

Heft 102 (2018) 18,90 Euro

promet

meteorologische fortbildung

Atmosphärische Prozesse im arktischen Klimasystem



Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

Dr. J. Rapp (Offenbach/M.)

Redaktionsausschuss

Prof. Dr. G. Adrian (Offenbach/M.)

Prof. Dr. B. Ahrens (Frankfurt/M.)

PD Dr. F. Berger (Lindenberg)

Prof. Dr. Ch. Bernhofer (Dresden)

Prof. Dr. B. Brümmer (Hamburg)

Prof. Dr. G. Craig (München)

Prof. Dr. G. Groß (Hannover)

Prof. Dr. A. Macke (Leipzig)

Dr. C. Pläß-Dülmer (Hohenpeißenberg)

Dr. E. Rudel (Wien)

Dr. M. Sprenger (Zürich)

Layout und Satz

Susanne Schorlemmer

Mitarbeit:

Tanja Glatz, Heike Beck

Auflage: 3600

Fotohinweis Titelseite: Karolin Eichler, DWD

Redaktionsschluss: 11.12.2018

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Für die etwa ein Jahr später

erscheinende Online-Ausgabe:

**Druck**

Heyne-Druck GmbH

Ferdinand-Porsche-Straße 15

63073 Offenbach

Verlag

Deutscher Wetterdienst

Fachinformationsdienst und

Deutsche Meteorologische Bibliothek

Frankfurter Str. 135

63067 Offenbach/M.

bibliothek@dwd.de

ISSN 0340-4552 (Druck)

ISSN 2194-5950 (Internet)

ISBN 978-3-88148-516-6 (Druck)

ISBN 978-3-88148-517-3 (Internet)

Preis des Heftes: 18,90 € plus Versandkosten

Internet: www.dwd.de/promet

Editorial

Liebe Leserinnen und Leser,

nach über zehn Jahren werde ich im Jahr 2019 die Schriftleitung der Fortbildungszeitschrift Promet abgeben. Meine neue Tätigkeit für das Bildungszentrum des Deutschen Wetterdienstes bindet zu viel Kraft und Zeit. Zur Zeit wird daher intensiv nach einer Nachfolgerin bzw. einem Nachfolger gesucht. Ich bin zuversichtlich, dass bald schon ein neuer Schriftleiter gefunden wird. Schließlich sind zwei überaus interessante Themenhefte in Vorbereitung: Eine Ausgabe wird sich mit dem Kohlenstoffkreislauf, einer hochaktuellen wissenschaftlichen Problematik, beschäftigen und ein weiteres Heft wird über die neuesten Erkenntnisse zu den außertropischen Zyklonen berichten, einem Thema, das sicher viele Prognostiker - aber nicht nur die - neugierig machen wird.

Aber zunächst einmal ist der Blick auf die Arktis gerichtet, einer Region, die im Fokus der internationalen und nationalen Klimaforschung steht und in der die Klimaerwärmung viel schneller voranschreitet, als wir uns das manchmal vorstellen können. Dieses Heft soll zum Verständnis der meteorologischen Prozesse im arktischen Klimasystem beitragen.

Ich wünsche Ihnen dafür eine kurzweilige Lektüre

Ihr

Jörg Rapp

Inhalt

Promet – Meteorologische Fortbildung, Heft 102 (2018)

Thema des Heftes: **Atmosphärische Prozesse im arktischen Klimasystem**

Fachliche Redaktion und fachliche Durchsicht: Burghard Brümmer (Hamburg)

Beitrag

	Seite
B. BRÜMMER Vorwort „Zu diesem Heft“	4
B. BRÜMMER 1 Atmosphärische Bedingungen und Energiehaushalt der Arktis im Jahresgang	5-13
K. DETHLOFF, A. RINKE, D. HANDORF, R. JAISER, W. DORN, A. SOMMERFELD 2 Regionale und globale Wechselwirkung zwischen arktischem Meereis und der atmosphärischen Zirkulation	14-20
M. WENDISCH, A. EHRLICH 3 Arktische Verstärkung und Wolken	21-32
B. BRÜMMER 4 Arktische Zyklonen: Häufigkeit und Wirkung auf das Meereis	33-43
M. GRYSCHKA 5 Polare Kaltluftausbrüche	44-55
S. WILLMES, G. HEINEMANN, A. PREUSSER 6 Arktische Polynjen	56-60
C. LÜPKES, A. SCHMITT, V. GRYANIK 7 Turbulente Energie- und Impulsflüsse in der atmosphärischen Grenzschicht über dem polaren Ozean	61-74
G. HEINEMANN 8 Der katabatische Wind über Grönland	75-81
Buchbesprechung	82
Examina im Jahr 2017	83-92

Atmosphärische Prozesse im arktischen Klimasystem

Zu diesem Heft

In diesem Heft sind Beiträge zusammengestellt, die wichtige Prozesse im arktischen Klimasystem beschreiben und die sich auf Prozesse in der Atmosphäre konzentrieren. Nicht im Zentrum stehen hier die weiteren Komponenten des arktischen Klimasystems Ozean, Meereis, Landoberflächen mit Flüssen, Gletschern, Permafrost, etc. Die Vorgänge und Veränderungen in der Arktis sind gekoppelt mit dem globalen Klimasystem. Dabei gehen die Wirkungen in beide Richtungen. Großräumige atmosphärische Fernwirkungen, wie Arktische Oszillation (AO), Nordatlantische Oszillation (NAO) oder Pazifik-Nordamerika-Oszillation (PNA), sind Beispiele dieser Kopplungen. Diese beeinflussen die Arktis und die mittleren Breiten und werden andererseits in ihrer Ausprägung von Vorgängen in beiden Regionen beeinflusst. Große ozeanische Strömungssysteme („Conveyor Belt“) verbinden alle Weltmeere. Ein Zweig führt über den Golfstrom und den Nordatlantischen Strom bis in den Arktischen Ozean, wo die Wassermassen durch Abkühlung und Eisbildung modifiziert werden und zum großen Teil als Tiefenwasser in den Nordatlantik zurückkehren und somit zum Antrieb der thermohalinen Zirkulation (THC) beitragen. Aus der Arktis mit der transpolaren Drift durch die Framstraße treibendes Meereis beeinflusst über die Arktis hinaus den Salzgehalt und die Dichteschichtung im Nordatlantik. Abschmelzende Gletscher erhöhen den Meeresspiegel weltweit. Die Arktis ist also kein isoliertes System.

In der Arktis vollziehen sich derzeit auffällige und für Klimaabläufe vergleichsweise schnelle Veränderungen. Die auffälligsten Änderungen im arktischen Klimasystem betreffen die bodennahe Lufttemperatur und das Meereis. Während in den letzten 100 Jahren die Zwei-Meter-Lufttemperatur global um etwa 1 °C gestiegen ist, hat die Temperatur in der Arktis um 3 bis 4 °C zugenommen. Diese auch als arktische Verstärkung bezeichnete besondere Erwärmung wird begleitet von einer starken Abnahme des arktischen Meereises, wobei der kausale Zusammenhang beider Phänomene bis heute nicht abschließend geklärt ist. In den letzten 40 Jahren (seit etwa 1979), seitdem verlässliche Satellitendaten vorliegen, ist die maximale Ausdehnung des Meereises im Winter um bis zu 13 Prozent und die sommerliche minimale Ausdehnung sogar um bis zu 50 Prozent zurückgegangen. Dramatische weitere Rückgänge bis zu einem völligen Abtauen des Meereises im Sommer werden von einigen Klimamodellen noch für dieses Jahrhundert vorhergesagt. Allerdings ist die Streubreite der Prognosen und der resultierenden Folgen noch sehr groß.

Das Wechselspiel aller Komponenten des arktischen Klimasystems miteinander und mit dem globalen Klimasystem ist zu komplex und umfangreich, als dass es in einem Prometheft umfassend abgehandelt werden kann. Wir beschränken uns hier daher auf die Diskussion wichtiger Prozesse in der Atmosphäre und der Wechselwirkung zwischen der Atmosphäre und dem Meereis. Die Kapitel dieses Heftes befassen sich im Einzelnen mit folgenden Themen.

Der erste Beitrag gibt einen klimatologischen Überblick über die räumliche Verteilung und den mittleren Jahresgang der wichtigsten meteorologischen Größen und des atmosphärischen Energiehaushaltes der Arktis. Im zweiten Beitrag wird auf die Wechselwirkung zwischen Änderungen der arktischen Meereisbedeckung und Änderungen der atmosphärischen Zirkulation, sowohl in der Arktis als auch darüber hinaus, eingegangen. Der dritte Beitrag befasst sich mit der arktischen Verstärkung und welche wichtige Rolle der Bewölkung hierbei spielt. Tiefdruckgebiete sind ein markanter synoptischer Prozess in jedem Klimasystem. Ihre Häufigkeit in der Arktis und ihre vielfältigen und besonderen Einflüsse auf das Meereis werden im vierten Beitrag dargelegt. Der fünfte Beitrag gibt einen Überblick über Kaltluftausbrüche vom arktischen Meereis auf den offenen Ozean mit den dabei auftretenden typischen Wolkenstrukturen in Form von Straßen und Zellen und den dabei stattfindenden extremen Energieumsätzen zwischen Ozean und Atmosphäre. Solche enormen Energieflüsse treten auch in sogenannten Polynjas auf, die Aufbrüche der Meereisdecke auf größeren Skalen (> 10 km) in meist jährlich wiederkehrenden gleichen Regionen darstellen. Hiermit befasst sich der sechste Beitrag. Inhomogenitäten der Meereisdecke auf kleinerer Skala von < 1 km in Form von Rissen, Rinne und Presseisrücken bestimmen entscheidend den vertikalen Energieaustausch über dem Meereis und damit die Bedingungen in der atmosphärischen Grenzschicht. Ihre Parametrisierung zur Berücksichtigung dieser subskaligen Prozesse in Wetter- und Klimamodellen wird im siebten Kapitel behandelt. Der letzte Beitrag befasst sich mit dem katabatischen Wind an den Rändern des grönländischen Gletschereises, der dort eine vergleichbare Bedeutung wie der synoptische bedingte Wind hat und dessen Einfluss bis weit hinaus auf das angrenzende Meereis reicht.

B. BRÜMMER

1 Atmosphärische Bedingungen und Energiehaushalt der Arktis im Jahresgang

Annual cycle of atmospheric conditions and energy balance of the Arctic

Zusammenfassung

In diesem Beitrag werden zu Beginn die horizontale Verteilung und der Jahresgang der wichtigsten meteorologischen Klimaparameter wie Luftdruck, Temperatur, Bewölkung, Niederschlag, Oberflächenalbedo dargestellt. Der zweite Teil befasst sich mit der Energiebilanz der arktischen Atmosphäre im Gebiet nördlich von 70°N und den dazu beitragenden Prozessen.

Summary

In this paper the horizontal distribution and the annual cycle of the most important meteorological climate parameters such as air pressure, air temperature, cloudiness, precipitation and surface albedo are presented. The second part of the paper deals with the Arctic atmospheric energy balance for the region > 70°N and analyses the contributing processes.

1 Einleitung

Zwischen den 30-jährigen Zeiträumen 1901-1930 und 1986-2015 stieg die bodennahe Lufttemperatur im globalen Mittel um etwa 0,8 °C (BLUNDEN und ARNDT 2016). Der Temperaturanstieg ist besonders deutlich in der Arktis ausgeprägt. Diese besondere Empfindlichkeit der Arktis wird als „arktische Verstärkung“ (im Englischen „Arctic Amplification“) bezeichnet (SERREZE und BARRY 2011, WENDISCH et al 2017). Der Temperaturtrend über die letzten drei Dekaden beträgt in der Arktis das Zwei- bis Dreifache des globalen Trends (COMISO und HALL 2014). Ein sichtbares Signal hierfür ist der Rückgang der mit Eis bedeckten Meeresfläche insbesondere zum Ende der sommerlichen Schmelzperiode hin. Zwischen 1979 und 2013 ist die Anfang September mit Satelliten gemessene minimale eisbedeckte Fläche des Arktischen Ozeans um -12,7 % pro Dekade zurückgegangen. Zunehmend deutlich zeigt sich auch jährlich am Ende des Winters im März ein Rückgang der maximalen Eisausdehnung mit -2,5 % pro Dekade (MEIER et al. 2014). Im März 2017 und mit etwa gleichen Werten

im März 2018 wurde die bisher geringste maximale winterliche Eisausdehnung seit Beginn der Satellitenmessungen registriert. Im Mittelpunkt dieses Artikels stehen allerdings nicht die neuesten Klimarekorde der Arktis, sondern die das arktische Klimasystem charakterisierenden atmosphärischen Größen und Prozesse, wie zum Beispiel Strahlungs- und Energieflüsse, und deren typischer Jahresgang. Der Jahresgang der wichtigsten meteorologischen Größen wird im Abschnitt 2 dargestellt. Im Abschnitt 3 werden der Energiehaushalt der Arktis sowie die ihn bestimmenden Prozesse diskutiert.

2 Die wichtigsten meteorologischen Größen im Jahresgang

In diesem Abschnitt wird auf die Jahresgänge der Klimaparameter Luftdruck, Temperatur, Oberflächenalbedo, Bewölkung und Niederschlag eingegangen. Die ebenfalls wichtige, vielleicht sogar wichtigste Größe Strahlungsbilanz wird im Zusammenhang mit dem Energiehaushalt im Abschnitt 3 behandelt.

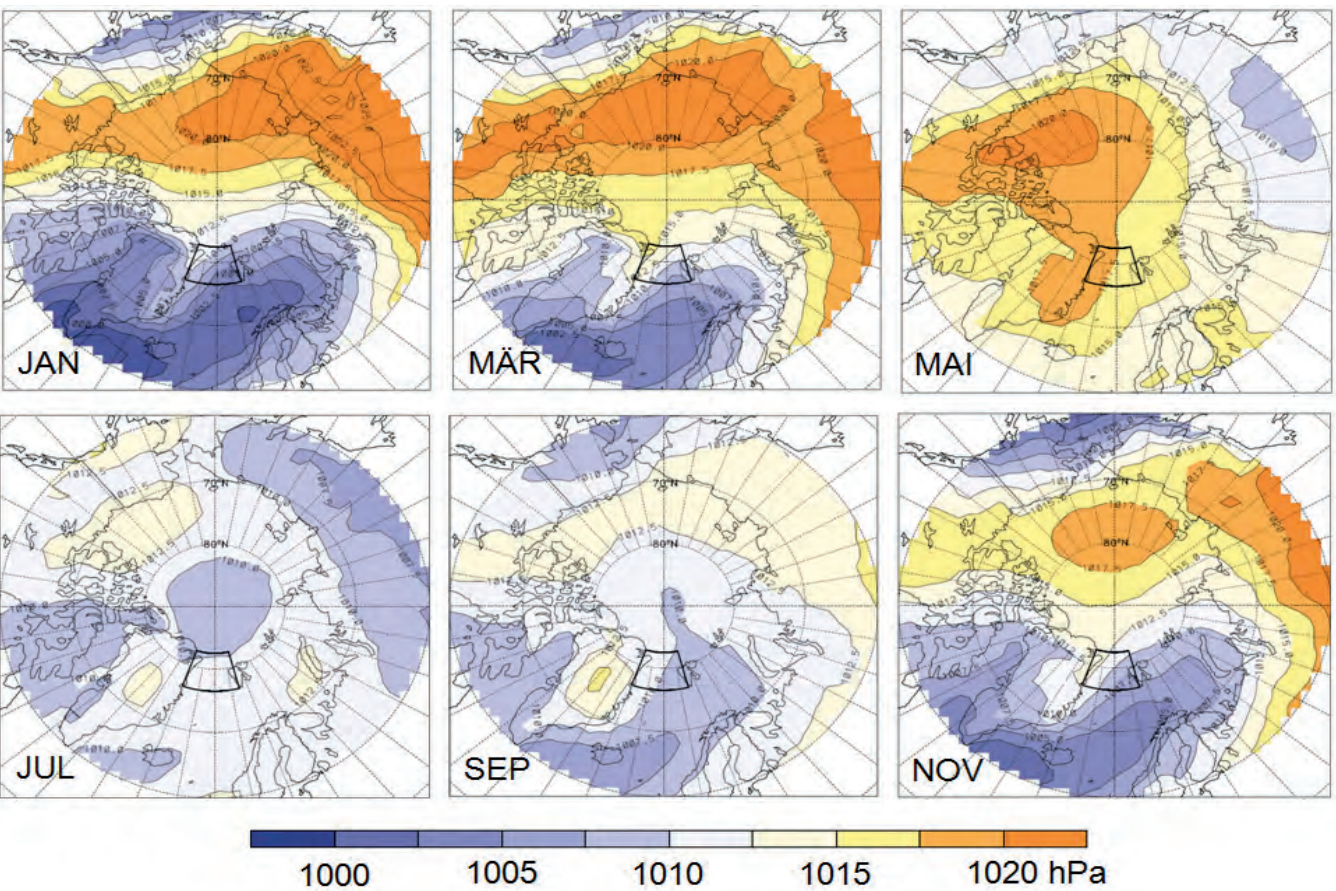


Abb. 1-1: Monatsmittel des Luftdrucks (hPa) auf Meeresniveau im Zeitraum 1/1979 bis 12/2000 berechnet aus sechsstündlichen Analyse-
daten des EZMW (aus AFFELD 2003). Der schwarz umrandete Kasten markiert die Framstraße, wo der geostrophische Wind eine starke
N-S-Komponente hat. Dort findet der Hauptexport von Meereis (Größenordnung von 3000 km³ pro Jahr) aus dem Arktischen Ozean statt.
Da das Meereis nur einen geringen Salzgehalt von wenigen Promille hat, kommt diese Meereisdrift einem Süßwasserstrom in den Atlantik
gleich, der etwa dem 120-fachen des Flusses Elbe entspricht.

Der Luftdruck auf Meeresniveau zeigt in der Arktis einen charakteristischen Jahresgang (Abbildung 1-1). In der zentralen Arktis herrschen im Winter antizyklonale Bedingungen vor. Ausgehend vom sibirischen Hoch erstreckt sich hoher Luftdruck über die zentrale Arktis hinweg bis nach Nordamerika. Der Schwerpunkt wandert im Laufe des Winters von der sibirischen zur nordamerikanischen Seite. Dem hohen Bodenluftdruck in der Arktis im Winter stehen zwei stark ausgeprägte Tiefdruckgebiete gegenüber, das sogenannte Islandtief und das Aleutentief. Im Sommer sind diese beiden Tiefdrucksysteme abgeschwächt, während gleichzeitig in der Arktis niedriger Luftdruck dominiert. Letzteres ist bedingt durch und gleichbedeutend mit einer hohen Tiefdruckhäufigkeit im Sommer (BRÜMMER 2018). Die winterlichen Hochdruckbedingungen herrschen etwa acht Monate (Oktober bis Mai) und die sommerlichen

Tiefdruckbedingungen etwa vier Monate (Juni bis September) vor, so dass im Jahresmittel in der Arktis hoher Luftdruck dominiert. Der Luftdruckverteilung kommt in vielerlei Hinsicht eine besondere Bedeutung zu. Sie bestimmt die Advektion von Luftmassen und damit den horizontalen Energietransport in die Arktis hinein oder aus ihr heraus und hat Einfluss auf die Bewölkungsbedingungen. Außerdem driftet das Meereis in erster Näherung parallel und proportional zum geostrophischen

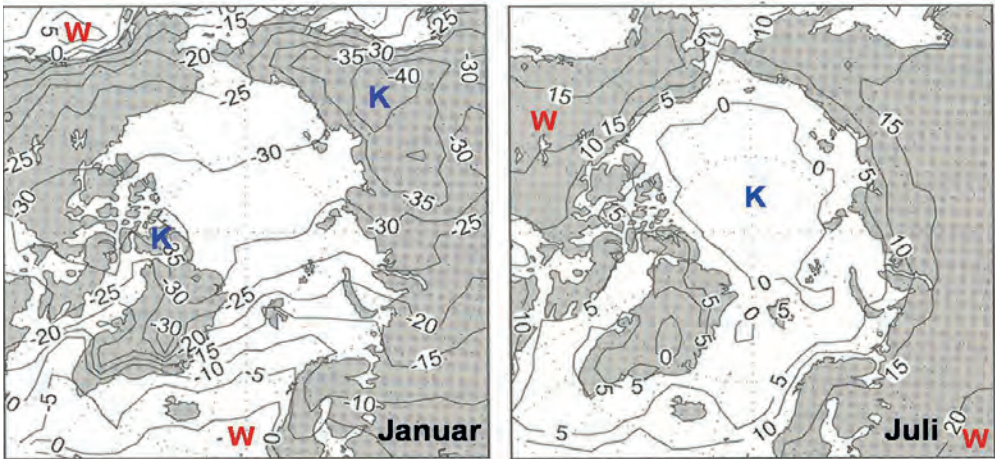


Abb. 1-2: Mittlere Zwei-Meter-Lufttemperatur in °C im Januar und Juli (angepasst aus SERREZE und BARRY 2005). K, W markieren Temperaturminima beziehungsweise -maxima.

