

Trend der Meereisausdehnung von 1972-2009

Technischer Bericht

Institut für Umweltphysik (IUP)
Universität Bremen

Alexander Milke und Dr. Georg Heygster

Bremen, August 2009

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
2. Physikalische Grundlagen	3
2.1 Helligkeitstemperatur/Emissivität	3
2.2 Meereiskonzentration	5
2.3 Beobachtungsgrößen	5
2.4 Meereisentwicklung	6
2.5 Thermodynamik und Dynamik	7
3. Methoden	9
3.1 Vorbearbeitung der Datensätze	9
3.2 Zeitreihenanalyse	9
3.3 Anpassung der Zeitreihen	11
4. Diskussion der Ergebnisse	16
4.1 Diskussion der AMSR-E Zeitreihen	16
4.2 Fehlerbetrachtung	22
4.3 Langzeitbeobachtung der Arktis	23
4.4 Langzeitbeobachtung der Antarktis	28
5. Zusammenfassung und Ausblick	33
Anhang	35
Literaturverzeichnis	39

Kapitel 1

Einleitung

Meereis ist eine bis zu mehreren Metern dicke Eisschicht, die in den polaren Regionen zusammengenommen und saisonabhängig über eine Fläche von 17,5 bis 28,5 Mio km² die Ozeane bedeckt. Dies entspricht einer Fläche von 3-6% der gesamten Erdoberfläche (Thomas et al., 2003). Mit einer Verdoppelung seiner Fläche von Sommer zu Winter in der Arktis und einer Verfünffachung in der Antarktis (Gloersen et al.,1992), ist es eines der am stärksten saisonalen und variablen geophysischen Parameter (Thomas et al., 2003). Von Mikroorganismen bis zu großen Säugetieren und dem Menschen hat sich eine Fülle von Leben an das Meereis und seinen jährlichen Zyklus angepasst. Dieser Zyklus wird durch dynamische und thermodynamische Prozesse dominiert. Das Meereis wird in

seiner geographischen Verteilung und in seinem saisonalen Wachstums- und Schmelzvorgang entscheidend durch den Ozean, der Atmosphäre und umgebenden Landmassen beeinflusst. Umgekehrt beeinflusst das Meereis alle mit ihm verbundenen Systeme und ist somit ein integraler Bestandteil des Klimas der Erde (Thomas et al., 2003). Die Bedeutung des Meereis soll hier anhand der wichtigsten Beispiele verdeutlicht werden.

Das Meereis hat eine *isolierende Wirkung* zwischen Atmosphäre und Ozean. Es behindert den Austausch von sensibler und latenter Wärme. Im Winter kann die Temperatur der Atmosphäre -40°C betragen und die des Ozeans $-1,8^{\circ}\text{C}$, wodurch ein Riss in der Eisdicke zu einem Wärmefluss von mehreren hundert Watt pro Quadratmeter führen kann (Kaleschke, 2003).

Bei der Meereisbildung wird nur ein kleiner Teil des im Meerwasser enthaltenen Salzes in Form von Sole-Einschlüssen in das Eis aufgenommen. Daher ist Meereis, verglichen mit Ozeanwasser relativ salzarm. Der Großteil des Salzes wird wieder an das Meerwasser abgegeben und erhöht so die Dichte der obersten Wasserschichten. Dadurch kann es zu einer Destabilisierung der Meerwasserschichtung kommen, wobei das kalte, salzreiche und damit sehr dichte Oberflächenwasser in die Tiefe absinkt. Die *thermohaline Zirkulation* wird somit durch das Meereis mitbeeinflusst. Umgekehrt bewirkt das Schmelzen von Meereis und damit Eintrag von Süßwasser in den Ozean eine Stabilisierung der Meerwasserschichtung. Im saisonalen Zyklus wird während der Eiswachstumsphase mehr Tiefenwasser gebildet als in der Schmelzphase (Thomas et al., 2003).

Durch Wind und Meeresströmungen wird das Eis über große Entfernungen transportiert. Damit ist auch ein *Transport von negativer latenter Wärme* und *Süßwasser* verbunden (Spreen, 2004). Ein großer Teil des Meereises entsteht in Bereichen offenen Wassers, den Polynyen. Durch den transpolaren Driftstrom gelangt das Eis aus den Entstehungsorten über die Framstraße in die Grönlandsee, wo es schmilzt. Es kommt dadurch zu einer Abgabe von negativer latenter Wärme und Süßwasser in dieser Region. Da in der Grönlandsee ein großer Teil des nordatlantischen Tiefenwasser gebildet wird (hier allerdings durch Abkühlen des warmen und salzreichen Oberflächenwassers aus dem Nordatlantikstroms), kann ein vermehrter Eintrag von Süßwasser zu Verringerung der Tiefenwasserbildung beitragen.

Die Strahlungsbilanz der Erde wird wesentlich vom Meereis durch seine hohe *Albedo* beeinflusst. Die Albedo gibt das Rückstrahlvermögen eines Körpers an. Das ist das Verhältnis von reflektierter zu ankommender Strahlung und wird als ein Wert zwischen 0 und 1 angegeben. Ein Wert von 1 würde bedeuten, dass sämtliche ankommende Strahlung reflektiert wird. Ein Körper mit einer Albedo von Null würde sämtliche ankommende Strahlung absorbieren. Die höchste Albedo besitzt Neuschnee (0,9), für Meereis (0,8 im Mittel) ist sie sehr hoch und für Meerwasser (0,04 - 0,15) und Schmelztümpel (0,2) ist sie sehr gering (Roedel, 2000). Oberflächen mit niedriger Albedo werden durch die ankommende Strahlung deswegen stärker erwärmt. Für das Meereis bedeutet dies, bei einem Rückgang der Meereisflächen, dass größere Flächen des Ozeans mit niedriger Albedo frei werden, die sich dadurch erwärmen und das umliegende Eis weiter schmelzen. Dies ist ein Beispiel für einen positiven Rückkopplungseffekt, der Eis-Albedo-Feedback Effekt genannt wird. Global gesehen wird die Gesamtalbedo der Erde durch den Rückgang von Meereis reduziert, was zu weiteren Erwärmung des Klimas führen kann.

Ein Rückgang des arktischen Meereises wurde in zahlreichen Publikationen thematisiert (Cavalieri et al., 2003; Perovich et al., 2009) und gilt als erwiesen. Im letzten Jahrhundert hat sich die Erdoberfläche im Mittel um $0,5^{\circ}\text{C}$ und in der Arktis sogar um $1,5^{\circ}\text{C}$ erwärmt (Thomas, 2003). Für die nächsten Jahrzehnte wird eine weitere Erwärmung des

Klimas um $0,1^{\circ}\text{C}$ bis $0,2^{\circ}\text{C}$ pro Dekade prognostiziert (Houghton et al., 2001b). Es ist zu erwarten, dass die fortgesetzte Klimaerwärmung sich am deutlichsten an den Polen zeigen wird. Das Meereis ist damit ein sensibler *Indikator der Klimaerwärmung* (Holand, 2003).

Aus ökonomischer Sicht steigt das Interesse des Menschen an der Arktis. Schifffahrtsrouten werden durch den Rückgang des arktischen Meereises im Sommer von Europa durch die Nord-Ost-Passage oder von Nordamerika durch die Nord-West-Passage nach Asien eisfrei. Dadurch wird der Seeweg um ca. 7000 km bzw. um ca. 4200 km gegenüber den traditionellen Routen kürzer (Graff, 2007). Die arktischen Anrainerstaaten Russland, Norwegen, Kanada, USA und Dänemark haben längst damit begonnen, Besitzansprüche auf Gebiete der Arktis zu stellen mit dem Ziel auf absehbare Zeit die Öl- und Gasvorkommen in der Arktis ausbeuten zu können.

Die Bedeutung des Meereises aus klimatologischer, biologischer und ökonomischer Sicht ist sehr groß. Der aktuell beobachtete Rückgang des arktischen Meereises wird Veränderungen nach sich ziehen, die schwer voraussehbar sind. Um auf diese Veränderungen vorbereitet zu sein, wenn überhaupt möglich, bedarf es großer Forschungsanstrengungen.

Aufgabenstellung:

Diese Bachelorarbeit befasst sich mit dem Thema Meereis und soll aus den Daten, die aus der Mikrowellenfernerkundung seit 1972 gewonnen wurden, mögliche Trends der Meereisausdehnung und Meereisfläche aufzeigen. Dazu werden zwei Aufgaben angegangen:

1. Mit Hilfe des an der Universität Bremen entwickelten ASI (*ARTIST Sea Ice*)-Meereiskonzentrationen-Algorithmus und der Satellitendaten des passiven Mikrowellensensors AMSR-E (*Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS*) sollen Zeitreihen für die Meereisausdehnung und die Meereisfläche erstellt werden
2. Daten der Meereisausdehnung und Meereisfläche anderer Mikrowellensensoren sollen zu einer zusammenhängenden und konsistenten Zeitreihe zusammengefügt werden, um Langzeitbeobachtungen des gesamten zur Verfügung stehenden Datensatzes der Mikrowellenfernerkundung von Meereis durchführen zu können

Kapitel 2

2. Physikalische Grundlagen

2.1 Helligkeitstemperatur/Emissivität

Die passive Mikrowellenfernerkundung nutzt die natürliche thermische Strahlung der Erdoberfläche. Dabei emittieren die Moleküle der Erdoberfläche Strahlung durch thermische Oszillation. Gleichzeitig absorbieren sie auftreffende elektromagnetische Strahlung.

Wird sämtliche einfallende Strahlung absorbiert, liegt ein schwarzer Körper vor. Für diesen gilt nach dem planckschen Strahlungsgesetz:

$$B(\nu, T) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \cdot \frac{1}{e^{h\nu/kT} - 1} \quad (1)$$

Dabei ist B das spektrale Emissionsvermögen, welches nur von der Frequenz ν und der Temperatur T abhängt. Weitere Größen in dieser Gleichung sind die Lichtgeschwindigkeit c und das plancksche Wirkungsquantum $h = 6,6261 \cdot 10^{-34}$ Js.

Für $\frac{h\nu}{kT} \gg 1$ kann das spektrale Emissionsvermögen näherungsweise mit dem Rayleigh-Jeans-Gesetz beschrieben werden:

$$B(\nu, T) = 2kT \frac{\nu^2}{c^2} \quad (2)$$

Für die auf der Erde herrschenden Temperaturen und die für die passive Mikrowellenfernerkundung verwendeten Frequenzen kann diese Näherung verwendet werden. In der Beziehung (2) ist Temperatur T proportional zum Emissionsvermögen B , durch Umstellung dieser Gleichung nach T , kann beim Messen des Emissionsvermögens des Radiometers im Falle eines schwarzen Körpers und im Mikrowellenbereich, die Helligkeitstemperatur T_B bestimmt werden:

$$T_B = \frac{c^2}{2\nu^2 k} B(\nu, T) \quad (3)$$

Für einen schwarzen Körpers gilt außerdem, dass die Helligkeitstemperatur gleich der physikalischen Temperatur ist. Dies ist aber bei realen Körpern nicht der Fall, denn diese emittieren weniger Strahlung als ein schwarzer Körper derselben Temperatur. Die Helligkeitstemperatur ist die zentrale Messgröße von Mikrowellenradiometern. Um die physikalische Temperatur mit der Helligkeitstemperatur in Beziehung zu setzen, wird ein Proportionalitätsfaktor ϵ eingeführt, der als Emissivität bezeichnet wird:

$$T_B = \epsilon T \quad (4)$$

Dabei hängt die Emissivität selbst von der Frequenz und der Polariastion der elektromagnetischen Strahlung und dem Einfallungswinkel zur Oberfläche ab. Mit Hilfe der Fresnelgleichungen erhält man für die Emissivität einer glatten und ebenen Wasseroberfläche:

$$\epsilon_H(\nu, \Theta) = 1 - \left| \frac{\cos \Theta - \sqrt{\zeta_w(\nu) - \sin^2 \Theta}}{\cos \Theta + \sqrt{\zeta_w(\nu) - \sin^2 \Theta}} \right|^2 \quad (5)$$

$$\epsilon_V(\nu, \Theta) = 1 - \left| \frac{\zeta_w(\nu) \cos \Theta - \sqrt{\zeta_w(\nu) - \sin^2 \Theta}}{\zeta_w(\nu) \cos \Theta + \sqrt{\zeta_w(\nu) - \sin^2 \Theta}} \right|^2 \quad (6)$$

Wobei $\zeta_w(\nu)$ die komplexe Dielektrizitätskonstante des Wasser ist. Für Eis und Schnee verhält es sich viel komplexer. Es müssen Salzkanäle, Schneekorngrößen, Rauigkeit der Oberfläche und Inhomogenitäten in der Streuung berücksichtigt werden. In Abb. 1 sind die vertikal und horizontal polarisierten Emissivitäten für erstjähriges und mehrjähriges Meereis, sowie Meerwasser in Abhängigkeit von der Frequenz gezeigt. Man erkennt, dass die Differenzen der vertikal zu horizontal polarisierten Emissivitäten (damit auch der Helligkeitstemperaturen) mit der Frequenz für bestimmte Oberflächentypen sich ganz

charakteristisch ändern. Meerwasser hat z. B. eine konstante und große Differenz, während sich die Emissivitätsdifferenzen beider Meereistypen mit der Frequenz ändern. In der passiven Mikrowellenfernerkundung von Meereis wird dies ausgenutzt.

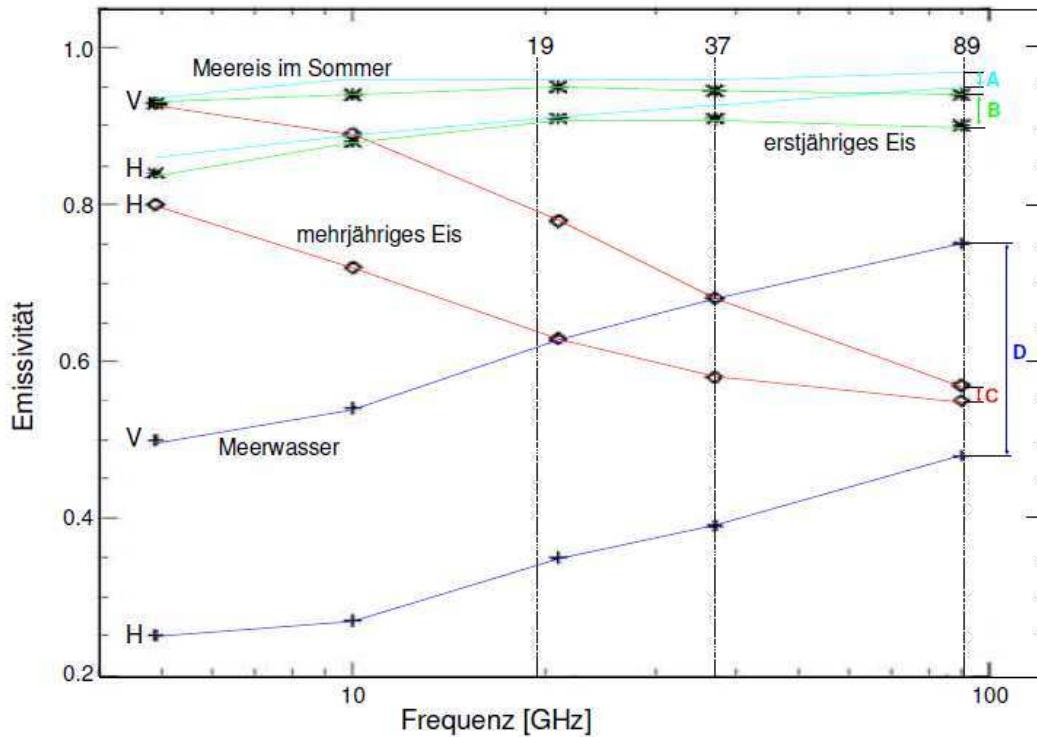


Abbildung 1. Vertikal (V) und horizontal (H) Polarisierte Emissivität von erstjährigem und mehrjährigem Meereis und Meerwasser bei einem Einfallswinkel $\Theta \approx 50^\circ$ ohne Windeinfluss. Im Sommer sind die beiden Eistypen nicht unterscheidbar. (aus Spreen, 2004)

2.2 Meereiskonzentration

Aufgrund des natürlichen Auflösungsvermögens (5 - 50 km) der Radiometerantenne wird die Erdoberfläche in *Footprints* (von der Antenne erfasste Gebiete) vermessen.

Als *Meereiskonzentration* bezeichnet man den Anteil von Meereis an der Fläche des Footprints in Prozent. Zur Berechnung der Meereiskonzentration gibt es viele Verfahren und Algorithmen, die im Wesentlichen die zuvor beschriebenen charakteristischen Merkmale in Emissivität und Helligkeitstemperaturen ausnutzen. Die wichtigsten sind der NASA-TEAM-Algorithmus (Cavalieri et al., 1984), der BOOTSTRAP-Algorithmus (Comiso, 1986) und der ASI-Algorithmus (Kaleschke et al., 2001). In dieser Arbeit werden der NASA-TEAM- und der ASI-Algorithmus zur Berechnung der Meereiskonzentration berechnet.

2.3 Beobachtungsgrößen

Zur Bestimmung der *Meereisausdehnung* werden die Flächen aller Footprints mit einer Eiskonzentration oberhalb einer definierten Schwelle aufsummiert. Dabei muss eine polarstereographische Projektion vorgenommen werden, um die Erdkrümmung zu

berücksichtigen. In dieser Arbeit wurden alle Footprints mit einer Meereiskonzentration von 15% aufsummiert. Innerhalb dieser als Meereis definierten Footprints werden ihre jeweiligen Konzentrationen nicht weiter unterschieden. Damit gibt die Meereisausdehnung die Gesamtfläche des Ozeans an, die einen mehr als 15 %igen Anteil von Meereis besitzt. Die *Meereisfläche* wird hingegen konzentrationsabhängig aufsummiert. Alle Footprints oberhalb einer Eiskonzentration von 15% werden mit ihrer jeweiligen Eiskonzentration multipliziert und anschließend aufsummiert. Damit gibt die Meereisfläche die tatsächliche Gesamtfläche von Meereis wieder. Gebiete *offenen Wassers*, also Flächen innerhalb des Gebietes der Meereisausdehnung, die nicht von Meereis bedeckt sind, werden nicht erfasst. *Schmelztümpel* sind auf dem Meereis während des Schmelzvorgangs entstandene Wasserflächen. Irrtümlicherweise werden die Schmelztümpel oft als offenes Wasser durch die Eiskonzentrationsalgorithmen erkannt. *Polynyen* sind Gebiete offenen Wassers. Dabei unterscheidet man *Küstenpolynyen*, die durch ablandige Winde entstehen, von *küstenferne Polynyen*, die durch Erwärmung von warmen Meeresströmungen von unten oder warmen Winden von oben entstehen. Küstenpolynyen spielen bei der Neueisbildung eine entscheidene Rolle. Das ständige Abtragen von neuentstandenem Eis durch den Wind gibt der im Winter sehr kalten Atmosphäre immer wieder neue Angriffsfläche auf den Ozean. Polynyen sind besonders in der Antarktis zu einem beträchtlichen Teil an der Meereisbildung beteiligt. Die *mittlere Meereiskonzentration* gibt den Durchschnitt der Meereiskonzentrationen aller Footprints oberhalb der definierten Schwelle von 15 % Eiskonzentration wieder. Eine weitere wichtige Größe ist die *Eisdicke*. Es gibt noch keine erfolgreichen Methoden die Eisdicke durch Mikrowellenfernerkundung zu bestimmen. Allerdings wurden Daten von Unterseebooten, die regelmäßig in der Arktis patrouillieren, gesammelt. Die Eisdicke spielt eine entscheidene Rolle im Rückgang des arktischen Meereises. Auf diese kann aber in dieser Arbeit nicht eingegangen werden, da entsprechenden Daten nicht zur Verfügung standen.

