdurchschnitt bei 6/8, im NO bei 4/8. Daraus resultiert eine mittlere Jahressonnenscheindauer von durchschnittlich 4-6 Stunden. Dabei ist der wolkenärmste Monat der Juni mit 8-11 Sonnenstunden, der sonnenärmste Monat ist der Dezember mit durchschnittlich nur 0,8 Sonnenstunden. Entsprechend ist das Minimum der relativen Luftfeuchte im Juni, das Maximum im Dezember anzutreffen. Im Jahresdurchschnitt liegt die relative Feuchte bei 75-90 %.

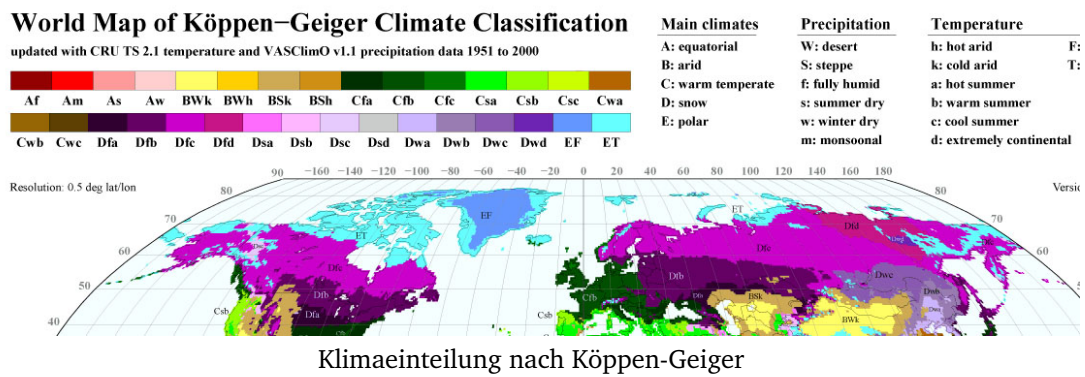
Niederschlag

Die mittlere Niederschlagsmenge liegt zwischen 400 und 800 mm im Jahr. Dabei liegen die trockeneren Bereiche im nördlichen Teil der Ostsee. Das Niederschlagsminimum ist dabei im Spätwinter (Februar und März) zu verzeichnen. Das Niederschlagsmaximum findet man Mitte Juli. Neben großräumigen Wettersystemen ist die Ostsee selbst für kleinräumigere Phänomene verantwortlich. So wirkt das noch kalte Wasser der Ostsee im Frühjahr stabilisierend und schwächt die Fronten durchziehender Tiefs ab. Im Herbst dagegen entstehen durch das noch warme Wasser oft

schwache Tiefausläufer. Die gleiche Ursache haben auch die sogenannten Ostseezyklone, die hauptsächlich im Winter in der südlichen Ostsee nach starken Kaltlufteinbrüchen entstehen. Diese greifen dann „blizzardartig“ auf die Küste Norddeutschlands über. Sie können dann schwere winterliche Unwetter in der Küstenregion verursachen.

Wassertemperatur und Eisbildung

Wie die Lufttemperatur ist auch die Wassertemperatur großen jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen. Das Maximum tritt dabei im Juli auf. Im südwestlichen Teil der Ostsee erreicht die Wassertemperatur dabei Temperaturen von 16-18°C, während Wassermassen in der nördlichen Ostsee nur 12-15°C erreichen. Im Winter friert die Ostsee von Norden und Osten beginnend zu. Mit erster Eisbildung ist hier bereits Mitte bis Ende November zu rechnen. Die Ausdehnung des Ostsee-Eises ist von Jahr zu Jahr sehr verschieden. In milden Winter friert nur der nördliche Teil des bottnischen Meerbusens zu, während im sehr strengen Wintern auch nahezu die komplette Ostsee zufrieren kann. In normalen Durchschnittswintern liegt die südliche Eisgrenze ungefähr auf Höhe einer Linie Stockholm, Ålandinseln, Tallin. In den übrigen Gebieten tritt zumindest zeitweise eine Küstenvereisung auf. Die Eisdicken in der nördlichen Ostsee erreichen im Mittel 80 cm und bis 50 cm im Bereich der Ålandinseln. Das Küsteneis an der deutschen Ostseeküste kann mit 20-40 cm mächtig werden. Die Länge der Vereisung der nördlichen Ostsee hängt von der Strenge des Winters ab. Während der finnische Meerbusen und der südliche Teil des bottnischen Meerbusens meist Mitte April wieder eisfrei sind, kann sich das Eis im nördlichen Teil des bottnischen Meerbusens bis Ende Mai, in strengen Wintern auch bis Anfang Juni, halten.



Quellen:

- Rheinheimer (Hrsg.), 1996: Meereskunde der Ostsee, Springer Verlag, Berlin
- Meyers kleines Lexikon Meteorologie,

1987: Allgemeine Meteorologie, Meyers Lexikonverlag Mannheim

- Magaard und Rheinheimer, 1974: Meereskunde der Ostsee, Springer Verlag, Berlin

Klimawandel und Meeresspiegelanstieg

Klimaveränderung

Als Klimaveränderung versteht man eine Veränderung des Klimas auf der Erde über einen längeren Zeitraum. Seit der Entstehung der Erde verändert sich das Klima permanent. Hierbei kann eine Klimaveränderung beispielsweise eine tendenzielle Abkühlung oder Erwärmung der Oberflächentemperatur über Jahrtausende bezeichnen. Angemerkt: Auch Eiszeiten oder die globale Erwärmung sind Klimaveränderungen. Erstere werden auf natürliche und letztere auf menschliche Einflüsse zurückgeführt.

Natürliche Klimaveränderungen

Als treibende Kraft für den energetischen Antrieb verantwortlich steht die Sonne an erster Stelle. Hierbei können Schwankungen der Sonnenaktivität auftreten. Dies geschieht meist im unsichtbaren Spektralbereich. Sonnenwinde variieren auch stark. Sie sind elektrisch geladene Teilchen. Dieses Plasma verformt sowohl das Magnetfeld der Sonne, sowie das der Erde. Des Weiteren schleudern Sonnenflecken große energiereiche Partikel ins All. Das alles lässt sich unter dem Begriff Sonnenzyklus zusammenfassen. Ein Sonnenzyklus dauert etwa 11 Jahre.

Ein weiterer wissenschaftlich anerkannter Punkt ist die Thematik der Kontinentaldrift. Unter Kontinentaldrift versteht man die Bewegung der Landmassen. Land kann an den Polen eine höhere Reflektivität an Sonnenstrahlen verursachen als Wasser. Dies führt zu einer lokalen Abkühlung, wodurch die Temperaturen sinken und Eis entsteht. Dieses Eis hat eine noch höhere Reflektivität. Es kommt zu einer positiven Rückkopplung. Die Temperaturen sinken weiter und das Eis breitet sich immer weiter Richtung Äquator aus. Damit sinkt jedoch der Meeresspiegel, was zu weniger Niederschlag und auch weniger Eisbildung führt. Diese sich selbst verstärkende Abkühlung kommt erst dann zur Umkehr, wenn der CO₂-Gehalt der Atmosphäre stark ansteigt.

Dies kann durch die hier zuletzt genannte natürliche Klimaveränderung passieren.

Der Vulkanismus: Große Vulkanausbrüche schleudern enorme Menge an Staub und Gas in die Atmosphäre. Hierbei kann es zur Abkühlung oder auch zur Erwärmung kommen. Manche Gase reflektieren die Sonnenstrahlen in der Stratosphäre. Die Folge ist eine Abkühlung. Zu einer Erwärmung kann es kommen, wenn große Menge CO₂ in die Atmosphäre geschleudert werden. Es kommt zum natürlichen Treibhauseffekt. Des Weiteren kann ein Ausbruch während einer globalen Eiszeit die Absorption der Sonnenstrahlung stark erhöhen, wenn sich große Mengen an Ruß auf dem Eis verteilen.

Globale Erwärmung

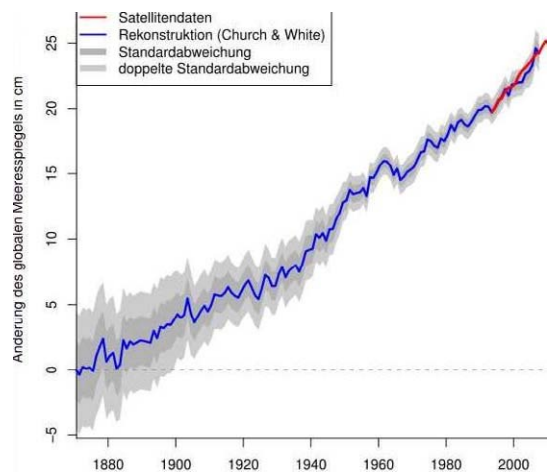
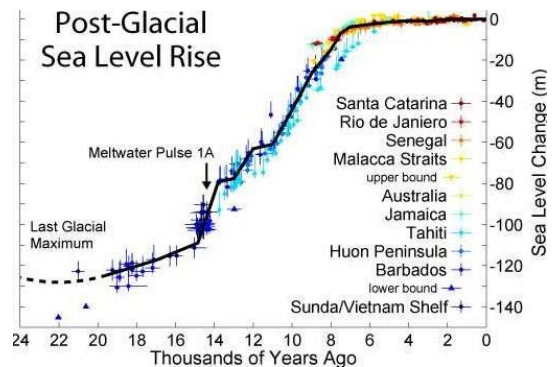
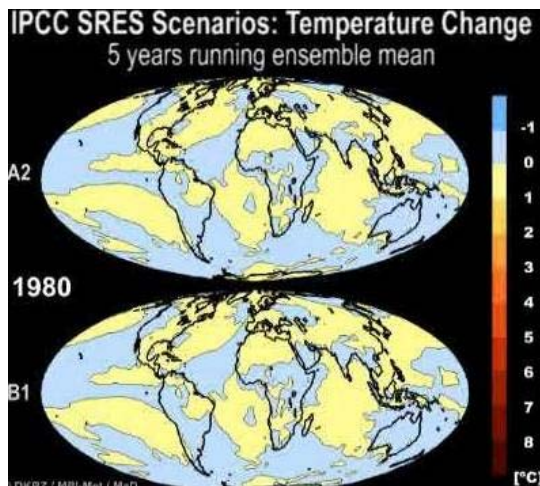
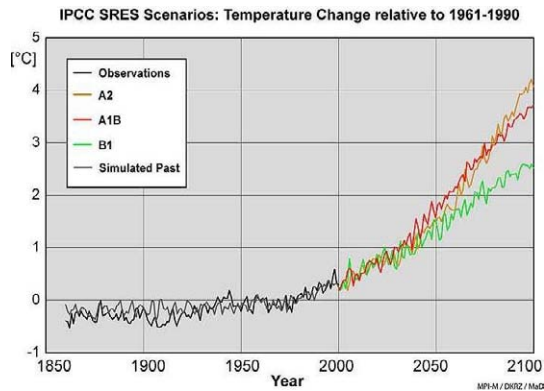
Als globale Erwärmung bezeichnet man den in den vergangenen Jahrzehnten beobachteten Anstieg der Durchschnittstemperatur der erdnahen Atmosphäre und der Meere sowie deren künftig erwartete Erwärmung. Gerundet hat sich die Lufttemperatur in Bodennähe in den letzten 100 Jahren um 1 °C erhöht, wobei hier große Fehler beinhaltet sind. Gegenwärtig ist hierfür die Verstärkung des natürlichen Treibhauseffektes durch menschliches Einwirken sehr wahrscheinlich die Ursache. Die Erwärmung entsteht durch Verbrennung fossiler Brennstoffe, durch umfassende Entwaldung sowie durch Land- und Viehwirtschaft. Dadurch wird das Treibhausgas Kohlendioxid sowie weitere Treibhausgase wie Methan und Lachgas in der Atmosphäre angereichert, sodass weniger Wärmestrahlung von der Erdoberfläche in das Weltall abgestrahlt werden kann.

Meeresspiegelanstieg

Seit Mitte des 19. Jahrhunderts ist ein deutlicher Anstieg des Meeresspiegels zu beobachten, der allein im 20. Jahrhundert bei etwa 17 cm gelegen hat. Seit 1993 steigt der Meeresspiegel um durchschnittlich 3,2 mm pro Jahr.

Eine Ursache ist wahrscheinlich die globale Erwärmung. Zum einen kommt es durch die Aufheizung der Ozeane zur thermischen Expansion des Wassers, das folglich mehr Volumen einnimmt. Zweitens führen gestiegenen Temperaturen zum Verlust von Landeis in Form von Gletschern und Eisschilden. Die säkularen Effekte (Geodynamik oder eine Gegenbewegung zur „kleinen Eiszeit“ um 1850) ist im Detail noch ungeklärt. Langfristig ist eine Veränderung der globalen Durchschnittstemperatur um 1 °C mit einem sich ebenfalls verändernden Meeresspiegel um 10 bis 20 m verbunden. In der Geschichte der Erde durchlief der Meeresspiegel große Schwankungen. Zum letzten Mal war die Erde vor 35 Millionen Jahren ganz frei von polaren Eiskappen. Der Meeresspiegel war damals knapp 70 Meter höher als heute. Vor 3 Millionen Jahren war die Nordhalbkugel eisfrei, das mittlere Klima war rund 2 bis 3 °C wärmer als heute und der Meeresspiegel lag 25 bis 35 m höher.