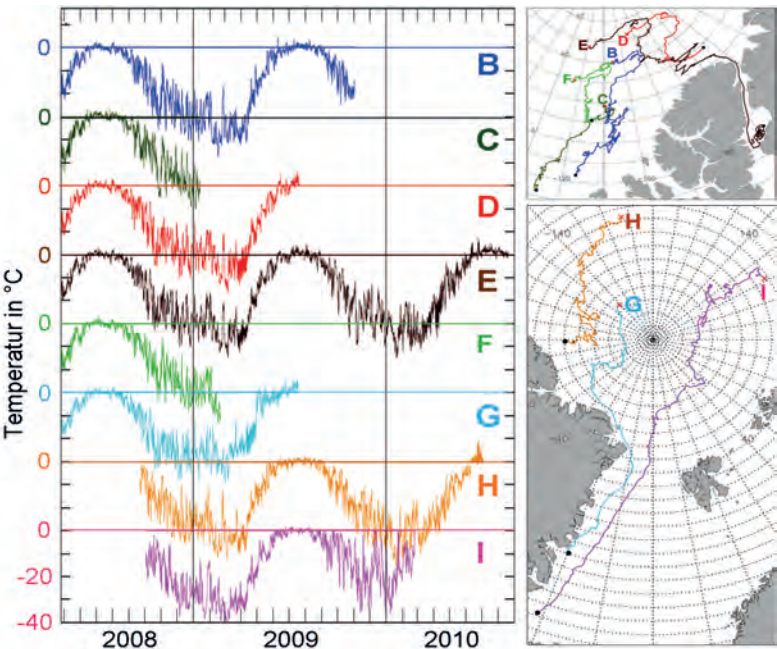


Abb. 1-3: Lufttemperatur in °C (versetzte, aber gleiche Skala) gemessen in 2 m Höhe an acht (Buchstaben B bis I) mit dem Meereis driftenden, autonomen Wetterstationen während des DAMOCLES Projektes im Zeitraum April 2008 bis August 2010 (HALLER et al. 2014). Die Landkarten zeigen die acht Drifttrajektorien: rote Kreuze und Buchstaben markieren den Beginn und schwarze Punkte das Ende der Drift.

Wind (mit etwa 2 bis 3 % der geostrophischen Windgeschwindigkeit).

Abbildung 1-2 zeigt die horizontale Verteilung der Zwei-Meter-Lufttemperatur im Januar und Juli repräsentativ für die beiden extremen Jahreszeiten. Im Januar erstreckt sich eine Zone minimaler Temperatur über die zentrale eisbedeckte Arktis zwischen den beiden Kältezentren über Sibirien und Kanada mit mittleren Temperaturwerten um -30 °C. Starke horizontale Temperaturgradienten gibt es an den Rändern zum eisfreien Nordatlantik (Grönlandsee und Barentssee) und Pazifik (Beringsee). Im Sommer hat die zentrale Arktis eine relativ einheitliche Temperatur um 0 °C bedingt durch die tauende Schneeoberfläche auf dem Meereis. Starke horizontale Temperaturgradienten sind entlang den Küsten von Sibirien und Nordamerika zu finden, denn über den angrenzenden Landflächen herrschen im Juli ähnliche Temperaturen wie zum Beispiel in Mitteleuropa. Die barokline Zone befindet sich im Winter am Eisrand zum offenen Ozean und im Sommer an der Eis/Wasser-Land-Grenze.

Zusätzliche Besonderheiten im Jahresgang der Lufttemperatur zeigen in Abbildung 1-3 beispielhaft dreistündliche Daten von auf dem Meereis errichteten und durch die zentrale Arktis driftenden autonomen Messstationen. Dem mittleren Jahresgang überlagert sind im Winter starke Schwankungen der Lufttemperatur von bis zu +/- 15 K bedingt durch synoptisch wechselnde Advektions- und Bewölkungsbedingungen. In den Sommermonaten sind die Schwankungen gering aufgrund der bei 0 °C liegenden Temperatur

der schmelzenden Schneeoberfläche auf dem Meereis.

Eine weitere Besonderheit für den Arktischen Ozean im Sommer besteht darin, dass die 0 °C warme, schmelzende Schneeoberfläche wärmer ist als die Oberfläche des offenen Meerwassers, die bei einem Salzgehalt von 28 bis 32 ‰ eine Temperatur nahe beim Gefrierpunkt um -1,8 °C aufweist (Abbildung 1-4). Im Winter sind die Kontraste zwischen Meereis/Schneeoberfläche (bis -40 °C) und offenen Wasserstellen (um -1,8 °C) viel stärker und umgekehrt (Abbildung 1-5). Der turbulente Wärmefluss über dem Arktischen Ozean zwischen der Luft und der Oberfläche (Schnee, Eis, Wasser) wechselt daher sein Vorzeichen vom Sommer zum Winter. Im Sommer ist er vorwiegend abwärts gerichtet (Luft wärmer als die Oberfläche) und im Winter vorwiegend aufwärts (stark aufwärts über offenen Wasserstellen und nur gering abwärts über Eis).

Bedingt durch den Vorzeichenwechsel der Energiebilanz an der Oberfläche von negativ auf positiv beginnt ab etwa Mai die Schnee-/Eisdecke zu schmelzen. Dies setzt sich bis Ende August/Anfang September fort. Neben offenen Meerwasserstellen bilden sich auf dem Eis aufgrund der Schneeschmelze sogenannte Schmelztümpel mit Süßwasser (Abbildung 1-6). Dies sind Stellen, an denen die Eisdecke noch nicht vollständig vertikal durchgeschmolzen ist. Beide (offene Wasserstellen und Schmelztümpel) sorgen dafür, dass die Oberflächenalbedo von > 85 % im April/Mai auf Werte um 50 % im August sinkt (Abbildung 1-7 aus ROBINSON et al. 1992). Ähnliche Ergebnisse berichten PEROVICH et al. (2002) und SERREZE und BARRY (2005).

Der mittlere Jahresgang der Bewölkung in der zentralen Arktis wird im Wesentlichen durch die Luftdruckverhält-

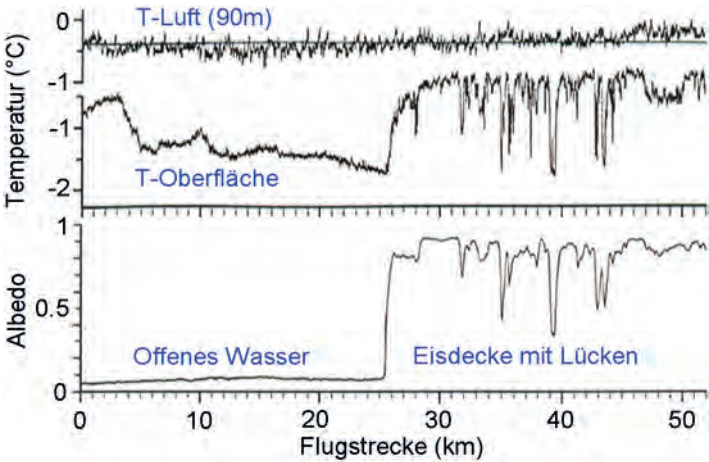


Abb. 1-4: Radiometrisch bestimmte Temperatur und Albedo der Oberfläche sowie in situ Lufttemperatur in 90 m Höhe gemessen am 8. Mai 1988 bei einem Flug des Forschungsflugzeuges FALCON über den Eisrand in der Framstraße (modifiziert aus BRÜMMER et al. 1994).

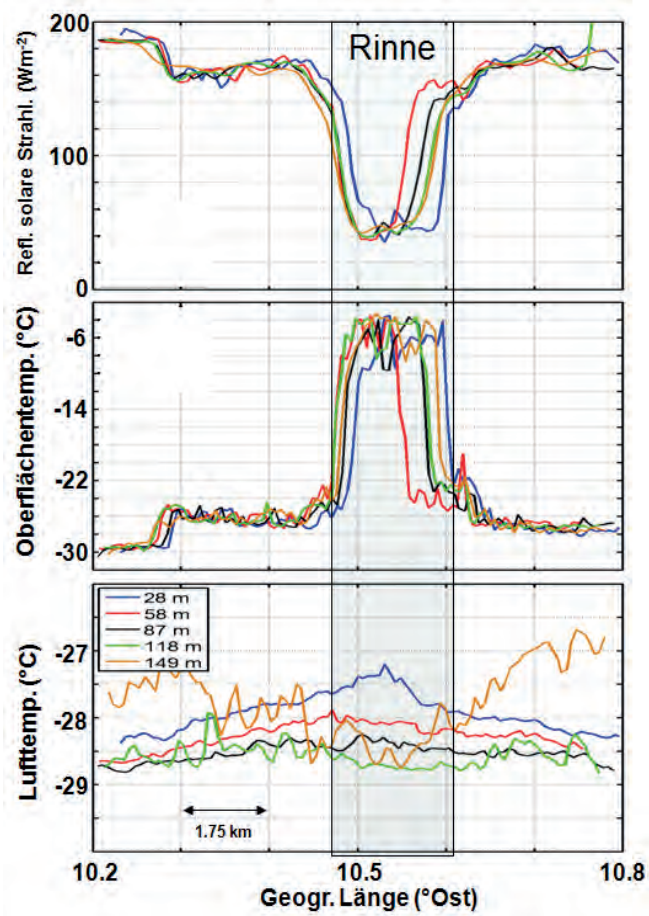


Abb.1-5: Reflektierte solare Strahlung von unten, Oberflächen- und Lufttemperatur gemessen am 4. April 2003 bei fünf Überflügen des Forschungsflugzeuges FALCON in 28, 58, 87, 118 und 149 m Höhe über eine etwa 2 km breite, bereits wieder leicht überfrorene (ursprünglich offene) Rinne im Eis (engl. „Lead“) nördlich von Spitzbergen bei 81,35°N. Die Länge der Rinne betrug etwa 50 km. Der Wind wehte von Osten (im Bild von rechts). Der Effekt der offenen Wasseroberfläche auf die Lufttemperatur ist deshalb nicht symmetrisch verteilt sondern mit zunehmender Höhe weiter nach Westen verschoben. Über dem Messgebiet lag in etwa 100 m Höhe eine Inversion, zu erkennen an der vertikalen Temperaturverteilung außerhalb der offenen Wasserstelle. Die durch die offene Wasserstelle ausgelöste Turbulenz sorgt für eine vertikale Vermischung der Luft bis zur obersten Messhöhe von 149 m, so dass die Inversion über der offenen Wasserstelle nach oben angehoben ist.

nisse geprägt: unter den vorherrschenden Hochdruckbedingungen im Winter ist die Bewölkung geringer als unter den Tiefdruckbedingungen im Sommer (Abbildung 1-8). Die Bewölkung über den angrenzenden offenen Ozeanflächen des Nordatlantiks und Nordpazifiks zeigt keinen markanten Jahresgang und liegt im Mittel bei hohen Bedeckungsgraden. In allen Regionen der Arktis stellt die niedrige Bewölkung (0 bis 2 km) den dominierenden Anteil an der Gesamtbedeckung (SERREZE und BARRY 2005). Die Bewölkung ist allerdings eine schwierig zu bestimmende Grö-

ße und mit Unsicherheiten u.a. aufgrund verschiedener Bestimmungsmethoden (Boden, Satellit, Modell) behaftet. Insbesondere zeigen sich laut CHERNOKULSKY und MOKHOV (2012) deutliche Unterschiede zwischen Bewölkungsklimatologien, die auf Beobachtungen und Modellreanalysen basieren.

Eine ebenfalls unsichere Größe ist der Niederschlag. Er ist in der zentralen Arktis durch nur wenige Messdaten belegt, die meist aus den bemannten Eisdriftstationen der früheren UdSSR stammen. Über den angrenzenden Landgebieten ist die Datenlage besser. Abbildung 1-9 zeigt eine Abschätzung des Jahresniederschlags von SERREZE und BARRY (2005), für die bias-korrigierte Daten aus drei Bestimmungsmethoden (Niederschlagssammler, Satellitendaten und Modellanalysen) zusammengeführt wurden. Danach fällt der geringste Jahresniederschlag über dem kanadischen Archipel mit etwa 200 mm/Jahr. Zur sibirischen Seite der Arktis hin nehmen die Niederschläge im Einflussbereich der nordatlantischen Tiefdruckzone zu, die sich vom Islandtief bis weit ostwärts entlang der sibirischen Küste erstreckt (siehe Abbildung 1-1). Der Jahresgang des Niederschlags hat in der zentralen Arktis mit dem Maximum im Sommer und im atlantischen Sektor mit dem Maximum im Winter einen gegenläufigen Verlauf.

3 Energiehaushalt der Arktis

Die für den Energiehaushalt wichtigste Größe ist die Strahlungsbilanz F_{Rad} am Außenrand der Atmosphäre. Sie ist definiert durch

$$F_{Rad}=F_{sol\downarrow}-F_{sol\uparrow}+F_{ter\downarrow}-F_{ter\uparrow}, \tag{1}$$

wobei $F_{sol\downarrow}$, $F_{sol\uparrow}$ und $F_{ter\downarrow}$, $F_{ter\uparrow}$ die von oben (↓) und unten (↑) einfallende solare (F_{sol}) und terrestrische (F_{ter}) Strahlungsflussdichte bedeuten. Am Außenrand der Atmosphäre ist $F_{ter\downarrow} = 0$ und $F_{sol\uparrow}$ kann durch $F_{sol\uparrow} = a \cdot F_{sol\downarrow}$ beschrieben werden, wobei a die planetare Albedo ist. Zonal und über das Jahr gemittelt steht einem Nettostrahlungsgewinn in den niederen Breiten ein Verlust in den polaren Breiten gegenüber. Durch welche Prozesse die negative Strahlungsbilanz ausgeglichen wird und wie die Strahlungsbilanz in der Arktis im Jahresgang variiert, wird im Folgenden dargestellt.



Abb. 1-6: Fotos der Schnee-/Eisoberfläche im Mai und August 2007 von der Mastkamera an Bord des französischen Schiffes TARA während seiner transpolaren Drift durch den Arktischen Ozean von September 2006 bis Januar 2008.

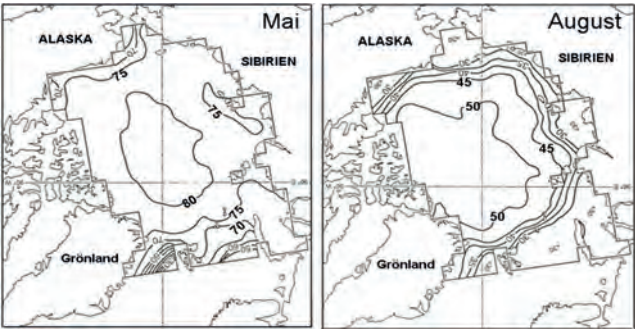


Abb. 1-7: Mittlere monatliche Oberflächenalbedo in % im Mai vor Beginn und im August am Ende der sommerlichen Eisschmelze aus Satellitenbildern im sichtbaren Spektralbereich (aus ROBINSON et. al. 1992).

Zur Bestimmung des Energiehaushalts der Arktis betrachten wir die Luftmasse innerhalb eines Zylinders über dem 70. Breitengrad, der von der Erdoberfläche bis 25 hPa (etwa 27 km Höhe) reicht (Abbildung 1-10). Die Grundfläche beträgt $1,5 \times 10^7 \text{ km}^2$, das sind 6,0 % der Nordhalbkugel, und ist zu 72 % mit Wasser und 28 % mit Land bedeckt.

Die Energiehaushalt wird beschrieben durch (zum Beispiel NAKAMURA und OORT 1988):

$$\Delta E / \Delta t = F_{Rad} + F_{Wall} + F_{Sfc} \tag{2}$$

mit
$$E = \iiint (c_p T + Lq + gz) dV \tag{3}$$

$$F_{Rad} = (1 - a) F_{sol} \downarrow - F_{ter} \uparrow \tag{4}$$

$$F_{Wall} = \iint c_p [vT] dx dp / g + \iint L[vq] dx dp / g + \iint g[vz] dx dp / g \tag{5}$$

Dabei ist $\Delta E / \Delta t$ die zeitliche Änderung des Zylinderinhalts der feuchtstatischen Energie $h = c_p T + Lq + gz$ mit c_p = spezifische Wärme, T = Temperatur, L = latente

Wärme, q = spezifische Feuchte, g = Erdbeschleunigung und z = Höhe. [] stellt das zeitliche Mittel über das Zeitintervall Δt dar. F_{Rad} ist die Strahlungsbilanz am Außenrand der Atmosphäre wie in Gleichung 1. F_{Wall} beschreibt den vertikal (dp) und zonal (dx) integrierten Transport feuchtstatischer Energie durch die vertikale Zylinderwand aufgrund der meridionalen Windkomponente v . F_{Sfc} ist die gesamte Energieflussdichte (Summe von Netto-Strahlungsflussdichte, fühlbarer und latenter Wärmeflussdichte) an der Oberfläche. Der Energiehaushalt lässt sich aus Beobachtungsdaten (überwiegend Radiosondenmessungen) oder Modellanalysedaten berechnen. Im ersten Fall bestimmt man F_{Sfc} als Residuum aus Gleichung 2, da keine flächendeckenden Beobachtungen dieser Größe vorliegen. Im zweiten Fall liegen Modellabschätzungen von F_{Sfc} vor und es kann damit die Güte der Modellanalyse aus der Erfüllung oder Nichterfüllung von Gleichung 2 ermittelt werden.

Die im Folgenden präsentierten Ergebnisse zum Energiehaushalt der Arktis beruhen auf Arbeiten von NAKAMURA und OORT (1988), OVERLAND und TURET (1994), SERREZE und BARRY (2005) und SERREZE et al. (2007). Tabelle 1-1 zeigt die Abschätzungen von SERREZE und BARRY (2005). Bis auf den Monat Juli ist die Strahlungsbilanz F_{Rad} negativ. Der horizontale Transport F_{Wall} trägt immer zu einem Energiegewinn bei. Er reicht im Winter nicht aus, die negative Strahlungsbilanz zu kompensieren. Die fehlende Energie wird zum Teil durch einen positiven Energiefluss F_{Sfc} vom Untergrund (vorwiegend Meereis/Ozean) in die Atmosphäre bewerkstelligt. Im Sommer ist der Bodenfluss F_{Sfc} umgekehrt und kühlt die arktische Atmosphäre und zehrt damit den größten Teil der Wärmezufuhr durch den seitlichen Rand auf. Somit ergibt sich eine negative Energiebilanz (Abkühlung) von August bis Januar und eine positive Energiebilanz (Erwärmung) von März bis Juni. Februar und Juli sind Übergangsmonate ohne wesentliche Änderung des Energieinhaltes.