2.4 Meereisentwicklung

Nach der WMO (*World Meteorological Organisation*) werden die wichtigsten auftretenden Formen des Meereises nach Tab. 1 unterschieden. Die Neueisentwicklung beginnt mit der Entstehung von Eisnadeln (*Frazil Ice*), wenn die Temperatur unter $-1,8\text{ °C}$ fällt und damit den Gefrierpunkt von salzhaltigem Ozeanwasser unterschreitet. Wird eine große Menge dieser Eisnadeln gebildet, beginnen sie sich zu verklumpen und bilden Eisschlamm (Grease Ice). Bei ruhiger See bildet sich eine geschlossene Eisdecke (Nilas), die noch elastisch ist. Es wird zwischen dunklem und hellem Nilas unterschieden, wobei das helle dicker ist. Bei Seegang bildet sich stattdessen Pfannkucheneis (Pancake Ice), das aus Eisschollen mit einer Fläche zwischen 30 cm und 3 m besteht. In der nächsten Entwicklungsstufe fügen sich die einzelnen Eisschollen zu einer ersten festen Eisschicht aus jungem Eis zusammen, welche zunächst grau ist und mit dem weiteren Wachstum grauweiß wird. Erreicht das Eis eine Dicke von über 30 cm und hat noch keinen Sommer überdauert, wird es *erstjähriges Meereis* bezeichnet. Dieses wird außerdem nach seiner Dicke unterschieden, welche bis zu 2 m betragen kann. Wenn das erstjährige Eis einen oder mehrere Sommer überstanden hat, wird es als *zweijähriges* (ca. 2,5 m) oder *mehrjähriges Meereis* ($\geq 3\text{ m}$) bezeichnet. Dieses Eis unterscheidet sich von dem erstjährigen Eis durch seinen geringeren Salzanteil. Das Salz in den Sole-Einschlüssen sickert im Laufe der Zeit tiefer ins Eis und bildet dort *Salzkanäle*, die ins Meer münden. Außerdem unterscheidet es sich in seinen Oberflächeneigenschaften, da es durch mehrere Gefrier- und Schmelzvorgänge gegangen ist. Das Eis wird dadurch vielschichtiger.

Entwicklungsstadium	Eistyp	Eisdicke
neues Eis	Eisnadeln, Eisschlamm, dunkle Nilas	< 5 cm
	helle Nilas	5 - 10 cm
	Pfannkucheneis	bis 10 cm
junges Eis	graues Eis	10 - 15 cm
	grau-weißes Eis	15 - 30 cm
erstjähriges Eis	dünnes erstjähriges Eis	30 - 70 cm
	mittleres erstjähriges Eis	70 - 120 cm
	dickes erstjähriges Eis	1,2 - 2 m
altes Eis	zweijähriges Eis	ca. 2,5 m
	mehrfähriges Eis	≥ 3 m

Tabelle 1. Eisklassen nach WMO (1989) (nach Spreen, 2004)

2.5 Thermodynamik und Dynamik

Als integraler Bestandteil des arktischen bzw. des antarktischen Systems wechselwirkt das Meereis mit seiner Umgebung, nämlich der Atmosphäre, dem Ozean und den Landmassen. Dabei wird die Entwicklung des Meereises im Wesentlichen durch zwei Mechanismen gesteuert, die Thermodynamik und die Dynamik. Die Thermodynamik beeinflusst den Wachstums- und Schmelzvorgang, die Dynamik beeinflusst die Bewegung des Meereises. Diese Mechanismen müssen bei der Interpretation von Anomalien und einer Änderung im Langzeittrend berücksichtigt werden (Perovich et al., 2009).

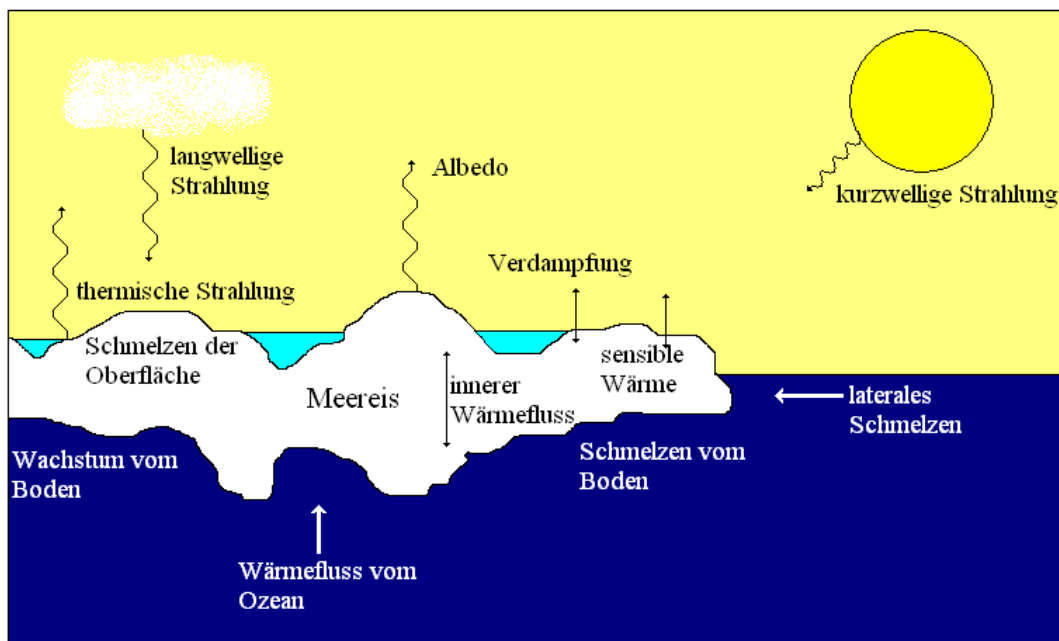


Abbildung 2. Energiebudget des Meereises (nach Perovich et al., 2009)

In Abb. 2 wurde das Energiebudget von Meereis skizziert. Ankommende kurzwellige Sonnenstrahlung und langwellige Wärmestrahlung (auch durch tiefe Wolken) führen bei ausreichender Intensität zum Schmelzen der Meereisoberfläche, wodurch Schmelztümpel entstehen können. Ein Teil der Strahlung wird durch die Albedo des Eises wieder reflektiert. Ein anderer Teil landet im Meerwasser oder den Schmelztümpeln und führt zum lateralen Schmelzen. Durch den Wärmefluss vom Ozean wird ein Schmelzvorgang von der Eis-Unterseite initiiert. Außerdem gibt das Meereis langwellige Strahlen ab oder es kommt zu Verdampfung und damit einer Abgabe von latenter Wärme. Fühlbare Wärme wird zwischen Meereis, Atmosphäre und Ozean ausgetauscht. Ein innerer Wärmefluss im Eis, wenn auch durch die isolierende Wirkung beschränkt, ist auch vorhanden. Ein Wachstum vom Boden ist durch den inneren Wärmefluss durch das Eis möglich. Wenn die Summe all dieser Energieflüsse positiv ist kommt es zum Schmelzen, wenn sie negativ ist, wächst die Eisschicht (Perovich et al., 2009).

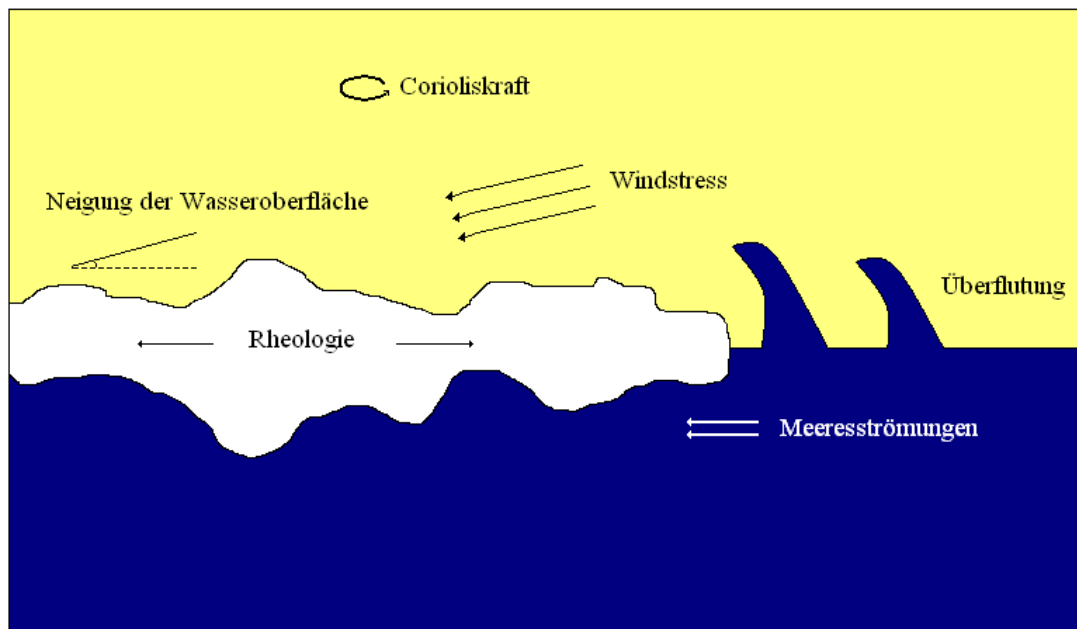


Abbildung 3. Dynamik des Meereises (nach Perovich et al., 2009)

In Abb. 3 ist die Dynamik des Meereises und seiner Umgebung skizziert, wobei Landmassen hier nicht berücksichtigt werden. Windstress und Meeresströmungen bewegen das Eis, wobei der Windstress räumlich und zeitlich schneller variiert als die Meeresströmung. Die Corioliskraft wirkt insbesondere in Abhängigkeit des Breitengrades und nimmt mit hohen Breitengraden zu. Wellen können das Eis angreifen und aufbrechen oder überfluten und so zum Eiswachstum, insbesondere in der Dicke, beitragen (Willmes, 2007). Die Rheologie des Eises, also der Verformung und Fließverhalten, erfolgt im Eis selbst.

Kapitel 3

Methoden

3.1 Vorbereitung der Datensätze

Zum Erstellen der Datensätze und Plots wurde die Programmiersprache IDL und die Software Matlab benutzt. In IDL wurde der ASI-Algorithmus zur Berechnung der Meereiskonzentrationen des AMSR-E Sensors verwendet. Außerdem wurde ein bestehendes Programm zur Berechnung der Meereisausdehnung und Meereisfläche aus der Meereiskonzentration in IDL weiterentwickelt. Mit Matlab wurden die Zeitreihen aneinander angepasst.

Fehlerhafte oder fehlende Daten wurden linear interpoliert. Außerdem wurden Landmasken definiert und eingesetzt, die alle Süßwasserseen aus der Kalkulation ausschlossen. Die gesondert erstellten AMSR-E Zeitreihen, beinhalten zunächst Tageswerte. Zur Anpassung der Zeitreihen wurden aus den Tageswerten die mittleren Monatswerte berechnet. Darüber hinaus wurden Zeitreihen von NSIDC (National Snow and Ice Data Center) verwendet. Die Zeitreihe ESMR beinhaltet Daten der Sensoren ESMR (Electrically Scanning Microwave Radiometer), SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer), SSM/I (Special Sensor Microwave Imager)(Cavalieri et al., 2003). Diese Zeitreihe erstreckt sich über den Zeitraum 1972-2002 in der Arktis und 1973-2002 in der Antarktis. Außerdem wurde die Zeitreihe SMMR-SSM/I verwendet. Diese Zeitreihe wurde von NSIDC aus den beiden Sensoren SMMR und SSM/I zusammengesetzt und erstreckt sich über den Zeitraum 1978-2009. Die Meereiskonzentration für die hier eingesetzte SMMR-SSM/I Zeitreihe wurde mit NASA-TEAM-Algorithmus berechnet.

3.2 Zeitreihenanalyse

Für Langzeitbeobachtungen, wie es in dieser Arbeit der Fall ist, eignen sich Zeitreihen als statistisches Instrument. Eine Zeitreihe ist eine Folge beobachteter Werte einer Variablen zu verschiedenen Zeitpunkten (Schlittgen, 2001). Zeitreihen der Meereisausdehnung verfügen insbesondere eine *Saisonkomponente* oder *mittlerer Jahresgang*.

Darüber hinaus wird ein möglicher *Trend* in der Zeitreihe gesucht. Abweichungen der Zeitreihe von der Saisonkomponente werden *Anomalien* oder Residuen bezeichnet. Ist man an einer dieser Größen interessiert, muss die Zeitreihe in übersichtliche Komponenten zerlegt werden. Dies ist mit Hilfe der *klassischen Komponentendarstellung* von Zeitreihen möglich. Im additiven Modell werden die Komponenten als Summe dargestellt:

$$y_t = T_t + S_t + A_t, \quad t = 1, 2, \dots, n \quad (7)$$

Wobei y_t der Wert der Zeitreihe zum Zeitpunkt t ist. T_t ist der dazugehörige Trend, S_t die Saisonkomponente und A_t ist die Anomalie. An die Saisonkomponente muss die Forderung gestellt werden, periodisch zu sein. Zur Bestimmung der Saisonkomponente gibt es zwei Möglichkeiten. Zum Einen kann mit Hilfe von Fourierreihen eine periodische Saisonkomponente aus der Zeitreihe gewonnen werden. Die andere Möglichkeit ist, über alle Jahre einen gemittelten Jahresgang zu konstruieren. Letztere Methode wurde in dieser Arbeit verwendet. Die Trendkomponente zu finden ist weitaus schwieriger und es gibt eine Vielzahl von Methoden. Je nach verwendeter Methode kann der Trend einen anderen Verlauf für dieselbe Zeitreihe nehmen. Deswegen ist es wichtig die Methode zu benennen, um repräsentative Ergebnisse zu erhalten. In dieser Arbeit wurde zunächst die Saisonkomponente als mittlerer Jahresgang der gesamten Zeitreihe bestimmt. Anschließend wird die Saisonkomponente von den Werten der Zeitreihe y_t subtrahiert.

$$y_t - S_t = T_t + A_t, \quad t = 1, 2, \dots, n \quad (8)$$

Man erhält so eine saisonbereinigte Zeitreihe, die Trend und Anomalien beinhaltet. In der *Anomalienanalyse* (saisonbereinigte Zeitreihe) werden nun drei mögliche Trends angenommen.

1. Ein linearer Trend wird ermittelt als Regressionsgerade aller monatlicher Werte der saisonbereinigten Zeitreihe über einen bestimmten Zeitraum
2. Durch das Aufsuchen eines Polynoms zweiten Grades wird der quadratische Trend bestimmt
3. Der einfache gleitende Durchschnitt (wird im Folgenden weiter erklärt)

Der einfache gleitende Durchschnitt wird wie folgt definiert

$$D_t = \sum_{i=-a}^a \frac{1}{2a+1} y_{t+i} \quad (9)$$

mit $t = a + 1, \dots, n - a$

Dabei ist a die Anzahl der in den Durchschnitt einbezogenen Werte links und rechts von dem gesuchten Wert y_t zum Zeitpunkt t . Aus dieser Definition ergibt sich das Problem, dass jeweils zu Beginn und zum Ende der Zeitreihe die benachbarten Werte nach links und nach rechts fehlen. In Abhängigkeit vom Wert von a muss dies an den Rändern der Zeitreihe berücksichtigt werden. Der gleitende Durchschnitt glättet die Zeitreihe. Für $a = 0$ nach (9) geht der gleitende Durchschnitt in die Zeitreihe selbst über, bei hohen Werten für a wird die Zeitreihe zunehmend glatter. Die Wahl von a ist somit eine Wahl, in welchem Zeitraum ein Trend gesucht wird. Da in dieser Arbeit für den langfristigen Trend bereits der lineare und quadratische Trend verwendet wird, soll der gleitende Durchschnitt für $a = 5$ Monate kurzfristige, Tendenzen aufzeigen.

3.3 Anpassung der Zeitreihen

Ein Aufgabenteil dieser Bachelorarbeit ist es, mehrere Zeitreihen der Meereisausdehnung und Meereisfläche mit Überlappungszeitraum zu einer konsistenten Zeitreihe zusammenzufügen. Die einzelnen Zeitreihen geben zwar dieselbe Beobachtungsgröße wieder, da aber diese Beobachtungsgröße mit unterschiedlichen Sensoren und Algorithmen bestimmt wurden, ergeben sich andere Werte für sie. Wenn es allerdings einen Überlappungszeitraum der Zeitreihen gibt, ist es möglich, die Zeitreihen aneinander anzupassen. Dabei wird davon ausgegangen, dass die Unterschiede der einzelnen Zeitreihen nur aus einer systematischen Abweichung resultieren. Da hier im Überlappungszeitraum dieselben physikalischen Größen beobachtet werden, trifft dies zu. Mögliche systematische Abweichungen bei der Meereisausdehnung sind z. B. die Unterschätzung der Eiskonzentration des NASA-TEAM-Algorithmus insbesondere im Sommer (Agnew et al., 2002b), die Verwendung unterschiedlicher Landmasken oder unterschiedlicher räumlicher Auflösungen.

