

2.7 Auf dünnem Eis? – Eisdickenänderungen im Nordpolarmeer

CHRISTIAN HAAS

On thin ice? - Ice thickness changes in the Arctic Ocean: While the summer sea ice extent has been decreasing in the Arctic by 8% per decade for the past 30 years, the ice extent has actually increased slightly in the Antarctic. Ice thickness changes are less well known. In the central Arctic, sea ice thinned by 43% between 1958–1976 and 1993–1997. In the Transpolar Drift, level ice thickness decreased by 20% between 1991 and 2001. The interpretation of those changes is difficult, however, as both air and water temperatures, as well as the direction and strength of the wind-driven ice drift, have a strong impact on ice thickness.

Die Ausdehnung und Dicke des Packeises in Arktis und Antarktis wird als wichtiger Klimaindikator betrachtet. Im folgenden Kapitel werden die beobachteten Veränderungen zusammengefasst und der Versuch unternommen, ihre Ursachen zu erklären. Dabei wird deutlich, dass ein umfassendes Verständnis der beobachteten Veränderungen des Meereises systematischere Messungen als bisher möglich erfordert, sowie die flächendeckende Fernerkundung der Eisdicke mit Satelliten.

Gegensätzliche Trends der Meereisbedeckung in Arktis und Antarktis

Meereis entsteht aufgrund niedriger Luft- und Wassertemperaturen durch Gefrieren von Meerwasser. Änderungen der Verbreitung und Dicke von Meereis werden deshalb als wichtige Indikatoren von Klimaänderungen angesehen. Die Verbreitung von Meereis wird seit mehr als 30 Jahren täglich von Satelliten beobachtet. Dabei lässt sich mit großer Genauigkeit die Lage der Eiskante, also die Grenze zwischen eisbedecktem und eisfreiem Ozean bestimmen. Das wichtigste Ergebnis dieser Messungen ist, dass die eisbedeckte Fläche sehr starke saisonale Schwankungen aufweist. In der Antarktis schwankt sie im Mittel zwischen 18×10^6 km² im September und 3×10^6 km² im Februar. In

der Arktis sind die Schwankungen aufgrund der umgebenen Küsten geringer, mit einer mittleren Fläche von 15×10^6 km² im Februar und 7×10^6 km² im September. Dies bedeutet, dass in jedem Sommer riesige Eisflächen abschmelzen, um im folgenden Winter wieder neu zu entstehen. Dadurch wird die Beobachtung und Interpretation längerfristiger Trends wesentlich erschwert.

Die Veränderung der Größe der jährlichen eisbedeckten Fläche auf der Nord- und Südhalbkugel der Erde ist in *Abb. 2.7-1* gezeigt. Es sind die Daten für September jeden Jahres als prozentuale Abweichung vom langjährigen Mittel gezeigt. In der Arktis nimmt die minimale sommerliche eisbedeckte Fläche um 8% pro Jahrzehnt ab (STROEVE et al. 2005), wobei sich der Trend in den letzten Jahren deutlich verstärkt hat (s. Kap. 4.10). Die jährliche Variabilität ist allerdings sehr groß. In den letzten Jahren nimmt außerdem auch die winterliche Eisbedeckung ab. Im Gegensatz dazu nimmt die winterliche Eisbedeckung in der Antarktis leicht um 0,5% pro Jahrzehnt zu. Dieser Kontrast wird bei Klimadiskussionen oft ignoriert. Allerdings sollte dabei berücksichtigt werden, dass sich das Meereis in der Antarktis unter anderen ozeanographischen und meteorologischen Bedingungen bildet als in der Arktis, und dass das antarktische Klimasystem stark isoliert von Veränderungen in niedrigeren Breiten ist.