Tab. 1-1: Abschätzung der Beiträge zum Energiehaushalt der Arktis (>70 °N) aus SERREZE und BARRY (2005). Alle Zahlenangaben in W/m² (außer Albedo). Wegen Nutzung unterschiedlicher Datenzeiträume balancieren sich die in Klammern angegebenen Flussdichten nicht exakt. Siehe Text zur Erklärung der einzelnen Terme.

Monat	(ΔE/Δt)	F _{sol,Net}	F _{ter,Net}	(F _{Rad})	(F _{Wall})	(F _{Sfc})	S _{OZ}	S _{LHI}	Albedo a
Januar	-5	0	-162	-162	117	37	-29	-8	
Februar	1	4	-166	-162	128	34	-27	-7	
März	9	30	-173	-143	121	31	-11	-20	0,71
April	22	89	-189	-100	102	23	11	-24	0,66
Mai	17	149	-205	-56	77	-6	29	-23	0,64
Juni	15	210	-220	-10	78	-57	32	25	0,54
Juli	-2	227	-225	2	81	-85	23	62	0,45
August	-20	150	-217	-67	91	-37	10	27	0,48
September	-30	62	-204	-142	104	7	0	-7	0,55
Oktober	-25	12	-187	-175	108	36	-6	-30	
November	-15	0	-172	-172	114	40	-12	-28	
Dezember	-7	0	-168	-168	115	52	-21	-32	

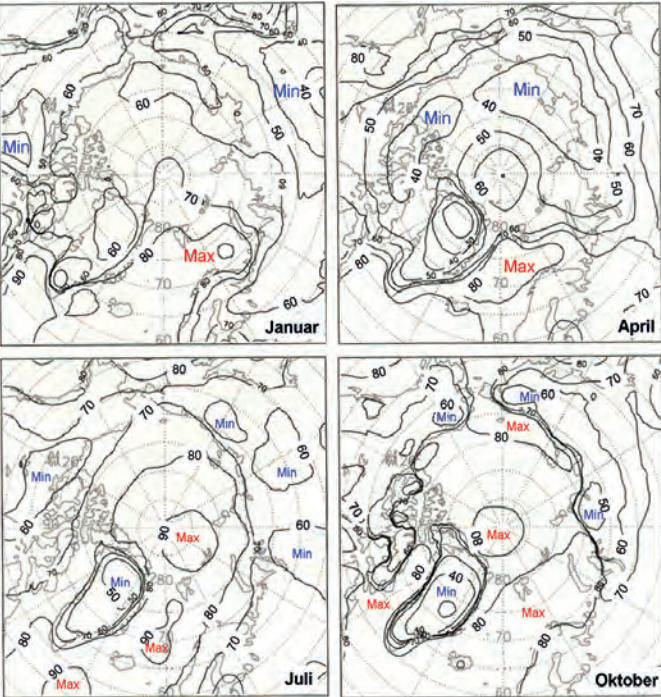


Abb. 1-8: Mittlere Wolkenbedeckung in % für Januar, April, Juli und Oktober (angepasst aus SERREZE und BARRY 2005).

Eine positive Bodenflussdichte F_{sfc} ist ein Energiegewinn für die Atmosphäre, aber andererseits ein Energieverlust für den Untergrund, also (weil flächenmäßig überwiegend) für den darunterliegenden Ozean inklusive Meereis. Unter der vereinfachenden Annahme

$$F_{sfc} = S_{Oz} + S_{LHI} \tag{6}$$

das heißt dass der Bodenfluss teils zur Energiespeicherung im Ozean S_{Oz} und teils zur Speicherung latenter Wärme S_{LHI} durch Eisbildung/Eisschmelze verwendet wird, zeigen die beiden letzten Spalten in Tabelle 1-1 die Abschätz-

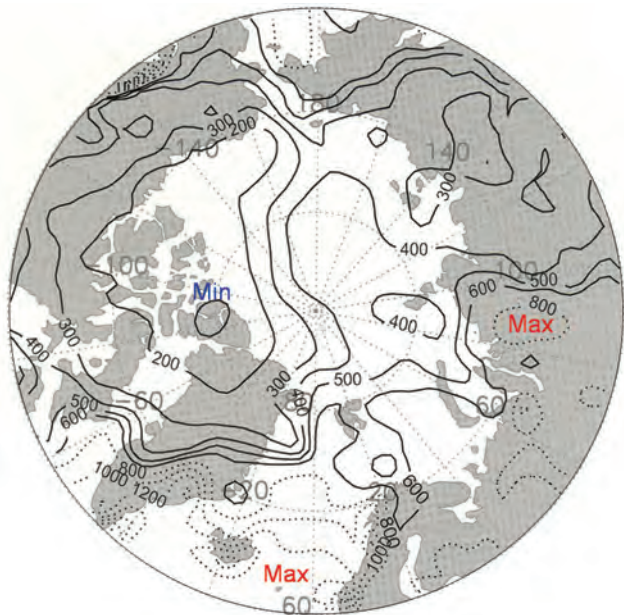


Abb. 1-9: Mittlerer Jahresniederschlag in mm (aus SERREZE und BARRY 2005).

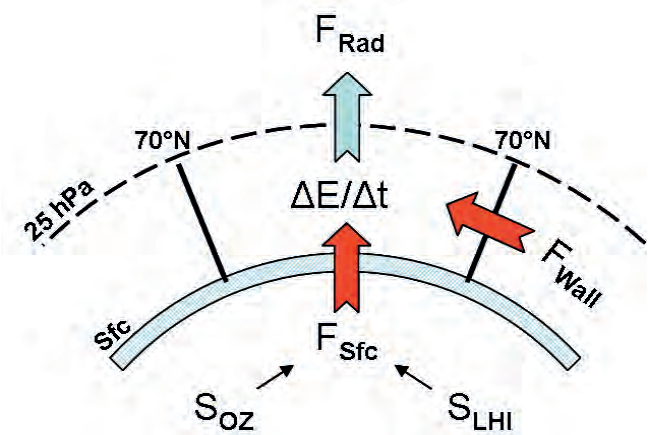


Abb. 1-10: Schematische Darstellung der Energieflüsse im Energiehaushalt der Arktis. Positive Flüsse (rot) sind in die Arktis gerichtet.

zungen dieser beiden Anteile. Die Energieabgabe F_{sfc} im Winter wird zur Abkühlung des Ozeans und zur Eisbildung benutzt, wobei im frühen Winter (Oktober – Dezember) die latente Energiespeicherung im Meereis überwiegt und im Hochwinter (Januar, Februar) die Abkühlung des Ozeans. Erstaunlich sind in dieser Abschätzung die erneut großen Werte der Energiespeicherung im Eis zu Ende des Winters (März – Mai). Dies kann auch den Unsicherheiten in den Abschätzungen geschuldet sein. Zusammenfassend und als Vergleich zwischen den Abschätzungen von NAKAMURA und OORT (1988), SERREZE und BARRY (2005) und SERREZE et al. (2007) zeigt Abbildung 1-11 die Energiehaushaltsergebnisse für das gesamte Jahr sowie für Sommer (JJA) und Winter (DJF).

Der horizontale Energietransport F_{Wall} über 70 °N hinweg wird durch drei verschiedene Prozesse bewerkstelligt: (i) die mittlere Meridionalzirkulation, (ii) stehende Wellen und (iii) wandernde Wellen (ziehende Tiefdruckgebiete). Ihre relativen Beiträge zeigt Abbildung 1-12. Wandernde Wellen machen zu allen Jahreszeiten den Hauptanteil (> 50 %) aus, gefolgt vom Beitrag durch die mittlere Meridionalzirkulation. Stehende Wellen liefern besonders im Winter einen Beitrag, wenn die dominierenden Luftdrucksysteme (Islandtief, Aleutentief, arktische Hochdruckbrücke) stark ausgeprägt sind (siehe Abbildung 1-1). Im Sommer ist dieser Beitrag gering.

Eine nähere Betrachtung der Abhängigkeit von F_{Wall} mit der Höhe und geographischen Länge im Winter zeigt deutliche regionale Schwerpunkte (Abbildung 1-13). Die größten Transporte finden oberhalb der atmosphärischen Grenzschicht in einem Höhenband zwischen 900 und 500 hPa statt. Hinsichtlich der geographischen Länge konzentriert sich der Energietransport in die Arktis auf drei Regionen. Zwei Regionen sind die „Tore“ zum offenen Ozean: das Europäische Nordmeer um 0° Länge und die Beringstraße um 180° Länge. Die dritte Region ist die Tiefebene zum kanadischen Inselarchipel. Erstaunlicherweise gibt es auch eine kleine Region um 130 bis 140 °E mit im Mittel negativem Energietransport in die Arktis. Hier, im Längenbereich des sibirischen Kältepol, werden Luftmassen mit noch niedrigerem Energieinhalt als in der Arktis über den 70. Breitengrad hinweg ausgetauscht.

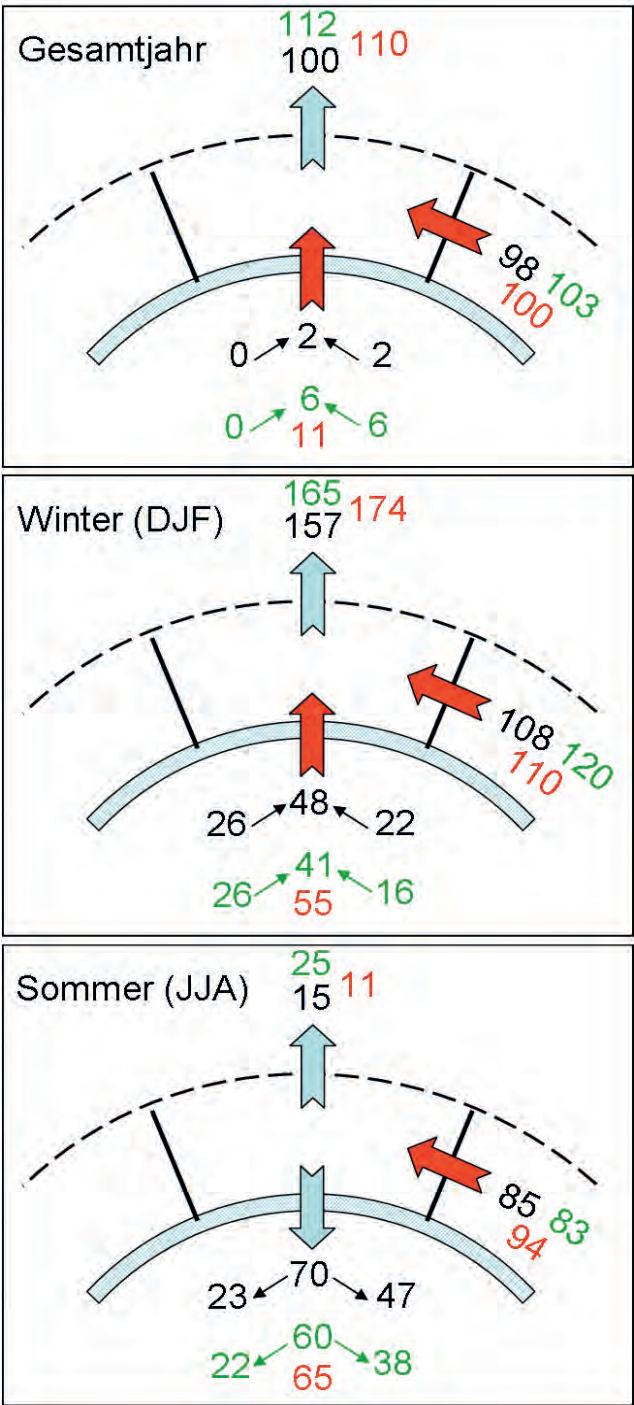


Abb. 1-11: Energiehaushalt der Arktis $>70^\circ\text{N}$ im Jahresmittel sowie im Sommer und Winter. Blaue (rote) Pfeile bedeuten Energieabgabe (-zufuhr). Alle Energieflüsse in W/m^2 . Schwarze, grüne und rote Zahlen geben die Abschätzungen aus NAKAMURA und OORT (1988), SERREZE und BARRY (2005) beziehungsweise SERREZE et al. (2007) an. Die Energiespeicherung $\Delta E/\Delta t$ ist nicht angegeben. Sie ist im Gesamtjahr, im Winter (DJF) und Sommer (JJA) klein und im Bereich der Unsicherheit der Abschätzungen. Sie ist dagegen deutlich positiv im Frühling (MAM) und negativ im Herbst (SON) (siehe Tabelle 1-1).

4 Schlussbemerkungen

In diesem Artikel wurden mittlere Verteilungen von Klimaparametern sowie die mittlere Energiebilanz der Atmosphäre in der Arktis dargestellt. Die einzelnen Terme

der Energiebilanz unterliegen zeitlichen Änderungen, was zu zeitlichen Imbalancen (unausgeglichener Energiehaushalt) führt. Im Zeitraum 2000 bis 2015 hat die Energieimbalace nördlich von 70°N für die gesamte vertikale Säule vom Oberrand der Atmosphäre bis zum Meeresboden etwa 1 W/m^2 betragen (MAYER et al. 2016). Dabei ist der Hauptanteil in die Erwärmung des Ozeans gegangen ($+0,81\text{ W/m}^2$), etwa ein Sechstel davon ($+0,14\text{ W/m}^2$) in die Eisschmelze (Abnahme des Meereisvolumens) und weniger als $+0,1\text{ W/m}^2$ in die Erwärmung der Atmosphäre. Die Imbalance von 1 W/m^2 für die gesamte arktische Säule $>70^\circ\text{N}$ unterscheidet sich nach MAYER et al. (2016) kaum von der Imbalance für die gesamte Erde im gleichen Zeitraum. Die arktische Verstärkung (Arctic Amplification) ist also ein Phänomen, das sich besonders in den grenzflächennahen Schichten zwischen Atmosphäre und Ozean zeigt und primär, aber nicht allein der Eis-Albedo-Rückkopplung zugeschrieben wird (zum Beispiel COHEN et al. 2014). Neben der genannten Imbalance (Trend) zeichnet sich eine Vergrößerung der Amplitude des Jahresgangs der Energiebilanz ab (MAYER et al. 2016). Durch die Eis-Albedo-Rückkopplung nimmt im Sommer F_{Rad} zu. Die geringere Eisausdehnung am Ende des Sommers hat dann im Herbst eine Abnahme der N-S-Baroklinität zur Folge, was eine Verringerung des horizontalen Energietransportes F_{Wall} in die Arktis bedingt, wodurch der F_{Rad} -Zunahme im Jahresverlauf wieder entgegengesteuert wird. Die einzelnen Prozesse zur arktischen Verstärkung sind im Detail noch nicht geklärt (zum Beispiel SERREZE und BARRY 2011, WENDISCH et al. 2017). So sind zum Beispiel die starken sommerlichen Eisabnahmen der letzten Jahre (2007, 2011, 2012, 2016) nicht in gleicher Weise abgelaufen. Sie hatten viele verschiedene, oft auch regional konzentrierte und verstärkte Ursachen wie anomale atmosphärische Zirkulationsmuster (zum Beispiel TJERNSTRÖM et al. 2015), extreme Tiefdruckgebiete im Sommer (zum Beispiel SIMMONDS und RUDEVA 2012; PARKINSON und COMISO 2013), Warmlufteinbrüche im Winter (zum

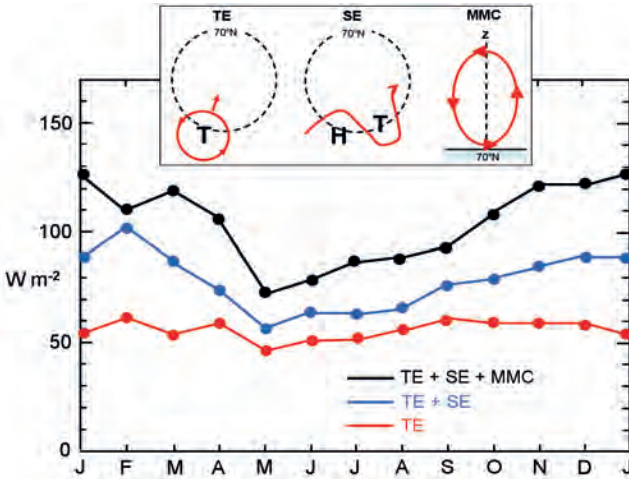


Abb. 1-12: Mittlerer Jahresgang der Beiträge zum horizontalen Energietransport F_{Wall} über 70°N nach Norden durch wandernde Wellen (transient eddies, TE), stehende Wellen (standing eddies, SE) und die mittlere Meridionalzirkulation (MMC) (umgezeichnet aus SERREZE und BARRY 2005).

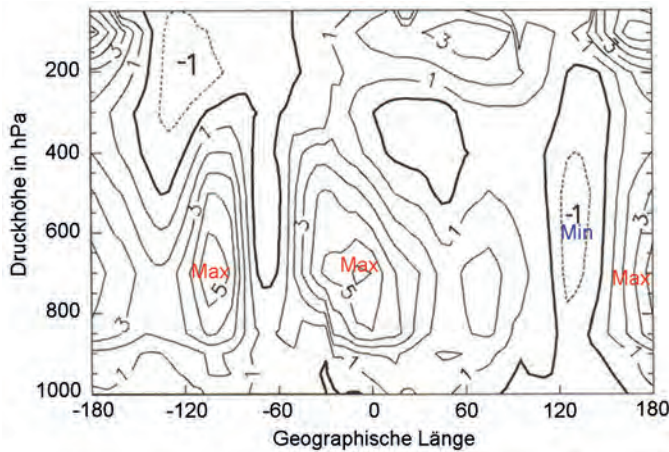


Abb. 1-13: Horizontaler Energietransport F_{Wall} (in Einheiten von $10^3 \text{ W m}^{-1} \text{ Pa}^{-1}$) bei 70°N in Abhängigkeit von der geographischen Länge und Höhe gemittelt über die fünf Wintermonate NDJFM im Zeitraum 1964-1989 (angepasst aus SERREZE und BARRY 2005 aus Originalabbildung in OVERLAND et al. 1996). Positive Werte bedeuten einen Energietransport nach Norden.

Beispiel GRAHAM et al. 2017) oder anomale Wassermassentransporte aus dem Nordatlantik in den Arktischen Ozean (zum Beispiel DMITRENKO et al. 2015).