Die Methode der Anpassung soll im Folgenden beschrieben werden. Zunächst wird eine der Zeitreihen ausgewählt, an die die anderen angepasst werden sollen. Es bietet sich die an, die möglichst viele Überlappungszeiträume mit den anderen verfügt. Konkret liegen die ESMR-Zeitreihe (1972-2002), die SMMR-SSM/I-Zeitreihe (1979-2009) und die AMSR-E-Zeitreihe (2003-2009) vor. Somit hat die SMMR-SSM/I-Zeitreihe den Überlappungszeitraum 1979-2002 mit der ESMR-Zeitreihe und den Überlappungszeitraum 2003-2009 mit der AMSR-E-Zeitreihe. Daher wird an die SMMR-SSM/I-Zeitreihe angepasst. Dazu werden die Standardabweichungen σ und der Mittelwert \bar{y} jeder Zeitreihe im jeweiligen Überlappungszeitraum bestimmt. Die Standardabweichung gibt per Definition die Streuung um den Mittelwert wieder und ist damit in den hier betrachteten Zeitreihen ein Maß der Höhe der mittleren Amplituden und zusätzlich möglicher Trends, die vom Mittelwert abweichen. Da dieselben Zeiträume und auch dieselben Beobachtungsgrößen aufeinander angepasst werden, geht der Trend in die Standardabweichung für beide Zeitreihen gleichermaßen ein. Das Verhältnis der Standardabweichung $\frac{\sigma_{y_1}}{\sigma_{y_2}}$ (y_1 für die Referenzzeitreihe, y_2 für die anzupassende Zeitreihe) wird mit den Werten der anzupassenden Zeitreihe multipliziert.

$$y_3(t) = \frac{\sigma_{y_1}}{\sigma_{y_2}} \cdot y_2(t) \quad (10)$$

Hier sind $y_3(t)$ die neue und $y_2(t)$ die anzupassende Zeitreihen und t die Zeit. Mit $y_3(t)$ handelt es sich aber noch nicht um die angepasste Zeitreihe. Es muss nämlich noch zur Korrektur ein Offset M eingefügt werden. Dazu bestimmt man den Mittelwert \bar{y}_3 der Reihe $y_3(t)$ und den Mittelwert \bar{y}_1 der Reihe $y_1(t)$. Der Offset ergibt sich dann aus

$$M = \bar{y}_1 - \bar{y}_3 \quad (11)$$

Die angepasste Zeitreihe $\hat{y}(t)$ erhält man dann zusammengefasst wie folgt

$$\hat{y}(t) = \frac{\sigma_{y_1}}{\sigma_{y_2}} \cdot y_2(t) + M \quad (12)$$

Zum Gegenprüfen muss die Standardabweichung der Referenzreihe $y_1(t)$ und die Standardabweichung der angepassten Zeitreihe $\hat{y}(t)$ identisch sein. Der Beweis für diese Forderung wird im Anhang geführt. In Abb. 4 ist der Überlappungszeitraum (2003-2009) der arktischen Meereisausdehnung und der Meereisfläche der Zeitreihen SMMR-SSM/I, AMSR-E und der angepassten Zeitreihe dargestellt. Man sieht, dass die AMSR-E Zeitreihe der Meereisausdehnung im Winter systematisch niedrigere Werte als die SMMR-SSM/I Zeitreihe hat. Dadurch ist der Mittelwert ebenfalls konstant geringer. Die angepasste Reihe schmiegt sich so nah an die Referenzreihe, dass man sie nicht voneinander unterscheiden kann. Der Mittelwert ist auch fast identisch. So wurde mit sämtlichen Überlappungszeiträumen verfahren. Im Folgenden werden die Überlappungszeiträume auf Diskrepanzen der Zeitreihen SMMR-SSM/I und AMSR-E diskutiert, um Hinweise auf mögliche Berechnungsunterschiede der beiden Algorithmen NASA-TEAM und ASI zu erhalten. Da die ESMR-Zeitreihe dieselben Sensoren und Algorithmen wie die SSMR-SSM/I-Zeitreihe verwendet sind die Unterschiede im Überlappungszeitraum minimal (Abb. 5) und werden hier nicht weiter diskutiert.

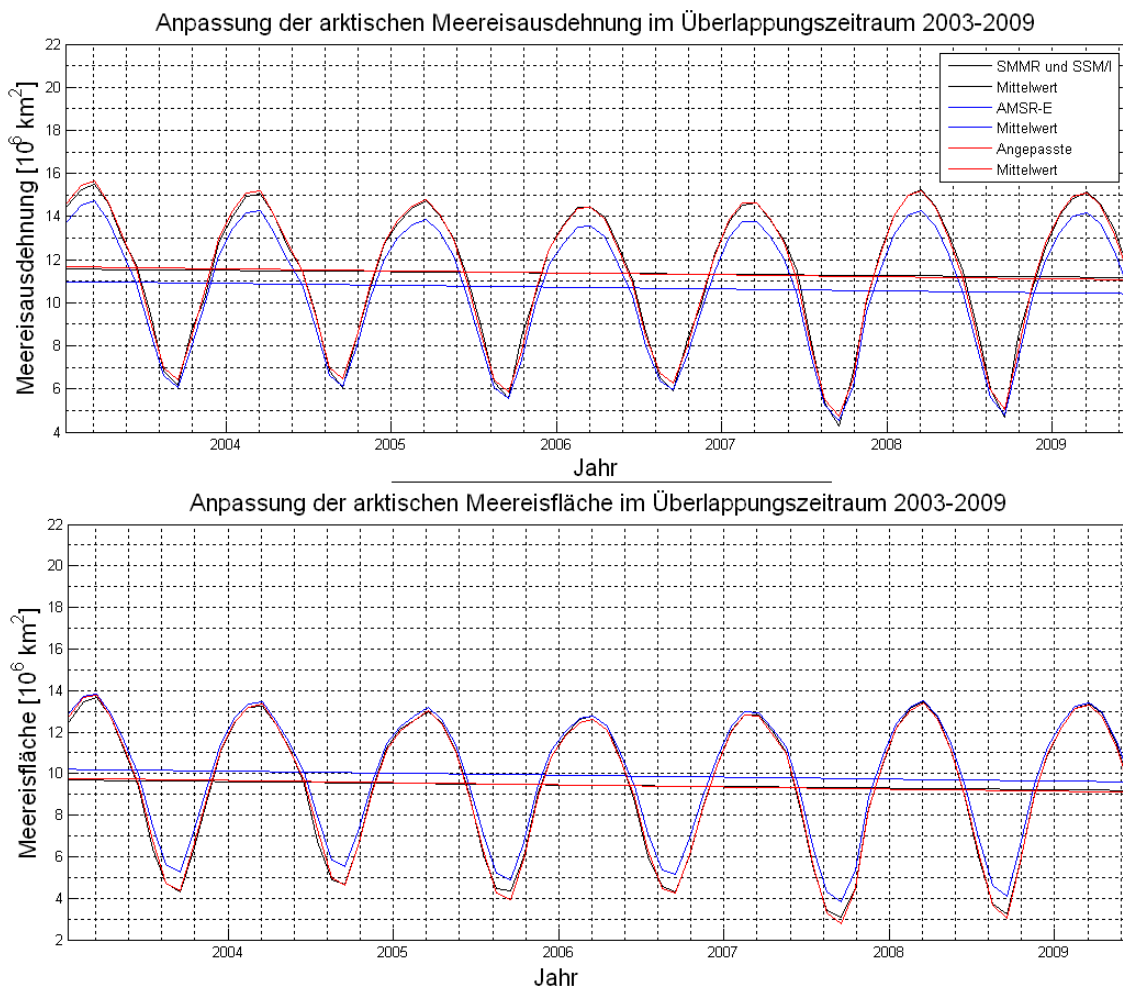


Abbildung 4. Überlappungszeitraum 2003-2009 der Sensoren SMMR-SSM/I und AMSR-E der arktischen Meereisausdehnung und Meereisfläche

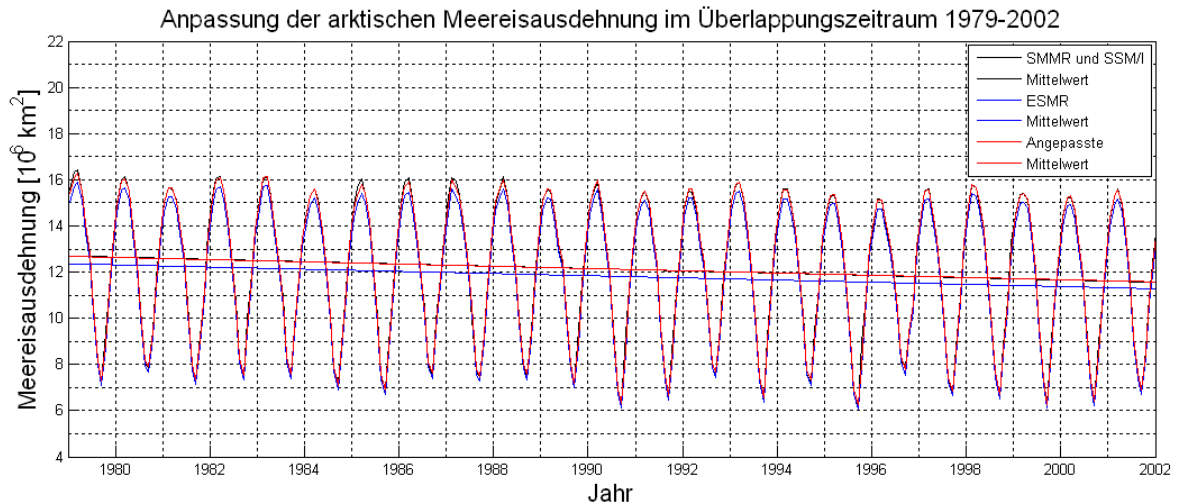


Abbildung 5. Überlappungszeitraum 1979-2002 der Sensoren ESMR und SMMR-SSM/I der arktischen Meereisausdehnung

Wie bereits erwähnt erkennt man in Abb. 4 eine systematisch niedrigere Bestimmung der arktischen Meereisausdehnung generell und insbesondere im Winter. Eine mögliche Ursache könnte die Verwendung unterschiedlicher Landmasken sein. Für die AMSR-E Zeitreihe wurde eine Landmaske verwendet, in der alle Süßwasserseen der Landmassen ausgeschlossen werden. Die Süßwasserseen gefrieren nämlich im Winter und werden als Eis von den Mikrowellensensoren erfasst. Dies trifft insbesondere auf die Great Lakes in Nordamerika und den Baikalsee in Asien zu. Ob dies auch für die SSMR-SSM/I Zeitreihen gemacht wurde, ist aus der Dokumentation¹ zu diesen Zeitreihen nicht zu entnehmen.

Auf der anderen Seite sind im Überlappungszeitraum der Meereisfläche darunter systematisch höhere Werte der AMSR-E Zeitreihen gegenüber der SMMR-SSM/I im Sommer zu finden. Letzteres war zu erwarten und ist eine bekannte Schwäche des NASA-TEAM-Algorithmus, nämlich besonders im Sommer die Meereiskonzentration, welche die Bestimmung der Meereisfläche entscheidend beeinflusst, zu unterschätzen (Agnew, 2002b).

1. http://nsidc.org/data/docs/noaa/g02135_seaice_index/index.html#parameter, 10.09.2009

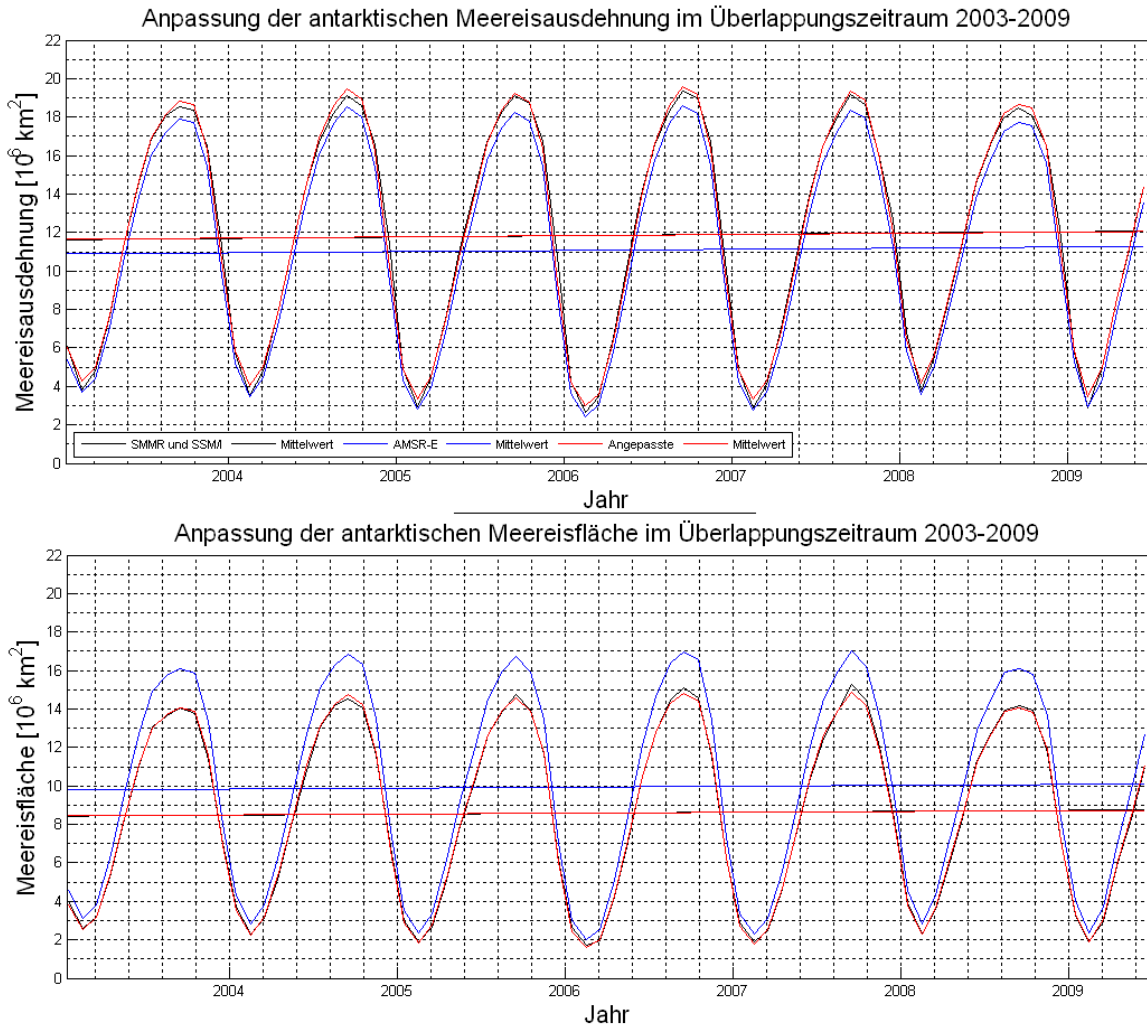


Abbildung 6. Überlappszeitraum 2003-2009 der Sensoren SMMR-SSM/I und AMSR-E der antarktischen Meereisausdehnung und Meereisfläche

In Abb. 6 ist der Überlappszeitraum (2003-2009) der antarktischen Meereisausdehnung und Meereisfläche gezeigt. In der Meereisausdehnung stellt man wieder systematisch niedrigere Werte der AMSR-E Zeitreihe generell und insbesondere im Winter fest. Inwiefern unterschiedliche Landmasken verwendet werden und ob Teile der antarktischen Schelfeisflächen mit einbezogen werden, ist auch hier unbekannt. In der antarktischen Meereisfläche fällt insbesondere auf, dass im antarktischen Winter eine große Diskrepanz festzustellen ist. Eine mögliche Ursache könnte auch hier die Fehlbestimmung der Eiskonzentration durch den NASA-TEAM-Algorithmus sein, denn im antarktischen Winter sind nennenswerte Flächen niedriger Meereiskonzentration oder offenen Wasser, bzw. Polynyen vorhanden. Es darf aber bezweifelt werden, dass dies den großen Unterschied erklären kann. Im Rahmen dieser Arbeit kann lediglich auf die Unterschiede der Ergebnisse und auf mögliche Ursachen hingewiesen werden. In Tab. 2 sind für die Anpassungen der Zeitreihen SMMR-SSM/I und AMSR-E die Verhältnisse der Standardabweichungen und die Offsets zusammengefasst.