Diagramme



Quellen

- **Klimaveränderung**, 10.06.2010, <http://de.wikipedia.org/wiki/Klimaver%C3%A4nderung>, 20.06.2010
- **Meeresspiegelanstieg**, 15.06.2010, <http://de.wikipedia.org/wiki/Meeresspiegelanstieg>, 20.06.2010
- **Hauf, T. - Klimatologievorlesung**, SS 2009, <http://www.muk.uni-hannover.de/download/restricted/studium/Klimatologie/>, 20.06.2010

Meteorologische Beobachtungen auf See

Geschichte

Die Messungen der meteorologischen Größen beginnen im 18. Jhd., in dem erstmals Barometer und Thermometer auf Schiffen eingesetzt wurden. Später, nachdem die Beaufort-Skala eingeführt wurde, wurden auch Windmessungen durchgeführt.

Die Notwendigkeit der Beobachtung des Wetters auf See wurde immer deutlicher, je mehr die Seefahrt kommerziellen Charakter erhielt. So wollte man genauer planen können, wann mit einer Lieferung per Schiff zu rechnen ist oder auch ob verderbliche Waren überhaupt schnell genug transportiert werden können. Militärische Aspekte haben sicherlich auch eine entscheidende Rolle in dem Streben nach besseren Kenntnissen über die Gegebenheiten auf See gespielt.

Im Jahr 1842 begann Matthew Fontaine Maury, ein amerikanischer Offizier zur See, die Wetterbeobachtungen aus den Logbüchern der amerikaischen Marineschiffe zu sammeln und eine Seekarte des Nordatlantik mit den vorherrschenden Winden und Strömungen anzufertigen, die er dann ab 1847 an Schiffe herausgab, die versprachen, regelmäßige meteorologische Beobachtungen zu machen und diese aufzuschreiben. Ab 1851 konnten mit den so gewonnenen Daten erste Segelanweisungen an Schiffe gegeben werden.

1853 wurde durch Maury auf einer internationalen Tagung in Brüssel beschlossen, dass die Marine der an der Tagung teilnehmenden Nationen verpflichtet wurde, systematische Wetterbeobachtungen vorzunehmen. Die zivile Schifffahrt wurde dazu aufgefordert ebenfalls solche Messungen zu machen, aber nicht verpflichtet.

1863 wurde dann durch Wilhelm von Freeden die Norddeutsche Seewarte in Hamburg gegründet. Dieses Amt sammelte die Beobachtungen der Schiffe, fertigte auf diesen basierend Segelanweisungen an und gab diese wieder an die Kapitäne zurück.

Die Beobachtungen wurden immer zu bestimmten Zeiten, gemessen am Sonnenstand,

durchgeführt. Beginnend mit 4.00 h wurden alle 4 Stunden Messungen vorgeschrieben (dies entsprach in etwa den Wachwechseln auf dem Schiff).

Nach Erfindung des Funk wurde ab 1927 ein regelmäßiger Funkwettermeldedienst eingeführt, sodass die Schiffe regelmäßiger und auch auf See mit den aktuellsten Daten versorgt werden konnten. Der Funkmeldedienst führte auch dazu, dass ein Datenschlüssel zur Übermittlung der Messungen auf den Schiffen eingeführt wurde. Dieser Datenschlüssel ist noch heute mit geringen Änderungen in Gebrauch.

Heute lagern im Archiv der deutschen Seewarte in Hamburg nahezu alle gesammelten Beobachtungen seit Gründung der Seewarte.

heutige Beobachtungen

Die heutigen Beobachtungen kommen auch weiterhin hauptsächlich von Schiffen. Diese sind in der VOS - Voluntary Observing Ship - Flotte zusammengefasst. Etwa 800 deutsche Schiffe sind daran beteiligt. Dabei haben sich die Mannschaften dazu bereit erklärt, regelmäßige Messungen durchzuführen.

Die verwendeten Messgeräte werden von Mitarbeitern des Hafendienstes auf den Schiffen installiert. Die Standardausrüstung besteht aus Barometer, Barograph, Schleuderpsychrometer und Wasserschöpfer. Die gemessenen Daten werden dann gleich per Satellit an den Deutschen Wetterdienst gesendet, der am Tag ca. 250.000 Daten von Schiffen erhält.

Zusammen mit den gemessenen Daten werden auch immer die Daten des Schiffs gesendet. Dies sind Daten über Route, Ladung, Tiefgang, genaue Beschreibung des Schiffsrumpfs, genaue Position der Messungen, Diese ganzen Daten helfen dabei, die Güte der Messwerte besser einzuschätzen. Ist eine Feuchtemessung z.B. in direkter Nähe zum Lüftungsschacht der Küche gemacht worden, ist diese nicht repräsentativ für die Umgebung auf dem Meer. Dieser Aufwand, die Schiffe genau zu kennen, wird betrieben, damit die Ungenauigkeiten der

Messwerte gering genug sind, um diese Daten für Klimarechnungen mit akzeptablen Unsicherheiten nutzen zu können.

Für regelmäßige Messungen und Messungen über einen langen Zeitraum vergibt der DWD auch regelmäßig Geld- und Sachpreise, eine Tradition, die schon Maury im 19. Jhd. eingeführt hatte.

ASAP:

Das ASAP (Automated Shipboard Aerological Programme) ist ein Projekt zur Vermessung der Troposphäre über dem Meer. Dazu werden auf einem Schiff Radiosondenaufstiege

durchgeführt. Zwei Messungen pro Tag werden gemacht und die Messungen der Sonde an einen auf dem Schiff befindlichen Container gesendet, dieser sendet die Daten weiter an die meteorologischen Stationen, die die Container betreuen. Drei solcher Container sind auf Handelsschiffen installiert und ein weiterer auf dem Forschungsschiff „METEOR“.

Messdaten werden außer von Schiffen auch von Bojen bzw. Treibbojen ermittelt, oder durch Satelliten- oder Flugzeugmessungen erhalten.



Abbildung 5: Standartausrüstung eines VOS

Quellen

- **Zur Geschichte der maritimen Wetterbeobachtung**, 13.02.2006: www.internetloge.de/arstzei/obs.htm, 22.05.2010

- **Deutscher Wetterdienst**, 22.05.2010: www.dwd.de (versch. Seiten), 22.05.2010
- **Vorlesung „Klimatologie“**, Prof. Dr. Th. Hauf, Wintersemester 2009/2010

Beaufort-Skala

Windstärke in Bft	Bezeichnung der Windstärke	Bezeichnung des Seeganges (Windsee)	Beschreibung	
			Wirkung an Land	Wirkung auf dem Meer
0	Windstille	völlig ruhige, glatte See	Keine Luftbewegung, Rauch steigt senkrecht empor	spiegelglatte See
1	Leiser Zug	ruhige, gekräuselte See	kaum merklich, Rauch treibt leicht ab, Windflügel und Windfahnen unbewegt	leichte Kräuselwellen
2	Leichte Brise	schwach bewegte See	Blätter rascheln, Wind im Gesicht spürbar	kleine, kurze Wellen, Oberfläche glasig
3	Schwache Brise		Blätter und dünne Zweige bewegen sich, Wimpel werden gestreckt	Anfänge der Schaumbildung
4	Mäßige Brise	leicht bewegte See	Zweige bewegen sich, loses Papier wird vom Boden gehoben	kleine, länger werdende Wellen, überall Schaumköpfe
5	Frische Brise	mäßig bewegte See	größere Zweige und Bäume bewegen sich, Schaumköpfe auf Seen	Wind deutlich hörbar; mäßige Wellen von großer Länge, überall Schaumköpfe
6	Starker Wind	grobe See	Dicke Äste bewegen sich, hörbares Pfeifen an Drahtseilen, in Telefonleitungen	größere Wellen mit brechenden Köpfen, überall weiße Schaumflecken
7	Steifer Wind	sehr grobe See	Bäume schwanken, Widerstand beim Gehen gegen den Wind	weißer Schaum von den brechenden Wellenköpfen legt sich in Schaumstreifen in die Windrichtung
8	Stürmischer Wind	hohe See	Große Bäume werden bewegt, Zweige brechen von Bäumen, beim Gehen erhebliche Behinderung	ziemlich hohe Wellenberge, deren Köpfe verweht werden, überall Schaumstreifen

9	Sturm		Äste brechen, Ziegel werden von Dächern gehoben	hohe Wellen mit verwehtem Gischt, Brecher beginnen sich zu bilden
10	schwerer Sturm	sehr hohe See	Bäume werden entwurzelt, Häuser beschädigt; selten im Landesinneren	sehr hohe Wellen, weiße Flecken auf dem Wasser, lange, überbrechende Kämme, schwere Brecher
11	orkanartiger Sturm	außergewöhnlich schwere See	Heftige Böen, schwere Sturmschäden; sehr selten im Binnenland	brüllende See, Wasser wird waagrecht weggeweht, starke Sichtverminderung
12	Orkan		Schwere Sturmschäden und Verwüstungen; sehr selten im Landesinneren	See vollkommen weiß, Luft mit Schaum und Gischt gefüllt, keine Sicht mehr

Die Beaufort-Skala in Windgeschwindigkeiten

Windstärke in Bft	Windgeschwindigkeit			Wellenhöhe (m)	
	m/s	km/h	kn	Atlantik	Nord- und Ostsee
0	0,0 - <0,5	0,0 - <1,9	0 - <1	-	-
1	0,5 - <2,1	1,9 - <7,4	1 - <4	0,0 - 0,2	0,05
2	2,1 - <3,6	7,4 - <13,0	4 - <7	0,5 - 0,75	0,6
3	3,6 - <5,7	13,0 - <20,4	7 - <11		
4	5,7 - <8,2	20,4 - <29,6	11 - <16	0,8 - 1,2	1,0
5	8,2 - <11,3	29,6 - <40,7	16 - <22	1,2 - 2,0	1,5
6	11,3 - <14,4	40,7 - <51,9	22 - <28	2,0 - 3,5	2,3
7	14,4 - <17,5	51,9 - <63,0	28 - <34	3,5 - 6,0	3,0
8	17,5 - <21,1	63,0 - <75,9	34 - <41	mehr als 6,0	4,0
9	21,1 - <24,7	75,9 - <88,9	41 - <48		
10	24,7 - <28,8	88,9 - <103,7	48 - <56	bis 20,0	5,5
11	28,8 - <32,9	103,7 - <118,5	56 - <64	bis 20,0	-
12	>32,9	>118,5	>64		

Die Beaufort-Skala

Mit der Beaufort-Skala ist es möglich Winde nach ihrer Stärke zu klassifizieren. Mit der 12-stufigen Windskala können die verschiedenen Stärken der Luftbewegungen (von 0=Windstille bis 12=Orkan), ohne Messgeräte, nach optischen Anzeichen bestimmt werden.

Die erste Skala (Anfang 18. Jhd.), nach der Windstärken bestimmt werden konnten, stammte aus dem Betrieb von Windrädern.

Diese Skalen wurden im Laufe der Zeit immer wieder verändert, keine setzte sich jedoch einheitlich durch.

Ca. 1779 erhielt Beaufort eine solche Skala und änderte sie so, dass die Windstärke anhand der Segel einer Fregatte bestimmt werden konnte. Die Skala wurde sehr wichtig zur Einstufung der Segelanweisungen auf großen Schiffen, z.B. musste ein bestimmtes Segel bei einer Stufe der Skala ausgetauscht werden. Seine Version hatte 12 Stufen von 1=Wind-

stille bis 13=Sturm. Nachdem Sir Francis Beaufort Admiral geworden war verbreitete er seine verbesserte Form der Skala an alle Interessierten. 1837 wurde die Skala im gesamten Vermessungsdienst eingesetzt und 1838 schließlich offiziell eingeführt. Erst 1906 schuf der britische Wetterdienst eine Skala, mit der Windgeschwindigkeiten anhand der Wirkung an Land bestimmt werden konnten. Dies ist die heute bekannte Beaufort-Skala.

Im Jahre 1927 änderte Peter Petersen diese Skala, sodass die Windgeschwindigkeit anhand der Wirkung des Windes auf die See bestimmt werden konnte. Die Petersen-Seegang-Skala. Dies war von Nöten, da Dampfschiffe die Segelschiffe ablösten. Seit 1970 ist vor WMO die 12-teilige Skala offiziell eingeführt. Dennoch gibt es von der Beaufort-Skala, mitsamt der Beschreibung nach phänologischen Kriterien, keine verbindliche Version. Meteorologen messen die Windgeschwindigkeit direkt mit einem Anemometer und greifen nur im Notfall auf die Beaufortskala zurück.

Leben des Sir Francis Beaufort

Sir Francis Beaufort wurde am 7. Mai 1774 in Navan (Irland) als Sohn eines irischen Landpfarrers geboren. Er starb am 17. Dezember 1857 in Hove (England).

Schon als Kind träumte er davon zur Schiff-

fahrt zu gehen. Sein Vater ermöglichte ihm das dafür nötige Studium der Astronomie. 1789, im Alter von 14 Jahren, stach er das erste mal in See und begann so seine Karriere in der Schifffahrt. Im Jahre 1806 wurde er Kapitän, 1810 dann Oberkapitän. Dies jedoch nur auf kleinen Schiffen.

1829 wurde er Hydrograph der britischen Admiralität und war somit für die Seekarten zuständig. Diese Karten galten seinerzeit als die Besten der Welt.