Literatur

- AFFELD, B., 2003: Zyklonen in der Arktis und ihre Bedeutung für den Eistransport durch die Framstraße. Dissertation. *Universität Hamburg*, 124 S.
- BLUNDEN, J., ARNDT, D.S. (Hrsg.), 2016: State of the climate in 2015. In: Special Supplement to the *Bulletin of the American Meteorological Society* **97**, 8, 1-275.
- BRÜMMER, B., 2017: Arktische Zyklonen: Häufigkeit und Wirkung auf das Meereis. In diesem PROMET-Heft.
- BRÜMMER, B., BUSACK, B., HOEBER, H., KRUSPE G., 1994: Boundary-layer observations over water and Arctic sea-ice during on-ice air flow. *Boundary-Layer Meteorology* **68**, 75-108.
- CHERNOKULSKY, A., MOKHOV, I.I., 2012: Climatology of total cloudiness in the Arctic: An intercomparison of observations and reanalysis. *Adv. in Meteorol.* ID542093, 15 pp, <https://org/10.1155/2012/542093>.
- COHEN, J., SCREEN, J.A., FURTADO, J.C., BARLOW, M., WHITTLESTON, D., COMOU, D., FRANCIS, J., DETHLOFF, K., ENTEKHABI, D., OVERLAND, J., JONES, J., 2014: Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nature Geoscience* **7** (9) 627-637, doi: 10.1038/NCEO2234.
- COMISO, J., HALL, D., 2014: Climate trends in the Arctic as observed from space. *WIREs Clim. Change* **5**, 389-409, doi: 10.1002/wcc.277.
- DMITRENKO, I.A., RUDELS, B., KIRILLOV, S.A., AKSENOV, Y.O., LIEN, V.S., IVANOV, V.V., SCHAUER, U., POLYAKOV, I.V., COWARD, A., BARBER, D.G., 2015: Atlantic water flow into the Arctic Ocean through the St. Anna trough in the northern Kara Sea. *J. Geophys. Res. Oceans* **120**, 5158-5178.
- GRAHAM, R.M., COHEN, L., PETTY, A.A., BOISVERT, L.N., RINKE, A., HUDSON, S.R., NIKOLAUS, M., GRANSKOG, M.A., 2017: Increasing frequency and duration of Arctic winter warming events. *Geophys. Res. Lett.* **44**, 6974-6983.
- HALLER, M., BRÜMMER, B., MÜLLER, G., 2014: Atmosphere-ice forcing in the transpolar drift stream: results from the DAMOCLES ice-buoy campaigns 2007-2009. *The Cryosphere* **8**, 275-288.
- MAYER, M., HAIMBERGER, L., PIETSCHNIG, M., STORTO, A., 2016: Facets of Arctic energy accumulation based on observations and reanalyses 2000-2015. *Geophys. Res. Lett.* **43**, 10.420-10.429.
- MEIER, W., HOVELSRUD, G., van OORT, B., KEY, J., KOVACS, K., MICHEL, C., HAAS, C., GRANSKOG, M., GERLAND, S., PEROVICH, D., MAKSHAS, A., REIST, J., 2014: Arctic sea ice in transformation: a review of recent observed changes and impacts on biology and human activity. *Rev. Geophys.* **51**, 185-217.
- NAKAMURA, N., OORT, A.H., 1988: Atmospheric heat budgets of the polar regions. *J. Geophys. Res.* **93**, 9510-9524.
- OVERLAND, J.E., TURET, P., 1994: Variability of the atmospheric energy flux across 70°N computed from the GFDL data set. In O.M. JOHANNESSEN, R.D. MUENCH, J.E. OVERLAND (Eds.): *The Polar Oceans and their role in shaping the global environment. The Nansen Centennial Volume, Geophys. Monographs* **85**, American Geophysical Union, 313-325.
- OVERLAND, J.E., TURET, P., OORT, A.H., 1996: Regional variations of moist static energy flux into the Arctic. *J. of Climate* **9**, 54-65.
- PARKINSON, C.L., COMISO, J.C., 2013: On the 2012 record low Arctic sea ice cover: Combined impact of preconditioning and an August storm. *Geophys. Res. Lett.* **40**, 1356-1361.
- PEROVICH, D.K., GRENFELL, T.C., LIGHT, B., HOBBS, P.V., 2002: Seasonal evolution of the albedo of multi-year Arctic sea ice. *J. Geophys. Res.* **107**, C10, 8044, doi: 10.1029/2000JC000438.
- ROBINSON, D.A., SERREZE, M.C., BARRY, R.G., SCHARFEN, G., KUKLA, G., 1992: Large-scale patterns and variability of snowmelt and parameterized surface albedo in the Arctic Basin. *J. Climate* **5**, 1109-1119.
- SERREZE, M.C., BARRY, R.G., 2005: *The Arctic Climate System. Cambridge University Press*, Textbook, 385 pp.
- SERREZE, M.C., BARRETT, A.P., SLATER, A.G., STEELE, M., ZHANG, J., TRENBERTH, K.E., 2007: The large scale energy budget of the Arctic. *J. Geophys. Res.* **112**, D11122, doi: 10.1029/2006JD008230.
- SERREZE, M.C., BARRY, R.G., 2011: Processes and impacts of Arctic amplification: a research synthesis. *Global a. Planetary change* **77**, 85-96.
- SIMMONDS, I., RUDEVA, I., 2012: The great Arctic cyclone of August 2012. *Geophys. Res. Lett.* **39**, L23709, doi: 10.1029/2012GL054259.
- TJERNSTRÖM, M., SHUPE, M.D., BROOKS, I.M., PERSSON, P.O.G., PRYTHERCH, J., SALISBURY,

D.J., SEDLAR, J., ACHERT, P., BROOKS, B.J., JOHNSTON, P.E., SOTIROPOULOU, G., WOLFE, D., 2015: Warm-air advection, air mass transformation and fog causes rapid ice melt. *Geophys. Res. Lett.* **42**, 5594-5602.

WENDISCH, M., BRÜCKNER, M., BURROWS, J.P., CREWELL, S., DETHLOFF, K., EBEL, K., LÜPKES, C., MACKE, A., NOTHOLT, J., QUAAS, J., RINKE, A., TEGEN, I., 2017: Understanding causes and effects of rapid warming in the Arctic. *Eos* **98**, 8, 22-26, doi: 10.1029/2017EO064803.

PROF. DR. BURGHARD BRÜMMER
Universität Hamburg
Meteorologisches Institut
Bundesstraße 55
20148 Hamburg
burghard.bruegger@uni-hamburg.de

2 Regionale und globale Wechselwirkung zwischen arktischem Meereis und der atmosphärischen Zirkulation

Regional and global interaction between Arctic sea ice and the atmospheric circulation

Zusammenfassung

Durch die abschmelzende Arktis werden im Herbst barokline Wettersysteme erzeugt, die durch Schneefall das skandinavische und das sibirische Hochdruckgebiet beeinflussen und zu verstärkten Energieflüssen in die Stratosphäre führen. Die Verstärkung dieser Hochs beeinflusst die Stabilität des stratosphärischen Polarwirbels, der im Spätwinter auf die troposphärischen Wellenzüge zurückwirken und eine negative Phase der Arktischen Schwingung mit potentiell kälteren Wintern in Eurasien generieren kann.

Summary

The melting Arctic generates in late autumn baroclinic weather systems, which influence through snow fall the strength of the Scandinavian and Siberian high pressure systems with enhanced energy fluxes into the stratosphere. These amplified highs influence the stability of the stratospheric polar vortex. In late winter the stratospheric vortex impacts on the tropospheric wave trains and generates a negative phase of the Arctic Oscillation with potentially colder winters in Eurasia.

1 Einleitung

Arktis und Antarktis stellen die Energie-senken der atmosphärischen Zirkulation dar und beeinflussen die globale Zirkulation durch den meridionalen Energiegradienten zwischen den Polen und den Tropen. In der Arktis wirken zahlreiche regionale Rückkopplungsprozesse, die durch Wasserdampf, Wolken, Aerosole, langwellige Rückstrahlung, vertikale Durchmischung in der arktischen Grenzschicht, Oberflächeninversionen und verstärkte arktische Zyklonen bestimmt werden. Diese Prozesse werden durch die nichtlineare Dynamik des Klimasystems und sich verändernde externe Randbedingungen infolge Änderungen im atmosphärischen Anteil an Kohlendioxid (CO_2), Methan (CH_4) und Ozon (O_3) beeinflusst.

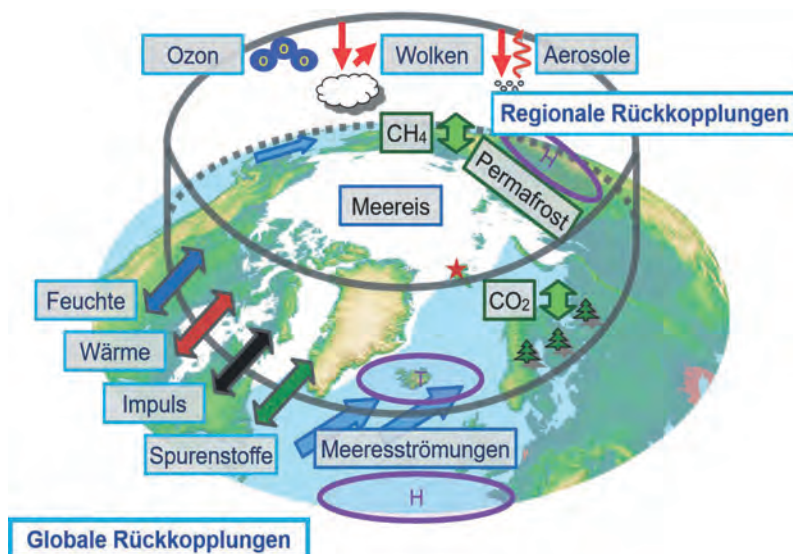


Abb. 2-1: Das nichtlineare Klimasystem mit regionalen und globalen Wechselwirkungen.

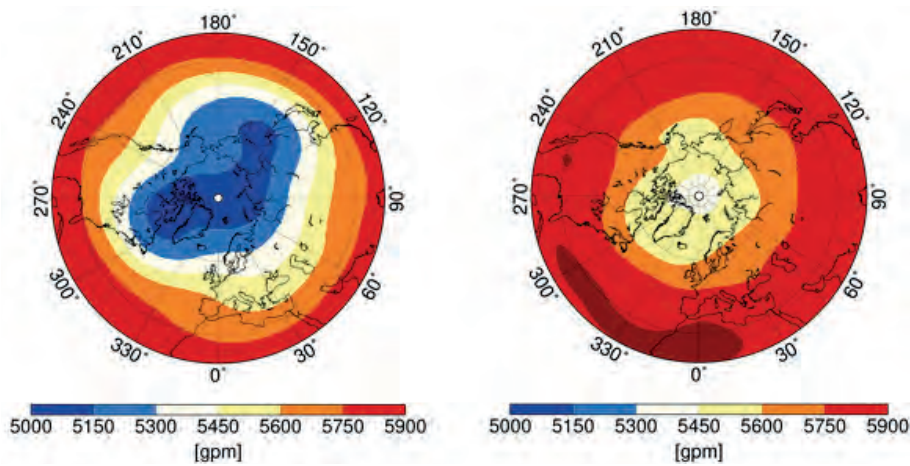


Abb. 2-2: Wintermittel (D-F, links) und Sommermittel (J-A, rechts) des Geopotentials in 500 hPa (gpm) in der Arktis für 1979-2015 aus ECMWF-Reanalysedaten.

Die regionalen Rückkopplungen, schematisch in Abbildung 2-1 dargestellt, beeinflussen über nichtlineare Wechselwirkungen der baroklinen Zyklonen mit den atmosphärischen planetaren Wellen die meridionalen Transporte von Feuchte, Wärme, Impuls und Spurenstoffen in die Arktis und die Entwicklung atmosphärischer Telekonnectionsmuster und stellen eine der größten Unsicherheiten bei der Abschätzung der zukünftigen Klimaentwicklung dar.

2 Zirkulation der Arktis

Abbildung 2-2 stellt das mittlere Geopotential für den Zeitraum 1979-2015 auf der Basis der Reanalysedaten des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersagen (EZMW) für die Wintermonate Dezember-Februar und die Sommermonate Juni-August dar. Die arktische Winterzirkulation wird in der mittleren Troposphäre durch einen polaren Tiefdruckwirbel dominiert, der mit seinem Druckminimum über Nordamerika liegt und sich bis nach Sibirien erstreckt. Der Polarwirbel ist im Winter besonders stark ausgeprägt und wird durch die arktischen Kaltluftbedingungen verursacht. Er schwächt sich im Sommer ab und wird stärker symmetrisch. Diese Druckverteilung wird

Einfluß des relativ warmen Ozeans und die Entwicklung regionaler Zyklonen bestimmt. Das sibirische Hoch wird im Wesentlichen durch langwellige Strahlungsabkühlung angetrieben. Im Sommer ist das Islandtief im Vergleich zum Winter deutlich schwächer. Die Druckverteilung des Sommers nördlich des Polarkreises von 60°N zeigt den höchsten Luftdruck über Grönland, der Barents- und der Beaufortsee. Niedriger Luftdruck herrscht wieder im Islandtief, aber auch über Sibirien und bis zur zentralen Arktis (vergleiche BRÜMMER 2018a).

Die mittlere Zirkulation des Winters (siehe Abbildung 2-2) wird durch großskalige planetare Wellenmuster bestimmt, die im Sommer wesentlich geringer ausgeprägt sind.

Die niedrigsten mittleren Zwei-Meter-Wintertemperaturen von unter -30 °C treten über Gebieten Sibiriens, dem eisbedeckten Arktischen Ozean, dem nördlichen Teil Kanadas und Grönland auf, vergleiche BRÜMMER (2018a). Die höheren Temperaturen über dem atlantischen Sektor der Arktis sind mit ozeanischen Wärmetransporten und starker Wolkenbildung und horizontalen Wärmetransporten durch die nordatlantischen Zyklonen verknüpft, welche die Bildung von Meereis verhindern. Die tiefsten Temperaturen über Sibirien treten im Kältehoch auf, während vertikale ozeanische Wärme flüsse durch das relativ dünne Eis die Temperaturen über dem Arktischen Ozean relativ hoch halten.

Dieses großräumige Muster der Luftdruck- und Temperaturverteilung hat sich in den Jahren 1979 bis 2015 deutlich verändert. In den Wintern trat eine signifikante Erwärmung und in den Sommern eine leichte Abkühlung auf. Die beobachtete Wintererwärmung steht im Zusammenhang mit den Änderungen der nordhemisphäri-

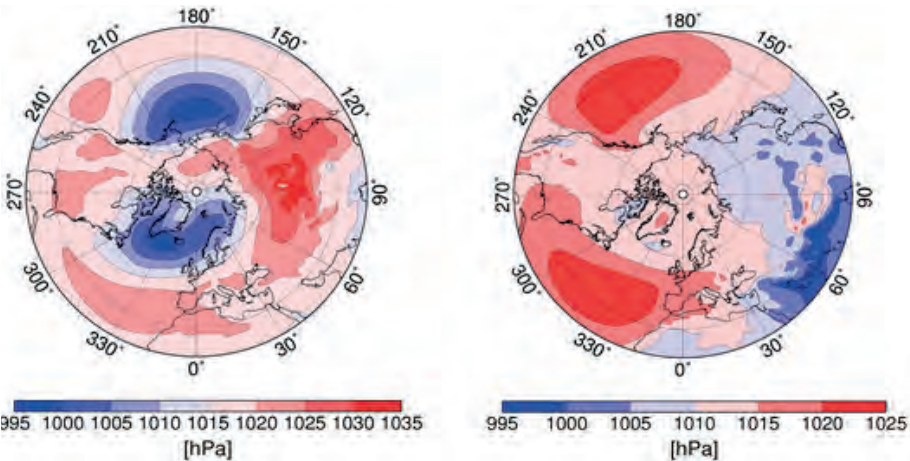


Abb. 2-3: Wintermittel (D-F, links) und Sommermittel (J-A, rechts) des Bodenluftdrucks (hPa) in der Arktis für 1979-2015 aus ECMWF-Reanalysedaten.

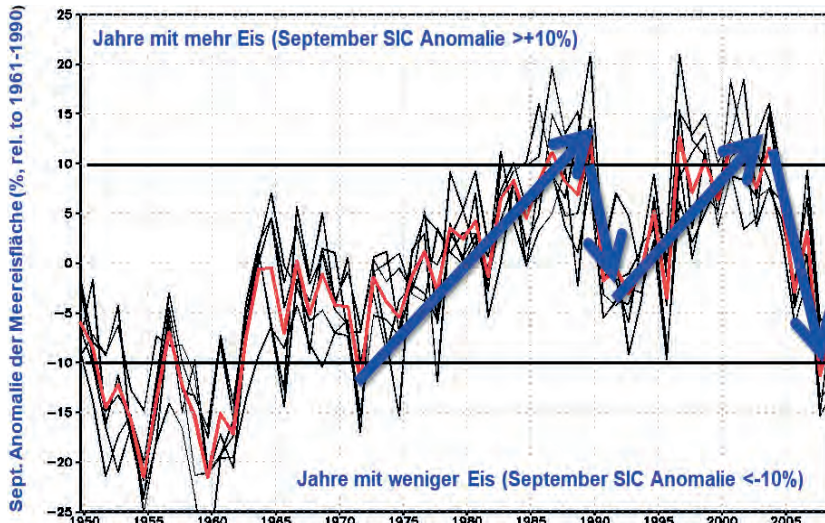


Abb. 2-4: Simulierte Meereisanomalien im September (%) im Vergleich zum Mittel über den Zeitraum 1961-1990. Die blauen Pfeile zeigen Phasen der Meereisabnahme und des Meereiswachstums an. SIC beschreibt die Meereiskonzentration (%).

schen Zirkulation und des Telekonnektionsmusters der Nordatlantischen Oszillation (NAO, DORN et al. 2003). Dieses natürliche Variabilitätsmuster zeichnet sich durch großräumige Schwankungen des Luftdruckes im Bereich des Islandtiefs und des Azorenhochs aus. Eine negative Luftdruckanomalie im isländischen Raum und eine positive Luftdruckanomalie im Bereich der Azoren kennzeichnen die positive Phase der NAO, wogegen eine positive Luftdruckanomalie im Islandraum und eine negative Luftdruckanomalie im Azorenbereich für die negative NAO-Phase typisch sind.

Die NAO-Änderungen stehen auch in Verbindung mit der Abnahme der arktischen Meereisausdehnung. ERA-Reanalysedaten der atmosphärischen Zwei-Meter-Lufttemperatur im Winter (DJF) zeigen, dass im Zeitraum 2001-2012 mit geringerer Eisbedeckung im Vergleich zur Phase mit höherer Eisausdehnung zwischen 1979-2000 diese über dem Arktischen Ozean um bis zu 3°C zugenommen hat und in mittleren Breiten, insbesondere über den sibirischen Landregionen eine Abkühlung von bis zu -2°C stattfand. Dieses Erwärmungs- und Abkühlungsmuster entspricht dem Bild einer negativen Phase der NAO.

Diese Schwankungen üben einen starken Einfluss auf das Klima Europas aus. In der positiven NAO-Phase gelangt vermehrt warme und feuchte Meeresluft nach Nord- und Mitteleuropa, während in der negativen Phase verstärkt großskalige Wellenmuster kalte Polarluft nach Europa transportieren. Die NAO verdankt ihre Existenz der Orographie der Erdoberfläche, den Land-Meer-Kontrasten und der synoptischen Zyklonenaktivität. Dieses Telekonnektionsmuster ist mit regionalen Rückkopplungen innerhalb des Atmosphäre-Ozean-Meereissystems und intern generierter Variabilität verbunden und wird zudem durch die Stratosphäre-Troposphäre-Rückkopplung und die stratosphärische Ozonschicht beeinflusst, wie in COHEN et al. (2014) und OVERLAND et al. (2016) beschrieben.

Die verstärkte Erwärmung seit dem Jahr 2000 ist verbunden mit dem Anstieg der Konzentration der Treibhausgase, der Zunahme von Rußaerosolen, einem Anstieg der Wolkenbedeckung im Frühling, mit erhöhter abwärts gerichteter langwelliger Strahlung und mit einem drastischen Rückgang der arktischen Meereisbedeckung im Sommer. Gleichzeitig haben sich die atmosphärischen Telekonnektionsmuster grundlegend umgestellt und es zeigen sich seit dem Jahr 2000 häufiger Zirkulationsmuster mit starken meridionalen Strömungskomponenten.

Die winterliche Zyklonenaktivität ist am stärksten über der atlantischen Seite der Arktis und bildet einen wichtigen Teil der nordatlantischen Zyklonenzugbahn, vergleiche BRÜMMER (2018b). Dabei treten bevorzugte Zyklonenzugbahnen im Winter über der Südspitze Grönlands im Zusammenhang mit dem Islandtief und in der Barent- und Karasee auf. In dieser Region entwickeln sich Zyklonen durch den großen Temperaturunterschied zwischen dem warmen, nordwärts fließenden Nordatlantischen Ozeanstrom und dem kalten, südwärts fließenden Ostgrönlandstrom in der Nähe des Eisrands. Diese Zyklonen transportieren an ihrer Ostflanke warme Luft und Drehimpuls polwärts und an der Westflanke kalte Luft und Drehimpuls südwärts und bewegen sich von West nach Ost. Sommerzyklonen treten häufig über Osteurasien, Alaska sowie der zentralen Arktis auf, vergleiche SERREZE (1995) und BRÜMMER (2018b).