Anpassung von SMMR-SSM/I und AMSR-E		
Beobachtungsgrößen	$\frac{\sigma_{y1}}{\sigma_{y2}}$	M
Arktische Meereisausdehnung	1,0701	-0,0867
Arktische Meereisfläche	1,0983	-1,4401
Antarktische Meereisausdehnung	1,0179	0,3214
Antarktische Meereisfläche	1,0266	0,4752

Tabelle 2. Abweichungsgrößen der Anpassung der Sensoren SMMR-SSM/I und AMSR-E

Kapitel 4

Diskussion der Ergebnisse

4.1 Diskussion der AMSR-E Zeitreihen

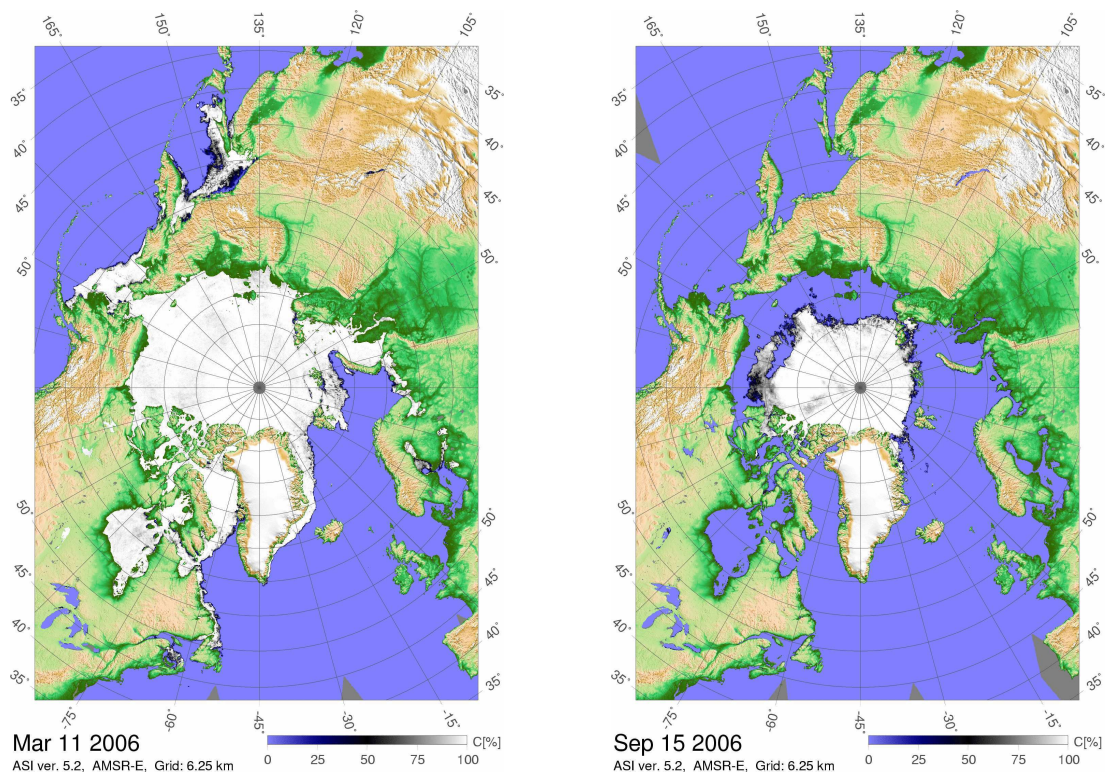


Abbildung 7. Arktische Meereisverteilungen im Maximum (links) und im Minimum (rechts)

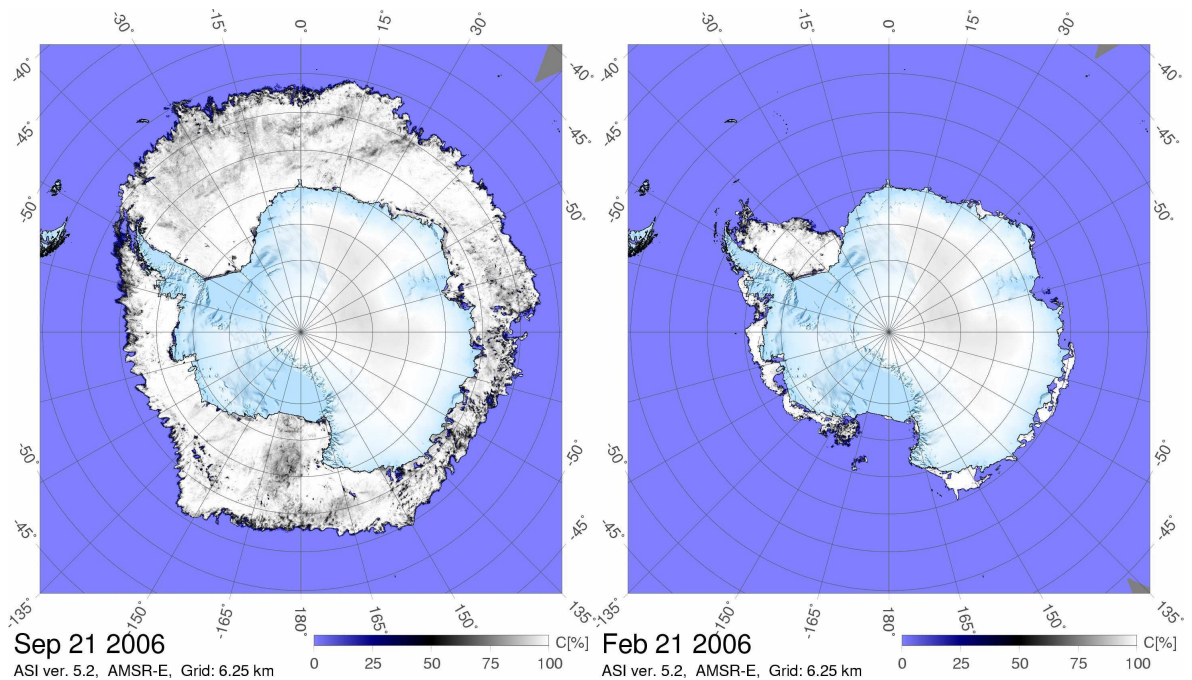


Abbildung 8. Antarktische Meereisverteilung im Maximum (links) und Minimum (rechts)

Aufgrund der geographischen Gegebenheiten unterscheiden sich Meereiswachstum- und Meereisschmelzvorgänge der beiden Hemisphären deutlich voneinander. In Abb. 7 und Abb. 8 sind die Maximal- und Minimalausdehnungen des Meereises der Arktis und der Antarktis des Jahres 2006 gezeigt. Bei der Maximalausdehnung in der Arktis (Abb. 7) am 11. März 2006 bedeckt das Meereis beinahe das gesamte Nordpolarmeer. Aufgrund des Nordatlantikstromes bleiben Teile der Grönlandsee, das Europäischen Nordmeer und die Barentssee eisfrei. Neben dem Nordpolarmeer werden auch Hudson Bai, Baffinbai, Teile der Labradorsee und des Sankt-Lorentz-Golfes, Beringmeer, Ochotskisches Meer und auch Teile der Ostsee von Meereis bedeckt. In der Minimalausdehnung am 15. September 2006 ist ein beachtlicher Teil des Meereises in der Zentralarktis erhalten geblieben, das per Definition zweijähriges bzw. mehrjähriges Meereis genannt wird, da es die Schmelzphase überdauert hat. Die Abb. 8 zeigt die Antarktis während der Maximal- und Minimalausdehnung des Meereises. So erreicht das Meereis am 21. September 2006 seine Maximalausdehnung, welches sich als Ring um den antarktischen Kontinent verteilt und damit Teile des atlantischen, indischen und pazifischen Ozeans bedeckt. Am 21. Februar 2006 sind kleine Fragmente von Meereis verteilt an den Küsten des antarktischen Kontinentes und ein größerer Teil in der Weddellsee erhalten geblieben. Diese Gegenüberstellung der Meereisverteilungen der beiden Hemisphären zeigt, wie unterschiedlich sich das Meereis aufgrund der geographischen Gegebenheiten verteilt. In der Arktis ist die Ausdehnung des Meereises nach außen hin insbesondere durch Landmassen und auch durch Meeresströmungen beschränkt und nach innen hin bleibt ein beachtlicher Teil als mehrjähriges Meereis erhalten. In der Antarktis verhält es sich umgekehrt, nach außen hin sind keine Landmassen vorhanden und innen liegt der riesige antarktische Kontinent. Somit entwickelt sich das Meereis in der Wachstumsphase von den Küsten der Antarktis nach außen hin in einer Richtung und wird nur durch niedrigere geographischen Breiten und warmen Meeresströmungen beschränkt. In der Arktis kann

das Meereis gleichzeitig von innen zu den Küsten, wie auch von den Küsten nach innen entwickeln. Darüber hinaus bewirken die umliegenden Landmassen durch ihr kontinentales Klima eine schnelle saisonale Abkühlung der arktischen Region. Die beiden letztgenannten Effekte führen zu einer schnellen Neubildung des arktischen Meereises, bis das Nordpolarmeer vollständig bedeckt ist. Das Meereis wächst dann langsamer in den peripheren Regionen (z. B. Beringmeer, Ochotskisches Meer) weiter.

Außerdem spielt der Eis-Albedo-Feedback Effekt im Zusammenhang der geographischen Gegebenheiten und Meereisentwicklung eine sehr wichtige Rolle, der in der Arktis stärker zum Tragen kommt als in der Antarktis. Denn im Sommer, wenn große Mengen Sonnenstrahlung auf die Arktis treffen, bewirkt das verbliebene mehrjährige Meereis eine relativ hohe Albedo. Schmilzt dieses Meereis ab, verbleibt der stark Strahlung absorbierende Ozean, der erwärmt wird und zu weiteren Schmelzen führt. In der Antarktis hingegen ist der ständig von Eis bedeckte antarktische Kontinent vorhanden, der über eine hohe Albedo verfügt. Nur kleine Flächen von mehrjährigem Meereis könnten, einen durch ihren Rückgang ausgelösten, Eis-Albedo-Feedback Effekt verursachen.

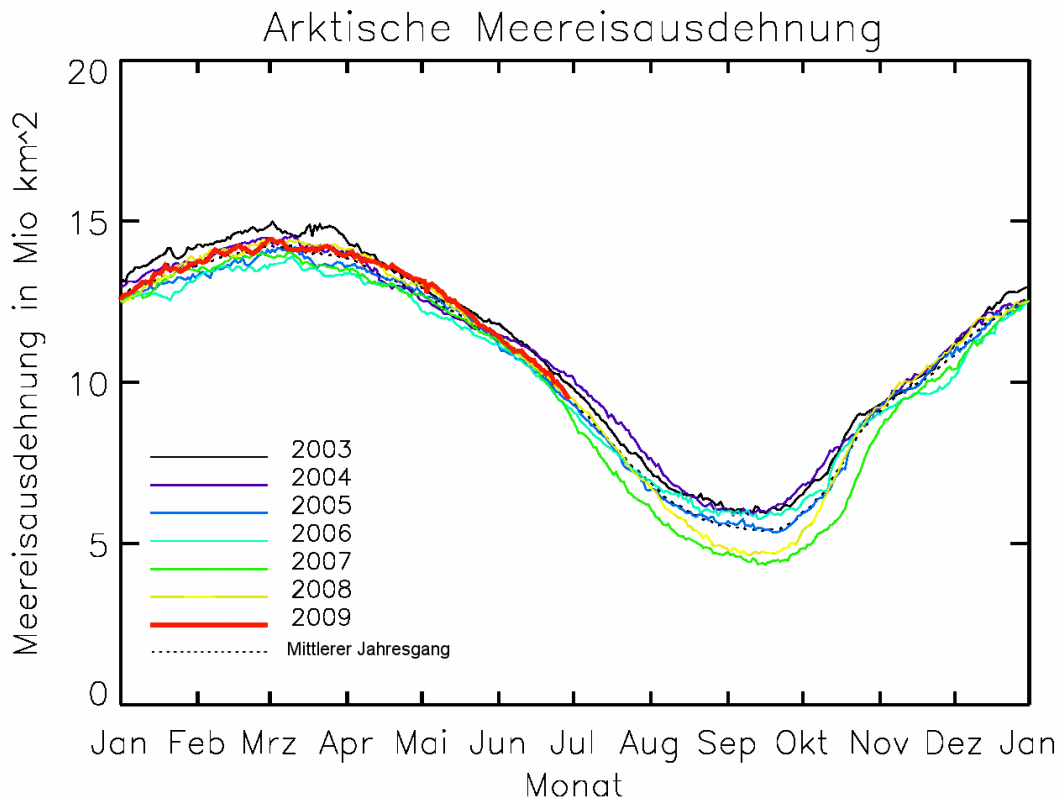


Abbildung 9. Arktische Meereisausdehnung von 2003 bis 2009 des Sensors AMSR-E und ASI-Algortimus

In Abb. 9 ist die Entwicklung der arktischen Meereisausdehnung für jedes Jahr im Zeitraum 2003-2009, sowie der mittlere Jahresgang gezeigt. Die arktische Meereisausdehnung erreicht ihr Maximum jeweils Anfang März und ihr Minimum Mitte September.

Damit ist die Eiswachstumsphase genauso wie die Schmelzphase sechs Monate lang. Doch wie schon erwähnt ist die Neubildung vom arktischen Meereis direkt nach dem Minimum im September besonders schnell und wird ab November dann langsamer, dies führt zu dem Knick Ende Oktober. Die Schmelzphase läuft hingegen gleichmäßig ab. Auffallend sind die beiden Rekordminima im Jahr 2007 (4,35 Mio km²) und im Jahr 2008 (4,65 Mio km²). Während der Schmelzphase des Jahres 2007 fällt die Kurve deutlich steiler ab als der mittlere Jahresgang. Im Minimum dieses Jahres ist die Meereisausdehnung rund 1 Mio km² niedriger und damit 18% unter dem mittleren Minimum. Im weiteren Verlauf des Jahres 2007 wird erst im November annähernd das Normalniveau erreicht. Allerdings ist die Neueisbildung in diesem Zeitraum besonders groß, da von einem sehr niedrigen Niveau wieder beinahe das Normalniveau im November erreicht wird. Im Jahr 2008 verläuft der Schmelzvorgang zunächst völlig normal, bis Anfang August der Schmelzvorgang in unveränderter Geschwindigkeit fortschreitet und sich vom Normalniveau löst. Am 9. September wird nach dem Rekordminimum 2007 das zweitkleinste historische Minimum von 4,65 Mio km² erreicht. Schließlich ist anzumerken, dass die Variabilität in den Sommermonaten besonders groß ist, während sie Anfang November und Mitte Juni besonders klein ist. Der Knotenpunkt Mitte November hängt mit der schnellen Meereisbedeckung im Nordpolarmeer zusammen, der offenbar immer zum selben Zeitpunkt erreicht wird, während die danach folgende Variabilität aus den Randgebieten herrührt.

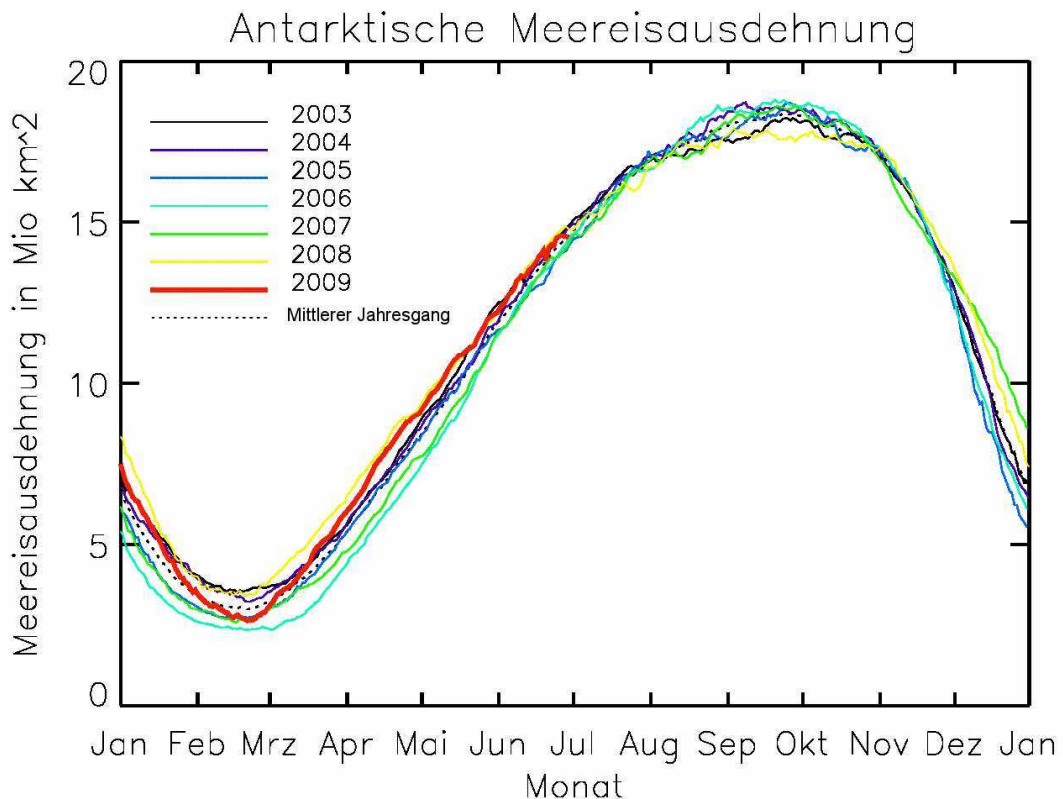


Abbildung 10. Wie in Abb. 9, nur für die Antarktis

In Abb. 10 ist die Entwicklung der antarktischen Meereisausdehnung der Jahre 2003-2009, sowie der gemittelte Jahressgang gezeigt. Zunächst fällt gegenüber der Arktis (4,35-14,99 Mio km²) der deutlich größere Unterschied zwischen Minima und Maxima der Antarktis (2,34-18,80 Mio km²) auf. Durch die fehlende Begrenzung nach außen hin kann in der Antarktis eine größere und aufgrund der geringen Ausdehnung von mehrjährigem Meereis im Minimum eine kleinere Meereisausdehnung erreicht werden. Als Konsequenz besteht das antarktische Meereis hauptsächlich aus erstjährigen und damit dünneren Meereis. Erst die Berandungen des arktischen Ozeans machen ein Zusammenpressen von Meereis und damit die größere Meereisdicke möglich. Weiterhin ist in Abb. 10 eine Eiswachstumsphase von sieben und eine Eisschmelzphase von fünf Monaten festzustellen. Hier spielt die Umrandung von den Ozeanen eine wichtige Rolle, denn dies bremst die Meereisbildung- und beschleunigt zugleich den Schmelzvorgang. Darüber hinaus sind Wachstumsphase und Schmelzphase für sich genommen gleichmäßig, was ebenfalls von den umgebenden Ozeanen bedingt ist. Knotenpunkte gibt es im November und Anfang August. Interessant ist, dass Abweichungen zu Beginn des Schmelzvorganges sich im Wachstumsvorgang fortsetzen. So setzt sich die überdurchschnittlich hohe Meereisausdehnung Ende des Jahres 2007 (grün) im Jahr 2008 (gelb) fort und bleibt bis zur Bildung des Maximums überdurchschnittlich hoch. Ende des Jahres 2005 (dunkelblau) ist die Meereisausdehnung unterdurchschnittlich, was sich im Jahr 2006 (hellblau) bis zum Maximum fortsetzt.