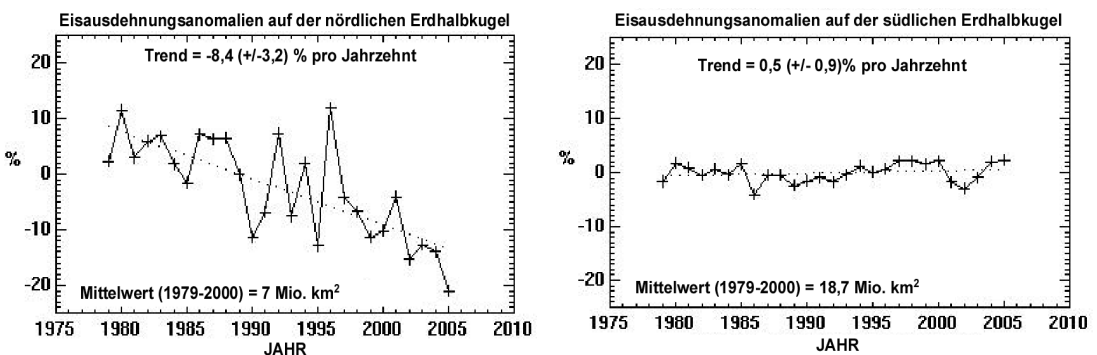


Abb. 2.7-1: Anomalien der Meereisaußenung im September in der Arktis (*links*) und Antarktis (*rechts*; Quelle: NATIONAL SNOW AND ICE DATA CENTER, BOULDER, verändert).

E-Mail-Adresse: chaas@awi-bremerhaven.de

Die Interpretation der Satellitendaten wird nicht nur durch die große saisonale und interannuale Variabilität erschwert, sondern auch dadurch, dass die Meereisverbreitung auch stark von Meeresströmungen und Winden abhängt. Dies führt beispielsweise dazu, dass im Ostgrönlandstrom Eis bis in sehr niedrige Breiten aufritt, während die Westküste von Nordnorwegen oder Spitzbergen meistens eisfrei ist (Abb. 2.7-2). Diese starke kleinräumige Variabilität veranschaulicht, dass bereits geringe Strömungsänderungen die Lage der Eiskante wesentlich ver-

ändern können. Abb. 2.7-2 zeigt, dass die Eisdrift auch für die Verteilung der Eisdicke von großer Bedeutung ist (siehe unten).

Die Eisdicke konnte bislang nicht systematisch und genau genug von Satelliten vermessen werden, so dass es keine verlässlichen flächendeckenden und längerfristigen Informationen über Eisdickenänderungen in Arktis und Antarktis gibt.

Die Eisdickenverteilung in der Arktis

Unter den heutigen Klimabedingungen wird Meereis wenige Dezimeter oder Meter mächtig. Damit bildet es nur eine dünne Haut an der Meeresoberfläche, die leicht von Winden oder Strömungen bewegt werden kann. Diese Eisdrift ist selten gleichförmig, und häufig gegen Küsten gerichtet. Dadurch reißt die Eisfläche oft auf, wodurch offenes Wasser zutage tritt, das an der kalten Luft wieder gefriert, so dass sich in einem bestimmten Gebiet Eis sehr unterschiedlicher Dicke befinden kann. Die Eisbildung durch Gefrieren wird thermodynamisches Wachstum genannt. Wenn die Eisschollen zusammengedrückt oder gegen Küsten gepresst werden, zerbrechen sie, und die Bruchstücke häufen sich auf und unter dem Eis zu so genannten Presseisrücken auf, was als dynamisches Wachstum bezeichnet wird. Presseisrücken können viele Meter mächtig werden. Dadurch ist das Packeis sehr rau, und selbst innerhalb kleinerer Entfernungen von nur wenigen Metern können sehr unterschiedliche Eisdicken auftreten, wie in Abb. 2.7-3 zu erkennen ist. Die Eisdrift führt aber nicht nur zur kleinräumigen Variabilität der Eisdicke, sondern bestimmt auch großräumig die Verteilung der mittleren Eisdicke.