3 Regionale Wechselwirkung Meereis-Atmosphäre

Neben den beschriebenen atmosphärischen Prozessen, welche die Meereisausdehnung und das Meereisvolumen beeinflussen, wirken ozeanische und Meereisänderungen auf die Atmosphäre zurück. Diese wurden im Detail mit einem regional gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Meereismodell HIRHAM-NAOSIM des arktischen Klimasystems untersucht (DORN et al. 2012, RINKE et al. 2013). Das Modell wurde dazu mit 6-stündlichen Reanalysedaten des NCEP (National Centre for Environmental Prediction) im Zeitraum 1949-2008 angetrieben. Die Anfangsdaten für den Ozean stammen von einer Langzeitsimulation des ungekoppelten NAOSIM.

Es wurden sieben Ensemblesimulationen mit Anfangsbedingungen vom 1. Januar 1955 bis 1. Januar 1960 und ein Lauf vom 1. Januar 2009 gestartet. Ab dem 2. Januar benutzten alle Simulationen dann wieder die gleichen 6-stündlichen NCEP-Antriebsdaten der Jahre 1949-2008. Abbildung 2-4 stellt die derart simulierten Meereisanomalien im September im Vergleich zum Mittel über den Zeitraum 1961-1990 über dem gesamten Arktischen Ozean dar.

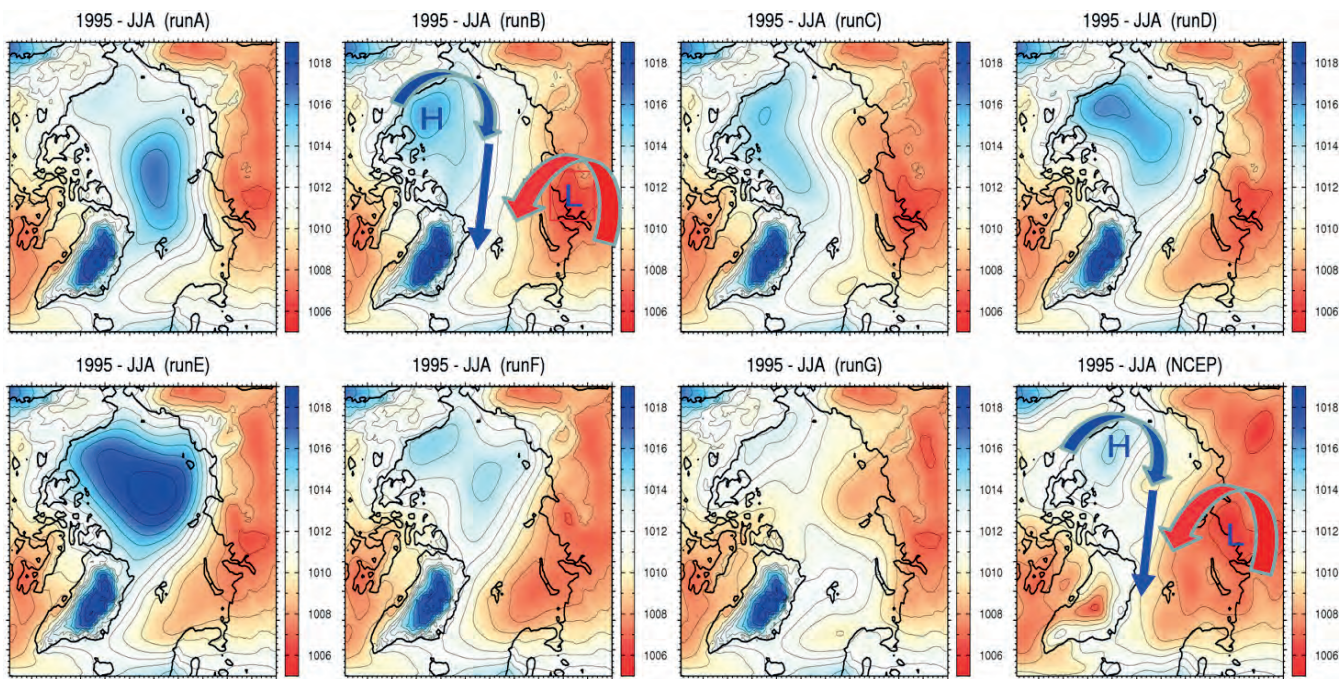


Abb. 2-5: Mittlerer Bodenluftdruck (hPa) im Sommer (JJA) 1995 aus den sieben Ensemblesimulationen und den NCEP-Reanalysedaten. Deutlich erkennbar ist die verstärkte Transpolardrift über dem Arktischen Ozean in Richtung Framstraße, die durch blaue Pfeile dargestellt ist.

Die Simulationen verdeutlichen den dominierenden Einfluss der ozeanischen Anfangszustände, der Meereisbedingungen und der chaotischen atmosphärischen Variabilität auf die Entwicklung des Meereises, vergleiche DORN et al. (2012). Die im Sommer und Herbst im Ozean gespeicherte Wärme, die bei verringerter Meereisbedeckung verstärkt ist, wird in den folgenden Monaten an die Atmosphäre abgegeben, woraus entsprechend höhere Lufttemperaturen nahe der Oberfläche resultieren. Die bodennahe Erwärmung reduziert die vertikale Stabilität der Atmosphäre und begünstigt die Entstehung und Ausbreitung von synoptischen Tiefdruckgebieten über den eisfreien Regionen insbesondere in der Barentssee. Diese führen durch Wechselwirkung mit den Zirkulationsmustern der Atmosphäre zu einer Änderung der großskaligen planetaren Wellenzüge und erzeugen eine starke intern generierte Klimavariabilität auf interannuellen Zeitskalen, vergleiche RINKE et al. (2013).

Abbildung 2-5 zeigt den Bodenluftdruck der sieben Ensemblesimulationen gemittelt für den Sommer 1995, in dem eine deutlich geringere Meereisausdehnung beobachtet wurde, vergleiche Abbildung 2-4. Der beste Lauf (Run B) im Vergleich zur beobachteten Meereisverteilung zeichnet sich durch ein Hoch über der Beaufortsee und ein Tief über Nordsibirien aus, wodurch eine starke transpolare Drift generiert wird, die das Meereis durch die Framstraße aus der Arktis herauspresst. Die anderen simulierten Muster zeigen deutlich unterschiedliche atmosphärische Zirkulationsmuster. Zum Vergleich ist die in den NCEP-Reanalysedaten beobachtete Zirkulation dargestellt, die mit dem Lauf B gut übereinstimmt. Dieses Ergebnis verdeutlicht das komplexe, nichtlineare Zusammenspiel der Anfangsbedingungen im Ozean und Meereis und der chaotischen Variabilität der

atmosphärischen Dynamik durch das Zusammenspiel mit den baroklinen Wettersystemen.

Im Kontrast dazu war der September 1996 ein Monat mit deutlich erhöhter Meereisausdehnung, vergleiche Abbildung 2-4. In diesem Fall liegt im Sommermittel in der besten Modellsimulation und in den NCEP-Reanalysedaten ein Tief über dem Arktischen Ozean, welches begünstigt, dass das Eis in der Arktis gehalten wird.

Der Zusammenhang zwischen den Anfangsbedingungen für die beschriebenen Modellsimulationen und das nicht-lineare Verhalten der Atmosphäre erzeugen modellinterne Variabilität (IV). Die IV kann als Spannweite (Varianz) zwischen den einzelnen Ensemblemitgliedern interpretiert werden. Die IV des atmosphärischen Regionalmodells HIRHAM5 für die Arktis, wurde von SOMMERFELD et al. (2015) quantifiziert. Dabei wurden Ensembles mit jeweils 20 Simulationen über den Zeitraum Juli bis September erstellt, die sich nur in ihren Anfangsbedingungen unterscheiden und die physikalischen und diabatischen Beiträge zur Generierung der IV berechnet.

Die IV ist in der Arktis höher als in den mittleren Breiten, denn in der Arktis verweilen Störungen initiiert durch die abweichenden Anfangsbedingungen, aufgrund des atmosphärischen Wirbels länger im Modellgebiet. Dagegen werden Störungen in den mittleren Breiten mit der zonalen Strömung schneller aus dem Modellgebiet heraustransportiert. Es konnte gezeigt werden, dass die Haupteinflussfaktoren der IV in der Arktis barokline Prozesse sind, während die IV in mittleren Breiten von diabatischen Prozessen bestimmt wird (NIKIEMA und LAPRISE 2010). Die diabatischen Prozesse spielen bei der IV in der Arktis nur bei

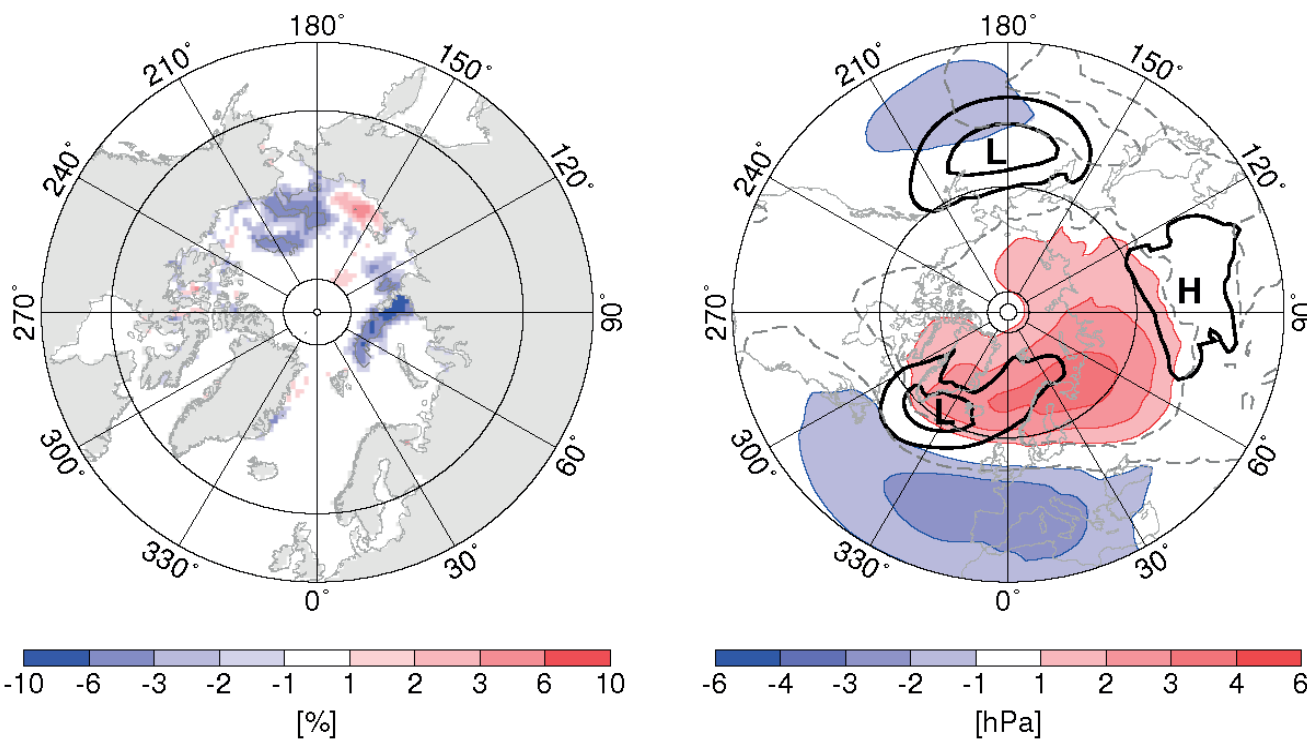


Abb. 2-6: Mit Hilfe einer Maximum-Kovarianz-Analyse berechnetes gekoppeltes Muster zwischen abnehmender Meereisbedeckung, dargestellt als blaue Fläche in (a), und negativen Abweichungen des Bodenluftdrucks in mittleren Breiten, dargestellt als blaue Fläche in (b), und positiven Druckabweichungen in polaren Breiten, dargestellt als rote Flächen in (b). Die schwarze Kontur in (b) zeigt die über den Gesamtzeitraum 1979-2015 gemittelte Lage des Aleutentiefs und Islandtiefs im Winter (D-F). Die Analysen basieren auf Bodenluftdruckdaten aus dem ERA-Interim-Datensatz und den Meereiskonzentrationsdaten aus dem HadISST1-Datensatz (Met Office **H**adley Centre Global Sea Ice and Sea Surface **T**emperature dataset).

speziellen synoptischen Ereignissen eine Rolle wie zum Beispiel bei einem abrupten Meereisrückgang verursacht durch den Durchgang einer Zyklone wie während eines starken arktischen Sturms im August 2012, vergleiche SOMMERFELD et al. (2015).

4 Prozessstudien und Feldstudien zur Datenassimilation

Um diese sehr komplexen Wechselwirkungen besser zu verstehen, sind detaillierte Prozessstudien des gekoppelten arktischen Klimasystems erforderlich. Die letzte ein Jahr umspannende Beobachtungskampagne fand 1997/98 im SHEBA-Projekt (**S**urface **H**eat **B**udget of the **A**rctic **O**cean) in der Beaufortsee statt. Im internationalen Polarjahr 2007/08 hat das AWI zusammen mit dem Arctic and Antarctic **R**esearch **I**nstitute (AARI) St. Petersburg einzigartige atmosphärische Messungen im Polarwinter in der europäischen Arktis durchgeführt, die von MIELKE et al. (2014) beschrieben wurden.

Um das Beobachtungsnetz über dem Arktischen Ozean zu verbessern, wurden im Pilotprojekt ARCROSE (**A**rctic **C**ollaboration for **R**adiosonde **O**bserving **S**ystem) im Zeitraum 11.-24. September 2013 täglich an mehreren arktischen Landstationen und auf dem japanischen Forschungsschiff MIRAI im Arktischen Ozean mindestens alle sechs Stunden Radiosonden gestartet. Diese zusätzlichen Daten wurden in ein globales Wettervorhersagemodell zur Bestim-

mung der Anfangsbedingungen assimiliert und integriert. Die Berücksichtigung der zusätzlichen arktischen Radiosondierungen im Höhenbereich zwischen der Oberfläche bis zur unteren Stratosphäre verbesserte den atmosphärischen Anfangszustand in der mittleren Troposphäre und unteren Stratosphäre und die Güte der Wetter- und Meereisvorhersage in der Arktis (INOUE et al. 2015, SATO et al. 2017).

Normalerweise wird an der AWI-Forschungsstation auf Spitzbergen täglich eine Radiosonde gestartet. Eine erhöhte Frequenz von vier Radiosondierungen pro Tag führte zu einer realitätsnäheren Darstellung der Grenzschichtprozesse, der Strahlungs- und turbulenten Flüsse und deren Einfluss auf die baroklinen druckabhängigen Prozesse der Zyklonenbildung und ihrer Wechselwirkung mit dem Meereis. Verschiedene Vorhersagen wurden dadurch maßgeblich verbessert, zum Beispiel die Vorhersagen des Polarwirbels, der Windsysteme in der mittleren Troposphäre über dem arktischen Ozean und die Zugbahn eines bodennahen Tiefs entlang der russischen Küste in der Karasee mit hohen Windgeschwindigkeiten. Die Verwendung des verbesserten bodennahen Windantriebs in einem gekoppelten Ozean-Meereismodell führte zu einer realistischeren Wiedergabe der Meereisdrift und der regionalen Meereisgrenze. Dies ist sehr wichtig, da die räumliche Verteilung des Meereises und ihre Änderungen im Kilometerbereich die Schiffsnavigation kritisch beeinflussen.

Gegenwärtig läuft die Vorbereitung für ein neues Projekt mit dem Namen MOSAiC (**M**ultidisciplinary drifting **O**bserving **S**ystem).

servatory for the Study of Arctic Climate) im Jahr 2019/20. Bei diesem Projekt geht es darum, das arktische Meer und die Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre, Ozean, Eis, Bio-Geochemie und Ökosystem zu vermessen und zu analysieren. Erst wenn dieses Zusammenspiel besser verstanden ist, wird es gelingen, die Wetter- und Klimamodelle in polaren Regionen deutlich zu verbessern. Und das ist dringend notwendig, denn die Modelle sind in polaren Breiten noch sehr schlecht, vergleiche COHEN et al. (2014). Das hat sich in den letzten Jahren nicht wesentlich verbessert, denn der Fortschritt ist aufgrund fehlender Daten über dem Arktischen Ozean gering.

5 Globale Wechselwirkung Meereis-Atmosphäre

Das arktische Klimasystem reagiert unter anderem infolge der Eis-Albedo-Rückkopplung besonders sensitiv auf Änderungen in externen oder internen Antriebsmechanismen des Klimasystems, die positive oder negative Temperaturanomalien verstärken können, weshalb man diese Prozesse unter dem Begriff „Polare Verstärkung“ zusammenfasst, vergleiche WENDISCH und EHRLICH (2018). Bereits früher wurde erkannt, dass Änderungen der Eisalbedo-Rückkopplung globale Telekonnectionsmuster außerhalb der Arktis ändern können (DETHLOFF et al. 2006).

Die mit der globalen Erwärmung einhergehende arktische Meereisabnahme im Sommer verursacht ein Klimaparadoxon, weil sie negative Phasen der NAO mit stärker meridional ausgeprägten atmosphärischen Strömungsmustern vom Erdboden bis in die Stratosphäre im Winter auslösen kann. Dadurch treten stabile Hochdruckgebiete und Blockierungslagen über Nordeuropa, Russland und Asien häufiger auf, vergleiche JAISER et al. (2016). Im nichtlinearen gekoppelten Klimasystem wirken neben arktischen Prozessen auch Vorgänge in den Tropen auf die natürlichen Zirkulationsmoden ein, wodurch statistisch robuste Zusammenhänge zwischen physikalischen Prozessen extrem schwer zu detektieren sind.

Mit statistischen Methoden lassen sich dennoch Zusammenhänge zwischen im Sommer zurückgehendem Eis und einer Veränderung der typischen Luftdruck- und Zirkulationsmuster der Nordhemisphäre im nachfolgenden Winter (D-F) feststellen (JAISER et al. 2012, JAISER et al. 2013, HANDORF et al. 2015). Diese Veränderungen im Zeitraum 1979-2015 sind dem Strömungsmuster der NAO in der negativen Phase sehr ähnlich.

Das bedeutet, dass in Jahren mit geringer Meereisbedeckung im Sommer im darauffolgenden Winter ein im Mittel schwächer ausgeprägter Luftdruckunterschied zwischen mittleren und polaren Breiten auftritt (Abbildung 2-6). Dadurch wird weniger warme Luft vom Atlantischen Ozean auf den eurasischen Kontinent getragen. In Abhängigkeit der konkreten Wetterlage steigt somit die Wahrscheinlichkeit für meridionale Strömungsmuster und den Einbruch kalter Luftmassen aus Norden und Osten bis nach Mitteleuropa je nach der Phasenlage des Wellenmusters. Dieser Zusammenhang beschreibt

das Klimaparadoxon der sich erwärmenden Arktis und dem statistisch häufigeren Auftreten kalter Winter in Europa.

Änderungen großskaliger atmosphärischer Zirkulations- oder Telekonnectionsmuster sind ein Schlüssel für das Verständnis von Klimaänderungen auf der Zeitskala von Jahren bis zu Jahrzehnten. Ihre nichtlineare Dynamik wird sowohl durch interne im Klimasystem ablaufende Prozesse, als auch durch externe Antriebsmechanismen, wie zum Beispiel steigende Konzentrationen von Treibhausgasen und Aerosolen beeinflusst. Wie in diesem Beitrag dargelegt, spielen arktische Klimaprozesse dabei eine wichtige Rolle. Zum einen beeinflussen Zirkulationsmuster wie die Nordatlantische Oszillation oder die Arktische Oszillation (AO) das arktische Wetter und Klima, zum anderen wirken veränderte arktische Bedingungen auf die großskaligen atmosphärischen Zirkulationsmuster zurück. Diese Rückkopplung vermittelt sich dadurch, dass die arktische Erwärmung und die damit verbundene Meereisabnahme den meridionalen Temperaturgradienten zwischen den subtropischen und den subarktischen Regionen verringert. Damit ändern sich die Entstehungsbedingungen von baroklin instabilen Wettersystemen in mittleren Breiten, die die großskaligen atmosphärischen Zirkulationsmuster beeinflussen.