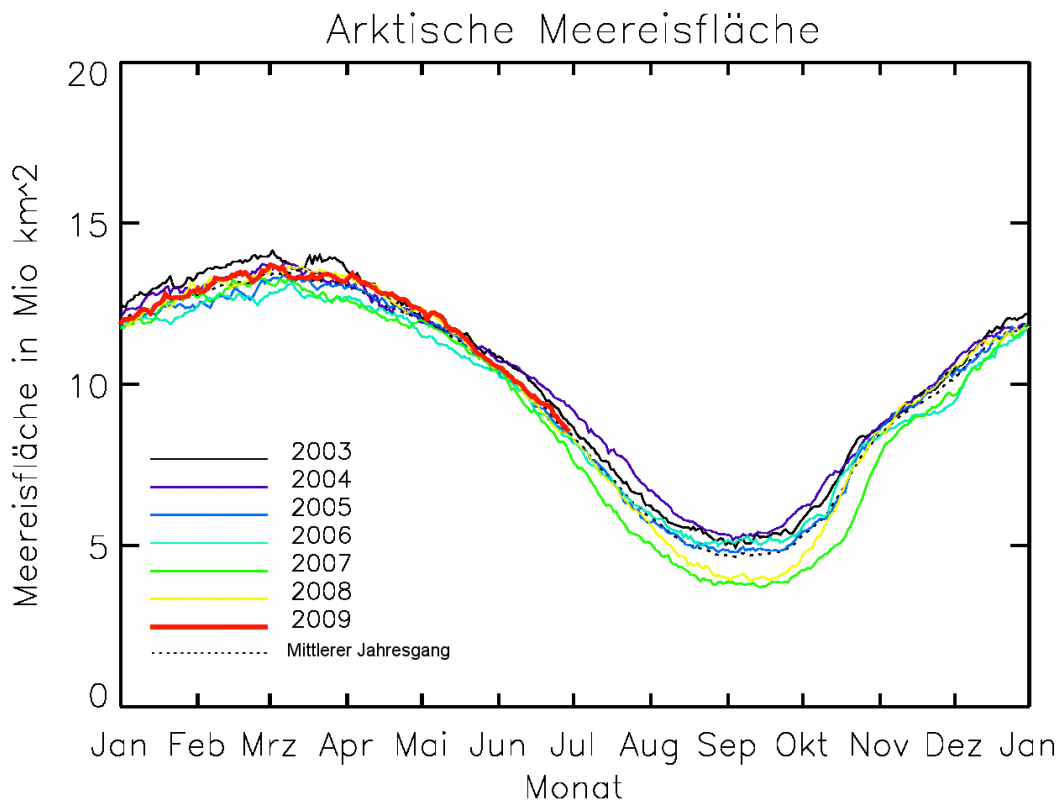


Abbildung 11. Arktische Meereisfläche von 2003 bis 2009 des Sensors AMSR-E und ASI-Algorithmus

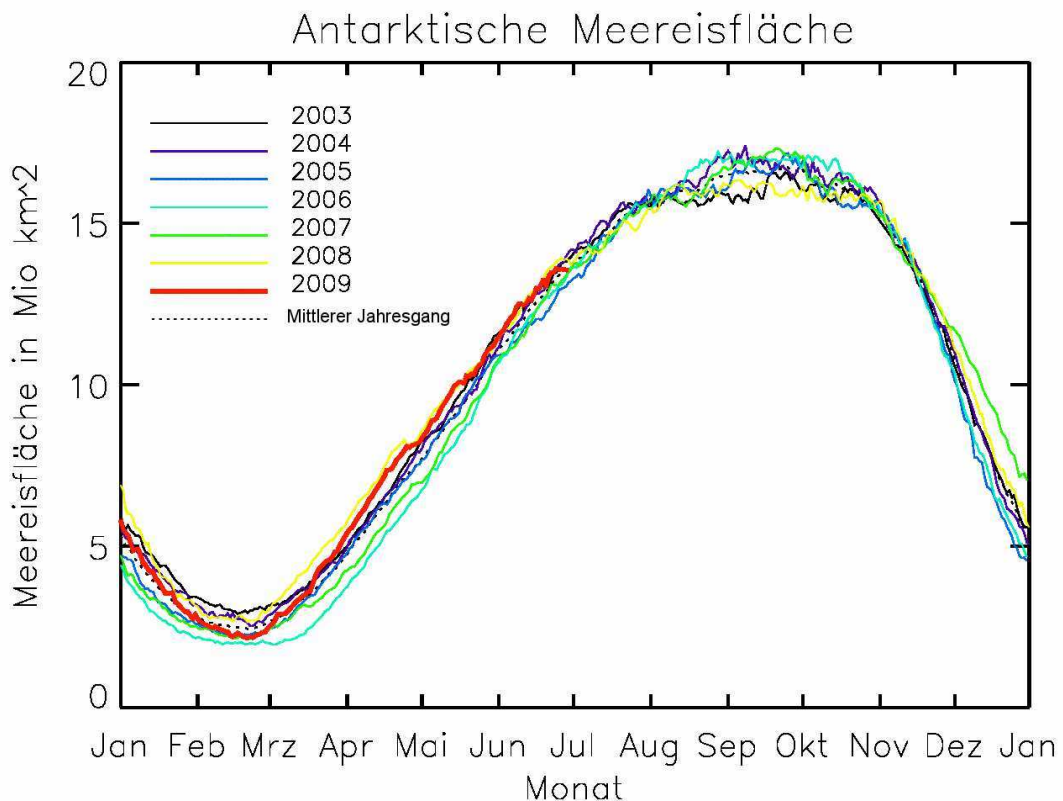


Abbildung 12. Wie in Abb. 11, nur für die Antarktis

Abb. 11 und Abb. 12 zeigen die Entwicklungen der arktischen und der antarktischen Meereisfläche der Jahre 2003-2009, sowie den mittleren Jahresgang. Grundsätzlich unterscheiden sich, bis auf die geringeren Unterschiede zwischen Minimum und Maximum (3,92-14,15 Mio km² in der Arktis und 1,94-17,42 Mio km² in der Antarktis), die Abbildungen der Meereisfläche wenig von denen der Meereisausdehnung. Allerdings ist die Verbreiterung der Minima auf beiden Hemisphären hier erwähnenswert, was in der Arktis stärker zum Tragen kommt als in der Antarktis. Begründen lässt sich diese Beobachtung durch das Vorhandensein von offenem Wasser und Schmelztümpeln zwischen und auf dem Meereis, welches bei der Bestimmung der Meereisausdehnung nicht berücksichtigt wird. Dies begründet auch die geringere Meereisfläche. Damit tritt ein zusätzlicher Puffereffekt in Erscheinung, der durch die Speicherung von latenter Wärme in Eisflächen niedriger Konzentration oder offenen Wassers zu finden ist. Während der Abschmelzvorgang durch den Albedo-Feedback-Effekt eher begünstigt wird, muss beim Gefrieren die gespeicherte latente Wärme der Wasseranteile wieder entzogen werden, ehe es gefrieren kann. Darüber hinaus wird in manchen Jahren ein etwas anderer Verlauf in der Meereisfläche gegenüber der Meereisausdehnung beobachtet. So kann man z. B. für das Jahr 2004 der arktischen Meereisfläche während des Minimums eine im Vergleich zum Jahr 2003 höhere Meereisfläche sehen. In der Meereisausdehnung ist es umgekehrt bzw. auf gleichem Niveau. Ein Blick auf die mittlere arktische Meereiskonzentration

(Anhang Abb. 18) zeigt, dass im Jahr 2004 eine besonders hohe mittlere Meereiskonzentration zu verzeichnen ist, dies wirkt sich somit stärker auf die Meereisfläche aus. Weiterhin ist in der antarktischen Meereisfläche eine höhere Variabilität gegenüber der Meereisausdehnung im gesamten Jahresverlauf zu beobachten. Die Linien verlaufen weniger glatt und spreizen sich stärker.

4.2 Fehlerbetrachtung

Durch das in Kapitel 3 beschriebene Verfahren konnten zusammenhängende Zeitreihen seit der Einführung der satellitengestützten Mikrowellenfernerkundung des Meereises im Jahr 1972 bis heute erstellt werden. Dabei wurden die Daten der Sensoren ESMR, SMMR, SSM/I und AMSR-E verwendet. In diesem Kapitel werden die Zeitreihen der arktischen (Januar 1972 bis Juni 2009, Abb. 13) und der antarktische Meereisausdehnung (Januar 1973 bis Juni 2009, Abb. 16), sowie die dazugehörigen Zeitreihen der Anomalien analysiert. Mit dem Einsatz des SMMR-Sensors im Jahr 1979 standen neben den Daten der Meereisausdehnung auch die Daten für die Meereisfläche zur Verfügung. Damit konnten ebenfalls Zeitreihen und deren Anomalien im Zeitraum von Januar 1979 bis Juni 2009 für beide Hemisphären erstellt werden. Dabei werden deren Verlauf, monatliche sowie saisonbereinigte Trends und der Vergleich der Entwicklung von Meereisausdehnung und Meereisfläche diskutiert. Zur qualitativen Bestimmung der saisonbereinigten Trends mit Hilfe der Zeitreihen der Anomalien wurden sowohl lineare als auch quadratische Trends und die gleitenden Durchschnitte aus fünf Monaten geplottet. Zur quantitativen Analyse der Trends und Änderungen der Meereisausdehnung bzw. -fläche, sowie den saisonbereinigten Anomalienanalyse, wurden lineare Trends durch die Messwerte gelegt und anhand der Geradengleichung die entsprechenden Werte der Meereisbedeckung bestimmt. Es ist wichtig darauf hinzuweisen, dass diese Werte nicht den direkt beobachteten entsprechen, sondern denen einer Regressionsgeraden aus den Beobachtungen des betrachteten Zeitraums. Diese Methode hat den Vorteil, die gesamten Beobachtungen zu berücksichtigen, anstatt nur zwei ausgewählte Punkte, und ist damit robuster gegen Ausreißer sowie besser geeignet für Langzeitbeobachtungen. Alle in diesem Kapitel verwendeten Zeitreihen enthalten monatliche Durchschnittswerte der Meereisausdehnung bzw. Meereisfläche.

Durch die Weiterentwicklung der Sensoren konnte nicht nur die räumliche Auflösung durch Einsatz von höheren Frequenzen (85,5 GHz beim SSM/I, 89 GHz beim AMSR-E) und parallel betriebenen Kanälen verbessert werden, auch die Anfälligkeit für Fehlbestimmungen der Eiskonzentrationen wurde erheblich verringert. Dazu haben auch Weiterentwicklungen der Algorithmen zur Bestimmung der Meereiskonzentration durch Einsatz von Wetterfiltern und Erprobung unterschiedlicher Berechnungsverfahren beigetragen. Dies muss bei der Zeitreihenanalyse berücksichtigt werden. Außerdem ergeben sich bei dem hier verwendeten NASA-TEAM-Algorithmus starke saisonale Abweichungen. So hat der Algorithmus Schwierigkeiten, zwischen offenem Wasser und Schmelztümpeln auf dem Eis zu unterscheiden, und unterschätzt so die Meereiskonzentration (Agnew et al., 2002b). Dadurch können sich Fehler von bis zu 23 % im Sommer ergeben. Außerhalb des Sommers, wenn es kaum Schmelztümpel gibt, ist der Fehler geringer und es konnte gezeigt werden, dass die Berechnung bei einer Ungenauigkeit von

bis zu 9 % liegt (Gloersen et al., 1992). Zur Bestimmung der Fehler der Meereisausdehnungen, Meereisflächen und der zugehörigen Anomalien wurde aus diesem Grund eine differenzierte Größtfehlerabschätzung vorgenommen, abhängig vom verwendeten Sensor und der betrachteten Jahreszeit:

- 20 % in den Monaten Juli, August und September
- 15 % in den restlichen Monaten
- 25 % im Zeitraum 1972-1979 (ESMR-Sensor mit einem angegebenen Fehler von 25%)

4.3 Langzeitbeobachtung der Arktis

In Abb. 13 ist die Zeitreihe der arktischen Meereisausdehnung und die dazugehörigen Anomalien gezeigt. In der oberen Zeitreihe werden die Durchschnittswerte der Meereisausdehnung der jeweiligen Monate farblich und symbolisch markiert (siehe Legende), dabei stehen die ausgefüllten Punkte für das erste Halbjahr und die Sterne für das zweite Halbjahr. In der unteren Zeitreihe der Anomalien sind linearer und quadratischer Trend, sowie gleitender Durchschnitt aus fünf Monaten zusätzlich abgebildet. Da die Zeitreihen direkt übereinander stehen, lassen sich die Peaks der Anomalien den jeweiligen Monaten zuordnen, indem vertikal über dem Peak in der Zeitreihe der Meereisausdehnung der jeweilige Monat abgelesen werden kann. Z. B. ist der positive Peak im Jahr 1996 in Abb. 13 den Monaten August und September zuzuordnen, die in der oberen Zeitreihe zum Vergleich der übrigen Jahre dieser Monate eine stark überdurchschnittlich große Meereisausdehnung haben. Da hier sowohl August als auch September überdurchschnittlich große Ausdehnungen haben, ist der Peak aufgeweitet. Zu Beginn desselben Jahres gab es sogar ein lokales Minimum, das aus relativ niedrigen Meereisausdehnungen der Monate Februar, März und April herrührt. Wenn man monatsweise das Jahr weiter verfolgt, erkennt man, dass das Maximum im August/September nur durch ein ungewöhnlich langsames Abschmelzen zwischen April und Juli zustande kommt. Schließlich folgt dem Maximum Ende des Sommers 1996 ein relatives Minimum im Winter. Dieses Beispiel zeigt, wie variabel sich die Eisausdehnung innerhalb eines Jahres gegenüber der zyklisch gemittelten Verhalten kann. Auf diese Weise lässt sich der Verlauf der Entstehung und Rückbildung von Meereis in jedem Jahr verfolgen und interpretieren. Zunächst fällt aber in der Zeitreihe der Anomalien auf (Abb. 13 unten), betrachtet über den gesamten Zeitraum, dass es einen starken saisonbereinigten Rückgang der Meereisausdehnung gibt, der in den beiden Jahren 2007 und 2008 extreme Minimarekorde in den Sommermonaten erreicht. Ein deutlicher Abwärtstrend beginnt Mitte der 80er und beschleunigt sich noch einmal stark im letzten Jahrzehnt. Die Ursache für diese Beobachtung ist wahrscheinlich in der Klimaerwärmung und der Erwärmung der Arktis um $1,5^{\circ}\text{C}$ im letzten Jahrhundert (Thomas et al., 2003) zu suchen

und damit viel stärker als im globalen Mittel $0,5^{\circ}\text{C}$. Oder umgekehrt formuliert, die Klimaerwärmung ist am deutlichsten in der Arktis zu beobachten. Weiterhin beobachtet man ein stärkeres Schwanken der Meereisausdehnung in den Monaten Juli, August, September und Oktober, was durch die saisonal bedingt geringe Ausdehnung, relativ anfälliger für Schwankungen ist. Die meisten der beobachteten positiven, wie negativen Peaks der Anomalien werden in diesen Monaten festgestellt. Die eingezeichneten Trends vermitteln einen groben Eindruck über die Dynamik der Veränderung, wobei der quadratisch angenommene Trend realistischer erscheint, da die Dynamik zunimmt. Am gleitenden Durchschnitt erkennt man kurzfristige Tendenzen, die zeitweilig den angenommenen Trend über- oder unterschreiten. So ist von 1996 bis 2005 eine Tendenz über dem angenommenen Trend zu beobachten, bis es im Jahr 2005 deutlich darunter geht und erst im Jahr 2008 über dem quadratischen Trend liegt. In dieser Phase werden auch die Minimarekorde 2005, 2007 und 2008 erreicht. Es lässt auch auf eine deutlich verlustreichere Dynamik in diesem Zeitraum schließen, als der quadratische Trend über den langjährigen Zeitraum vermuten lässt. In den Zeitreihen der Meereisfläche (Abb. 12) sind dieselben Tendenzen zu beobachten, wenn auch der Zeitraum etwas kürzer ist und die Amplituden aufgrund der geringeren Fläche etwas kleiner sind. Der Verlauf der Meereisfläche folgt dem der Meereisausdehnung und unterscheidet sich hauptsächlich in der geringeren Fläche. Dennoch kann man einige Unterschiede in der Ausprägung der Peaks der Anomalien beobachten, so ist im Jahr 2004 ein positiver Peak im Monat Juli in der Meereisfläche zu sehen, während in der Meereisausdehnung kein solcher Peak beobachtet wird. Der Grund dafür ist eine überdurchschnittlich hohe mittlere Eiskonzentration in diesem Monat (Anhang, Abb. 18). Dadurch erreicht die konzentrationsabhängige Meereisfläche überdurchschnittlich hohe Werte.

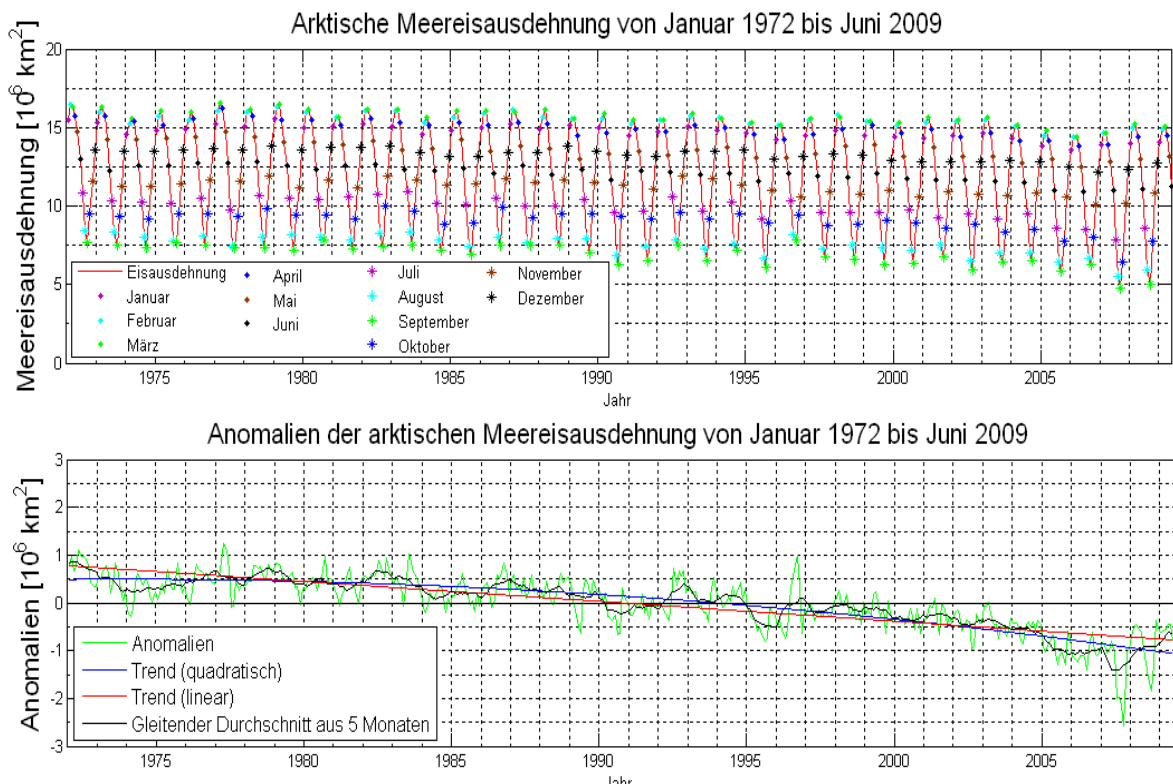


Abbildung 13. Meereisausdehnung und Anomalien in der Arktis im Zeitraum von 1972-2009