1848 wird er schließlich für seine hervorragenden Leistungen als Hydrograph von Königin Viktoria zum Ritter ernannt.

Im Alter von 83 Jahren stirbt Sir Francis Beaufort. In Würdigung seiner Leistungen als Kartograph wird nach seinem Tod ein Teil des Nordpolarmeeres Beaufort-See getauft.

Quellen

- **Beaufortskala - Wikipedia**, 2010:
<http://de.wikipedia.org/wiki/Beaufortskala>, 20.05.2010
- **Francis Beaufort - Wikipedia**, 2010:
http://de.wikipedia.org/wiki/Francis_Beaufort, 20.05.2010
- **Walter, P. O. - Beaufortskala und Windgeschwindigkeiten**, (o. J.):
<http://www.esys.org/wetter/beaufort.html>, 20.05.2010

Land-See-Wind

Einleitung

Der Land-See-Wind ist ein kleinräumiges Windsystem, welches regelmäßig auftritt und das Klima einer Region bestimmt.

Die Strahlungs-, Strömungsverhältnisse und die Orographie spielen dabei eine besondere Rolle.

An Tagen mit geringen großräumigen Druckgegensetzen ist im Sommerhalbjahr an der Küste ein ausgeprägter Windrichtungswechsel zwischen Tag und Nacht zu beobachten.

Tagsüber weht ein Wind von der See zum Land (Seewind) und in der Nacht ein Wind vom Land zur See (Landwind).

Ursachen

Unterschiedliche physikalische Wärmeeigenschaften von Landoberfläche und Wasser sind die Ursache des Land-See-Wind-Systems.

Seewind

Die Sonneneinstrahlung wird von Land und Wasser unterschiedlich aufgenommen. Zum einen absorbiert das Wasser mehr Strahlung als das Land, da die Albedo des Wassers kleiner ist als die der Landoberfläche, zum anderen überwiegt jedoch, dass die Sonnenenergie im Wasser in einer viel dickeren Schicht umgesetzt wird (2 - 100 m zu 1 - 2 cm). Außerdem vermischen sich kaltes und warmes Wasser fortwährend und die Wärmekapazität von Wasser ist sehr viel größer als die der Landoberfläche (4,18 kJ/(kg K) zu ca. 0,7 kJ/(kg K)). Dies hat zur Folge, dass sich die Landoberfläche am Tag 2-3 mal schneller erwärmt als die Wasseroberfläche. Über dem Wasser beträgt die Amplitude der Lufttemperatur etwa 1 K, über Land ca. 15 K. Die Luftsäule über dem Land dehnt sich stärker aus und sorgt für eine stärkere Hebung der Druckflächen. Es kommt zu einem mit der Höhe zunehmendem Druckgefälle vom Land zur See. Über dem Land befindet sich ein Höhenhoch, über dem Wasser ein Höhentief. Es

bildet sich eine Ausgleichsströmung in der Höhe und der Luftdruck am Boden über Land fällt und ist nun geringer als der am Boden über Wasser. Der Druckunterschied beträgt etwa 2 hPa und führt zum Seewind. Durch Aufsteigen der erwärmten Luft über Land und Absinken über dem Wasser entsteht eine geschlossene thermische Zirkulation.

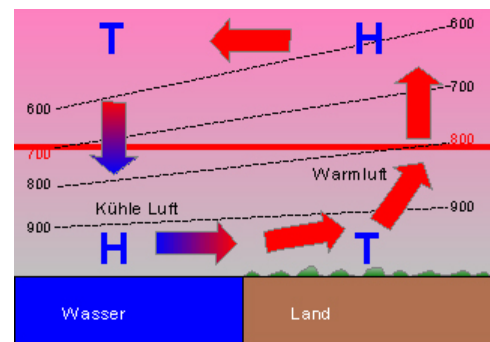


Abb. 1: Das Land-See-Wind-System am Tage

Landwind

Nachts kehren sich die thermischen Verhältnisse um und das Land kühlt sich schneller ab. Das Meer ist nun aufgrund seiner höheren Wärmespeicherung wärmer. Über dem Meer strömt die Luft in die Höhe. Vom Höhenhoch über dem Wasser strömt Luft zum Höhentief über dem Land. Es bildet sich eine zum Seewind entgegengesetzte Zirkulation aus.

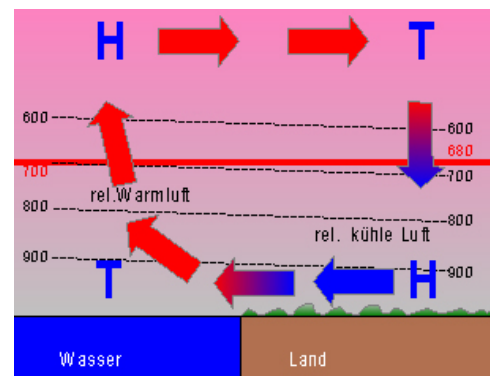


Abb. 2: Das Land-See-Wind-System in der Nacht

Eigenschaften

Abhängig von der geographischen Lage kommt es beim Seewind zu einer Divergenz über der

See, also Wolkenauflösung. Im Landesinneren sorgt die Seewindfront für Konvektion und eventuelle Niederschläge. Beim Landwind kann die feuchte konvektive Luft zu Gewitterbildung über See führen.

Diese beiden Phänomene sind beim Victoria-see durch seine große Fläche und gleichzeitig kreisrunde Form besonders stark ausgeprägt. In den mittleren Breiten erstreckt sich dieses Windsystem über ca. 10 bis 20 km ins Landesinnere. Die Windgeschwindigkeiten liegen an der Nord- und Ostsee für den Seewind bei ca. 5 bis 10 kn, am Victoriasee weht er mit bis zu 25 kn. Der Landwind erreicht wesentlich geringere Windgeschwindigkeiten, die meist nur bei 3 bis 10 kn liegen.

Wassersport

Das Land-See-Wind System ist für mehrere Formen von Wassersport von großem Reiz, kann aber auch Gefahren mit sich bringen, wenn die Rückkehr an Land erschwert wird.

Für Segler ist ein starker- und richtungsmäßig beständiger Wind meist beliebter als ein häufiger Wechsel und die Vorhersagbarkeit des Land-See-Winds erleichtert die Planung einer Route und das Kreuzen gegen den Wind.

Theorie

Die Zirkulation ist definiert als Integral entlang eines geschlossenen Weges über die Geschwindigkeit in dessen Richtung.

$$C = \oint v_s ds$$

Sie wird angewendet auf die Bewegungsgleichung unter Vernachlässigung der Corioliskraft.

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -\nabla\Phi - \frac{1}{\rho}\nabla p$$

Dies führt zur Zirkulationsgleichung.

$$\frac{dC}{dt} = \oint \frac{RT}{p} dp = - \oint RT d(\ln p)$$

Bei bekanntem Temperatur- und Druckfeld kann die rechte Seite bestimmt werden. Die geschlossene Kurve wird so gewählt, dass sie sich ausschließlich aus Wegabschnitten $p = \text{konstant}$ und $T = \text{konstant}$ zusammensetzt und man erhält:

$$\frac{dC}{dt} = R \ln \frac{p_3}{p_1} (T_3 - T_1) \begin{cases} > 0 \text{ tagsüber} \\ < 0 \text{ nachts} \end{cases}$$

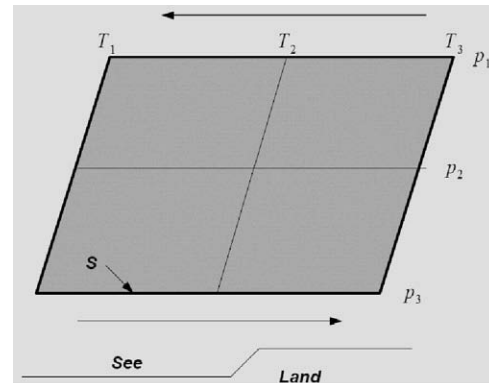


Abb. 3: Integrationskurve S und resultierende Zirkulation in einem Land-See-Windsystem. Skizziert für den Fall, dass die Landoberfläche wärmer ist als die des Wassers.

Quellen

- **Hoffmann, P.** SS 2006: Land-/Seewind Zirkulation / Viktoria See, http://www.mi.uni-hamburg.de/fileadmin/files/lehre/seminare/met_sem/06_ss/Land-See.pdf, 12.06.2010
- **Universität Kiel**, 19.05.2005: Das Land-See-Wind System, <http://www.lgi.geographie.uni-kiel.de/projekte/webmapping02/Windsysteme/LSWind/LSW.htm>
- **Voigt, T.** 17.02.2007: Land-See-Wind-Zirkulation <http://www.geo.fu-berlin.de/met/ag/trumpf/Lehre/Lehrveranstaltungen/Grenzschicht/Land-See-Wind-Zirkulation.pdf>

Der Wasserhaushalt der Ostsee

Die Ostsee ist eines der größten Brackwassermeere der Welt und ist ein Meer, dessen Wasser sich im Mittel nur etwa alle 25-35 Jahre erneuert. Die Fläche der Ostsee beträgt ca. 412560 km^2 und das Volumen ca. 21600 km^3 . Die Ostsee hat eine mittlere Tiefe von 55 m , wobei die größte Tiefe mit 460 m das Landsorter Tief südlich von Stockholm ist.

Die Hydrographie der Ostsee ist vor allem geprägt durch eine besondere Bodentopographie, Klimaeinflüsse der Region, die geringe Größe des Meeres und eine sehr kleine Verbindung zum Weltmeer. Besonders ist bei der Ostsee, dass sie eine positive Wasserbilanz aufweist, d.h. es fließt mehr Wasser aus der Ostsee ab, als einströmt. Es ergibt sich folgende Energiebilanz:

$$R + P + V + I + O = 0$$

R (Zufluss): Ca. 440 km^3 werden jährlich durch Flüsse des Einzugsgebietes zugeführt. Hierbei sind die größten Flüsse die Newa, welche in den finnischen Meeresbusen mündet, die Oder und die Weichsel. Der Zufluss weist einen deutlichen Jahresgang auf mit einem Maximum im Mai (Schneesmelze) und einem Minimum im Februar.

P (Niederschlag): Der Jahresniederschlag beträgt über die Ostsee gemittelt 545 mm und schwankt zwischen rund 400 mm über dem Bottniwiek (dem nördlichen Teil des Bottnischen Meeresbusens) und bis zu 800 mm in der Flensburger Förde. Da auf offener See in der Regel keine Niederschlagsmessungen durchgeführt werden, müssen die Messwerte aus Radardaten und Interpolation der Messungen von küstennahen Stationen gewonnen werden.

V (Verdunstung): Die Verdunstung beträgt jährlich 448 mm bzw. 185 km^3 und unterliegt einem starken Jahresgang mit einem nahezu Nullwert bei Eisbedeckung und einem Maximum im Spätsommer/Herbst. Die Verdunstung ist proportional zur turbulenten Durch-

mischung und zum vertikalen Dampfdruckgradienten. Sie wird näherungsweise mit empirischen Methoden bestimmt, wobei die turbulente Durchmischung durch den gemessenen sog. Zwei-Meter-Wind parametrisiert wird.

I (Einstrom in die Ostsee) und O (Ausstrom aus der Ostsee): In oberflächennahen Wasserschichten strömt, gemäß dem oben erwähnten Wasserüberschuss durch den Zufluss *R*, salzarmes Ostseewasser durch die Meerengen in die Nordsee. In tieferen Schichten strömt gleichzeitig schwereres (salzhaltigeres) Nordseewasser in die Ostsee hinein. Daraus ergeben sich Werte von 470 km^3 pro Jahr für *I* und 950 km^3 pro Jahr für *O*.

Die Niederschläge und das Flusswasser führen dazu, dass das Oberflächenwasser der Ostsee weniger salzhaltig d.h. ein Wasser geringerer Dichte als das Tiefenwasser, ist und von diesem durch eine scharfe thermohaline Grenzschicht getrennt wird. Durch diese Schichtung ist der vertikale Energie- und Massenaustausch erheblich eingeschränkt.

Der Tidenhub liegt aufgrund der Abgeschlossenheit der Ostsee nur im Zentimeterbereich und liefert genauso wie der Austausch durch die Jahreswelle (Jahresgang von Verdunstung, Niederschlag und Zufluss) kaum einen Beitrag zum Vertikaltransport.

Aus diesem Grund ist die einzig effektive Möglichkeit, das Tiefenwasser der Ostsee zu erneuern, ein horizontaler Zustrom salzreichen und damit dichterem Wasser aus der Nordsee. Allerdings ist auch dieser Austausch durch mehrere Faktoren erschwert. Zum einen können die unterseeischen Schwellen, welche die Ostseebek/-ken voneinander trennen, bei zu schwachem Einstrom des dichteren, salzhaltigeren Nordseewassers ein schwer überwindbares Hindernis für die sich langsam am Ostseeboden ausbreitenden Nordseewasser darstellen. Zum anderen kommt es durch die enge Verbindung (Gesamtquerschnitt: $0,35 \text{ km}^2$) zwischen Nord- und Ostsee, die die vorherrschenden Strömungen quasi kanalisiert, nur zu

zwei Strömungsrichtungen in diesem Bereich und zwar Einstrom in die Ostsee und Ausstrom in die Nordsee. Im Jahresdurchschnitt kommt es etwa zu 60 Einstromlagen und etwa 60 Ausstromlagen, die jeweils aufeinander folgen. Ausstromperioden dauern durchschnittlich etwa 20 Tage an und Einstromlagen höchstens 10 Tage. Diese Differenz lässt sich mit der positiven Wasserbilanz der Ostsee erklären.