Die regionale Verteilung der Eisdicke und -drift kann mit Hilfe von Computersimulationen gut berechnet werden. Dabei werden die bestimmenden mathematischen Gleichungen für das thermodynamische und dynamische Eiswachstum unter realen meteorologischen Randbedingungen angewandt. Zahlreiche Vergleiche der Simulations-

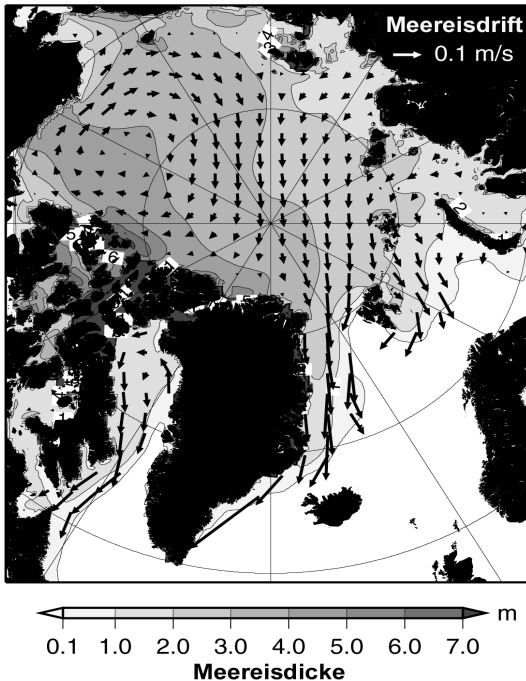


Abb. 2.7-2: Ergebnis einer Computersimulation der mittleren Drift und Dicke des Meereises in der Arktis im Januar (Quelle: T. Martin, AWI).

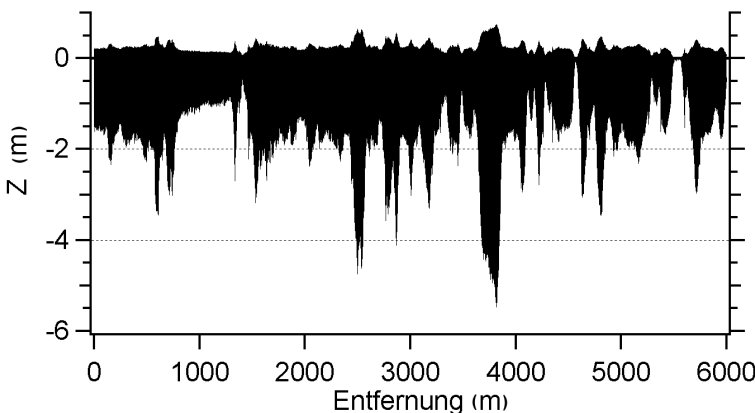


Abb. 2.7-3: Typisches Dickenprofil von Eisschollen im Transpolarstrom. Bei $z = 0$ m befindet sich der Wasserspiegel. Die Daten wurden mit Hilfe von hubschraubergestützten elektromagnetischen Messungen gewonnen.

ergebnisse zeigen gute Übereinstimmung mit direkten Beobachtungen der Eisdrift und Dicke.

Abb. 2.7-3 zeigt das Ergebnis einer solchen Computersimulation des Arktischen Ozeans (auch Nordpolarmeer). Es ist zu sehen, dass das dickste Eis mit mittleren Mächtigkeiten bis zu 6 m nördlich der Küsten von Grönland und Kanada auftritt. An den Küsten Sibiriens ist das Eis am dünnsten. Diese Eisdickenverteilung ist zunächst erstaunlich, weil das dickste Eis nicht dort auftritt, wo die niedrigsten Lufttemperaturen herrschen. Dieser Widerspruch ist in der Eisdrift begründet, die im Wesentlichen durch zwei große Driftsysteme bestimmt wird: Im Beaufortwirbel nördlich der Küsten Alaskas zirkuliert das Eis im Uhrzeigersinn. Es wird nur nach und nach in den Transpolarstrom eingespeist, der Eis von den Küsten Sibiriens über den Nordpol in die Framstraße zwischen Spitzbergen und Grönland transportiert, bevor es in der Grönlandsee schmilzt (Abb. 2.7-2). Das Eis im Transpolarstrom wird nur drei, im Beaufortwirbel nur 3–6 Jahre alt, bevor es den Arktischen Ozean verlässt. Die Eisdrift spiegelt die mittleren Windverhältnisse über der Arktis wider, die durch starken Hochdruck über der zentralen Arktis und Tiefdruckgebiete dominiert sind, die aus dem Nordatlantik in die sibirischen Randmeere ziehen.