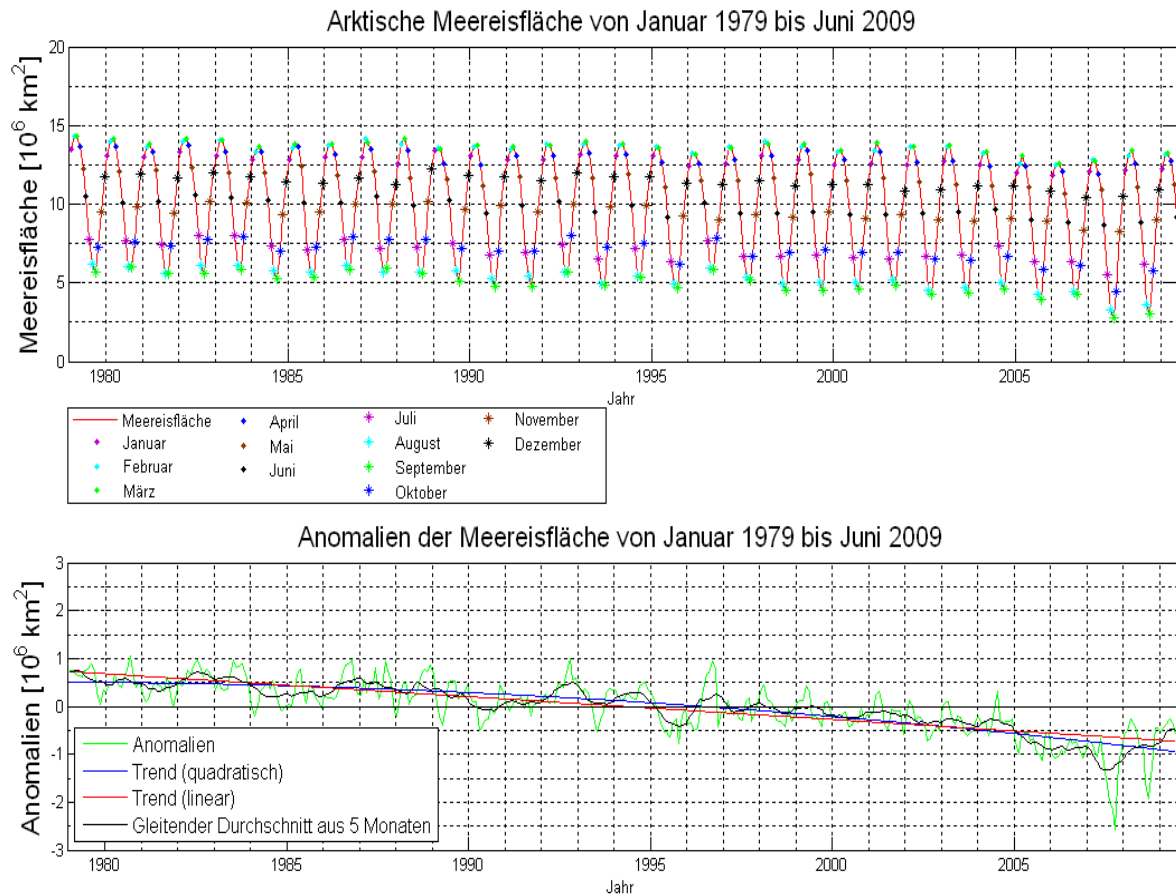


Abbildung 14. Wie in Abb. 13, nur für die arktische Meereisfläche

Quantitative Werte des Verlustes der arktischen Meereisausdehnung und -fläche sind in Tab. 3 zusammengestellt. Darin wurden die jährlichen Änderungsraten für den gesamten Zeitraum dargestellt. Um die Entwicklung der Dynamik des Verlustes festzustellen, wurde der Gesamtzeitraum in vier Zeiträume (1972-1980, 1980-1990, 1990-2000, 2000-2009) unterteilt. Außerdem wurde für die Meereisausdehnung zusätzlich eine separate Zeitreihe der Anomalien, d.h mit entsprechend anderen mittleren Jahresgang, für den Zeitraum 1979-2009 ausgewertet, um die Änderungsraten mit denen der Meereisfläche desselben Zeitraumes vergleichen zu können. Die Änderungsraten wurde an Hand der Steigung der Regressionsgeraden zu den betreffenden Zeitpunkten bestimmt (Abb. 15). Für den gesamten Zeitraum 1972-2009 wird in der Arktis ein Rückgang der Meereisausdehnung von $(-0,0415 \pm 0,0062)$ Mio km²/Jahr festgestellt. Dies entspricht einem Gesamtverlust bezogen auf das Jahr 1972 von $(-12,16 \pm 1,82)\%$.

Dabei hat sich die Dynamik des Verlustes stark verstärkt, so betrug der jährliche Verlust im Zeitraum 1972-1980 $(-0,0048 \pm 0,0012)$ Mio km²/Jahr, in dem Jahrzehnt 1980-1990 bereits $(-0,0271 \pm 0,0041)$ Mio km²/Jahr, was einer Verfünfachung der Verlustrate entspricht. Nach einer Reduzierung der Verlustrate im Zeitraum 1990-2000 auf $(-0,0172 \pm 0,0026)$ Mio km²/Jahr, ist im Zeitraum 2000-2009 sogar ein jährlicher Verlust von $(-0,1001 \pm 0,0150)$ Mio km²/Jahr zu verzeichnen.

In der Meereisfläche wird für den gesamten verfügbaren Zeitraum 1979-2009 eine jährliche Verlustrate von $(-0,0478 \pm 0,0072)$ Mio km²/Jahr festgestellt, dies entspricht einem Gesamtverlust gegenüber 1979 von $(-13,65 \pm 2,06)$ %.

Verglichen mit dem Gesamtverlust der Meereisausdehnung in demselben Zeitraum für die Meereisausdehnung $(-11,99 \pm 1,81)$ %, ist der Gesamtverlust der arktischen Meereisfläche größer. Auffallend ist außerdem, dass bei der Meereisfläche, im Gegensatz zur Meereisausdehnung, sich die Verlustrate im Jahrzehnt 1990-2000 gegenüber dem Jahrzehnt 1980-1990 von $(-0,0205 \pm 0,0031)$ Mio km²/Jahr auf $(-0,0215 \pm 0,0032)$ Mio km²/Jahr vergrößert hat. Außerdem ist im Zeitraum 2000-2009 eine größere Verlustrate von $(-0,1017 \pm 0,0153)$ Mio km²/Jahr zu beobachten.

Arktische Meereisausdehnung		Arktische Meereisfläche	
Zeitraum	Änderungsrate [Mio km ² /Jahr]	Zeitraum	Änderungsrate [Mio km ² /Jahr]
1972-2009	$-0,0415 \pm 0,0062$	-	-
1979-2009	$-0,0498 \pm 0,0075$	1979-2009	$-0,0478 \pm 0,0072$
1972-1980	$-0,0048 \pm 0,0012$	-	-
1980-1990	$-0,0271 \pm 0,0041$	1980-1990	$-0,0205 \pm 0,0031$
1990-2000	$-0,0172 \pm 0,0026$	1990-2000	$-0,0215 \pm 0,0032$
2000-2009	$-0,1001 \pm 0,0150$	2000-2009	$-0,1017 \pm 0,0153$

Tabelle 3. Änderungsraten der arktischen Meereisausdehnung und Meereisfläche zu verschiedenen Zeiträumen bestimmt aus der Anomalienanalyse

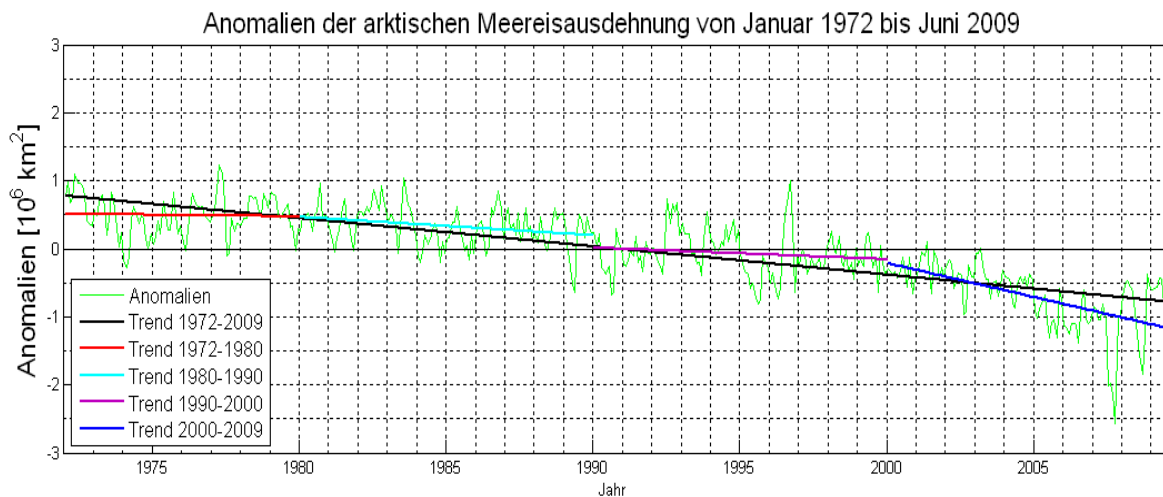


Abbildung 15. Änderungsraten der arktischen Meereisausdehnung und Meereisfläche zu verschiedenen Zeiträumen

Ein differenzierteres Bild liefern die Tab. 4 und Tab. 5. Darin wurde der lineare Trend jedes Monats einzeln bestimmt und deren jährliche Verlustrate, sowie der Gesamtverlust gegenüber dem Ausgangszeitpunkt errechnet. In allen Monaten sind Verluste in der Arktis zu verzeichnen. Es ist ein deutlicher jahreszeitlicher Unterschied der Verlustraten festzustellen. Während in den Wintermonaten der Meereisausdehnung ein Gesamtverlust gegenüber 1972 unter 10% liegt, beträgt der Verlust in den Sommermonaten 13-25%. Besonders August ($-21,99 \pm 4,40\%$) und September ($-25,38 \pm 5,08\%$) sind von starken Verlusten betroffen. Dies hat weitreichende Konsequenzen, denn mit dem Rückgang des Meereisausdehnung im Minimum ist auch der Rückgang von mehrjährigem Eis verbunden. Dies bedeutet wiederum, dass die Eisdicke tendenziell stärker abnimmt und das Meereis damit anfälliger gegenüber äußeren Einflüssen wird. Ein noch dramatischeres Bild ergibt sich bei den Gesamtverlusten der Meereisfläche. So beträgt der Rückgang der Meereisfläche im Monat September ($-37,12 \pm 7,42\%$) und August ($-33,33 \pm 6,67\%$) gegenüber 1979. In den Wintermonaten hingegen gleichen die Verluste der Meereisfläche von 7-10% denen der Meereisausdehnung. Auch ein Vergleich mit dem Rückgang der Meereisausdehnung für denselben Zeitraum nämlich 1979-2009 statt 1972-2009 (September $-25,66\% \pm 5,13\%$, August $-22,76\% \pm 4,55\%$, siehe Tab. 9 im Anhang) zeigt, dass der Rückgang der arktischen Meereisfläche größer ist als der der Meereisausdehnung. In den Sommermonaten ist er sogar deutlich größer, was auf größer werdende Gebiete offenen Wassers innerhalb der Meereisausdehnung und Schmelztümpeln auf dem Eis hindeutet. Der viel stärkere Rückgang der Meereisfläche gibt auch Rückschlüsse auf den verstärkt wirkenden Eis-Albedo-Feedback, denn mit dem Rückgang der Meereisfläche ist ein Rückgang der Anteile hoher Meereiskonzentration zu verbuchen. Dadurch entstehen mehr Flächen, die die Sonnenstrahlung stärker absorbieren können und so die umliegenden Eisflächen wiederum abschmelzen. In der Meereisausdehnung wird dieser Effekt weniger stark registriert, da alle Flächen voll berücksichtigt werden, die eine Eiskonzentration oberhalb von 15% aufweisen. Erwartungsgemäß ist dieser Rückkopplungseffekt in den Sommermonaten festzustellen, denn da trifft aufgrund des Polartages mehr Strahlung auf die arktische Region als zur selben Zeit auf Gebiete am Äquator (Roedel, 2000).

Arktische Meereisausdehnung				
Monat	1972 [Mio km ²]	2009 [Mio km ²]	Änderungsrate [Mio km ² /Jahr]	Änderung insgesamt [%]
Januar	15,33	14,06	$-0,0334 \pm 0,0033$	$-8,28 \pm 0,83$
Februar	16,12	14,89	$-0,0324 \pm 0,0032$	$-7,64 \pm 0,76$
März	16,34	14,97	$-0,0361 \pm 0,0036$	$-8,40 \pm 0,84$
April	15,76	14,13	$-0,0428 \pm 0,0043$	$-10,32 \pm 1,03$
Mai	14,43	12,78	$-0,0433 \pm 0,0043$	$-11,40 \pm 1,14$
Juni	12,89	11,21	$-0,0442 \pm 0,0044$	$-13,03 \pm 1,30$
Juli	10,86	8,90	$-0,0529 \pm 0,0053$	$-18,02 \pm 1,80$
August	8,43	6,58	$-0,0501 \pm 0,0100$	$-21,99 \pm 4,40$
September	7,90	5,89	$-0,0542 \pm 0,0108$	$-25,38 \pm 5,08$
Oktober	9,91	8,22	$-0,0458 \pm 0,0092$	$-17,10 \pm 3,42$
November	11,80	10,61	$-0,0322 \pm 0,0032$	$-10,10 \pm 1,01$
Dezember	13,87	12,67	$-0,0324 \pm 0,0032$	$-8,64 \pm 0,86$

Tabelle 4. Änderungen der arktischen Meereisausdehnung bezogen auf einen linearen Trend im Zeitraum von 1972-2009 für die jeweiligen Monate. In den Spalten 1972 und 2009 stehen jeweils die Meereisausdehnungen zu Beginn und zum Ende des Beobachtungszeitraums, bestimmt aus der linearen Trendgeraden in Mio km². Die prozentuale Änderung bezieht sich auf diese Werte.

Arktische Meereisfläche				
Monat	1979 [Mio km ²]	2009 [Mio km ²]	Änderungsrate [Mio km ² /Jahr]	Änderung insgesamt [%]
Januar	13,30	12,20	-0,0356 ± 0,0036	-8,30 ± 0,83
Februar	14,07	13,02	-0,0338 ± 0,0034	-7,45 ± 0,74
März	14,14	13,15	-0,0319 ± 0,0032	-6,99 ± 0,70
April	13,58	12,35	-0,0397 ± 0,0040	-9,06 ± 0,91
Mai	12,22	11,00	-0,0395 ± 0,0040	-10,02 ± 1,00
Juni	10,50	8,91	-0,0512 ± 0,0051	-15,12 ± 1,51
Juli	7,81	6,22	-0,0530 ± 0,0053	-20,36 ± 2,04
August	6,31	4,21	-0,0701 ± 0,0140	-33,33 ± 6,67
September	6,11	3,84	-0,0756 ± 0,0151	-37,12 ± 7,42
Oktober	8,01	6,05	-0,0655 ± 0,0131	-24,53 ± 4,91
November	10,09	8,81	-0,0427 ± 0,0043	-12,70 ± 1,27
Dezember	12,01	10,80	-0,0403 ± 0,0040	-10,07 ± 1,01

Tabelle 5. Wie in Tab. 4 nur für die arktische Meereisfläche in dem Zeitraum 1979-2009

4.4 Langzeitbeobachtung der Antarktis

In der Arktis wurden durchgehend abnehmende Trends für die Meereisausdehnung und die Meereisfläche festgestellt. Welche Trends in der Antarktis zu beobachten sind, wird in diesem Abschnitt diskutiert. In Abb. 16 ist die Zeitreihe der antarktischen Meereisausdehnung und der dazugehörigen Anomalien für den Zeitraum 1973-2009 gezeigt. Der starke Rückgang der Meereisausdehnung zwischen 1973 und 1977 fällt sofort auf. Im Maximum beträgt die Meereisausdehnung 20 Mio km² in den Jahren 1973-1975. Ein Wert, der im späteren Verlauf nicht mehr erreicht wird. Auch die Minima sind deutlich höher als der Durchschnitt in diesem Zeitraum. Ob dieser starke Rückgang tatsächlich einen meteorologischen Grund hat oder ob der Mikrowellensensor ESMR fehlerhafte Eiskonzentrationen gemessen hat, ist nicht ausreichend geklärt (Cavaliere et al., 2003). Aus diesem Grund werden in Fachpublikationen in der Regel Zeitreihen ab 1978 verwendet. Im weiteren Verlauf der Zeitreihe sind positive Anomalien in den Jahren 1978, 1981, 1985 und 1988 zu beobachten. Drei von ihnen betreffen den Monat Dezember (1981, 1985, 1988), der mit einer Meereisausdehnung von ca. 11 Mio km² über das Jahr gesehen einen mittleren Wert hat. An einer Neigung des Monats Dezember zu größeren Anomalien aufgrund einer geringen Fläche, wie es in den Sommermonaten in Arktis der Fall ist, kann es also nicht liegen. Vielmehr liegt es an der besonders großen Schmelzrate in der Antarktis zwischen November und Januar, wie man aus Abb. 16 erkennen kann. Wird der Schmelzprozess aufgrund besonderer meteorologischer Bedingungen verlangsamt, ist der Dezemberwert davon stark betroffen. Weiterhin sind ab Mitte 2006 zunehmend positive Anomalien zu beobachten. Der gleitende Durchschnitt deutet auch auf eine Zunahme der Meereisausdehnung in diesem Zeitraum hin. In absoluten Werten (obere Zeitreihe) ist ebenfalls eine Folge sehr hoher Maxima (ca. 19 Mio km²) zwischen 2004 und 2007 erkennbar. Der gleitende Durchschnitt in der Zeitreihe der Anomalien zeigt regelmäßig eine Folge von merheitlich positiven Anomalien über ein Dauer von ca. 4-5 Jahren. Die wiederum abgelöst werden durch mehrheitlich negative Anomalien. Es gibt Fachpublikationen, die eine Verbindungen zum ENSO(*El Niño/Southern Oscillation*)-Index (Cavaliere et al., 2003) diskutieren. Es wäre zu erwarten, dass die positiven Anomalien seit