Ein weiterer und sehr wichtiger Beitrag zum Austausch von Tiefenwasser ist von der Wetterlage abhängig und somit aperiodisch. Je nach Windrichtung wird die Grenzfläche zwischen salzreichem Nordseewasser und salzarmem Ostseewasser hin- und hergeschoben. Das einströmende Nordseewasser ist ungeschichtet, deshalb gut durchmischt und weitgehend sauerstoffgesättigt und beeinflusst die chemischen und biologischen Charakteristika der Ostsee wesentlich, wenn es Schwelle um Schwelle weiter in die Ostsee eindringt.

Was wäre, wenn die Ostsee nicht mit der Nordsee verbunden wäre?
Eine Hebung um 20 m würde genügen, um

die Meeresverbindung zur Nordsee zu unterbrechen und eine Landbrücke von Schleswig-Holstein über Dänemark nach Schweden entstehen zu lassen. Wäre die Ostsee gegen die Nordsee abgeriegelt, würde der Wasserspiegel jährlich um 116 cm ansteigen. Ein Vergleich: Der Spiegel des Mittelmeeres würde bei Abriegelung jährlich um 97 cm sinken.

Quellen

- Wyrтки, K., 1954: Schwankungen im Wasserhaushalt der Ostsee, www.springerlink.com/index/N4VP201531348482.pdf, 21.05.2010
- Krüger, G., (1998): Das Ökosystem der Ostsee und seine Gefährdung, www.ginkgo-web.de/facharbt/oekooost/ostseeoeko.htm, 21.05.2010
- Kraatz, S., 2004: Hydrographie und Wasseraustausch der Ostsee, www.ikzm-d.de/seminare/pdf/MS_Ostseeregion_Kraatz.pdf, 21.05.2010

Meeresströmungen der Ostsee

Die Ostsee ist ein, durch flache Schwellen und Meerengen, vom Ozean getrenntes Becken mit erheblicher Süßwasserzufuhr.

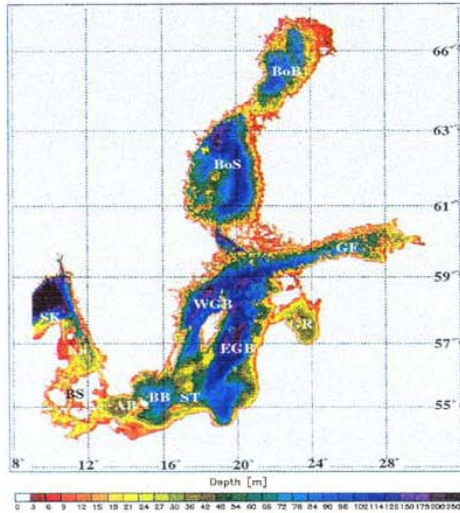


Abb. 1: Topographie und Seegebiete der Ostsee. (Quelle: Lehmann und Hinrichsen, 2000.)

Abgesehen vom Baltischen Strom im Kattegat, dem Übergangsbereich zur Nordsee, ist die Zirkulation nur schwach ausgeprägt und sehr variabel. Beeinflussende Parameter sind, neben dem Frischwasserzufluss und dem damit verbundenen Salzgehalt, die Oberflächentemperatur sowie die sich verändernden, meteorologischen Bedingungen insbesondere des Windfeldes. Aufgrund der geringen Tiefe von durchschnittlich 50 m haben Variationen von Temperatur und Wind starke Auswirkungen auf die Wassermassen der Ostsee. Windbedingt kann es so in Küstennähe und an Hindernissen zum Anstau von Wassermassen kommen, woraus nach abklingendem Windstau Ausgleichsströmungen, sogenannte Gefällsströmungen, resultieren. Der Einfluss der Corioliskraft auf die bewegten Wassermassen ist ebenfalls nicht zu vernachlässigen.

Die Wasserbilanz der Ostsee lässt sich aufstellen als Volumenänderung der Ostsee (Fläche A , mittlerer Wasserstand η) infolge des Flußwasserzustroms (R), des Ein- und Ausstroms der Nordsee (Q_i bzw. Q_o), des Niederschlags (P) und der Verdunstung (E) über der Ostsee. Die

Gesamtbilanz lautet damit

$$A \frac{d\eta}{dt} = Q_i - Q_o + (P - E)A + R.$$

Der überwiegend im östlichen Teil auftretende hohe Flusswasserzustrom von etwa $480 \text{ km}^3/\text{Jahr}$ bewirkt in den Mündungsregionen eine Anhebung des Wasserstandes von bis zu 35 cm im Vergleich zu den Ostsee-Eingängen. Das durch diese Oberflächenneigung entstehende Druckgefälle bewirkt im Mittel einen Ausstrom zum Kattegat hin. Desweiteren führt sowohl das Flusswasser als auch der Niederschlag zu einer Aussüßung des Ostseewassers relativ zum Kattegat und damit zu geringerer Dichte des Ostseewassers im Vergleich zum salzigeren Wasser der Nordsee. Dadurch entsteht ein zusätzliches Druckgefälle aufgrund der Dichteunterschiede. Beide Druckgefälle kombiniert resultieren in einer Strömung schweren Nordseewassers, das sich unter das leichte Ostseewasser schiebt (siehe Abb. 2). Während gleichzeitig das salzarme Oberflächenwasser durch den Öresund und Großen Belt ungehindert in den Kattegat gelangt, setzen sich dem salzhaltigeren, bodennahen Strom aus Nordseewasser untermeerischen Schwellen im Øresund entgegen, die minimale Tiefen von 7 m aufweisen. Die Strömungsgeschwindigkeiten der oberflächennahen Schichten liegen bei wenigen cm s^{-1} , die des Tiefenwassers bei weniger als 1 cm s^{-1} . Im langjährigen Mittel liegt der Nettoausstrom von Wasser durch die dänischen Meerengen bei rund $450 \text{ km}^3/\text{Jahr}$.

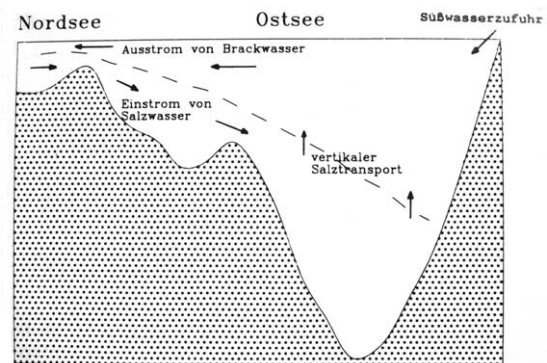


Abb. 2: Ästuare Zirkulation der Ostsee. (Quelle: Rheinheimer, 1996.)

Im Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee, der Beltsee und dem Kattegat treten trotz nur geringer Niveauunterschiede zwischen Skagerrak und Ostsee hohe Strömungs-

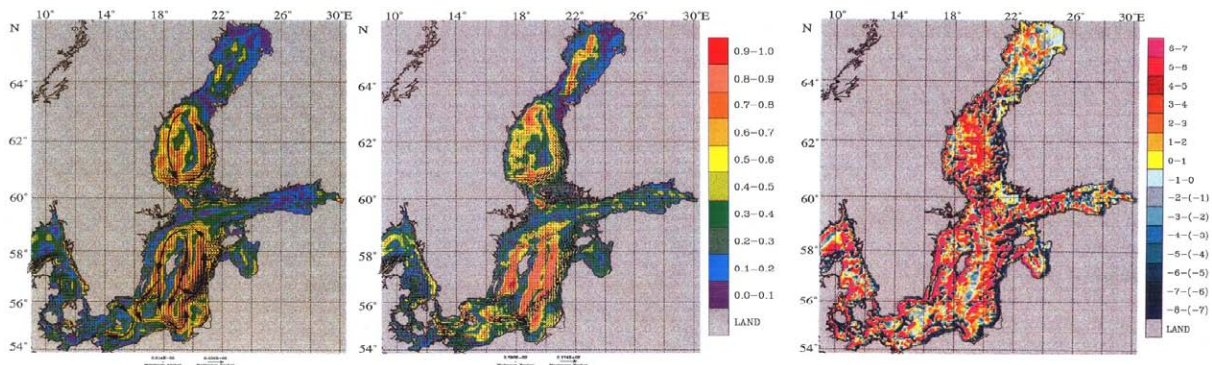


Abb. 3: Vierjähriges Mittel der Strömungsgeschwindigkeit [cm/s] und zugehörige Stabilität (farbig) der Strömungen oberhalb der Halokline (links) und der Tiefenströme (Mitte)[0=keine Strömung, 1=kontinuierliche Strömung]. Vierjähriges Mittel der Vertikalgeschwindigkeit [10^{-4} cm/s] (rechts). (Quelle: Lehmann und Hinrichsen, 2000.)

geschwindigkeiten auf. Ursache dafür sind Wasserstandserhöhungen (bei Westwind) in den (östlichen) Gebieten des Skagerraks infolge starken Windstaus. Parallel dazu kommt es im Arkonabecken zu einer Absenkung des Wasserspiegels, wodurch auch in dieser Richtung Gefällsströmungen einsetzen und das Gebiet der dänischen Meerengen bestimmen. Großräumige Strömungen sind in nur zwei Richtungen vorzufinden, dem Ein- und Ausstrom, wobei die stärksten Ströme dann auftreten, wenn reine West- bzw. Ostwinde vorherrschen. Für die innere Ostsee charakteristisch sind einzelne Zirkulationsmuster in den Becken des Meeres, wobei zwischen den einzelnen Seegebieten ein verhältnismäßig geringer Transport in tieferen Schichten stattfindet. Antrieb dieser Strömungen ist der Wind, der sowohl direkt, durch Reibung einen Triftstrom erzeugt, der rasch mit der Tiefe abnimmt, als auch indirekt durch Windstau eine zusätzliche Gefälls-/strömung induziert. Da Messungen des 3D-Strömungsfeldes nur schwer realisierbar sind, wird häufig auf numerische Simulationen eines gekoppelten Meereis-Ozean Modells zurückgegriffen. Die Beständigkeit der Strömungen ist über die sogenannte Stabilität B , das Verhältnis der mittleren vektoriellen Geschwindigkeit zum arithmetischen Mittel der Geschwindig-

keit darzustellen.

$$B = \frac{(\bar{u}^2 + \bar{v}^2)^{\frac{1}{2}}}{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (u_i^2 + v_i^2)^{\frac{1}{2}}},$$

mit $\bar{u} = \frac{1}{N} \sum u$ und $\bar{v} = \frac{1}{N} \sum v$, wobei N die Häufigkeit der jeweiligen Strömung beschreibt. In Abb. 3 werden die Strömungen in verschiedenen Höhen bzw. in der Vertikalen näher charakterisiert. Größte Stabilität weist ein zyklonaler Wirbel in der oberflächennahen Schicht (links) des westlichen Gotlandbeckens (WGB) auf, der im Norden einen weiteren Strömungszweig in den östlichen Bereich dieses Beckens (EGB) entlässt. Südlich von Gotland mündet aber auch dieser Zweig auf verschiedenen Wegen zurück in den Wirbel im östlichen Teil des Beckens. Im Mittel ist die Beständigkeit der Strömungsverhältnisse in diesem Becken größer als 50%. Pro Jahr zirkulieren 1000-2000 km³ Wasser im Gotlandbecken, wobei der hauptsächliche Transport oberhalb der Halokline stattfindet. Eine weitere stabile, zyklonale Zirkulation ist im Bottnischen Meerbusen zu beobachten. Auffällig ist darin ein stark abgegrenzter nordwärtiger Strom entlang der finnischen Küste. In der Bottnischen Bucht wie auch im Finnischen Meerbusen sind kaum stabile Strömungsabschnitte erkennbar, da das dortige Meereis zum Teil mehr als 6 Monate vorherrscht und Strömungen somit verhindert. Auch in den dänischen Meerengen kommt es

aufgrund starker Fluktuationen kaum zu Stabilitäten $> 30\%$.

Die korrespondierenden Tiefenströme sind in der mittleren Abbildung gezeigt und weisen ähnliche Stabilitätsmuster auf. Während die Ströme in den dänischen Meerengen unbeständig sind, sind ostwärts gerichtete, bodennahe Ströme mit einer Stabilität $> 50\%$ am Bornholmer Kanal und am Stolpegraben zu finden. Strömungsgeschwindigkeiten von 10 m s^{-1} bis $5\text{-}8 \text{ m s}^{-1}$ implizieren die große Bedeutung dieser Übergänge für den ostwärtigen Transport salzreicher Wassermassen.

Die Vertikalgeschwindigkeiten in der rechten Abbildung deuten auf ein Upwelling entlang der Westküste der Ostsee hin, wohingegen entlang der Ostküste Downwelling stattfindet. Ins-

gesamt erkennt man also ein Muster vertikaler Geschwindigkeiten entlang der Küste, das in Folge von Windstau entsteht. Zusätzlich wird deutlich, dass die tiefen Becken den Hauptanteil zur vertikalen Durchmischung beitragen.