Aufgrund der mittleren Eisdrift wird das Meereis gegen die Küsten Grönlands und Kanadas gedrückt, wo es sich durch Deformation verdickt. Von den Küsten Sibiriens wird das Eis dagegen ständig weggetrieben, so dass sich auf dem resultierenden offenen Wasser neues, dünnes Eis bildet. Diese Prozesse erklären die großräumige Eisdickenverteilung im Arktischen Ozean (Abb. 2.7-2). Angesichts der Bedeutung der Eisdrift wird auch klar, dass schon geringe Änderungen der Richtung oder Stärke der Eisdrift aufgrund veränderter Wind- und Luftdruckverhältnisse ausreichen, um die Eisdickenverteilung und damit das Eisvolumen der Arktis zu verändern.

Dieselben Prozesse wirken auf das Meereis in der Antarktis. Da das Südpolarmeer aber nach Norden zu den Ozeanen hin offen ist, kann das Eis freier driften. Eine bedeutende Ausnahme bildet das Weddellmeer am Südpol des Atlantischen Ozeans, wo die Drift gegen die Antarktische Halbinsel gerichtet ist. Dort befindet sich das dickste Meereis der Antarktis, das wie in der Arktis mittlere Dicken von mehr als 6 m erreichen kann.

Ergebnisse von Eisdickenmessungen

Da das Meereis nur eine dünne Schicht auf dem Meerwasser darstellt und riesige Flächen bedeckt, ist seine großräumige Dickenverteilung schwer zu messen. Die kleinräumige Rauigkeit und Variabilität (Abb. 2.7-3) erfordert darüber hinaus die Vermessung langer Profile mit kurzen Messabständen.

Mit Bohrungen durch das Eis lässt sich die Eisdicke am genauesten bestimmen. Allerdings ist dies sehr aufwändig und es ist nicht möglich, unter akzeptablem Aufwand größere Gebiete zu vermessen. Die meisten Eisdickenmessungen wurden deshalb bislang mit Hilfe von Eisecholoten durchgeführt, mit denen man den Tiefgang der Eisschollen, also die Tiefe der Eisunterseite unter dem Wasserspiegel messen kann. Da sich das Eis weitgehend im Schwimmgleichgewicht befindet, und weil die Dichte von Meereis gut bekannt ist, lässt sich aus dem Tiefgang einfach die Eisdicke berechnen. Der Tiefgang ergibt sich durch eine Abstandsmessung zwischen Eisechlot und Eisunterseite mit Hilfe von Ultraschallsignalen, ähnlich wie bei Messungen der Wassertiefe durch normale Schiffsecholote. Eisecholote werden entweder am oder über dem Meeresboden verankert, um die Veränderungen der Eisdicke an einem Ort zu beobachten, oder sie werden von U-Booten oder unbemannten, autonomen Unterwasserfahrzeugen aus betrieben, die den Tiefgang entlang ihrer Fahrtstrecke messen können. Im zentralen Arktischen Ozean wurden die meisten Messungen von amerikanischen militärischen Atom-U-Booten bei Patrouilienfahrten durchgeführt.

Ein Vergleich sporadischer U-Boot-Eisechlotmessungen entlang ortsgleicher Profile in den Jahren 1958–1976 und 1993–1997 zeigte eine drastische Abnahme der Eisdicke von 43% im zentralen Arktischen Ozean (Abb. 2.7-4; ROTHROCK et al. 1999). Dabei wurde in keinem der vermessenen Gebiete eine Zunahme der Dicke beobachtet. Im Mittel nahm die Eisdicke von 3,1 auf 1,8 m ab.