2004 in absehbarer Zeit von negativen Anomalien unterbrochen werden. Über den ganzen Zeitraum wird ein schwach negativer Trend beobachtet, der allerdings durch den starken Rückgang zwischen 1973 und 1977 verursacht wird. Der quadratische Trend verbiegt sich sehr stark in der Mitte. Dies folgt aus dem starken Rückgang in den siebziger Jahren und der jüngsten Zunahme seit 2004. In Abb. 17 ist die antarktische Meereisfläche für den Zeitraum 1979-2009 und die dazugehörigen Anomalien dargestellt. In dieser Zeitreihe wird der starke Rückgang in den siebziger nicht erfasst. Der lineare und der quadratische Trend sind leicht positiv. Auffällige negative Anomalien sind in den Jahren 1980 und 1981 für den Monat April zu erwähnen. Weiterhin sind stark positive Anomalien in den Jahren 2007 im Dezember und für das Jahr 2008 im April und Mai zu beobachten. Der gleitende Durchschnitt verhält sich ähnlich dem in der Meereis-

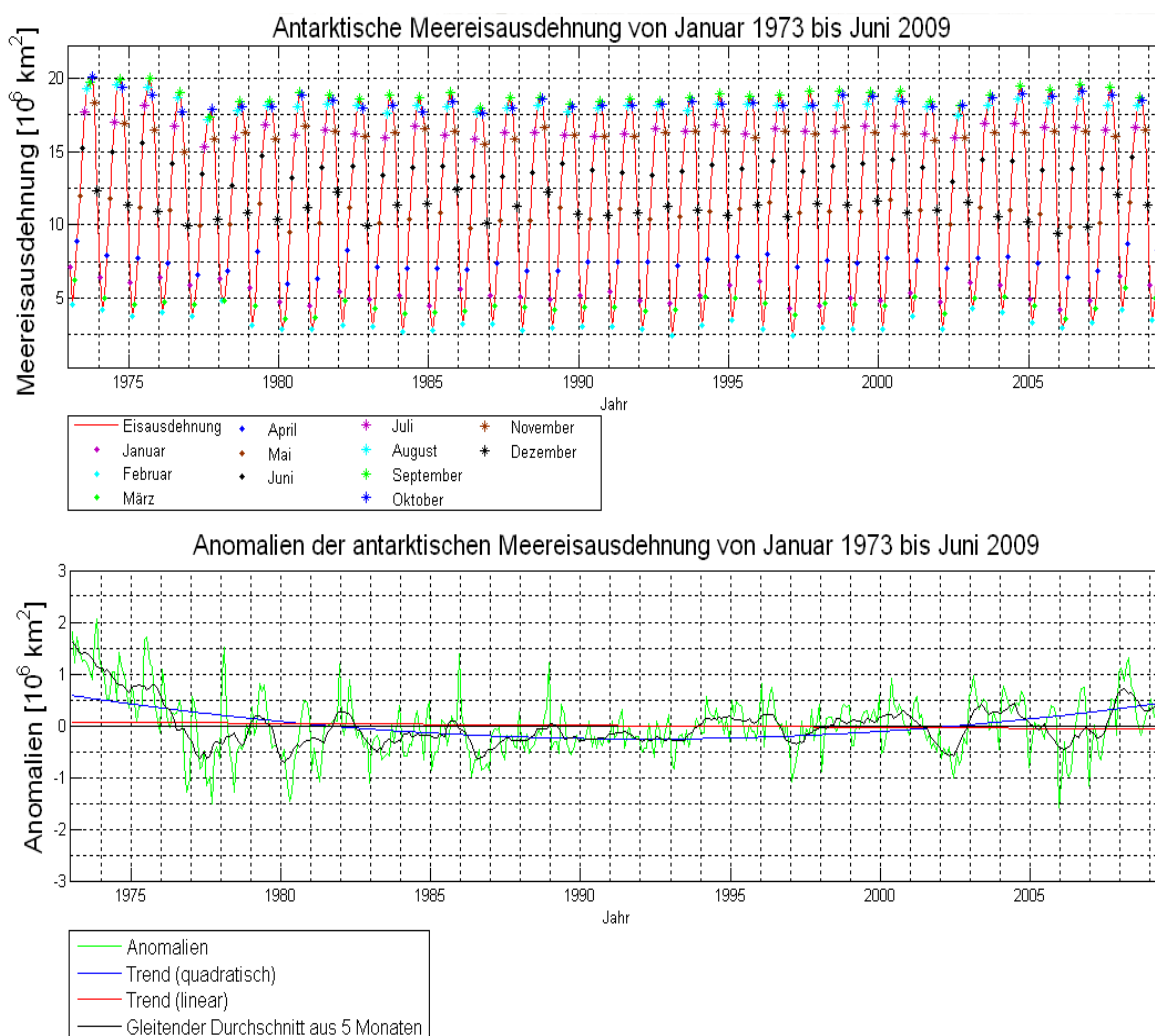


Abbildung 16. Meereisausdehnung und Anomalien der Antarktis im Zeitraum von 1973-2009

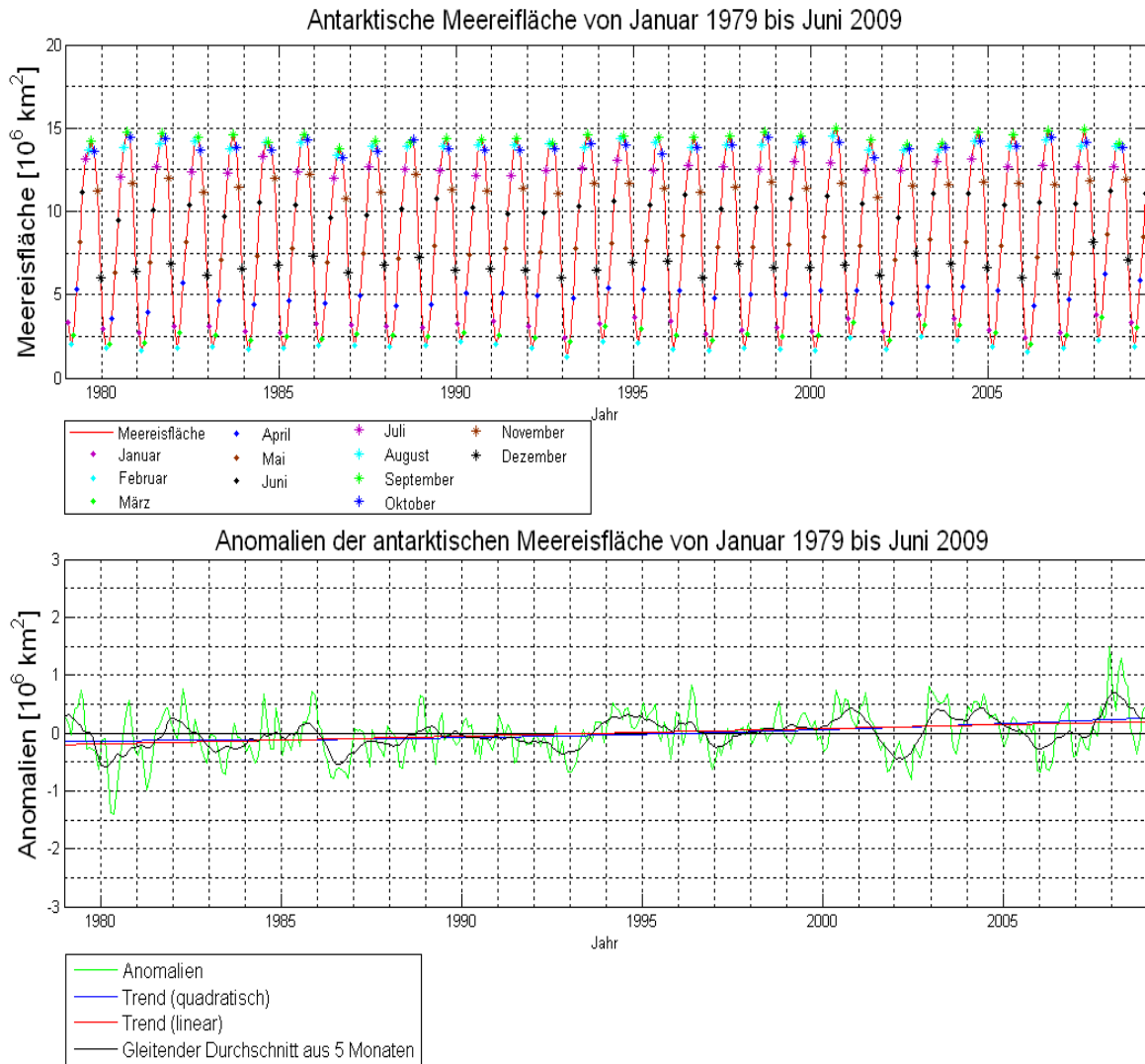


Abbildung 17. Meereisfläche und Anomalien in der Antarktis im Zeitraum 1979-2009

Das oben beschriebene Verhalten der Zeitreihen der antarktischen Meereisausdehnung und Meereisfläche sollen nun durch Zahlenwerte ergänzt werden.

In Tab. 6 sind die Änderungsraten der antarktischen Meereisausdehnung und Meereisfläche über den gesamten Zeitraum und über ausgewählte Zeiträume zusammengefasst.

In der Meereisausdehnung wird über den gesamten Zeitraum 1973-2009 eine leicht negative Änderungsrate von $(-0,0038 \pm 0,0006) \text{ Mio km}^2/\text{Jahr}$ festgestellt, dies entspricht einem Gesamtrückgang von $(-1,15 \pm 0,18)\%$ gegenüber dem Jahr 1973.

Dieser leichte Rückgang ist ausschließlich auf den starken Rückgang in den siebziger Jahren zurückzuführen, denn betrachtet man die Änderungsrate für den Zeitraum 1979-2009, stellt man eine positive Änderungsrate von $(0,0138 \pm 0,0021) \text{ Mio km}^2/\text{Jahr}$ und einem Gesamtzuwachs von $(4,80 \pm 0,72)\%$ gegenüber 1979 fest.

Besonders deutlich wird die steigende Änderungsrate, wenn man die Beobachtungszeiträume unterteilt. So ist die Änderungsrate der antarktischen Meereisausdehnung von $(-0,2679 \pm 0,0670) \text{ Mio km}^2/\text{Jahr}$ im Zeitraum 1973-1980 verglichen mit den anderen Zeiträumen extrem groß. Im Zeitraum 1980-1979 ist schon eine positive Änderungsrate von $(0,0078 \pm 0,0012) \text{ Mio km}^2/\text{Jahr}$ zu verbuchen.

Diese steigt sich weiter auf $(0,0323 \pm 0,0048)$ Mio km²/Jahr (1990-2000) und erreicht den Höchstwert von $(0,0380 \pm 0,0057)$ Mio km²/Jahr im Zeitraum 2000-2009. In der antarktischen Meereisfläche sind durchgehend positive Änderungsraten festzustellen. Über den gesamten Zeitraum ergibt sich eine Änderungsrate von $(0,0133 \pm 0,0020)$ Mio km²/Jahr und damit ein Gesamtzuwachs gegenüber 1979 von $(3,60 \pm 0,55)\%$. Auch in der Meereisfläche nehmen die Änderungsraten in den letzten Jahrzehnten zu (siehe Tab. 6). Wobei die Änderungsraten nicht so hoch sind wie in der Meereisausdehnung.

Antarktische Meereisausdehnung		Antarktische Meereisfläche	
Zeitraum	Änderungsrate [Mio km ² /Jahr]	Zeitraum	Änderungsrate [Mio km ² /Jahr]
1973-2009	$-0,0038 \pm 0,0006$	-	-
1979-2009	$0,0138 \pm 0,0021$	1979-2009	$0,0133 \pm 0,0020$
1973-1980	$-0,2679 \pm 0,0670$	-	-
1980-1990	$0,0078 \pm 0,0012$	1980-1990	$0,0168 \pm 0,0025$
1990-2000	$0,0323 \pm 0,0048$	1990-2000	$0,0200 \pm 0,0030$
2000-2009	$0,0380 \pm 0,0057$	2000-2009	$0,0286 \pm 0,0043$

Tabelle 6. Änderungsraten der antarktischen Meereisausdehnung und Meereisfläche zu verschiedenen Zeiträumen bestimmt aus der Anomalienanalyse

Die monatlichen Änderungsraten für die Meereisausdehnung und die Meereisfläche sind in Tab. 7 bzw. Tab. 8 zusammengefasst. In der antarktischen Meereisausdehnung (Tab. 7) gibt es sowohl positive (März, April, Mai, September, Oktober) wie negative (Januar, Februar, Juni, Juli, August, November, Dezember) Änderungsraten. Die größten Änderungen gegenüber 1973 sind in den Monaten Januar $(-13,92 \pm 1,39)\%$ und Februar $(-9,99 \pm 1,00)\%$ festzustellen.

In der antarktischen Meereisfläche Tab. 8 sind durchgehend positive Änderungsraten zu sehen, wobei insbesondere die Monate März $(25,92 \pm 2,59)\%$, April $(20,14 \pm 2,01)\%$ und Mai $(12,19 \pm 1,22)\%$ starke Gesamtzuwächse gegenüber 1979 zeigen. Dies sind die Monate direkt nach dem saisonalen Minimum im Februar.

Antarktische Meereisausdehnung				
Monat	1973 [Mio km ²]	2009 [Mio km ²]	Änderungsrate [Mio km ² /Jahr]	Änderung insgesamt [%]
Januar	5,74	4,94	$-0,0216 \pm 0,0022$	$-13,92 \pm 1,39$
Februar	3,48	3,13	$-0,0094 \pm 0,0009$	$-9,99 \pm 1,00$
März	4,49	4,53	$0,0011 \pm 0,0001$	$0,91 \pm 0,09$
April	7,27	7,51	$0,0065 \pm 0,0007$	$3,31 \pm 0,33$
Mai	10,70	10,82	$0,0033 \pm 0,0003$	$1,14 \pm 0,11$
Juni	14,05	13,87	$-0,0050 \pm 0,0005$	$-1,32 \pm 0,13$
Juli	16,54	16,42	$-0,0034 \pm 0,0003$	$-0,74 \pm 0,07$
August	18,35	18,05	$-0,0084 \pm 0,0017$	$-1,65 \pm 0,33$
September	18,79	18,87	$0,0023 \pm 0,0005$	$0,44 \pm 0,09$
Oktober	18,35	18,48	$0,0036 \pm 0,0007$	$0,71 \pm 0,14$
November	16,39	16,15	$-0,0066 \pm 0,0007$	$-1,45 \pm 0,15$
Dezember	11,16	10,86	$-0,0083 \pm 0,0008$	$-2,68 \pm 0,27$

Tabelle 7. Änderungen der antarktischen Meereisausdehnung bezogen auf einen linearen Trend im Zeitraum von 1972-2009 für die jeweiligen Monate. In den Spalten 1972 und 2009 stehen jeweils die Meereisausdehnungen zu Beginn und zum Ende des Beobachtungszeitraums, bestimmt aus der linearen Trendgeraden in Mio km². Die prozentuale Änderung bezieht sich auf diese Werte.

Antarktische Meereisfläche				
Monat	1979 [Mio km ²]	2009 [Mio km ²]	Änderungsrate [Mio km ² /Jahr]	Änderung insgesamt [%]
Januar	3,02	3,18	0,0053 ± 0,0005	5,44 ± 0,54
Februar	1,81	1,97	0,0052 ± 0,0005	8,91 ± 0,89
März	2,32	2,92	0,0194 ± 0,0019	25,92 ± 2,59
April	4,51	5,42	0,0293 ± 0,0029	20,14 ± 2,01
Mai	7,30	8,19	0,0287 ± 0,0029	12,19 ± 1,22
Juni	10,02	10,78	0,0244 ± 0,0024	7,55 ± 0,75
Juli	12,46	12,78	0,0107 ± 0,0011	2,58 ± 0,26
August	13,91	14,03	0,0039 ± 0,0008	0,84 ± 0,17
September	14,34	14,51	0,0057 ± 0,0011	1,19 ± 0,24
Oktober	13,84	13,99	0,0050 ± 0,0010	1,08 ± 0,22
November	11,45	11,60	0,0050 ± 0,0005	1,31 ± 0,13
Dezember	6,45	6,87	0,0139 ± 0,0014	6,47 ± 0,65

Tabelle 8. Wie in Tab. 7, nur für die antarktische Meereisfläche

Kapitel 5

Zusammenfassung und Ausblick

Die Aufgabenstellung dieser Bachelorarbeit konnte voll erfüllt werden. Aus der Meereiskonzentrationsberechnung des AMSR-E Sensors und des ASI-Algorithmus konnten Zeitreihen für die Meereisausdehnung und die Meereisfläche für beide Hemisphären erstellt werden. Die zweite Aufgabe, nämlich das Zusammenfügen der Zeitreihen verschiedener Sensoren und Algorithmen, ist ebenfalls gelungen. Es wurden im Rahmen dieser Bachelorarbeit konsistente Zeitreihen seit Beginn der satellitengestützten passiven Mikrowellenfernerkundung bis einschließlich Juni 2009 für die Meereisausdehnung und die Meereisfläche und beide Hemisphären erstellt.

Aus diesen Zeitreihen sind Langzeitbeobachtungen möglich. Dabei ergeben sich unterschiedliche Trends der beiden Hemisphären. In der Arktis beobachtet man durchgehend negative Trends sowohl für die Meereisausdehnung als auch für die Meereisfläche. Es wird über den gesamten Zeitraum ein Rückgang der arktischen Meereisausdehnung von $(-12,16 \pm 1,82)\%$ gegenüber 1972 und ein Rückgang der arktischen Meereisfläche von $(-13,65 \pm 2,06)\%$ gegenüber 1979 festgestellt. Damit ist der Rückgang der Meereisfläche größer (auch bezogen auf gleiche Zeiträume) als der der Meereisausdehnung. In beiden Fällen hat sich die Änderungsrate zunehmend beschleunigt. Ein viel dramatischeres Bild ergibt sich für die arktische Eisausdehnung im Sommer. Die Rückgang der arktischen Meereisausdehnung im Monat September entspricht $(-25,38 \pm 5,08)\%$ gegenüber 1972. Der Rückgang der arktischen Meereisfläche des Monats September entspricht sogar $(-37,12 \pm 7,42)\%$. Dieser große Unterschied (auch für gleiche Zeiträume) deutet auf einen verstärkt wirkenden Eis-Albedo-Feedback Effekt hin, da die Meereisfläche Gebiete niedriger Meereiskonzentration berücksichtigt, auf die nämlich der Eis-Albedo-Feedback Effekt am stärksten wirkt. Die extremen Minima der Jahre 2007 und 2008 sind die Folge von der zunehmenden Verwundbarkeit des arktischen Meereises mit der Klimaerwärmung. Mit dem deutlich stärkeren sommerlichen Rückgang des Meereises ist auch ein Rückgang von mehrjährigem Meereis direkt verbunden. Damit sinkt auch die Dicke und das Volumen des Meereises, was mit zunehmender Klimaerwärmung ein unumkehrbarer Prozess ist. Wann das sommerliche arktische Meereis komplett verschwunden ist, kann nicht vorhergesagt werden, da die Stärke des abnehmenden Trend unklar ist. Vielmehr scheinen mehrere zufällig zusammentreffende meteorologische Ereignisse abrupte Veränderungen zu verursachen, die aber zunehmend negative Auswirkungen auf die arktische Meereisausdehnung und Meereisfläche haben.