Quellen

- **Lehmann, A., Hinrichsen, H.-H.**, 2000: On the wind-driven and thermohaline circulation of the Baltic Sea, *Phys. Chem. Earth*, (B), Vol. 25, No. 5-6, 383-389.
- **Rheinheimer, G. (Hrsg.)**, 1996: *Meereskunde der Ostsee*, Berlin, Heidelberg.
- **Voipio, A.**, 1981: *The Baltic Sea*, Elsevier Oceanography Series, Amsterdam.

Messung von Meeresströmungen

Meeresströmungsmessungen, die mit numerischen Modellen kombiniert werden können, dienen dazu die Ausbreitung von Schwebstoffen oder Verschmutzungen vorherzusagen. Im Bezug auf globale Klimaänderungen sind sie ebenfalls nützlich, um mögliche Reaktionen des Ozeansystems zu untersuchen.

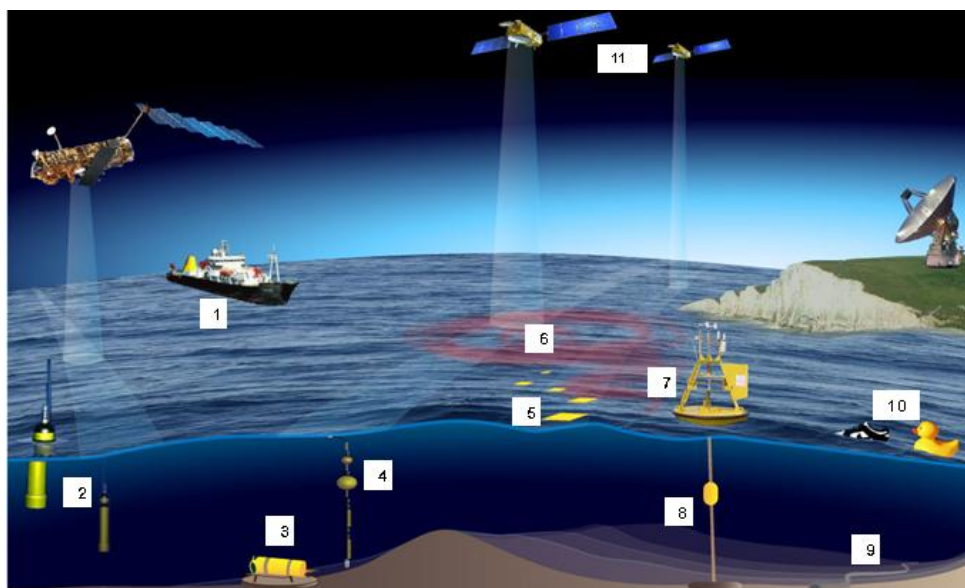
Früher sowie auch heute noch ist die Kenntnis über Meeresströmungen für die Schifffahrt von großer Bedeutung, denn Meeresströmungen können einen enormen Einfluss auf die Reisedauer haben und müssen bei der Routenplanung beachtet werden. Deshalb verglichen schon die Seefahrer vor mehreren 100 Jahren ihren angesteuerten Ort mit dem tatsächlich erreichten. Durch den Versatz der Schiffe konnte so der Verlauf und die Stärke der Meeresströmungen erstmals in einer 1770 veröffentlichten Karte des Golfstroms dargestellt werden.

Heutzutage wird die Geschwindigkeit und Richtung von Meeresströmungen mit Hilfe von Strömungsmessern ermittelt. Eine Methode ist die **Euler'sche Messung**, bei der Zeitreihen an festen Punkten mittels verankerter Strömungsmesser erfasst werden. Im Gegensatz dazu

wird bei der **Lagrange-Methode** nicht das vorbeifließende Wasser am festen Ort gemessen, sondern die räumliche Bewegung eines Driftkörpers beobachtet. Über die Gültigkeit der Geostrophie (horizontales Gleichgewicht zwischen Druckgradient- und Corioliskraft) können aus Messungen der räumlichen Verteilung von Temperatur und Salzgehalt Strömungen berechnet werden.

Tiefenströmungen können mittels indirekter Messungen wie Geschwindigkeitsunterschieden oder Vermessung der parallelen Sanddünen auf dem Meeresgrund bestimmt werden. Meeresströmungen können außerdem mit Hilfe von Messungen und **Atmosphärenmodellen** berechnet werden. Die Stärke und der Verlauf von Strömungen sind durch die Kräfte, die auf den Wasserkörper wirken, und durch die Form der Ozeanbecken bestimmt. Die Kräfte (Corioliskraft, Wind, Anziehungskraft des Mondes), die auf den Ozean wirken, werden in mathematischen Gleichungen ausgedrückt und zu numerischen Modellen verbunden.

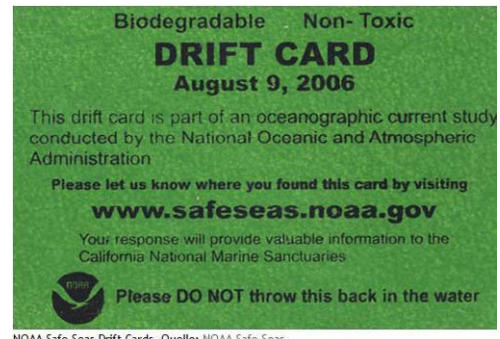
Überblick über verschiedene Messmethoden von Meeresströmungen:



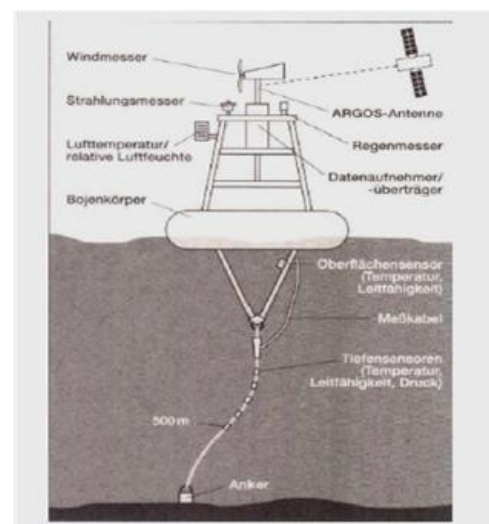
Zur Erklärung der nummerierten Messmethoden siehe nächste Seite.

1. Strömungsmessungen auf dem Schiff:
Die Daten über den Schiffsversatz, die oben schon einmal kurz erwähnt wurden, sind die längsten Zeitreihen über Messungen von Meeresströmungen, die jemals gemacht wurden. Heutzutage werden Floats (=Drifter in größeren Tiefen) eingesetzt, die Informationen über Tiefenströmungen sammeln können.
2. Das Argo/Jason-Programm:
Ein Argo-Float ist etwa 1,1/m lang, wiegt 25/kg und kann bis 2000/m Tiefe eingesetzt werden. Es stellt seinen Auftrieb so ein, dass es mit der Strömung treibt und misst währenddessen Temperatur, Salzgehalt und Tiefe. Nach 7 bis 10 Tagen taucht es auf und sendet seine gesammelten Daten an einen Satelliten namens „Jason“.
3. Drucksensoren:
Strömungen können auch aus Druckmessungen am Meeresboden berechnet werden. Dies sind indirekte Messungen zur Bestimmung großräumiger Meeresströmungen. Die Drucksensoren am Meeresboden erfassen dabei Druckänderungen, die dadurch zustande kommen, dass die darüber liegende Masse an Wasser durch Winde und Strömungen bewegt wird.
4. Verankerungen:
Ein Strömungsmesser kann in verschiedenen Tiefen an Verankerungen befestigt werden und so Betrag und Richtung der Strömung sowie Temperatur und Salzgehalt messen. Dabei wird die Bewegung des Wassers über elektromechanische Geräte auf einen Rotor übertragen. Seine Umdrehungszahl wird pro Zeiteinheit gezählt und in Geschwindigkeit umgerechnet. Nachteile sind häufige Beschädigungen durch Schiffe, hohen Seegang oder aber auch Fischernetze, die die Messgeräte „abfischen“.
5. Plastikdriftkarten:
Postkarten aus biologisch abbaubarem Material werden in großer Zahl an einer bestimmten Stelle im Meer abgegeben.

Die Fundstelle am Strand kann dann einfach ermittelt werden, indem die Postkarten an ein Forschungsinstitut zurück geschickt werden. Hier ein Bsp.:



6. Farbstoffe und andere Tracer:
Mit Farbstoffen kann man lokale Strömungen an der Oberfläche analysieren und ihre Ausbreitung vom Schiff, Flugzeug oder tw. sogar vom Satellit aus registrieren. Der Weg des Wassers kann ebenfalls anhand von Salzgehalt, potentieller Temp., Sauerstoff-, Kohlendioxid- und Nährstoffgehalt, sowie über die Ausbreitung von Phytoplankton bestimmt werden.
7. Messungen auf verankerten Bojen: Siehe folgende Abbildung:



8. Akustische Dopplerströmungsmesser:
Diese senden Schallimpulse aus und messen den an Teilchen im Wasser reflektierten Schall. Die Veränderung der Schall-

ausbreitung (Doppler-Effekt) kann durch Laufzeitmessungen bestimmt werden.

9. Messungen mit Kabeln:

Gemessen wird der Versatz der am Meeresboden verlegten Telefon-, Strom- und Internetkabel, der durch die an den Kabeln zerrende Strömung verursacht wird.

10. Zufallsdrifter: Turnschuhe + Gummienten:

z.B. verlor 1990 ein Containerschiff seine Ladung, sodass die an Land angespülten Turnschuhe zur Beschreibung des Verlaufs der Meeresströmungen herangezogen werden konnten.

11. Satellitenaltimetrie (Jason 1 und 2 und Envisat):

Messung des Meeresniveaus mittels Radar-Altimeter. Dabei wird die Laufzeit

reflektierter Mikrowellenimpulse gemessen und daraus Richtung und Geschwindigkeit der Strömung bestimmt.

Quellen

- AWI - Meeresströmungen, (o. J.):
http://www.awi.de/de/entdecken/klicken_lernen/lesebuch/meeresstroemungen/, 07.06.10
- Meeresströmungen - Präsentation von Prof. Dr. T. Scholten, (19.06.06):
http://www.uni-tuebingen.de/egpinfo/Lehre/Praes_Meeresstroemungen.pdf, 07.06.10
- SEOS - Meeresströmungen, (o. J.):
<http://www.seos-project.eu/modules/oceancurrents/oceancurrents-c06-p01.de.html>, 07.06.10

Die Gezeiten der Meere

Entstehung

Unter den Gezeiten oder auch der Tide versteht man den Zyklus von Ebbe und Flut auf den Meeren unseres Planeten. Will man verstehen, wie sie entstehen, muss man sich die Frage stellen, welche Kräfte auf die Erde und somit auf die Wassermassen wirken.

System Erde-Mond

Mond und Erde drehen sich um einen gemeinsamen Schwerpunkt, dabei ziehen sich beide gegenseitig durch die Gravitationskraft an. Durch die Drehbewegung tritt auf der Erde zudem eine Fliehkraft auf, welche an jedem Ort gleichgroß ist und vom Mond weggerichtet ist. Die Anziehung durch den Mond ist allerdings nicht überall auf der Erde gleich groß, da die Gravitation bekanntlich quadratisch mit der Entfernung abnimmt.

Die Summe aus den beiden Kräften nennt man die Gezeitenkraft. Auf der dem Mond abgewandten Seite überwiegt die Fliehkraft, während auf der dem Mond zugewandten Seite die Gravitationskraft größer ist. Auf den beiden Seiten entstehen sogenannte Flutberge.

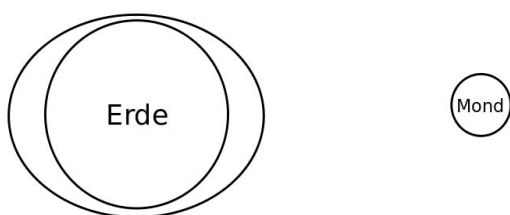


Abb. 1: Vom Mond erzeugte Flutberge

Für eine komplette Drehung „unter den Flutbergen“ benötigt die Erde ca. 24 Stunden und 50 Minuten, da sich der Mond innerhalb eines Tages auch weiterbewegt. Die Zeit zwischen zwei Hochwassern beträgt also ungefähr 12 Stunden und 25 Minuten. Steigen und Sinken des Meeresspiegels kann als sinusförmige Kurve angenommen werden.

Die Zeit des Steigens wird dabei als Flut bezeichnet und der höchste Wasserstand als

Hochwasser (HW). Die Zeit des Sinkens wird als Ebbe bezeichnet und der niedrigste Wasserstand als Niedrigwasser (NW). Die Differenz zwischen HW und NW bezeichnet man als Tidenhub.

Der Effekt der Sonne

Aber auch die Sonne erzeugt Gezeiten auf der Erde. Aufgrund ihrer Entfernung zur Erde ist ihr Einfluss allerdings nur ungefähr halb so groß wie der des Mondes. Daher verstärkt oder verringert die Sonne die Gezeiten des Mondes eher.