Neben arktischen Einflüssen beeinflussen auch Änderungen in den tropischen Ozeanen oder stratosphärische Ozonänderungen das Auftreten von Telekonnectionsmustern. Aufgrund der Nichtlinearität des Systems Atmosphäre manifestieren sich diese Einflüsse nur in statistischer Weise durch Änderungen in mehreren atmosphärischen Zirkulationsmustern mit unterschiedlichen regionalen Auswirkungen und nicht durch mechanistische Kausalketten.

Regionale Verschiebungen des NAO- oder AO-Musters in West-Ost- oder Nord-Süd-Richtung, ihre Verstärkung oder Abschwächung verursachen Klima-anomalien auf der Zeitskala von Jahreszeiten bis zu Jahrzehnten in verschiedenen geographischen Regionen und sind häufig nicht mit dem globalen Temperaturtrend korreliert. Die Ursachen für die abrupten Wechsel zwischen positiven und negativen Phasen der NAO, die mit stärkeren atmosphärischen Zonal- oder stärkeren Meridionalströmungen einhergehen, sind bisher unverstanden und ihre Vorhersagemöglichkeiten Gegenstand intensiver Forschung.

6 Schlussfolgerungen

Durch Anregungsprozesse vorwiegend in den Tropen und Wechselwirkungsprozesse zwischen planetaren Wellen und baroklinen Wettersystemen werden großskalige Wellenmuster in mittleren Breiten generiert. Durch die abschmelzende Arktis werden im Herbst zusätzliche barokline Wettersysteme erzeugt, die das sibirische Hochdruckgebiet beeinflussen und zu verstärkten Energieflüssen in die Stratosphäre führen, vergleiche JAISER et al. (2016). Diese verändern die Stabilität des Polarwirbels. Wird dieser instabil und spaltet sich auf, können durch Einwirkung von stratosphärischer

Luft mit hoher potentieller Vorticity die troposphärischen Wettersysteme beeinflusst werden und negative Phasen der AO entstehen, vergleiche NAKAMURA et al. (2015).

Während die dominierenden Zirkulationsmuster für die letzte Dekade des 20. Jahrhunderts durch stark zonale Strömungskomponenten (positive NAO-Phase) gekennzeichnet sind, treten danach gehäuft Zirkulationsmuster mit starken meridionalen Strömungskomponenten (negative NAO-Phase) auf. Dieser Wechsel zwischen positiven und negativen Zirkulationszuständen der NAO wird primär durch interne nichtlineare Dynamik und durch den Einfluss sich ändernder externen Randbedingungen wie zum Beispiel die Verringerung der arktischen Meereisausdehnung verursacht, vergleiche auch SEMPFF et al. (2007). Eine sich erwärmende Arktis wirkt über synoptische Wettersysteme und Schneefall auf die Stärke des sibirischen und skandinavischen Hochs (WEGMANN et al. 2015). Die Verstärkung dieser Hochs beeinflusst die Stärke des stratosphärischen Polarwirbels, der im Spätwinter auf die troposphärischen Wellenzüge zurückwirken und ein negatives Muster der AO mit potentiell kälteren Wintern generieren kann. Die detaillierten Mechanismen dafür sind bisher nicht ausreichend verstanden.

Literatur

- BRÜMMER, B., 2018a: Atmosphärische Bedingungen und Energiehaushalt der Arktis. *Siehe Promet-Heft*.
- BRÜMMER, B., 2018b: Arktische Zyklonen: Häufigkeit und Wirkung auf das Meereis. *Siehe dieses Promet-Heft*.
- COHEN, J., et al., 2014: Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nature Geoscience*, doi:10.1038/NCEO2234, hdl:10013/epic.43993.
- DETHLOFF, K., et al., 2006: A dynamical link between the Arctic and the global climate system. *Geophys. Res. Lett.* **33**, L03703, doi:10.1029/2005GL025245.
- DORN, W., et al., 2003: Competition of NAO regime changes and increasing greenhouse gases and aerosols with respect to Arctic climate projections. *Climate Dynamics* **21**, 447–458, DOI 10.1007/s00382-003-0344-2.
- DORN, W., et al., 2012: Limitations of a coupled regional climate model in the reproduction of the observed Arctic sea-ice retreat. *The Cryosphere* **6**, 985–99, doi: 10.5194/tc-6-985-2012.
- HANDORF, D., et al., 2015: Impacts of Arctic sea-ice and continental snow-cover changes on atmospheric winter teleconnections. *Geo. Res. Lett.*, doi:10.1002/2015GL063203.
- INOUE, J., et al., 2015: Additional Arctic observations improve weather and sea-ice forecasts for the Northern Sea Route. *Nature Scientific Reports* **5**, 16868, doi: 10.1038/srep16868.
- JAISER, R., et al., 2012: Impact of sea ice cover changes on the Northern Hemisphere atmospheric winter circulation. *Tellus A* **64**, 11595, doi:10.3402/tellusa.v64i0.11595.
- JAISER, R., et al., 2013: Stratospheric response to Arctic sea ice retreat and associated planetary wave propagation changes. *Tellus A* **65**, 19375, doi: 10.3402/tellusa.v65i0.19375.
- JAISER, R., et al., 2016: Atmospheric winter response to Arctic sea ice changes in reanalysis data and model simulations. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, hdl: 10013/epic.48103.
- MIELKE, M., et al., 2014: Atmospheric winter conditions 2007/08 over the Arctic Ocean based on NP-35 data and regional model simulations. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* **14**, 11855–11893, doi:10.5194/acpd-14-11855-2014.
- NAKAMURA, T., et al., 2015: A negative phase shift of the winter AO/NAO due to the recent Arctic sea-ice reduction in late autumn. *J. Geophys. Res.* **120**, 3209–3227, 10.1002/2F2014JD022848.
- NIKIEMA, O., and LAPRISE, R., 2010: Diagnostic budget study of the internal variability in ensemble simulations of the Canadian RCM. *Clim. Dyn.* **36**, 2313–2337.
- OVERLAND, J., et al., 2016: Nonlinear response of mid-latitude weather to the changing Arctic. *Nature climate change* **6**, 992–999, doi:10.1038/NCLIMATE3121, hdl:10013/epic.49255.
- RINKE, A., et al., 2013: Simulated Arctic atmospheric feedbacks associated with late summer sea ice anomalies. *J. Geophys. Res.* **118**, 7698–7714, doi: 10.1002/jgrd.50584.
- SATO, K., et al. 2017: Improved forecasts of winter weather extremes over midlatitudes with extra Arctic observations. *J. Geophys. Res.* **122**, 775–787, doi:10.1002/2016JC012197.
- SERREZE, M. C., 1995: Climatological aspects of cyclone development and decay in the Arctic. *Atmosphere-Ocean* **33**, 1–23.
- SEMPFF, M., et al., 2007: Circulation Regimes due to Attractor Merging in Atmospheric Models. *J. Atmos. Sci.* **64**, 2029–2044.
- SOMMERFELD, A., et al., 2015: Arctic budget study of intermember variability using HIRHAM5 ensemble simulations. *J. Geophys. Res. Atmospheres* **120**, 18, 9390–9407, doi:10.1002/2015JD023153, hdl:10013/epic.49301.
- WEGMANN, M., et al., 2015: Arctic moisture source for Eurasian snow cover variations in autumn. *Env. Res. Lett.* **10**, doi:10.1088/1748-9326/10/5/054015.
- WENDISCH, M., EHRlich, A., 2018: Arktische Verstärkung und Wolken. *Siehe dieses Promet-Heft*.

PROF. DR. KLAUS DETHLOFF

DR. ANNETTE RINKE

DR. DÖRTHE HANDORF

DR. RALF JAISER

DR. WOLFGANG DORN

DR. ANJA SOMMERFELD

Alfred-Wegener-Institut

Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung

Telegrafenberg A43

14473 Potsdam

Klaus.Dethloff@awi.de (zur Korrespondenz)

M. WENDISCH, A. EHRLICH

3 Arktische Verstärkung und Wolken

Arctic Amplification and clouds

Zusammenfassung

Das arktische Klimasystem reagiert besonders empfindlich auf den globalen CO₂-Anstieg und die damit verbundene globale Erwärmung, was in teilweise extremen und rasanten Änderungen der arktischen Klimaparameter zum Ausdruck kommt. Diese erhöhte Sensitivität manifestiert sich in der sogenannten arktischen Verstärkung, die dadurch zustande kommt, dass sich externe und interne Einflüsse in der Arktis stärker als in anderen Gebieten unserer Erde auswirken. Als prominentes Beispiel erhöht sich die bodennahe Lufttemperatur in der Arktis zwei bis drei Mal stärker im Vergleich zur globalen Erwärmung. Gründe für diese erhöhte Empfindlichkeit der arktischen Klimaparameter liegen in besonderen Umgebungsbedingungen in der Arktis. Beispielsweise stellt die Arktis ein von Kontinenten nahezu umschlossenes Meer dar, im Vergleich zur Antarktis. Demzufolge ist Meereis neben offenen Ozeanwasserflächen anzutreffen. In der Arktis existieren Polartag und Polarnacht, und es treten häufig Mischphasenwolken auf. Außerdem wirken spezielle Rückkopplungsmechanismen, die in der Arktis im Vergleich zu anderen Regionen besonders effizient sind. Der Artikel diskutiert Ursachen der arktischen Verstärkung mit einem Schwerpunkt auf arktischen Mischphasenwolken.

Summary

The Arctic climate system appears particularly sensitive, which results in partly extreme and abrupt changes of Arctic climate parameters. This elevated sensitivity is most apparent in the so-called Arctic amplification, which is caused by peculiarities of the Arctic environment, as compared to other regions of the globe. Such Arctic specialties consider the existence of a large Arctic Ocean (instead of a continent, such as in Antarctica) with open water and sea ice side by side, polar day and night, frequent appearance of mixed-phase clouds, and specific feedback mechanisms, which are more efficient in the Arctic than elsewhere. The most prominent mechanism is the enhanced near-surface air temperature in the called Arctic amplification, which is two to three times larger than the globally averaged temperature. Reasons for the elevated sensitivity of the Arctic climate parameters are discussed in this article with a focus on Arctic mixed-phase clouds.

1 Einleitung

1.1 Besonderheiten des arktischen Klimasystems

Die Arktis zeichnet sich durch besondere Gegebenheiten aus, die in gekoppelten Wechselwirkungen eine erhöhte Sensitivität des arktischen Klimas bedingen. Als erstes ist hier der Kontrast zwischen stark reflektierendem Meereis beziehungsweise Schnee und dem im solaren Spektralbereich hauptsächlich absorbierenden, offenen (eisfreien) Wasseroberflächen des Arktischen Ozeans zu nennen. Eine weitere arktische Besonderheit ist die Existenz von Polartag und

Polarnacht, wodurch solare Strahlungseffekte (zum Beispiel die Abkühlungswirkung tiefer Wolken) auf den Sommer beschränkt sind. Beide Faktoren (Meereis/Schnee–offenes Wasser-Albedo-Kontrast, Polartag-Polarnacht-Unterschied) bewirken eine starke und komplexe jährliche Variabilität in den Klimaparametern und in der Wechselwirkung mit dem Wettergeschehen der mittleren Breiten (verringert meridionaler Temperaturgradient insbesondere im Winter bedingt intensivierte Fernwirkungen, DETHLOFF et al. 2018).

Weiterhin zeichnet sich die arktische Atmosphäre durch eine oft hohe thermodynamische Stabilität in Bodennähe und ge-

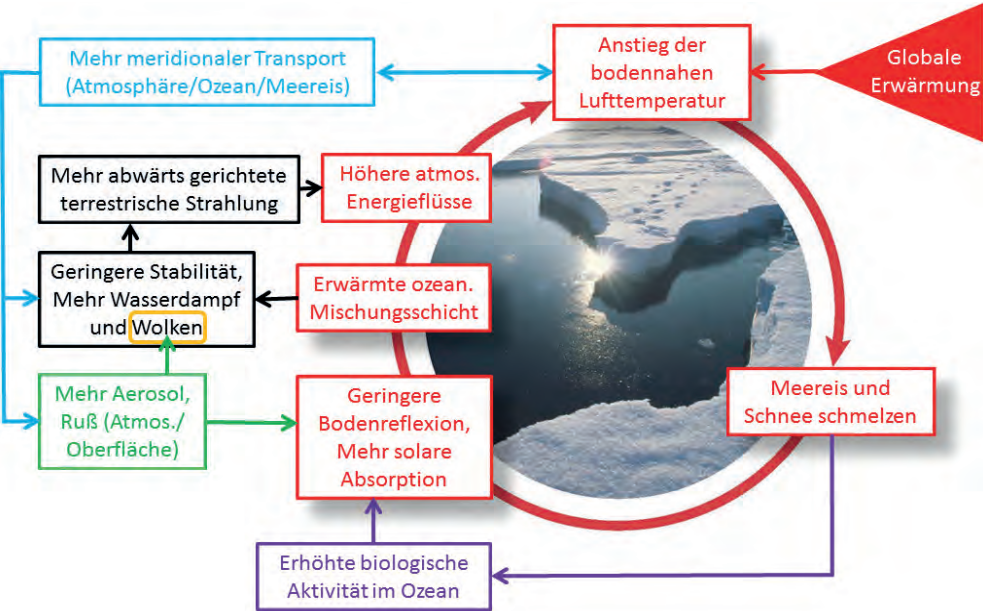


Abb. 3-1: Schema von arktischen Rückkopplungen, adaptiert aus WENDISCH et al. (2017). Der Bodenalbedo-Rückkopplungseffekt ist in roter Farbe gekennzeichnet. Weitere Farben sind zur Illustration anderer Prozesse eingeführt. Schwarz: Wasserdampf- und Wolken-Rückkopplung, grün: Aerosolpartikel und Rußrückkopplung, blau: meridionaler Transport, pink: Rückkopplung mit biologischer Aktivität im Meer.

ringe Grenzschichthöhen aus. Durch aufliegende oder leicht abgehobene Temperaturinversionen (zum Beispiel WETZEL und BRÜMMER 2011) kommt es zu Entkopplungen von Boden und freier Troposphäre, was die vertikale Durchmischung behindert. Dieser Effekt wird durch die starke Abkühlung des Bodens initiiert und durch die Advektion von vorwiegend warmen, aus südlichen Breiten stammenden Luftmassen in größeren Höhen verstärkt. Die stabilisierende Wirkung durch die Abkühlung am Boden hängt vom Untergrund ab und ist über Meereisflächen/Schnee stärker als über dem offenem Meer. Über Meereis beziehungsweise dem offenen Meerwasser ist zudem die Bodenreibung geringer was eine stärkere turbulente Durchmischung der atmosphärischen Grenzschicht verhindert. Wolken können zusätzlich, zumindest während des Polartages, durch ihre abkühlende Wirkung stabilisierend wirken. Dadurch wird auch der vertikale Austausch von Spurenstoffen (Aerosolpartikel, Wasserdampf) unterbunden. Strahlungs- und auch Niederschlagsprozesse sind als labilisierend wirkende Prozesse in der Arktis von großer Bedeutung.

Als weitere Besonderheit des arktischen Klimas ist das häufige Vorhandensein von tiefen, optisch relativ dünnen Mischphasenwolken zu nennen. Diese Wolken sind mit Fernerkundungsmethoden vom Boden, Flugzeug oder vom Satelliten aus schwer erkennbar und werden deswegen in ihrer Wirkung auf das arktische Klima oft unterschätzt. Auf die Effekte von Wolken im arktischen Klimasystem wird in Abschnitt 2 genauer eingegangen.

1.2 Rückkopplungen

Das arktische Klimasystem zeichnet sich durch eine Reihe überwiegend verstärkender Rückkopplungsmechanismen

aus (positive Rückkopplungen). Diese wirken meist auch in anderen Regionen der Erde; sie sind jedoch in ihrem Zusammenspiel und unter den spezifischen Verhältnissen in der Arktis entscheidend für die besondere Klimasensitivität (WENDISCH et al. 2013, 2017a). Der schon seit den 1970er Jahren bekannte Bodenalbedo-Effekt ist in Abbildung 3-1 als Wirkungskreislauf (rote Pfeile und Kästen) dargestellt. Die globale Erwärmung steht am Anfang. Durch sie schmilzt Meereis und Schnee, wodurch größere Bereiche von weniger reflektierenden und eher solare Strahlung absorbierenden offenen Wasserbeziehungsweise Erdoberflächen entstehen. Damit

wird die Reflexion durch den Untergrund geringer und dessen Absorption von solarer Strahlung nimmt zu. Als Konsequenz erwärmt sich die obere Ozeanschicht (Mischungsschicht) und als Folge dessen erhöhen sich die aufwärtsgerichteten Energieflüsse (terrestrische Strahlung, latente und fühlbare Wärme), was zu einem Anstieg der bodennahen Lufttemperatur führt. Hier schließt sich der Wirkungskreis und beim erneuten Durchlaufen erhöht sich die ursprüngliche Erwärmung selbstverstärkend. Im Sommer überwiegt als Gesamteffekt (Summe aus Strahlung sowie latenten und fühlbaren Wärmeleistungen) die Erwärmung der oberen ozeanischen Mischungsschicht durch Absorption von solarer Strahlung. Demzufolge wird hier eine netto abwärts gerichtete Energieflussdichte beobachtet. Die absorbierte Energie wird aufgrund der hohen spezifischen Wärmekapazität im Ozeanwasser gespeichert und zeitversetzt im Herbst und Winter an die Atmosphäre abgegeben, weswegen die Netto-Energieflussdichte dann aufwärtsgerichtet ist.

Wenn anstelle der globalen Erwärmung eine globale Abkühlung diesen Bodenalbedo-Rückkopplungsprozess auslösen würde, dann würde die Rückkopplung entgegengesetzt wirken, das heißt es käme zu einer verstärkten Abkühlung.

Der Bodenalbedo-Effekt wirkt nicht separiert und unabhängig; es gibt zahlreiche Wechselwirkungen mit weiteren Prozessen. So erhöht sich durch die erwärmte ozeanische Mischungsschicht die Verdunstung und durch die damit bedingte Labilisierung verstärkt sich der Vertikaltransport von Wasserdampf, was zu einer erhöhten Wolkenbildung führen kann (schwarze Pfeile und Kästen in Abbildung 3-1). Im Gegensatz zu mittleren Breiten haben tiefe Wol-

ken in der Arktis eine Tendenz, die unteren Atmosphärenschichten zu erwärmen (Abschnitt 2). Der erhöhte Wasserdampfgehalt wirkt als effektives Treibhausgas ebenfalls erwärmend. Damit ergibt sich eine Erhöhung der terrestrischen Gegenstrahlung (abwärts gerichtete Strahlungsflussdichte), was ebenfalls zu einer verstärkten Erwärmung der bodennahen Luftschichten führt.

Bei intensivierter wirtschaftlicher Nutzung der Arktis, durch erhöhte Meridionaltransporte in der Atmosphäre oder andere Ursachen können vermehrt Aerosol- und Rußpartikel in die arktische Atmosphäre gelangen und gegebenenfalls auf Meer-/Landeis und Schneeflächen sedimentieren. Dies führt zu einer Veränderung der Strahlungseigenschaften der Oberfläche und Atmosphäre (und damit der Strahlungsenergieflüsse) und kann die mikrophysikalischen und optischen Eigenschaften von Wolken beeinflussen (grüne Pfeile und grüner Kasten in Abbildung 3-1). Außerdem bedingt dies weitere, komplizierte und schwer quantifizierbare Wechselwirkungen mit der terrestrischen Gegenstrahlung, den Energieflüssen insgesamt und letztendlich der bodennahen Lufttemperatur.