Die Drift des Meereises in der Arktis wird seit 1979 im Rahmen des Internationalen Arktischen Bojenprogramms mit Hilfe von auf dem Eis stehenden Bojen beobachtet, die alle sechs Stunden via Satellit ihre Position sowie die dortige Lufttemperatur und den Luftdruck senden. Dadurch ist nicht nur das mittlere Driftmuster gut bekannt (s. Abb. 2.7-3), sondern auch dessen zeitliche Veränderung. Seit 1989 zeigt die Bojendrift eine deutliche südwestliche Verschiebung und Abnahme des Beaufortwirbels sowie ein weiteres »Ausholen« des Transpolarstroms in Richtung der amerikanischen Arktis (RIGOR et al. 2002). Diese Veränderungen gehen einher mit einer generellen Abnahme des mittleren Luftdrucks über der Arktis. Die daraus resultierende Anomalie der Eisdrift verläuft gegen den Uhrzeigersinn. Dies führt dazu, dass das Eis stärker aus der zentralen Arktis weg zu den Küsten bewegt wird, woraus eine Dickenzunahme an den Rändern des Arktischen Ozeans und eine Abnahme im Zentrum resultiert. Ähnlich lassen sich Änderungen der Eisdrift und daraus folgende Veränderungen der Eisdicke auch für die gesamte Zeit seit 1958 erklären (HOLLOWAY & SOU 2002). Leider erstrecken sich die U-Boot-Messungen aber nicht weit genug in die arktischen Randmeere, um diese Inter-

pretation der beobachteten Eisdickenänderungen überprüfen zu können. Diese Diskussionen führen zu dem Schluss, dass systematischere und flächendeckendere Eisdickenmessungen erforderlich sind, um die Veränderung des arktischen Eisvolumens im Zusammenhang mit Klimaveränderungen schlüssig zu interpretieren.

Neuere Ergebnisse von Computersimulationen zeigen zudem, dass Veränderungen der Eisdrift nur kurzfristige Veränderungen der Eisdicken erklären, während der gleichzeitig beobachtete Lufttemperaturanstieg einen allgemeinen Trend abnehmender Eisdicke verursacht (KÖBERLE & GERDES 2003). Es ist zudem anzunehmen, dass im Beobachtungszeitraum zumindest seit 1990 gleichzeitig mehr warmes Wasser aus dem Atlantik in den Arktischen Ozean eingeströmt ist, was das thermodynamische Wachstum des Eises weiter verringert (KARCHER et al. 2003).

Atomgetriebene U-Boote stehen nur wenigen Wissenschaftlern zur Verfügung, und ihre Nutzung für wissenschaftliche Zwecke ist aufgrund militärischer Zwänge nicht immer einfach. Deshalb bemühten sich Wissenschaftler der Alfred-Wegener-Instituts in Bremerhaven seit den 1990er Jahren um alternative Methoden, die mit vergleichsweise geringem Aufwand systematische Eisdickenmessungen ermöglichen. Basierend auf früheren Untersuchungen kanadischer Wissenschaftler wurde das Verfahren der elektromagnetischen (EM) Induktionsmessung soweit angepasst, dass es für Eisdickenmessungen anwendbar ist. Mit EM-Messungen lässt sich die elektrische Leitfähigkeit des Untergrundes bestimmen. Dabei wird ein niederfrequentes EM-Feld erzeugt (Primärfeld, 1–5 kHz), das das Meereis aufgrund dessen sehr geringer elektrischer Leitfähigkeit dämpfungsfrei durchdringt und im Meerwasser darunter Wirbelströme induziert. Diese Wirbelströme rufen

ihrerseits ein sekundäres EM-Feld hervor, dessen Stärke gemessen wird. Die Stärke des Sekundärfeldes ist eine Funktion des Abstandes zwischen EM-Sonde und Meerwasser. Je dicker das Eis ist, umso schwächer wird also das Sekundärfeld. Der Vorteil des Verfahrens ist, dass es aus der Luft, z.B. von Hubschraubern oder Luftschiffen anwendbar ist, und somit große Profilstrecken vermessen werden können (Abb. 2.7-3 und -5).