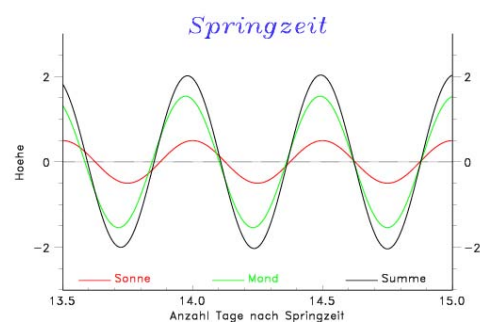


Abb. 2: Quelle: <http://www.bsh.de>

In Abbildung 2 ist der Fall der Springtiden dargestellt. Mond, Erde und Sonne liegen auf einer Geraden und so wirken Sonne und Mond gleichsinnig. Es entstehen also relativ starke Gezeiten. Springtiden treten bei Neu- und Vollmond auf.

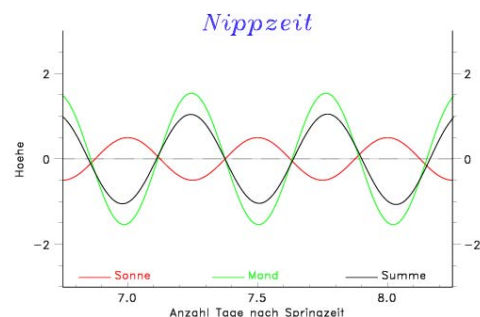


Abb. 3: Quelle: <http://www.bsh.de>

In Abbildung 3 ist der Fall der Nipptiden dargestellt. Dann bilden Sonne, Erde und Mond einen rechten Winkel, es ist Halbmond. Hier

wirken Sonne und Mond genau gegensinnig und die Gezeiten schwächen sich gegenseitig ab.

In Abbildung 4 ist die Zeit zwischen zwei Springtiden dargestellt.

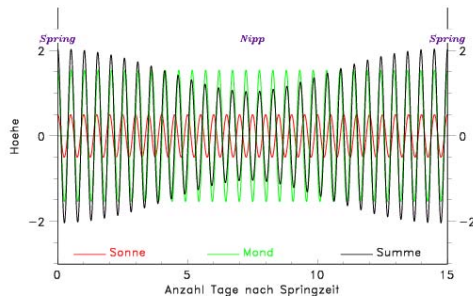


Abb. 4: Quelle: <http://www.bsh.de>

Wirkung

Wie sich die Gezeitenschwingungen in den Meeren in der Realität ausbilden, hängt aber sehr stark von der Form und der Tiefe des jeweiligen Meeres ab. Insbesondere die Gezeiten der Randmeere, wie zum Beispiel die Nordsee, sind fast ausschließlich verursacht durch das Mitschwingen mit den angrenzenden Ozeanen.

In der Ostsee sind die Gezeiten aufgrund der kleinen und verzweigten Verbindung mit dem Atlantik besonders schwach ausgeprägt. Der größte Tidenhub beträgt lediglich ca. 30 cm in der westlichen Ostsee.

Wenn man das Mitschwingen der Randmeere bedenkt, ist es verständlich, dass die Wirkungen der Gezeiten an einem bestimmten Ort nicht den astronomisch verursachten Schwerkräftsänderungen entsprechen müssen, sondern deutlich davon abweichen können. Zusätzlich können die Gezeiten durch Stürme verändert werden. Sehr gefährlich kann es zum Beispiel werden, wenn eine Sturmflut mit einer Springtide zusammen auftritt.

Aufgrund des großen Einflusses der Geomorphologie der Meere und Küsten ist die Vorhersage nicht trivial. Aus diesem Grund gibt das Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie jährlich einen Gezeitenkalender für die Deutsche Bucht und Gezeitentafeln für die europäischen Gewässer heraus.

Quellen

- **Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie - Entstehung der Gezeiten**, 19.05.2006: <http://www.bsh.de/de/Meeresdaten/Vorhersagen/Gezeiten/809.jsp>, 20.05.2010
- **Welt der Physik: Die Kräfte der Gezeiten**, 22.03.2007: <http://www.weltderphysik.de/de/5252.php>, 20.05.2010

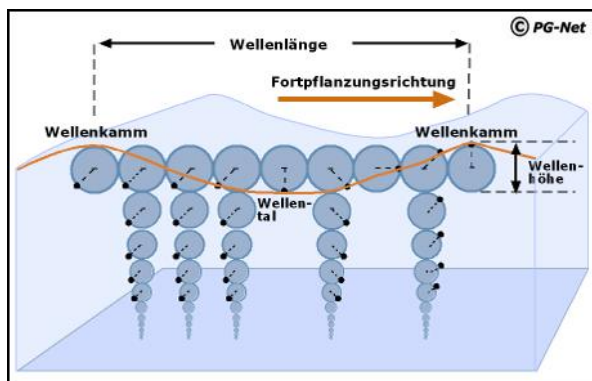
Seegang und Seegangsvorhersage

Wellenform und Wellenbewegung

Die Wellenform lässt sich durch die Wellenlänge (L), Wellenhöhe (H) und Periode (T) beschreiben.

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit lässt sich berechnen mit $v = \frac{L}{T}$.

Die Wasserteilchen an der Oberfläche und unter einer Welle bewegen sich auf kreisförmigen vertikalen Umlaufbahnen fort. Das heißt, die Teilchen führen eine Orbitalbewegung aus. Es wird also kein Wasser, sondern die Energie des durch den Wind angeregten Schwingungszustandes der Wasseroberfläche mit der Wellenbewegung transportiert.



Was ist Seegang?

Seegang bezeichnet im Allgemeinen eine vom Wind aufgeworfene Oberflächenerscheinung der Ozeane und Meere in Form von Wellen. Der Begriff Seegang umfasst verschiedene Arten von Wellen mit teils sehr unterschiedlichem Aussehen. Dazu gehören die Windsee, die Dünung und die Brandung.

Energieübergang vom Wind- zum Wellenfeld

Bei der Anfachung der Oberflächenwellen wird Energie aus der Atmosphäre auf die oberen Schichten des Meeres übertragen. Dort wird sie umgewandelt und teilweise verbraucht.

Seegangsentwicklung

Streicht der Wind mit einer ausreichenden Geschwindigkeit über eine glatte Wasseroberfläche, so entstehen zunächst kleine Kräuselwellen. Diese Kapillarwellen sind weniger als 1 mm hoch. Die rüctreibende Kraft ist bei ihnen, im Gegensatz zu größeren Wellen, nicht die Schwerkraft sondern die Oberflächenspannung. In der zweiten Entstehungsphase folgt die Entwicklung der Windsee. Kennzeichnend hierfür sind Schwerewellen verschiedener Größe, Länge und Richtung. Bei anhaltender Windwirkung wird Energie im Wasser akkumuliert, sodass neben kleinen Wellen immer mehr größere Wellen und schließlich einzelne große Wellen im Seegang auftreten. Man spricht von einer ausgereiften Windsee (Seegang nimmt nicht weiter zu), wenn bei beliebig langem Anfachungsweg (Fetch) und beliebig langer Wirkdauer die Energiezufuhr durch den Wind und Energiedissipation im Wasser gleich groß sind.

Lässt die Windwirkung auf die Wellen nach, kommt es zu einem Sortierungsprozess. Aufgrund der höheren Geschwindigkeit der längeren Wellenkomponenten laufen diese vorneweg, während die kürzeren zurückbleiben. Diese Dünungswellen sind gekennzeichnet durch lange, abgerundete Kämme und abnehmende Steilheit.

Beim Zusammentreffen von Wellensystemen aus verschiedenen Richtungen, wovon eines immer Dünung sein muss, entsteht eine Kreuzsee, bei der ein großer Teil der Wellenenergie in Turbulenzenergie übergeht.

Im flachen Wasser (Wassertiefe geringer als die halbe Wellenlänge) verkürzen sich die Wellen an der Wasseroberfläche wegen Störungen durch den Meeresboden und werden steiler. Dadurch erhöht sich die Brecherhäufigkeit.

Seegangsvorhersage

Die ersten Seegangsvorhersageverfahren beruhen auf Erfahrungs- und Beobachtungswerten mithilfe derer aus Windgeschwindigkeit und Wirklänge unter Berücksichtigung der Windwirkdauer die mittlere Wellenhöhe und mittlere Periode bestimmt werden konnte. Heutzutage wird auch die spektrale Natur des Seegangs berücksichtigt, d.h., dass der Seegang als Überlagerung vieler verschiedener Wellen verschiedener Amplitude und Periode und nicht als Sinuswelle dargestellt wird. Diese Rechnungen sind allerdings nur anhand von Computermodellen zu bewerkstelligen.

Seegangsskala nach Peter Petersen

Stärke	Bezeichnung	Beschreibung	Beaufort	m/s
0	glatte See	Spiegelglatte See	0	0-0,2
1	sehr ruhige See	Kleine schuppenförmige Kräuselwellen ohne Schaumkämme	1	0,3-1,5
2	ruhige See	Kleine kurze Wellen, Kämme glasig, brechen aber nicht	2	1,6-3,3
		Die Kämme beginnen zu brechen, Schaum glasig, vereinzelt Schaumköpfe	3	3,4-5,4
3	leicht bewegte See	Wellen noch klein, werden aber länger, verbreitet weiße Schaumköpfe	4	5,5-7,9
4	mäßig bewegte See	Mäßige, ausgeprägte Wellen, überall weiße Schaumkronen, vereinzelt Gischt	5	8,0-10,7
5	ziemlich grobe See	Bildung großer Wellen beginnt, Kämme brechen, größere weiße Schaumflecken, etwas Gischt	6	10,8-13,8
6	grobe See	See türmt sich, weißer Schaum beginnt sich in Windrichtung zu legen	7	13,9-17,1
7	hohe See	Mäßig hohe Wellenberge mit Kämmen von beträchtlicher Länge, Gischt weht ab, ausgeprägte Schaumstreifen in	8	17,2-20,7
		Hohe Wellenberge, dichte Schaumstreifen, "rollen" der See beginnt, Sichtbeeinträchtigung durch Gischt	9	20,8-24,4

8	sehr hohe See	Sehr hohe Wellenberge mit langen, überbrechenden Kämmen, See weiß durch Schaum, schweres stoßartiges Rollen der See, Sicht durch Gischt beeinträchtigt	10	24,5-28,4
9	äußerst schwere See	Außergewöhnlich hohe Wellenberge mit langen, überbrechenden Kämmen, die Kanten werden überall zu Gischt zerblasen, verminderte Sicht	11	28,5-32,6
		Luft mit Schaum und Gischt angefüllt, See vollständig weiß, Sicht sehr stark herabgesetzt	12	>32,7

Quellen:

- Ott, J., 1988: Meereskunde, Ulmer, Stuttgart, 69-76
- Dietrich, G., 1970: Erforschung des Meeres, Umschau Verlag, Frankfurt am Main, 25-31, 65-77 und 104-106
- Wellenform und Wellenbewegung, 27.08.2006, http://www.geo.fu-berlin.de/fb/e-learning/pgnet/themenbereiche/geomorphologie/kuestenmorphologie/litorale_prozesse/wellendynamik/wellenform_wellenbewegung/index.html, 24.05.2010

Sturmfluten

Definition

Unter dem Begriff Sturmfluten versteht man die Abweichung vom mittleren Hochwasser. Auch an Küsten ohne Gezeiten (z.B. der Ostsee) treten regelmäßig Sturmfluten auf. Allerdings verhalten sich diese anders als an der Nordsee, da die Ostsee kaum Tidenhub aufweist und nur eine schmale Verbindung zur Nordsee hat. Die Ostsee verhält sich eher wie ein Binnenmeer.

Vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrologie gibt es eine Klassifikation von Sturmflutstärken:

Leichte Sturmflut	1 - 1,5 m über Normal
Schwere Sturmflut	1,5 - 2 m über Normal
Sehr schwere Sturmflut	mehr als 2 m über Normal

Entstehung

Jeder schwere Sturm in der Ostsee ist in der Lage eine starke Änderung des Wasserstandes zu bewirken. So können zum Beispiel auflandige Windfelder entstehen, die das Oberflächenwasser an die Küste drücken. Das Wasser staut sich und damit erhöht sich der Wasserstand an den Küsten. Es gibt also mehrere Einflussfaktoren, die eine Sturmflut in der Ostsee begünstigen:

Luftdruck

Das Meeresniveau wird sich nach der Luftdruckverteilung einstellen. Das bedeutet, dass ein geringerer Druck einen erhöhten Wasserstand bewirkt und ein hoher Druck einen erniedrigten Wasserstand. Die Ostsee kann aber auch zu Eigenschwingungen aufgeschaukelt werden, wenn sich Hoch- und Tiefdruckverteilungen in kurzen Zeitabständen periodisch ablösen.

Wind

Der entscheidende Einflussfaktor ist allerdings der Wind. Er übt eine Schubspannung auf die Meeresoberfläche aus und das Wasser wird in

Windrichtung bewegt. Die zwei Großwetterlagen, bei denen der Wind entscheiden ist, sind im nächsten Abschnitt angesprochen.

Badewanneneffekt

Für diesen Effekt ist die Ostsee berühmt. Er entsteht immer dann, wenn starke Winde zu einem Wasseraufstau in bestimmten Regionen der Ostsee führen. Lässt dieser Wind anschließend wieder nach, schwappt das ganze Wasser zurück und sorgt für Hochwasser, dort wo es ankommt.

Küstenform

Die Form bestimmt maßgeblich die Entstehung von Sturmfluten. Vor allem golfartige Meere, trichterartige Flussmündungen oder lang gestreckte Seen, wo das vom Wind verdrängte Wasser nicht zur Seite ausweichen kann, sind anfällig für Sturmflutkatastrophen.