Eine Erhöhung der bodennahen Lufttemperatur in der Arktis und die dadurch bedingten geringeren meridionalen Temperatur- und Geopotentialgradienten können zu einer Verstärkung des meridionalen atmosphärischen Transports führen. Im Umkehrschluss wird dadurch die bodennahe Lufttemperatur weiter erhöht, weil die vom Süden herangeführten Luftmassen gewöhnlich wärmer als in nördlichen Bereichen sind (markiert durch die Kästchen und Pfeile in blauer Farbe in Abbildung 3-1). Der meridionale atmosphärische Transport kann sich, wie oben diskutiert, auf die atmosphärische Stabilität, den Wasserdampfgehalt, die Wolkenhäufigkeit, sowie die Aerosolkonzentrationen in der Arktis auswirken.

Zusätzlich bewirkt die Vergrößerung der eisfreien Wasserfläche eine intensivierte biologische Aktivität im Ozean mit Auswirkungen auf die Reflexion von solarer Strahlung durch die Meeresoberfläche (mit pinker Farbe in Abbildung 3-1 gekennzeichnet).

Die Wirkungskette dieser Rückkopplungsprozesse ist prinzipiell bekannt und plausibel; ihre Nettowirkungen und wechselseitigen Beeinflussungen sind jedoch äußerst schwer zu quantifizieren.

2 Wolken in der Arktis

2.1 Bedeutung

Die in ihrer Wirkung wahrscheinlich mit den größten Unsicherheiten behaftete Komponente im arktischen Klimasystem stellen Wolken dar, die sich in den untersten Schichten der Troposphäre bilden und entwickeln (gelb umrundet in Abbildung 3-1). Die Eigenschaften dieser tiefen Wolken, ihr Einfluss auf Boden- und Atmosphären-eigenschaften sowie die Prozesse, die ihren Bildungs- und Lebenszyklus bestimmen, werden von regionalen Klimamodellen nur unzureichend repräsentiert. Jedoch spielen gerade tiefe Wolken eine zentrale Rolle im arktischen Klimasystem, weil sie beispielsweise die Energieflüsse am Boden merklich beeinflussen. Diese bestimmen wiederum ob vorhandenes Meereis schmilzt oder neues gefriert. Weitere Auswirkungen dieser tiefen Wolken auf Vertikaltransporte und die atmosphärische Strahlungsübertragung sind theoretisch untersucht, praktisch aber nur selten verifiziert. Für eine realistische Projektion der Entwicklung des arktischen Klimasystems ist es demzufolge von größter Wichtigkeit, Wolkeneigenschaften und die mit ihnen verbundenen atmosphärischen Prozesse in numerischen Modellen realitätsnah zu beschreiben.

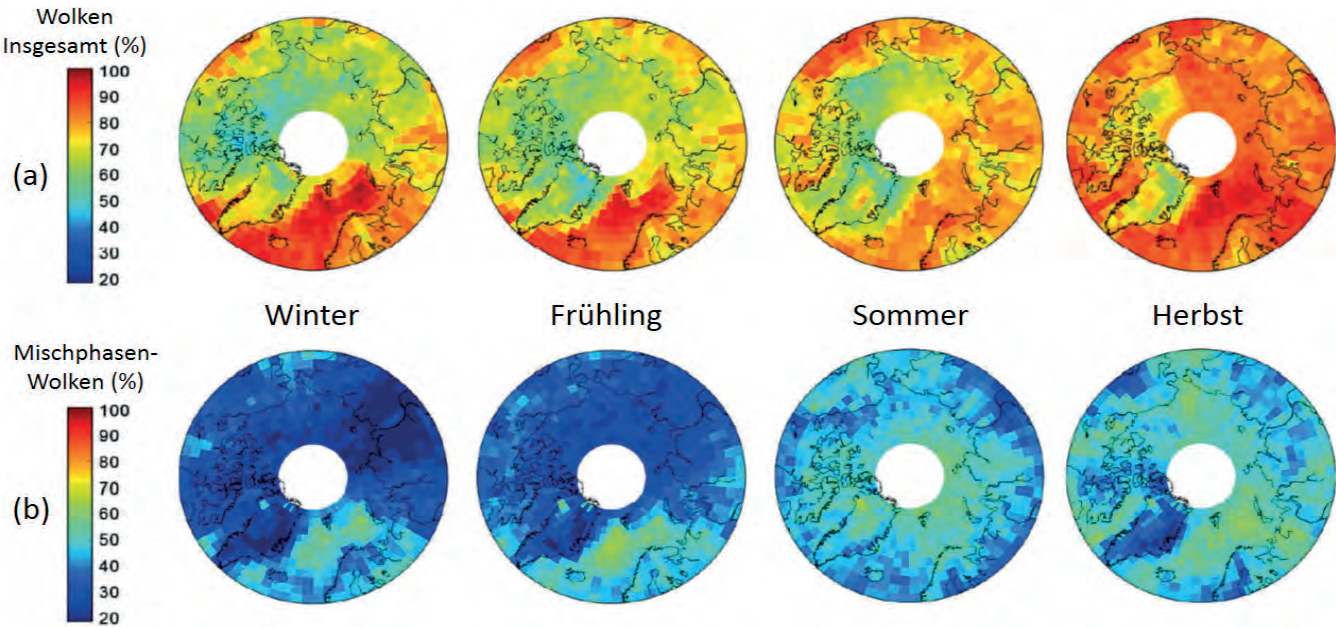


Abb. 3-2: Mittlere Häufigkeit (in %) des Auftretens von (a) Wolken insgesamt und (b) Mischphasenwolken abgeleitet aus Satellitenmessungen, nach MIOCHE et al. (2015).

Arktische Wolken treten häufig tiefliegend (teilweise als Nebel), optisch dünn und gemischtphasig in Erscheinung. Mischphasenwolken stellen ein Drei-Phasen-System dar, bestehend aus (i) Wasserdampf, (ii) unterkühlten flüssigen Wassertropfen (das heißt deren Temperatur ist unterhalb des Gefrierpunktes) und (iii) Eiskristallen. Im oberen Wolkenteil gibt es oft eine dünne Schicht, die aus kleinen, unterkühlten Wassertropfen besteht und in der sich Eiskristalle bilden. Die Eiskristalle wachsen schnell an, sinken dadurch nach unten und fallen als Niederschlag aus der Wolke. Durch den Wegener-Bergeron-Findeisen-Prozess (eine genauere Erklärung dieses Prozesses wird in Abschnitt 3.3.1 gegeben), der zu einem starken Wachstum der Eiskristalle auf Kosten der unterkühlten, flüssigen Wassertropfen und damit zu einer raschen Vereisung führt, sind Mischphasenwolken grundsätzlich, vom thermodynamischen Standpunkt aus instabil. Die Prozesse, die zur Bildung der unterkühlten Wassertropfen und dem gleichzeitigen Wachstum der ausfallenden Eiskristalle führen, sind jedoch oft über längere Zeiträume balanciert. Dadurch besitzen diese Wolken eine hohe Langlebigkeit, welche bei einer unabhängigen Betrachtung der individuellen Prozesse eigentlich nicht zu erwarten ist. Aufgrund dieser Langlebigkeit sind arktische Mischphasenwolken eine bedeutende Komponente im arktischen Klimasystem und verdienen besondere Aufmerksamkeit. Schon kleine Änderungen ihrer Eigenschaften können über einen langen Zeitraum summiert große Auswirkungen auf das atmosphärische Energiebudget haben.

2.2 Häufigkeit des Auftretens und makrophysikalische Eigenschaften

Die regionale und saisonale Verteilung der Häufigkeit von Wolken in der Arktis ist in Abbildung 3-2 dargestellt. Bei den aus Satellitenbeobachtungen abgeleiteten Daten wird unterschieden zwischen der Gesamtanzahl aller Wolken (Abbildung 3-2a) und dem Auftreten von Mischphasenwolken im Speziellen (Abbildung 3-2b). Allgemein tritt Bewölkung in der Arktis sehr häufig und in allen Jahreszeiten auf. Während im Winter und Frühling nur in einigen Gebieten der Arktis (über offenem Wasser) in bis zu 100 % der Beobachtungen Wolken festgestellt werden, existieren im Sommer und insbesondere im Herbst weit verbreitete Gebiete mit einer sehr hohen Wolkenhäufigkeit (Abbildung 3-2a). Im Winter werden in mindestens 30 % der Beobachtungen Mischphasenwolken identifiziert (Abbildung 3-2b), im Sommer sind es weit verbreitet bis zu 60 % der Beobachtungsfälle (MIOCHE et al. 2015). Die Satellitenbeobachtungen zeigen, dass Mischphasenwolken vermehrt über offenem Wasser als über Meereis beziehungsweise Landoberflächen lokalisiert werden, was mit dem erhöhten Feuchteangebot und der verringerten vertikalen Stabilität über den

offenen Ozeanflächen begründet ist. Deswegen beobachtet man allgemein eine erhöhte Häufigkeit von Wolken im Sommer und Herbst, wenn die Eisschmelze ausgedehnte Wasserflächen (offenes Wasser oder Schmelztümpel auf dem Meereis) offenlegt.

Auch die vertikale Verteilung der arktischen Wolken ist zur Beurteilung ihrer Klimawirkung von Bedeutung. In Abbildung 3-3 ist der Jahresgang der Wolkenhäufigkeit in vertikaler Abhängigkeit für drei spezielle Orte dargestellt. Die Daten wurden aus bodengebundenen Messungen an zwei ortsfesten Land-Stationen und einer Eisdrift-Messzeitreihe (SHEBA) erhoben. Die Landstationen befinden sich in Barrow/Alaska (71° 17 ' 26"N, 156° 47' 19" W) und Eureka/Nunavut, Kanada (79 °59 ' 20" N, 85° 56' 27" W). Die Driftstation war Teil der SHEBA Messkampagne, die 1997-1998 in der Beaufortsee durchgeführt wurde (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/arctic/sheba/>). Die Abkürzung SHEBA steht für „Surface Heat and Energy Balance of the Arctic Ocean“. Die Messungen bestätigen, dass in der Arktis insbesondere im Sommer und Herbst zahlreiche tiefe Wolken mit einem hohen Anteil von Mischphasenwolken existieren. Die meisten der unterkühlten Wasserwolken (Abbildung 3-3a) haben Wolkenobergrenzen unterhalb von 3 km und treten hauptsächlich im Sommer auf. Arktische Mischphasenwolken (Abbildung 3-3b) können bis in den mittelhohen Bereich der Troposphäre (7 bis 8 km Höhe) reichen und sind am häufigsten im Sommer und Herbst. Über Meereisflächen liegen sie dabei oftmals als Nebel auf dem Eis auf.

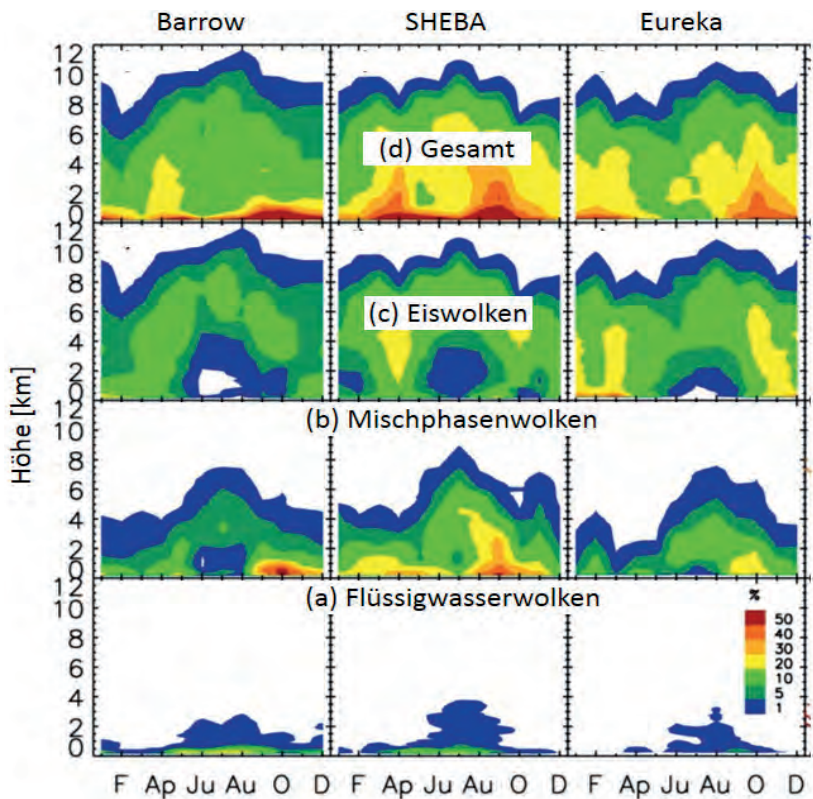


Abb. 3-3: Aus bodengebundenen Messungen abgeleitete Vertikalprofile des Jahresganges der mittleren Häufigkeit (in %) des Auftretens von (a) Wolken aus flüssigen Wassertropfen, (b) Mischphasenwolken, (c) Eiswolken (Zirren) und (d) Summe aller Wolken. Adaptiert von SHUPE et al. (2011).

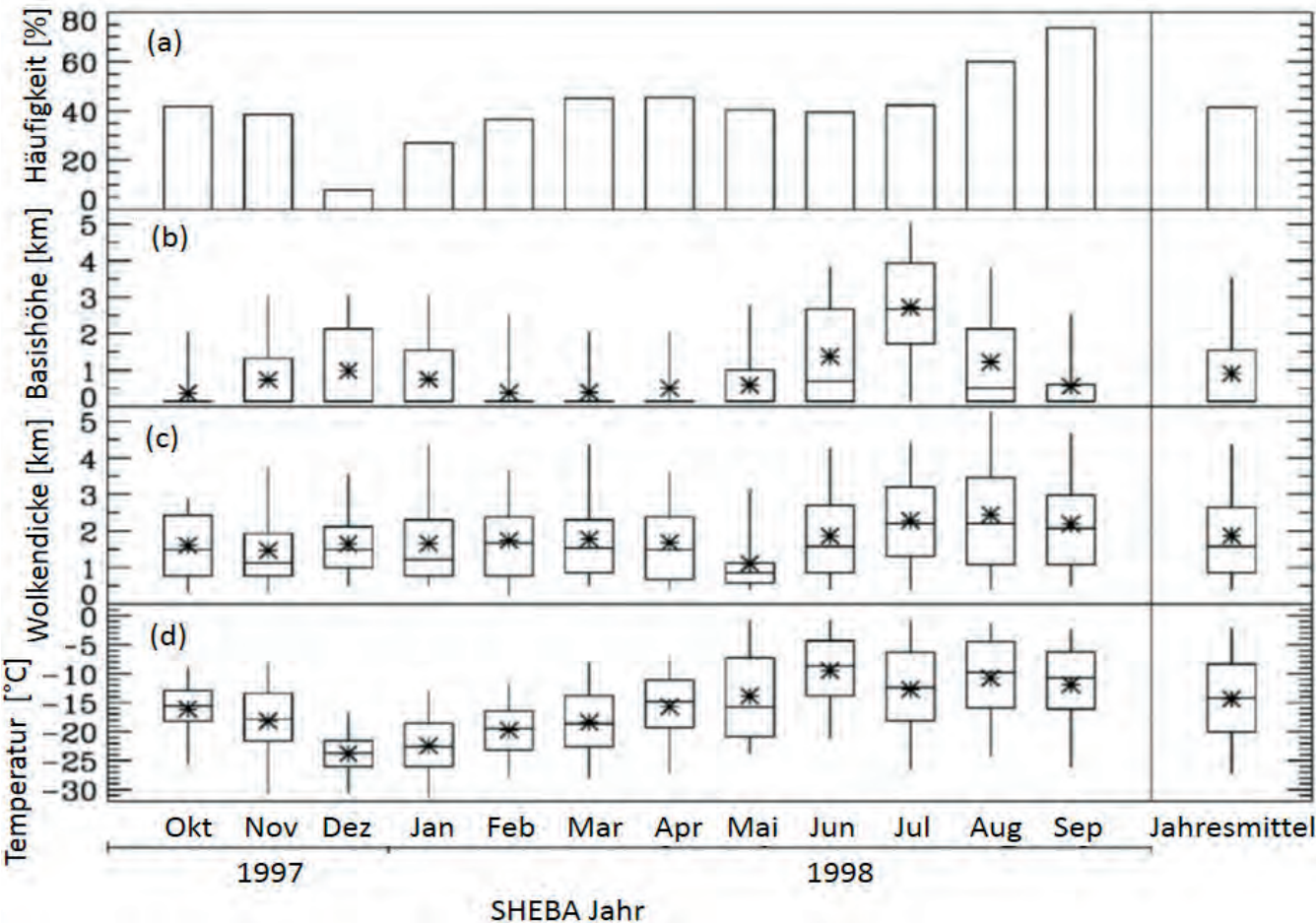


Abb. 3-4: Monatlicher und Jahresgang von Mischphasenwolkeigenschaften gemessen während SHEBA, nach SHUPE et al. (2006): (a) Prozentuale Häufigkeit des Auftretens, (b) Höhe der Wolkenuntergrenze, (c) Geometrische Wolkendicke und (d) Wolkentemperatur. Die Boxen und Whisker-Darstellungen stellen die 5-, 25-, 50-, 75- und 95-Perzentile der Daten dar. Der Mittelwert ist jeweils als Sternsymbol gegeben.

Als weiteres Beispiel der Messergebnisse der SHEBA-Kampagne ist in Abbildung 3-4 eine Statistik (Jahresgang und jährliches Mittel) von Eigenschaften von Mischphasenwolken zusammengestellt. Nahezu in allen Monaten während der SHEBA-Eisdriftperiode wurden Mischphasenwolken mit einer Häufigkeit von mehr als 30 % beobachtet. Insbesondere von Februar bis April waren die Mischphasenwolken sehr häufig als Nebel auf dem Eis aufliegend zu beobachten. Die größten Wolkendicken wurden im Spätsommer und Frühherbst registriert, wo auch die höchsten Wolkentemperaturen auftraten.

2.3 Mechanismen und Langlebigkeit

2.3.1 Wegener-Bergeron-Findeisen-Prozess

Die Grundlage des von **WEGENER** (1911), **BERGERON** (1935) und **FINDEISEN** (1938) postulierten Prozesses (im folgenden WBF-Prozess genannt, die drei Referenzen sind in KOROLEV et al. (2017) gegeben) besteht darin, dass bei Temperaturen unter dem Tripelpunkt von Wasser der Gleichgewichtsdruck des Wasserdampfes (auch Sättigungswasserdampfdruck genannt) über einer un-

endlich ausgedehnten flüssigen Wasseroberfläche größer ist als über einer entsprechenden Eisfläche (Abbildung 3-5). Wenn der aktuelle Wasserdampfdruck zwischen den Gleichgewichtswerten für unterkühltes flüssiges Wasser und kristallines Eis liegt (rotes Symbol in Abbildung 3-5), dann verdunsten die Wassertropfen und lagern sich an den Eiskristallen an, die dementsprechend auf Kosten der Tropfen stark wachsen. Diese Situation herrscht in Mischphasenwolken mit geringen Werten der Wasserdampfübersättigung vor, und als Folge dessen vereisen diese Wolken innerhalb kurzer Zeit (Minuten bis wenige Stunden) komplett. Die Existenz dieses Wirkungsmechanismus wurde durch flugzeuggetragene Messungen bestätigt (KOROLEV et al. 2017). Die Messdaten zeigen, dass bevorzugt entweder sehr viel oder nur sehr wenig Eis in Mischphasenwolken enthalten ist, wohingegen Fälle mit einer Gleichverteilung von flüssigem Wasser und Eis eher selten sind. Wenn die Bedingungen stimmen und der WBF-Prozess einsetzt, dann wird also viel Eis in den Wolken generiert. Wenn allerdings der aktuelle Wasserdampfdruck über beiden Gleichgewichtskurven (für unterkühltes flüssiges Wasser und kristallines Eis) liegt (blaues Symbol in Abbildung 3-5), dann enthalten die Mischphasenwolken eben nur wenig Eis. In dem Fall können beide Phasen koexistieren und sowohl flüssige Tropfen, als auch feste

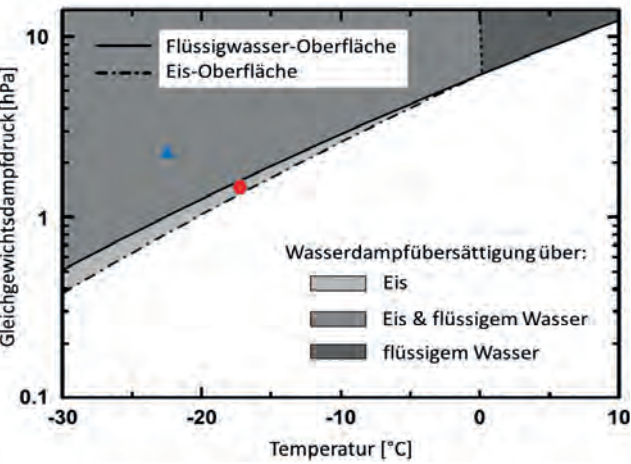


Abb. 3-5: Illustration des Wegener-Bergeron-Findeisen (WBF)-Prozesses. Dargestellt ist die Temperaturabhängigkeit des Gleichgewichtsdampfdruckes über unterkühltem flüssigen Wasser und Eis.