Seit 1991 wurden während Expeditionen des deutschen Forschungseisbrechers Polarstern des Alfred-Wegener-Instituts umfangreiche EM-Eisdickenmessungen im Transpolarstrom zwischen Spitzbergen und dem Nordpol durchgeführt. Dabei wurden zahlreiche einzelne Eisschollen entlang der Fahrtroute des Eisbrechers vermessen. Die Messungen zeigten eine Abnahme der Dicke ebenen Eises um 22% von 2,5 auf 1,95 m zwischen 1991 und 2001 (Abb. 2.7-6; HAAS 2004). Die Dicke des ebenen Eises ist an den Moden, also den Maxima der Eisdickenverteilungen in Abb. 2.7-6 ablesbar. Die mittlere Dicke nahm von 3.11 auf 2.41 m ab. Im Vergleich zu 2001 war das Eis 2004 nicht dünner (Abb. 2.7-6; PFAFFLING & LIESER, AWI, Bremerhaven, pers. Mitt.). Die Dicke ebenen Eises ist ein guter Indikator für das thermodynamische Eiswachstum. Die beobachtete Dickenabnahme ist deshalb eng mit steigenden Lufttemperaturen in der Arktis und mit zunehmenden Wärmetransporten atlantischen Wassers in die Arktis verknüpft (KARCHER et al. 2003). Abb. 2.7-6 zeigt auch, dass die Messungen aufgrund anderer Nutzung der Polarstern nicht regelmäßig, sondern nur alle 2–4 Jahre durchgeführt werden konnten. Deshalb ist es unklar, ob es sich bei den Beobachtungen wirklich um einen Trend oder nur um das Ergebnis großer interannualer Variabilität handelt.

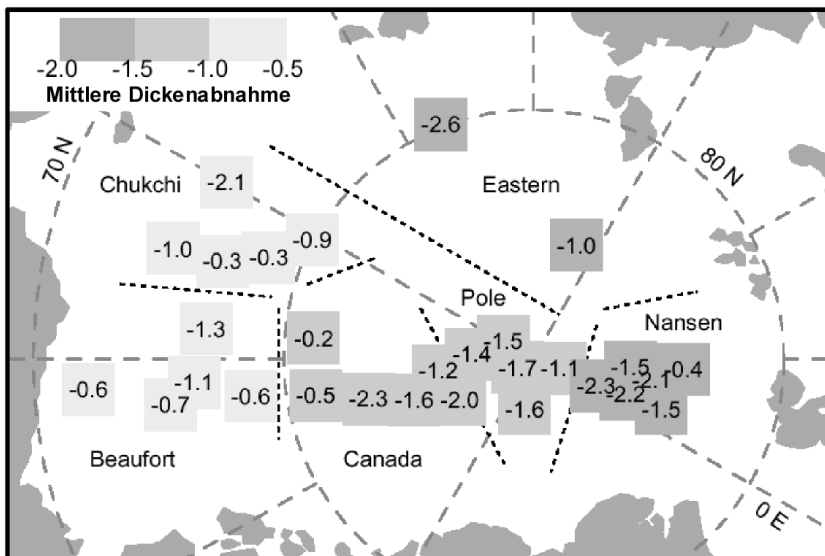


Abb. 2.7-4: Veränderung der Eisdicke an Stellen, die zwischen 1958–1976 und 1993–1997 von U-Booten vermessen wurden (ROTHROCK et al. 1999).



Abb. 2.7-5: Hubschrauber mit EM Eisdickensonde, die es seit kurzem erstmals ermöglicht, Eisdickenmessungen aus der Luft durchzuführen (Foto: J. Wilkinson).