Gefährlich sind Ostseesturmfluten vor allem wegen der fast vollständig fehlenden Gezeiten. Extreme Hochwasserstände halten hier bis zu 20-mal länger an als in der Nordsee.

Sturmfluttypen

An den deutschen Ostseeküsten gibt es zwei markante Sturmfluttypen, die bestimmten Großwetterlagen unterliegen.

Nordwestlage

Sturmfluten entstehen bei Nordwestlagen häufig durch das Sturmwindfeld auf der Rückseite von Stürmen und Orkanen, die von Südkandinavien in Richtung Nordpole ziehen. Mit ihrem Kern (Auge) ziehen diese starken Tiefs in der vorherrschenden Höhenwestdrift nördlich der Ostseeküste vorbei. An der Vorderseite dieser Tiefs wird das Ostseewasser mit starken bis stürmischen Südost- bis Südwestwinden auf die offene Ostsee hinaus getragen und beginnt sich dort aufzustauen. Auf der Rückseite des Sturmtiefs hingegen presst das Sturm- bis Orkanfeld mit immensem Winddruck dieses Wasser und anderes Oberflächenwasser an die

Küste zurück. Es kommt zu einem sehr starken Wasserstau an der Küste und damit zu einem Ostsee-Sturmhochwasser (Sturmflut).

Nordostlage Die gefährlichere Nordoststurmflut entsteht dann, wenn über Skandinavien ein Hoch liegt und gleichzeitig aus Südeuropa ein starkes Mittelmeertief nach Norden bis Nordwesten zieht. Über der Ostsee verschärft sich dann nämlich der Windgradient und damit der Nordostwind. Dieser Prozess kann wiederholt recht lange dauern und entsprechend langatmig baut sich ein gefährlich ausgereiftes Sturm- und Wellenfeld auf, das häufig von St. Petersburg bis Lübeck reicht. Diese so genannten Vb-Wetterlagen verursachen neben Sturm und Orkan nicht nur schwere Sturmfluten sondern wiederholt auch Niederschlagskatastrophen.

Sturmflut November 1872

Die stärkste und katastrophalste Sturmflut ereignete sich 1872 mit Scheitelwasserständen von max. 3,50 m üNN. Dabei handelte es sich um ein sehr ungewöhnliches Zusammenspiel von Wetterereignissen.

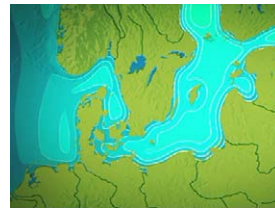
So trifft das Sturmhochwasser mit voller Wucht auf Deutschland und Dänemark. Die Folgen waren katastrophal. Allein in Deutschland wurden achtzig Meilen Küstenlinie verwüstet. Es entstand ein Schaden von etwa 11,5 Millionen Euro. Viel schlimmer war allerdings, dass mehrere hundert Menschen starben und mehr als 600 Schiffe dem Orkan zum Opfer fielen.



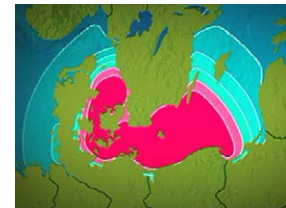
1. bis 9.11.: Heftiger Südwest-Sturm drückt Wasser in die Ostsee



Gleichzeitig drückt er das Wasser in der Ostsee nach Nord



10.11.: Der Südweststurm legt sich, das Wasser schwappt zurück (Badewannen-effekt)



11. - 13.11: Der Wind dreht auf Nordost und frischt auf: Die Flutwelle prallt auf die Küsten der südlichen Ostsee

Quellen

- **Sturmfluten an Nord- und Ostsee,** (o. J.): <http://www.torzursee.de/sturmfluten.htm>, 15.05.2010
- **Tiesel, R., 2003:** <http://www.ikzm-d.de/showaddon.php?text=386>, 15.05.2010
- **Walter, I., 16.11.2007:** http://www.wdr.de/tv/quarks/sendungsbeitraege/2007/1113/007_sturm.jsp, 15.05.2010

Meereis

Meereis ist ein Teil der Kryosphäre. Etwa 6,5 % des Weltmeeres sind eisbedeckt, das entspricht einer Fläche von 22,5 Millionen Quadratkilometern. Die polaren Regionen sind großflächig von permanentem Eis bedeckt. Im Winter gefriert das Meer bis in unsere Breiten. Eine Eisdicke beeinflusst wesentlich die Wechselwirkungen zwischen Wasser und Atmosphäre. Es bildet eine Grenzfläche zwischen Wasser und Luft, verändert den Strahlungshaushalt und die Rauigkeit.

Die Veränderung der Albedo ist beträchtlich. Im Mittel kann die einer Eisfläche zwischen 0,4 und 0,65 liegen, Wasser im Vergleich hat eine Albedo von 0,1 - 0,2. Wird die Eisfläche beschneit, geht die Albedo nahezu gegen 1. Dies führt dazu, dass ein Großteil der kurzwelligeren Strahlung reflektiert wird und nicht zur Erwärmung des Meerwassers genutzt werden kann und somit die Temperaturen weiter fallen. Diesen Effekt nennt man Eis-Albedo-Feedback.

Die Bildung von Meereis hat Auswirkungen auf die Salzbilanz und damit auf die thermohaline Zirkulation im Meer, sowie den turbulenten Austausch von Energie, Impuls und Feuchte.

Wie Meerwasser gefriert

In Meerwasser ist Salz gelöst. Der Salzgehalt des Oberflächenwassers ist von Region zu Region verschieden und hängt u.a. von Verdunstung und Süßwassereinträgen ab. Eine Hausnummer für den Salzgehalt von Ozeanwasser sind etwa 30 Promille.

Eine Salzlösung gefriert erst bei Temperaturen von etwa -2°C . Der Gefrierpunkt verhält sich dabei umgekehrt proportional zum Salzgehalt welcher ausschlaggebend für die *Dichte* der Lösung ist. Solange die Temperatur des Dichtemaximums über der Temperatur des Gefrierpunktes liegt, sinkt das Oberflächenwasser nur ab und gefriert nicht. Es entsteht *Konvektion*. Erst wenn die gesamte Wassersäule auf den jeweiligen Gefrierpunkt abgekühlt ist, beginnt die Eisbildung. Im Meer gibt es aber

Sprungschichten, an denen die thermische Konvektion gestoppt wird.

Beim Gefrieren ist besonders interessant, dass das Salz des Meerwassers beim Eiswachstum nicht in das Kristallgitter des Eises eingebaut wird, sondern teilweise ins Meer abgegeben oder in Form von Soletaschen gespeichert wird. Eine Eisschicht kann also alle drei *Phasen* besitzen, festes Wassereis, flüssige Sole und Gaseinschlüsse.

Beim Eiswachstum wird die Salinität und damit die Dichte des Ozeans erhöht, was zur Destabilisierung der Dichteschichtung und Konvektion, *thermohaline Zirkulation*, führen kann. Dies ist elementar für die Tiefenwasserbildung und damit für die gesamte Ozeanzirkulation.



Eisstruktur

Wie schon gesagt, gefriert der Süßwasseranteil getrennt von der Sole. Die Eiskristalle schieben das Salz beim Gefrieren vor sich her. Dabei bilden sich millimetergroße *Eiskristalle*, die sich an der Wasseroberfläche ansammeln und den sogenannten *Slush* bilden. Da dieser Eisbrei die Bildung kleiner Wellen verhindert, ist die Wasseroberfläche dort besonders glatt. Mit der Zeit und mit weiter abnehmender Temperatur verdichtet sich der Slush zu Klumpen von wenigen Zentimeter Größe. Durch Wind und Wellen reiben sich diese Klumpen ständig aneinander, sie werden mit der Zeit größer und bekommen eine Tellerförmige Gestalt mit umgekrepelten Rändern, die an *Pancakes* erinnert. Nach und

nach verschmelzen die Eispannkuchen, bis sich eine geschlossene Eisdecke gebildet hat. Durch Überschiebungen von einzelnen Eisplatten kommt es dabei oftmals zur Ausbildung einer rauhen oder gar zerklüfteten Oberfläche. Man spricht von *Neueis*. Ein- und mehrjähriges Eis zeichnet sich dadurch aus, dass die Eisdecke bei anhaltendem Frost durch Anfrieren von unten an Dicke gewinnt. Die im Eis eingeschlossene Salzlösung sinkt mit der Zeit nach unten und der Salzgehalt der Eisschicht nimmt ab.

Leben im Eis

Das Laugenkanalsystem des Meereises ist der grundlegende Unterschied zum Süßwassereis. Diese Laugenkanälchen stellen in dem sonst soliden Eis einen Lebensraum für mikroskopisch kleine Lebewesen dar. Es sind vor allem Algen, und hier besonders *Kieselalgen*, die es geschafft haben, sich an die Bedingungen im Meereis anzupassen. Dabei gelingt es den meist stäbchenförmigen, nur wenige Mikrometer großen Algen sich so stark zu vermehren, dass sich das Eis braun färbt, eine Mischfarbe ihrer roten, gelben und grünen Photosynthesepigmente. Am häufigsten ist diese Braunfärbung an der Unterseite des Eises, da hier das Laugenkanalsystem noch mit dem Meerwasser in Verbindung steht und somit Nährstoffe nachgeliefert werden können, die die Algen zum Wachstum benötigen.



Eisdrift

Dort wo die Eisdecke nicht am Land festgefroren ist kann der Wind eine Schubspannung auf das Eis auswirken und es beginnt zu driften. Diese treibenden, zu Schollen zerfallenden Eismassen werden als *Packeis* bezeichnet.

Kommt es nun dazu, dass sich driftende Eismassen z.B. vor einer Insel oder in einer Bucht aufstauen, neigen sie dazu, sich übereinander zu schieben. Es bilden sich so genannte *Rubble Ice*-Felder, in denen sich die Eisdicke gegenüber dem umliegenden *Level Ice* vervielfacht. Häufig kommt es bei ungünstigen Wetterlagen dazu, dass Häfen von aufgeschobenem Eis verstopft werden.

Zu einer erheblichen Auftürmung von Eisschollen kommt es entlang von Bruchkanten, wo durch den Druck zweier sich gegeneinander verschiebender Eisplatten *Pressure Ridges* bilden. Diese Ridges können selbst für mächtige Eisbrecher zu dick sein.



Dort wo die Eisdecke nicht vollständig geschlossen ist, sich so genannte *Polynjas* bilden, wird sehr deutlich sichtbar, dass eine Eisdecke den Austausch von latenter und fühlbarer Wärme zwischen Meer und Atmosphäre behindert. Schon eine dünne Meereisdecke unterbindet den Wärmefluss fast vollständig. Der Wärmestrom kann hier mehrere hundert Watt pro

Quadratmeter annehmen.

Seefahrt im Eis

Veränderungen im Klima haben große Auswirkungen auf die Eisbedeckung der Polargebiete. So könnte der Traum des Norwegers *Roald Amundsen*, eine schiffbare Passage vom Atlantik über den Pol zum Pazifik zu haben, bald wahr werden. Ihm gelang 1903 - 1906 die erste komplette Durchfahrt über die von John Rae entdeckte Route durch die Victoria-Straße auf dem kleinen Schiff *Gjøa*.



Die *Nordwest passage* verkürzt den Seeweg zwischen Europa und Asien erheblich: Die bisherige Route durch den Suez-Kanal beträgt

21.100 km, der neue Weg hätte eine Länge von nur 15.900 km. Auf Satellitenbildern aus dem September 2007 wurde erkennbar, dass der kanadische Teil der Passage zum ersten Mal seit Beginn der Aufzeichnungen völlig eisfrei und damit schiffbar war. Es kam zu einem Rückgang der Eisfläche im Nordpolargebiet auf nur noch 3 Mio. Quadratkilometer, das ist 1 Mio. Quadratkilometer weniger als noch im Jahr 2006. Die Nordost- und Nordwestpassage waren Ende August 2008 beide erstmals gleichzeitig eisfrei. Die Nordostpassage ist, sofern benutzbar, für die Strecke von Europa nach Asien noch kürzer als die Nordwestpassage.

Quellen

- **Meereis**, (o. J.), http://www.awi.de/de/entdecken/klicken_lernen/lesebuch/meereis/, 21.05.2010
- **Schönwiese, C-D.**, 1994: *Klimatologie*, UTB für Wissenschaft, Stuttgart, 176-180, 227-228 und 250-253
- **Lilequist, G. und Cehak, K.**, 1984, *Allgemeine Meteorologie*, Verlag Vieweg, Braunschweig, 358-359

Vereisung der Ostsee

Entstehung

Die Ausbreitung von Eis in der Ostsee ist sehr variabel. Sie hängt in erster Linie von Temperatur und Salzgehalt des Wassers ab.