In der Antarktis verhält es sich ganz anders. Werden die Zeitreihen seit 1979 verwendet, stellt man durchgehend positive Trends für Meereisausdehnung $(3,60 \pm 0,55)\%$ und Mee-

reisfläche ($4,80 \pm 0,72$)% gegenüber 1979 fest. Wird hingegen die Zeitreihe der Meereis- ausdehnung zwischen 1973 und 2009 verwendet, beobachtet man einen leicht negativen Trend ($-1,15 \pm 0,18$)%, der ausschließlich aus dem starken Rückgang in den siebziger Jahren resultiert. Es ist nicht abschließend geklärt, ob dieser Rückgang meteorologischen Ursprunges ist. Möglicher Grund für die Zunahme der antarktischen Meereis- ausdehnung und Meereisfläche trotz Klimaerwärmung sind vermutlich mit diesen kurzen Zeitreihen nicht zu erfassen. Denkbar wären natürliche Variabilitäten auf größerer Zeitskala (Thomas et al., 2003). Man muss außerdem berücksichtigen, dass in der Antarktis der Eis-Albedo-Feedback Effekt, aufgrund des ständig von Eis und Schnee bedeckten antarktischen Kontinents und das weitgehende Fehlen von mehrjährigem Meereis, weniger stark wirkt. Weiterhin ist das Meereis in der Antarktis stark vom umgebenden Ozean beeinflusst. Möglich wäre z. B. auch, dass zunehmende Windgeschwindigkeiten, verursacht durch die Klimaerwärmung, in der Antarktis tendenziell zu einer höheren Meereis- ausdehnung führen würde, da aufgrund der geographischen Gegebenheiten das Meereis sich in der Antarktis stärker ausbreiten könnte.

Schließlich soll noch einmal auf die im 1. Kapitel angesprochene Bedeutung des Meereises in Bezug auf die gewonnenen Ergebnisse aus den Langzeitbeobachtungen eingegangen werden, aufgrund der Signifikanz nur auf die Ergebnisse in der Arktis eingegangen wird.

Die *isolierende Wirkung* des Meereises nimmt mit dem Rückgang der Meereis- ausdehnung ab. Dadurch kann der Energietransport zwischen Ozean und Atmosphäre besser erfolgen. Dies trifft insbesondere auf die Wintermonate zu, da dort der Energieunter- schied zwischen Ozean und Atmosphäre sehr groß ist. Allerdings ist auch die Abnahme der Meereis- ausdehnung in den Wintermonaten mit ca. -8% gegenüber 1972 verglichen mit den anderen Monaten nicht besonders groß. Dennoch wäre ein größerer Transport von fühlbarer und latenter Wärme vom Ozean in die Atmosphäre denkbar. Dies würde zu einer zunehmenden Erwärmung der arktischen Atmosphäre führen. Mögliche Effekte wären dann zunehmendes Abschmelzen des grönländischen Eispanzer. Ein weiterer Feed- back-Effekt könnte ebenfalls ausgelöst werden, wenn es zu einer Erwärmung der sibirischen und kanadischen Tundra kommen würde, denn das im Permafrost enthaltene Methan könnte bei einer Erwärmung in die Atmosphäre entweichen und zusätzlich zum Treibhaus-Effekt beitragen.

Durch den zunehmenden Eintrag von Süßwasser durch das Schmelzen des arktischen Meereises wird eine Stabilisierung der Meerwasserschichtung erwartet und damit ein Rückgang der nordatlantischen Tiefenwasserbildung. Andererseits ist ein stärkerer Rück- gang der arktischen Meereis- ausdehnung in den Sommermonaten gegenüber den Winter- monaten zu beobachten. Dies bedeutet auch gleichzeitig, dass während der Eisbildungs- phase eine größere Fläche offenen Ozeans der Atmosphäre ausgesetzt ist. Das kann die Meereis- bildung beschleunigen und dadurch zur nordatlantischen Tiefenwasserbildung beitragen. Über das Jahr gesehen, nimmt der Süßwassereintrag in der Schmelzphase zu, während die Neueis- bildung in der Wachstumsphase zugenommen hat.

Anhang

Herleitung zu Kapitel 3.3:

Zu Zeigen ist, dass die Standardabweichung der Zeitreihe $y_1(t)$ gleich der Standardabweichung der angepassten Zeitreihe $\hat{y}(t)$ ist. Nach Gl. (12) gilt für die angepasste Zeitreihe $\hat{y}(t)$

$$\hat{y}(t) = \frac{\sigma_{y_1}}{\sigma_{y_2}} \cdot y_2(t) + M$$

Für die Standardabweichung gilt aber für eine Konstante M

$$(a) \quad \sigma_{y+M} = \sigma_y$$

Außerdem gilt für einen Koeffizienten k

$$(b) \quad \sigma_{k \cdot y} = k \cdot \sigma_y$$

da

$$\begin{aligned} \sigma_{k \cdot y} &= \sqrt{\langle (ky - \overline{ky})^2 \rangle} = \sqrt{\langle (ky - k\bar{y})^2 \rangle} \\ &= \sqrt{\langle k^2(y - \bar{y})^2 \rangle} = k \cdot \sigma_y \end{aligned}$$

Dies angewandt auf die angepasste Zeitreihe $\hat{y}(t)$

$$\sigma(\hat{y}(t)) = \sigma\left(\frac{\sigma_{y_1}}{\sigma_{y_2}} \cdot y_2(t) + M\right)$$

mit (a) $\sigma(\hat{y}(t)) = \sigma\left(\frac{\sigma_{y_1}}{\sigma_{y_2}} \cdot y_2(t)\right)$

mit (b) $\sigma(\hat{y}(t)) = \frac{\sigma_{y_1}}{\sigma_{y_2}} \cdot \sigma(y_2(t)) = \sigma(y_1(t))$

Was zu Zeigen war.

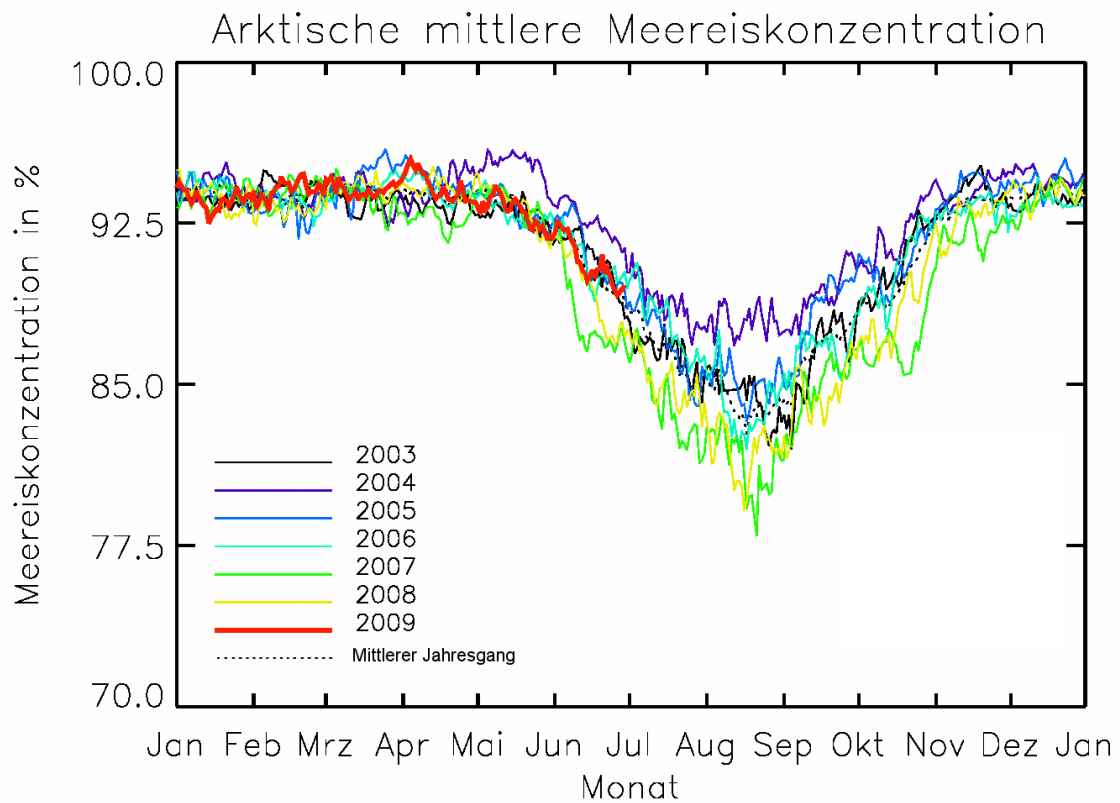


Abbildung 18. Mittlere arktische Meereiskonzentration aller Footprints oberhalb einer Eiskonzentration von 15% für die Jahre 2003-2009; aus ASI-Algorithmus und AMSR-E Sensor

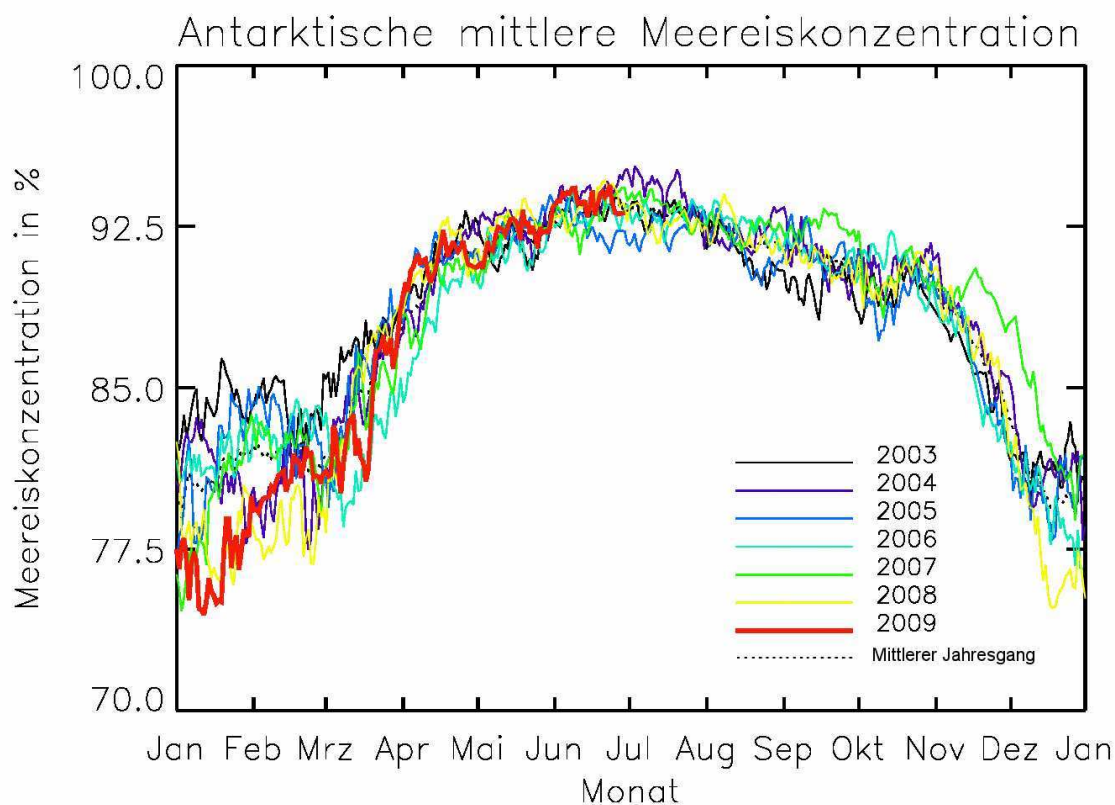


Abbildung 19. Wie Abb. 18, nur für die Antarktis

Monat	Arktische Meereisausdehnung			Änderung insgesamt in %
	1979	2009	Änderung pro Jahr [Mio km ² /Jahr]	
Januar	15,29	13,94	-0,0437 ± 0,0044	-8,86 ± 0,87
Februar	16,06	14,78	-0,0412 ± 0,0041	-7,95 ± 0,80
März	16,20	14,89	-0,0421 ± 0,0042	-8,06 ± 0,81
April	15,46	14,14	-0,0427 ± 0,0043	-8,56 ± 0,86
Mai	13,99	12,87	-0,0361 ± 0,0036	-8,00 ± 0,80
Juni	12,66	11,16	-0,0485 ± 0,0049	-11,88 ± 1,19
Juli	10,83	8,70	-0,0711 ± 0,0071	-19,70 ± 1,97
August	8,33	6,43	-0,0632 ± 0,0126	-22,76 ± 4,55
September	7,75	5,76	-0,0663 ± 0,0133	-25,66 ± 5,13
Oktober	9,91	8,03	-0,0628 ± 0,0126	-19,01 ± 3,80
November	11,79	10,48	-0,0437 ± 0,0044	-11,12 ± 1,11
Dezember	13,81	12,58	-0,0411 ± 0,0041	-8,93 ± 0,89

Tabelle 9. Änderungen der arktischen Meereisausdehnung bezogen auf einen linearen Trend im Zeitraum von 1979-2009 für die jeweiligen Monate. In den Spalten 1979 und 2009 stehen jeweils die Meereisausdehnungen zu Beginn und zum Ende des Beobachtungszeitraums, bestimmt aus der linearen Trendgeraden in Mio km². Die prozentuale Änderung bezieht sich auf diese Werte.

Antarktische Meereisausdehnung				
Monat	1979	2009	Änderung pro Jahr [Mio km ² /Jahr]	Änderung insgesamt in %
Januar	4,98	5,31	0,0108 ± 0,0011	2,17 ± 0,67
Februar	2,77	3,50	0,0235 ± 0,0024	8,48 ± 2,63
März	4,05	4,81	0,0244 ± 0,0024	6,02 ± 1,87
April	7,05	7,69	0,0207 ± 0,0021	2,94 ± 0,91
Mai	10,42	11,01	0,0190 ± 0,0019	1,82 ± 0,57
Juni	13,68	14,09	0,0133 ± 0,0013	0,97 ± 0,30
Juli	16,21	16,60	0,0131 ± 0,0013	0,81 ± 0,24
August	17,94	18,27	0,0111 ± 0,0022	0,62 ± 0,37
September	18,52	19,05	0,0177 ± 0,0035	0,96 ± 0,57
Oktober	18,03	18,68	0,0217 ± 0,0043	1,20 ± 0,72
November	16,20	16,25	0,0017 ± 0,0002	0,10 ± 0,03
Dezember	10,19	9,74	-0,0149 ± 0,0015	-1,46 ± 0,44

Tabelle 10. Wie in Tab. 9, nur für die Antarktis

Literaturverzeichnis

- AGNEW, T. A., and S. HOWELL 2002a. *The use of operational ice charts for evaluating passive microwave ice concentration data*. Internal Report of the Meteorological Service of Canada. 34 pp.
- AGNEW, T. A., and S. HOWELL 2002b. *Comparison of digitized Canadian ice charts and passive microwave sea-ice concentrations*. Procedures of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium, July 24-28. Toronto Canada
- CAVALIERI, D. J., GLOERSEN, P., CAMPBELL, W. J. *Determination of sea ice parameters with the NIMBUS-7 SMMR*. J. Geophys. Res., **89**: 5355-5369, 1984
- CAVALIERI, D. J., PARKINSON, C. L., VINNIKOV, K. Y., *30-Year satellite record reveals contrasting Arctic and Antarctic decadal sea ice variability*, Geophys. Res., VOL. 30, NO. 18, 2003
- COMISO, J. C. *Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observation*. J. Geophys. Res., **91**(C1): 975-995, 1986
- GLOERSEN, P., CAMPBELL, W. J., CAVALIERI, D. J., COMISO, J. C., PARKINSON, C. L., ZWALLY, H. J., *Arctic and Antarctic Sea Ice, 1978-1987: Satellite Passive Microwave Observation and Analysis*. NASA Special Publication, **511**, 289 pp. National Aeronautics and Space Administration, Washington, DC, 1992
- GRAFF, J., *Fight for the Top Of the World.*, In: Time, NO. 14, S. 33, 2007
- HOLLAND, M. M., BITZ, C. M., *Polar amplification of climate change in the Coupled Model Intercomparison Project*, Clim. Dyn., 21, 221-232, 2003
- HOUGHTON, J. T., DING, Y., GRIGGS, D. J., NOGUER, M., VAN DER LINDEN, P.J., DAI, X., MASKELL, K., JOHNSON, C. A., *Summary for Policymakers*, Seiten 1-20, 2001
- KALESCHKE, L., *Fernerkundung des Meereises mit passiven und aktiven Mikrowellen sensoren*. Dissertation, Institut für Umweltphysik, Universität Bremen, 2003.
- PEROVICH, D. K., RICHTER-MENGE, J. A., *Loss of Sea Ice in the Arctic*, Annu. Rev. Mar. Sci., 1:417-41, 2009
- PEROVICH, D. K., RICHTER-MENGE, J. A., *Loss of Sea Ice in the Arctic*, Annu. Rev. Mar. Sci., 1:417-41, 2009
- PRZYBYLAK, R. *The Climate of the Arctic*. Kluwer Academic Publishers, 2003
- ROEDEL, W. *Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre*. Springer Verlag, 3. Auflage, 2000.
- SCHLITTGEN, R., *Zeitreihenanalyse.*, Oldenbourg, 9. Auflage, 2001
- SPREEN, G., *Meeresfernerkundung mit dem satellitengestützten Mikrowellenradiometer AMSR(-E) -Bestimmung der Eiskonzentration und Eiskante unter Verwendung der 89 GHz-Kanäle*, Diplomarbeit, Institut für Umweltphysik, Universität Bremen, 2004

THOMAS, D. N., DIEKMANN, G. S., *SEA ICE*, Blackwell Publishing, 200

WILLMES, S., *Charakterisierung der sommerlichen Schmelzperiode auf antarktischem Meereis durch Fernerkundung und Feldmessung*. Dissertation, Fachbereich 4 - Geographie/Geowissenschaften der Universität Trier, 2007