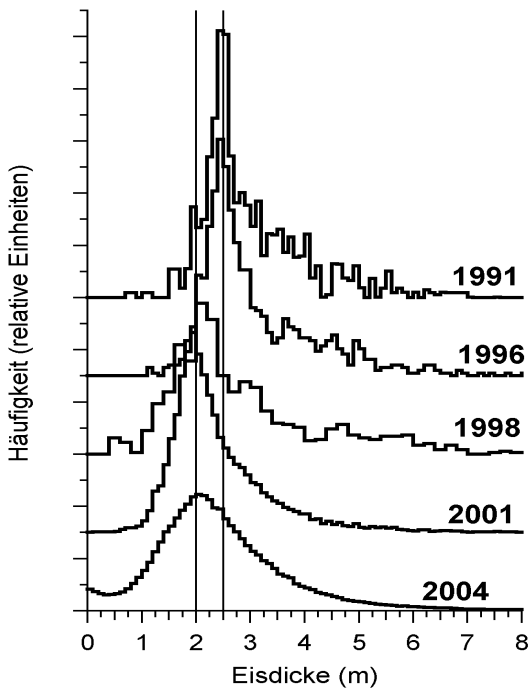


Abb. 2.7-6: Eisdickenverteilungen von Eisschollen im Transpolarstrom zwischen 1991 und 2004 (HAAS 2004; PFAFFLING & LIESER, pers. Mittlg.). Die EM-Messungen wurden bei Polarstern-Expeditionen gewonnen, 2004 erstmals mit einer Hubschraubersonde (Abb. 2.6-5).

Schlussfolgerungen und Ausblick

In den vergangenen Jahren und Jahrzehnten haben die Ausdehnung und Dicke des Meereises in der Arktis stark abgenommen. In der Antarktis nimmt die eisbedeckte Fläche leicht zu, über Dickenänderungen ist nichts bekannt. Das Wechselspiel zwischen Eisdynamik und -thermodynamik macht die Interpretation und Vorhersage des dünner wer-

enden Meereises schwierig. Höhere Luft- und Wassertemperaturen verursachen gleichermaßen die Dickenabnahme wie veränderte Windregimes durch allgemein abnehmenden Luftdruck über der Arktis. Die schnelle Eisdrift, die innerhalb weniger Jahre dickes Eis in weit entfernte Gebiete verschieben kann, erfordert systematischere und flächendeckendere Eisdickenmessungen als bisher möglich. Mit der neuen Hubschraubersonde sind solche Messungen erstmalig mit vertretbarem Aufwand möglich. Allerdings sind die Messungen durch die Reichweite der Hubschrauber von wenigen 100 km stark beschränkt, so dass das Verfahren von Luftschiffen oder Flugzeugen aus eingesetzt werden muss. Die gesamten Meereisgebiete der Arktis und Antarktis lassen sich jedoch nur von Satelliten aus regelmäßig vermessen. Erste Versuche sind sehr erfolgversprechend. Dabei wird die Höhe der Eis- oder Schneeoberfläche über dem Wasserspiegel, das sogenannte Freibord, mit Radar- oder Laseraltimetern bestimmt. Unter der Voraussetzung, dass sich das Eis im Schwimmgleichgewicht befindet, und unter Annahme der spezifischen Dichten von Schnee und Eis sowie der Schneedicke lässt sich daraus die Eisdicke berechnen. Seit 1993 werden solche Messungen von den europäischen ERS- und Envisat-Satelliten durchgeführt (LAXON et al. 2003). Diese Messungen lieferten außerdem erste Informationen über die saisonale Variabilität der Eisdicke. Sie zeigten einen engen Zusammenhang der Eisdicke mit der Länge der Schmelzsaison im vorangegangenen Sommer. Der ESA-Satellit CryoSat sollte mit einem speziell entwickelten Radaraltimeter ausschließlich Eisdickenmessungen durchführen. Leider stürzte er im Oktober 2005 kurz nach dem Start ab. Der amerikanische Satellit ICESat misst das Freibord der Eisschollen mit einem Laseraltimeter (Kwok 2004). Diese Messungen werden allerdings von Wolken behindert, was systematische Beobachtungen stark einschränkt“