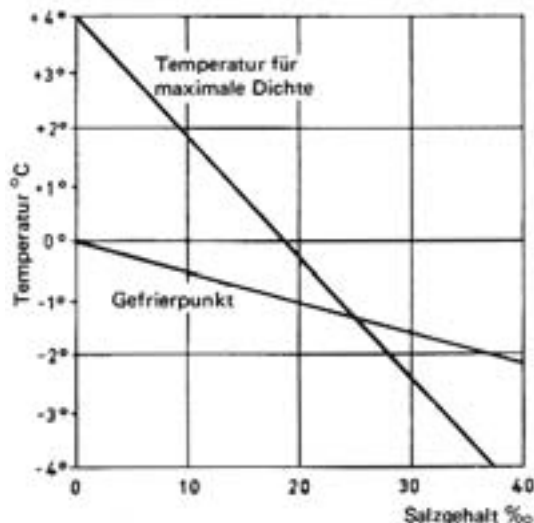


Abb. 1: Gefrierpunkt und Dichtemaximum von Wasser als Funktion des Salzgehaltes (LILJEQUIST)

Allgemein lässt sich jedoch beobachten, dass die Zeit bis zur Vereisung mit wachsendem Abstand zur Küste zunimmt. In milden und schwachen Wintern ist die Vereisung daher begrenzt auf Buchten und kleine Sunde und Belte¹. Dies kann zur teilweisen oder ganzen Schließung der Bottnischen-, Finnischen- und der Rigabucht führen. In strengen Wintern kann die ganze Ostsee (420 000 km²) vom Bottnischen Meerbusen bis zum Kattegat oder sogar das Skagerrak vereisen. Diese extreme Vereisung wird nur bei stationären Ostwetterlagen beobachtet, welche zu einem Ausströmen des salzreichen Nordseewassers (3,5% Salzgehalt) und einem *upwelling* von kaltem und salzarmen Ostseewasser (0,5 – 0,7% Salzgehalt, in Buchten und Norden geringer) führt.

Auswirkungen

Die Vereisung der Ostsee dauert in der Bottnischen Bucht durchschnittlich fünf Monate und

an der deutschen Ostseeküste kann an durchschnittlich 83 Tagen Meereis beobachtet werden. Damit muss die Vereisung der Ostsee als ein klimatologisch wie auch wirtschaftlich bedeutender Faktor gesehen werden.

Das Gefrieren der Ostsee verhindert den stabilisierenden Einfluss eines Meeres auf meteorologische Verhältnisse. Kontinentale Arktikluft wird nicht mehr labilisiert und mit Wasserdampf angereichert und kann somit unverändert Skandinavien erreichen. Diese positive Rückkopplung führt zu einer Verstärkung der Vereisung.

Durch die Vereisung wird der Schiffsverkehr in der Ostsee erschwert bis gänzlich verhindert und kann nur durch finanziellen Mehraufwand, d.h. durch Eisbrecher aufrechterhalten werden. Fischerei wird ebenfalls auf die eisfreien Gebiete reduziert oder ganz eingestellt.

Vorhersage

Aufgrund dieser Einflüsse ist die Vorhersage der Eisverhältnisse der Ostsee ein wichtiger Teil der Arbeit der Wetterdienste der Ostseeanrainerstaaten. Die Eisvorhersage ist ein Teil der Vorhersage wichtiger Meeres-Parameter (*ocean forecast*). Vorhergesagt wird neben der Eisdicke und der Verbreitung auch die Drift von Treibeis. Der Zustand des Seeises wird im *baltic sea ice code*, einer gemeinsamen Entwicklung der Ostseeanrainerstaaten, beschrieben. Er besteht aus vier Ziffern AB SB TB KB, die die Menge und Anordnung (AB), den Zustand der Entwicklung (SB) und Topographie oder Form (TB) des Seeises angeben. KB gibt die Möglichkeiten der Schifffahrt in diesem Gebiet an.

Klimawandel

Es stehen viele Daten über die Vereisung der Ostsee zur Verfügung, da diese schon immer einen großen Einfluss auf das Leben der Menschen hatte. Ab 1890 gibt es zuverlässige Daten des Finnischen Institutes für Meeresforschung

¹Sund und Belt sind Bezeichnungen für kleine Meeresstraßen im Ostseeraum

(Zeitreihe älter), die repräsentativ für die ganze Ostsee sind. Hieraus lässt sich ein Trend ableiten: Die Anzahl extrem milder und milder Winter mit geringer Vereisung nimmt zu, obwohl es auch immer noch strenge und extrem strenge Winter gibt, bei denen fast die ganze Ostsee vereist ist.

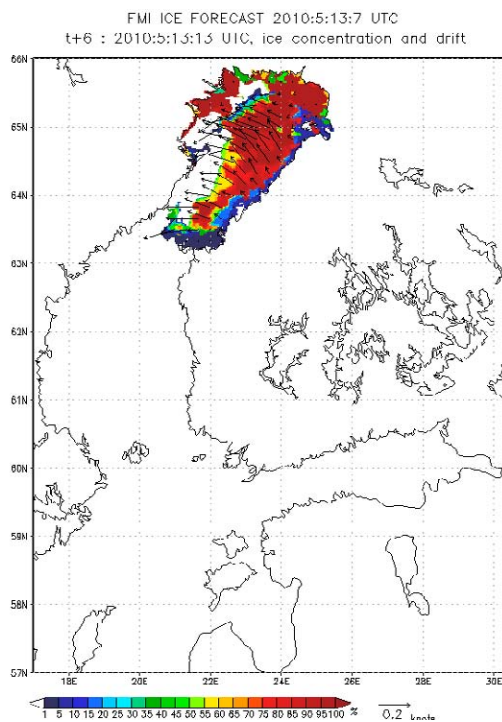


Abb. 2: Seeisvorhersage des Finnischen Meteorologischen Institutes (FMI)

Aufgrund eines Klimamodells des Max-Planck-Institutes für Meteorologie in Hamburg wurde die Vereisung der Ostsee für das 21. Jahrhundert nach dem Szenario IS 92 a (Mensch setzt weiterhin große Mengen Treibhausgase frei) prognostiziert. Darin setzt sich der in

den Zeitreihen beobachtete Trend zu milderen Wintern mit geringer Vereisung fort. Dieser Prozess ist aber nicht nur auf eine steigende Globaltemperatur und damit steigende Meerestemperaturen zurückzuführen, sondern auch auf eine zunehmende winterliche Zonalzirkulation und damit häufigeren Tiefdruckgebieten, die ein Zufrieren der Ostsee aufgrund von starken Winden erschweren.

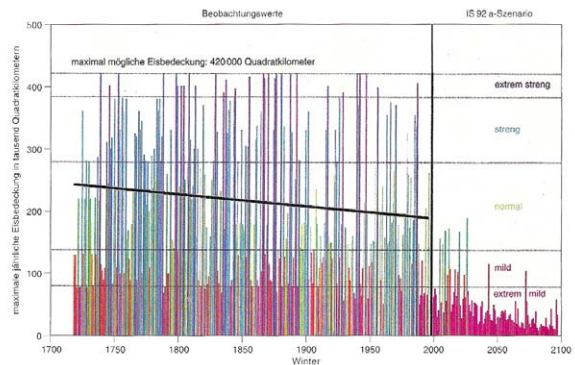


Abb. 3: Vereiste Fläche der Ostsee zum Zeitpunkt der maximalen Vereisung (TINZ)

Quellen

- Liljequist, G.,1984: Allgemeine Meteorologie, Springer-Verlag, Berlin, S. 358-359
- Tinz, B., 1997: Vereisung der Ostsee im Wandel der Zeiten, Spektrum der Wissenschaft, S. 106-108
- Baltic Sea Ice Code, o.J., <http://www.smhi.se/en/services/professional-services/shipping/baltic-sea-ice-code-1.8965>, 13.06.2010

Framdrift

Die Framstraße ist ein Seeweg zwischen dem Nordatlantik und dem Arktischen Ozean, zwischen Spitzbergen und Grönland. Die Wassertiefe beträgt an der tiefsten Stelle 2600 m. Tiefenwasser wird ausgetauscht zwischen der Grönlandsee und dem Arktischen Ozean. Im Westen ist die Framstraße das ganze Jahr über von Eis bedeckt, während der Osten im Sommer fast ganz eisfrei ist, weil warmes Wasser vom Atlantik einströmt. Ungefähr 2300 km³ Eis und 1900 km³ geschmolzenes Eis verlassen jährlich den Arktischen Ozean über die Framstraße und wird Teil des Ostgrönlandstroms - diese Zahlen variieren aber von Jahr zu Jahr. Von 1893 bis 1896 gab es eine Expedition, geleitet von Fridtjof Nansen, die das Ziel hatte, zum Nordpol zu gelangen. Fridtjof Wedel-Jarlsberg Nansen war Polarforscher, Zoologe und Diplomat, und erhielt 1922 den Friedensnobelpreis.

Fridtjof Nansen studierte Zoologie an der Universität in Christiania und machte 1882 seine erste Reise in Grönländische Gewässer, während der das Schiff drei Wochen im Packeis eingefroren war.

Die Idee für die Expedition mit der Fram kam auf, als Reste des amerikanischen Schiffes Jeanette, das drei Jahre zuvor, 1881, im Norden von Sibirien gesunken war, im Südwesten Grönlands auftauchten. Es war offensichtlich vom Packeis dorthin transportiert worden. Der Meteorologe Henrik Mohn stellte die These auf, dass es eine Strömung durch das Nordpolarmeer geben muss. Der dänische Gouverneur von Julianehaab kam auf die Idee, ein Schiff im Packeis einzufrieren und damit dem Weg der Jeanette zu folgen, und so zum Nordpol zu gelangen. Nansen war fasziniert und wollte diese Idee in die Tat umsetzen. Die Finanzierung der Expedition wurde durch öffentliche Mittel und Spendenaufrufe sichergestellt. Das Schiff musste den speziellen Anforderungen gerecht werden, also wurde ein neues Schiff konstruiert, die Fram (norwegisch für „vorwärts“). Es sollte so konstruiert werden, dass es, anstatt zerdrückt zu werden, vom Eis nach oben ge-

tragen wird und dadurch transportiert werden kann. Der Rumpf hatte eine dreieckige abgerundete Form und war glatt, um vom Packeis angehoben zu werden. Es hatte keinen Kiel, und Ruder und Propeller waren einziehbar, da Nansen erwartete, in flache Gewässer zu fahren. Das Schiff wurde besonders gut isoliert, um Nansen und seinen Begleitern eine warme Unterkunft für die lange Expedition bieten zu können. Die Fram war das Holzschiff, das am weitesten südlich und nördlich gefahren ist. Die Mannschaft bestand aus nur 12 anderen neben Nansen. Der erfahrene Segler Otto Sverdrup wurde Kapitän der Fram. Am 24. Juni 1893 verließ die Fram Christiania. Die erste Phase der Expedition war, von Norwegen an der Küste entlang nach Osten zu fahren zu den neusibirischen Inseln. Im Oktober trat die Fram bei 78°N in Packeis ein. Bis Ende 1893 trieb die Fram mal nach Norden, mal nach Süden, bis sie im Januar 1894 endlich weiter nördlich fuhr. Am 14. März 1895 begannen Nansen und Johansen eine Reise zum Nordpol mit Schlittenhunden und Skiern, als klar war, dass die Fram, mit dem Eis driftend, den Nordpol nicht erreichen wird. Bei 86°13.6'N mussten Nansen und Johansen umkehren, weil die Nahrungsvorräte knapp wurden. Damit hatten sie allerdings den Rekord gebrochen und waren dem Nordpol näher als ein anderer Mensch zuvor gekommen. Sie kehrten in einer beschwerlichen Reise nach Franz Josef Land zurück und mussten dort überwintern. Sie errichteten eine Hütte in einer Bucht und verbrachten dort 8 Monate. Sie ernährten sich von Bären, Robben und Walrossen. Am 19. Mai 1896 zogen sie weiter. Am 4. Juni rettete Johansen die zwei Kajaks, die sich gelöst hatten und drohten, davonzuschwimmen. Trotz des eiskalten Wassers konnte Johansen die zwei aneinander gebundenen Kajaks - die ihre komplette Versorgung enthielten - erreichen und zurück rudern. Am 13. Juni wurden die Kajaks durch eine Walrossattacke beschädigt, wodurch die Reise unterbrochen wurde. Am 17. Juni trafen sie Frederick Jackson, der eine Expedition

durch Franz-Josef-Land führte. Nansen und Johansen erreichten Vardö am 13. August.

Die Fram driftete währenddessen mit dem Eis weiter. Sie nahm weiterhin meteorologische, magnetische und ozeanographische Messungen vor. Soundings indizierten Tiefen von nacheinander 1800 m, 2700 m und 610 m, was rückschließen lässt auf ein Nichtvorhandensein von Land. Im November 1895 erreichte die Fram 85°55'N, ihren nördlichsten Punkt. Im Juni, nach drei Jahren gefangen im Eis, wurde die Fram vom Eis freigegeben und zwei Monate später konnte sie das Eis komplett hinter sich lassen und begab sich auf den Rückweg nach Norwegen.

Die Expedition klärte offene Fragen die Geographie des Nordpols betreffend. Man wusste nun, dass dort kein Land ist sondern driftendes Packeis. Der Ozean dort ist tief, und es existiert eine polare Strömung. Außerdem wurde festgestellt, dass die Corioliskraft das Eis gegenüber der Windrichtung nach rechts ablässt.

Quellen

- **Wikipedia - Nansen's Fram expedition**, 05.06.2010: http://en.wikipedia.org/wiki/Nansen%27s_Fram_expedition, 05.06.2010
- **Lighthouse Foundation**, (o. J.): <http://www.alternative-solution.net/index.php?id=161>, 24.05.2010
- **Diercke Weltatlas**, Westermann Schulbuchverlag GmbH Braunschweig, 1989