Eiskristalle wachsen gleichzeitig an. Dadurch bleibt der geringe Anteil an Eiskristallen, bedingt durch die geringe Anzahl an Eiskristallisationskernen, konstant.

Zu solch einer Erhöhung des aktuellen Wasserdampfdruckes in Mischphasenwolken kann wesentlich die Vertikalgeschwindigkeit beitragen. In Abbildung 3-6 ist der vertikale Verlauf des Flüssigwasser- beziehungsweise des Eisgehaltes in einer Mischphasenwolke für geringe (1 m s^{-1}) und höhere (2 m s^{-1}) Vertikalgeschwindigkeiten dargestellt. Bei geringer Vertikalgeschwindigkeit und entsprechend geringer Übersättigung nimmt der Flüssigwassergehalt ab einer bestimmten Höhe (hier etwa 2500 m) ab. Die Eisphase wächst auf Kosten der unterkühlten Tropfen und die Wolke vereist nach oben hin. Bei höherer Vertikalgeschwindigkeit wachsen sowohl die unterkühlten flüssigen Tropfen als auch die Eiskristalle über alle Höhenbereiche der Wolke an. Der Eisgehalt bleibt relativ zum Flüssigwassergehalt konstant.

2.3.2 Strahlungsbedingte Abkühlung

Ein Prozess, der die oben diskutierten Vertikalgeschwindigkeiten in arktischen Mischphasenwolken wesentlich beeinflusst und damit zur Erklärung ihrer typischen Vertikalstruktur und Langlebigkeit arktischer Mischphasenwolken wichtig ist, besteht in der Strahlungsabkühlung am Wolkenoberrand. An der Wolkenobergrenze wird während des Polartages die einfallende solare Strahlung absorbiert, was zu einer lokalen Erwärmung führt. Diese wird

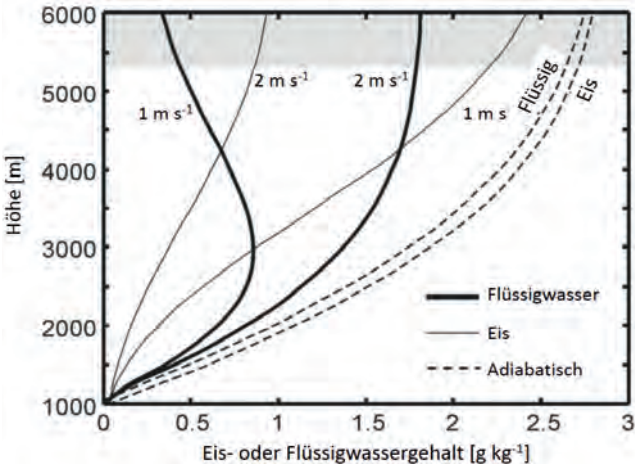


Abb. 3-6: Profile von Eis- und Flüssigwassergehalt einer Mischphasenwolke bei zwei verschiedenen Vertikalgeschwindigkeiten (1 m s^{-1} und 2 m s^{-1}) zur Darstellung der unterdrückten Vereisung bei erhöhter Vertikalgeschwindigkeit, adaptiert aus KOROLEV (2007). In grauer Färbung ist das WBF-Regime dargestellt.

jedoch durch eine Abkühlung weit überkompensiert, welche durch Emission von terrestrischer Strahlung am Wolkenoberrand verursacht wird. Die hierbei stattfindende Umwandlung von Wärmeenergie in Strahlungsenergie führt zur beobachteten Abkühlung. Dabei können erhebliche Abkühlungsraten erreicht werden, mit entsprechenden Konsequenzen auf die Vertikalbewegung und Turbulenz innerhalb der Wolken.

Drei Messbeispiele von Vertikalprofilen der terrestrischen Abkühlungsraten sind in Abbildung 3-7 dargestellt. Diese stammen von der Flugzeugkampagne ACLOUD (Arctic CLOUD Observations Using airborne measurements during polar Day)-Kampagne (Mai-Juni 2017, Spitzbergen), die im Rahmen des (AC)³ (Arctic Amplification: Climate Relevant Atmospheric and

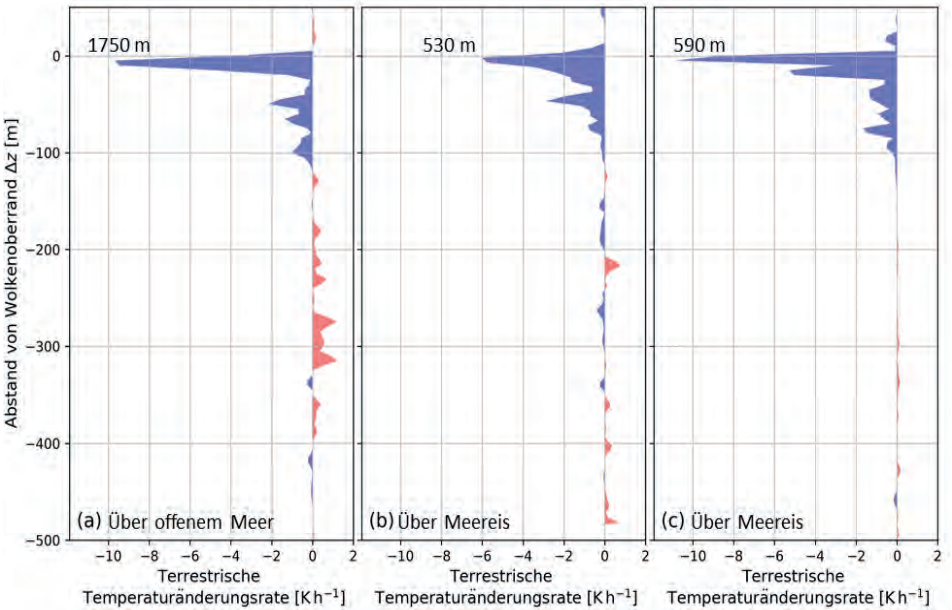


Abb. 3-7: Drei Beispiele für Vertikalprofile von terrestrischen Abkühlungsraten (genauer als terrestrische Temperaturänderungsraten bezeichnet): Messungen am (a) 20. Juni 2017, Wolkenobergrenze bei 1710 m, (b) 5. Juni 2017, Wolkenoberkante bei 530 m, (c) 2. Juni 2017, Wolkenoberkante bei 590 m.

SurfaCe Processes, and Feedback Mechanisms)-Projektes durchgeführt wurde (siehe hierzu auch WENDISCH et al. 2018a, WENDISCH et al. 2018b). In Abbildung 3-7a wird eine starke strahlungsbedingte Abkühlung am Wolkenoberrand mit Werten von bis zu -9 K h^{-1} registriert, während im unteren Teil der Wolke eine verhältnismäßig intensive Erwärmung mit bis zu 1 K h^{-1} erkennbar ist. Diese Erwärmung resultiert von der Emission terrestrischer Strahlung durch die relativ warme Wasseroberfläche im eisfreien Fjord und betrifft nur den untersten Bereich der Wolke. In Abbildung 3-7b werden zum Vergleich Messergebnisse gezeigt, welche über Meereis gesammelt wurden. Die Strahlungsabkühlung im oberen Wolkendrittel ist geringer, die Werte der Temperaturänderungsraten in Richtung Wolkenbasis sind eher klein und lassen keine klare Tendenz (Erwärmung/Abkühlung) erkennen. Die in Abbildung 3-7c gezeigten Messungen wurden über Meereis gewonnen und zeigen erneut eine starke strahlungsbedingte Abkühlung am Wolkenoberrand und, bedingt durch den kalten Untergrund, eine nur geringe strahlungsbedingte Erwärmung in der Nähe der Wolkenbasis. Die Unterschiede in den konkreten Werten der Strahlungsabkühlung am Wolkenoberrand resultieren hauptsächlich aus der Stärke der Temperaturinversion an der Wolkenoberkante und den mikrophysikalischen Eigenschaften der Wolke selbst. Je mehr unterkühltes Wolkenwasser an der Obergrenze der Wolke verfügbar ist, umso stärker ist die emittierte terrestrische Strahlung und die damit verbundene strahlungsbedingte Abkühlung am oberen Rand der Wolke.

Durch die strahlungsinduzierte Abkühlung am Wolkenoberrand wird eine interne Zirkulation innerhalb der Wolke ausgelöst, welche im nächsten Abschnitt 2.3.3 näher diskutiert wird.

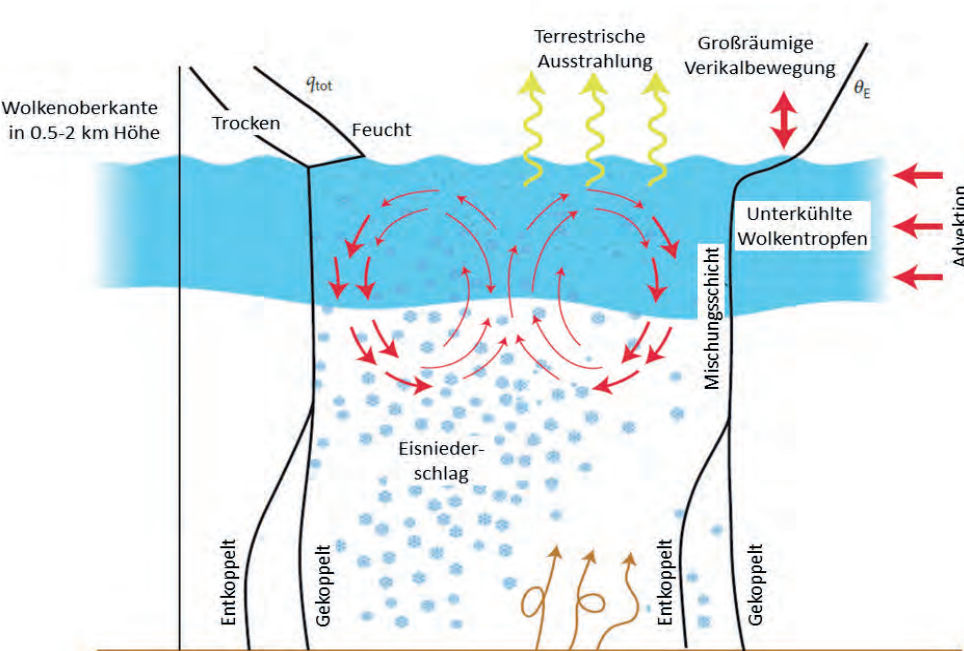


Abb. 3-8: Schematische Darstellung der in einer arktischen Mischphasenwolke ablaufenden Prozesse und der sich ausbildenden typischen Vertikalstruktur, adaptiert aus MORRISON et al. (2012). θ_E stellt die potentielle Äquivalenttemperatur dar, q_{tot} symbolisiert die spezifische Feuchte.

2.3.3 Persistenz von Mischphasenwolken in der Arktis

Die in den vorhergehenden Abschnitten beschriebenen Prozesse sind zum Verständnis der typischen Vertikalstruktur sowie der Persistenz von arktischen Mischphasenwolken unabdingbar. Aufgrund der Wirkung des WBF-Prozesses müsste man erwarten, dass arktische Mischphasenwolken relativ kurzlebig sind, zumal die Vertikalgeschwindigkeiten in diesen Wolken überwiegend klein sind. Nichtsdestotrotz werden oftmals sehr langlebige Mischphasenwolken in der Arktis beobachtet (zum Beispiel SHUPE et al. 2011, MORRISON et al. 2012). Aus diesem Gegensatz stellt sich die Frage, welche Ursachen eine schnelle Vereisung dieser Wolken verhindern.

Die in einer arktischen Mischphasenwolke ablaufenden thermodynamischen und mikrophysikalischen Prozesse sind in Abbildung 3-8 schematisch dargestellt. Unterkühlte Wassertropfen bilden sich an der Wolkenunterkante in übersättigten Bedingungen durch Tropfenaktivierung an Aerosolpartikeln. Sie werden durch Aufwind in Richtung Wolkenobergrenze transportiert, wachsen durch Wasserdampfdiffusion auf diesem Weg und bilden dort eine oder mehrere dünne Schichten, die meist am oberen Rand der Wolke durch eine starke Feuchte- und Temperaturinversion begrenzt werden. Während des Aufstiegs bilden sich in den unterkühlten Wasserschichten auch Eiskristalle, und der WBF-Prozess kommt entsprechend der vorherrschenden Vertikalwinde mehr oder weniger stark zur Wirkung. Die im oberen Teil der Wolke gebildeten Eiskristalle wachsen und sedimentieren unter weiterem Wachstum nach unten, wo sie entweder durch Aufwinde wieder in Richtung Wolkenobergrenze transportiert werden oder schließlich als Niederschlag am Boden ankommen. Ein schwach wirkender WBF-Prozess im oberen Wolkenteil

bei hohen Aufwindgeschwindigkeiten und gleichzeitiger Übersättigung von Eis- und Flüssigwasserphase kann für eine kontinuierliche Zufuhr an Eiskristallen sorgen. Falls schwache Aufwinde vorherrschen, vereist die Wolke, die Eiskristalle sedimentieren als Niederschlag zum Boden und die Wolke vergeht.

Am oberen Rand der Wolke bewirkt die Emission von terrestrischer Strahlung durch die unterkühlten Wolkentropfen die oben beschriebene strahlungsbedingte Abkühlung. Durch die lokale Abkühlung des Wolkenoberrandes, bei gleichzeitiger leichter Erwärmung der Wolkenbasis, wird die vertikale Stabilität der Wolke herabgesetzt. Dar-

aus resultiert ein negativer Auftrieb wodurch die so entstandenen kalten Luftpakete absinken. Räumlich gemittelt liefert diese Absinkbewegung den Ausgleich zu den vorherrschenden Aufwindregionen der Wolke. Dabei sind die Absinkgebiete typischerweise eher stark und horizontal eng begrenzt, wohingegen die Aufstiegsbereiche vorherrschend durch geringere Vertikalgeschwindigkeit, dafür aber durch eine horizontal weitere Ausbreitung charakterisiert sind. Mit diesem Auf- und Absteigen bildet sich in der Wolke eine vertikale Zirkulation mit horizontaler Wirbelachse, welche mit turbulenten Durchmischungen verbunden ist. Am Unterrand der Wolke bildet sich eine sogenannte Wolkenmischungsschicht, die wegen ihrer guten Durchmischung ein quasikonstantes Vertikalprofil der potentiellen Äquivalenttemperatur θ_E aufweist. Die Flüssigwasserproduktion beim Aufstieg, sowie die Strahlungsabkühlung am Wolkenoberrand und die dadurch erzeugte Dynamik in der Wolke stellen einen sich selbst verstärkenden Rückkopplungsprozess dar, der auf die Bereitstellung von genügend Wasserdampf (von unterhalb und von oberhalb der Wolke) angewiesen ist.

Neben der Notwendigkeit von hinreichend hohen Vertikalwindgeschwindigkeiten zur Erzeugung hoher Wasserdampfübersättigungen muss zur Abbremsung der Wolkenvereisung ein entsprechender Feuchteintrag von unterhalb der Wolke oder/und von über der Wolke gesichert sein. Der Wasserdampfnachschub ist notwendige Voraussetzung für die Koagulation neuer, unterkühlter flüssiger Wassertropfen und kann sowohl von der Wolkenbasis als auch der Oberkante der Wolke aus stattfinden. Die Wasserdampfzufuhr von der Erdoberfläche ist als Prozess ein Mechanismus, der allgemein in Stratokumulus-Bewölkung wirksam ist. In der Arktis hingegen kommt als zusätzlicher Effekt die „Fütterung“ der Wolke mit Wasserdampf aus Schichten oberhalb der Inversion ins Spiel, die entsprechend zu Neubildung von unterkühlten Wassertropfen am Oberrand der Wolke führt. Nur in der Arktis sind die durch großräumige Advektion oberhalb der Wolke stammenden Luftmassen in der Regel eher feucht, weil sie südlichen Breiten entstammen. Damit die Mischphasenwolken längerfristig existieren können, muss die Fütterung der Wolke den Verlust an Wolkenwasser durch den sedimentierenden Eisniederschlag (Schnee), aber auch durch Niesel und Regen überkompensieren. Wird nicht ausreichend feuchte Luft von unten und oben nachgeliefert wird, löst sich die Wolke durch die Bildung von Niederschlag auf.

Bei den häufig in der Arktis beobachteten persistenten Mischphasenwolken halten sich Wolkenwasserverlust- und Wolkenbildungsprozesse in einem quasistatischen Gleichgewicht die Waage.

Eine weitere Besonderheit in der Arktis besteht darin, dass die Wolkenmischungsschicht im Bereich der Unterkante der Mischphasenwolken, je nach aktuellem Temperaturprofil, entweder thermodynamisch gekoppelt oder entkoppelt sein kann (Abbildung 3-8). Bei einer thermodynamischen Kopplung zwischen Wolke und Untergrund

ist der terrestrische Nettostrahlungsfluss am Unterrand der Wolke in Richtung Erdboden gerichtet. Dies führt zu einer Erwärmung des Untergrundes und senkt die thermodynamische vertikale Stabilität. Dadurch werden wiederum erhöhte aufwärts gerichtete fühlbare und latente Flüsse induziert, wodurch die langlebige Wolkenentwicklung gesichert wird. Auch bei dieser Prozesskette handelt es sich um eine positive Rückkopplung, welche die Wolkenentwicklung vom Untergrund her intensiviert.

Im Gegensatz dazu sind Wolken vom Boden thermodynamisch entkoppelt, wenn unterhalb der Wolkenmischungsschicht eine Temperaturinversion existiert. In diesem Fall ist die Wolke auf die Einmischung feuchter Luft von oberhalb der Wolke angewiesen, um sich trotz der Entkopplung von den Energie- und Feuchteressourcen am Boden weiterzuentwickeln. Die Bodeneigenschaften sind demnach für die entkoppelte Wolke von geringer Bedeutung, während im Falle einer gekoppelten Wolkenmischungsschicht die Eigenschaften des Untergrundes (offenes Wasser, Meereis, Landoberfläche) für die Wolkenentwicklung sehr wichtig sind.

In südlicheren Breiten sind Mischphasenwolken hauptsächlich mit hochreichender Konvektion oder mit mittelhohen Wolken verbunden. Dabei wird die hohe notwendige Übersättigung zur Aufrechterhaltung der Koexistenz der beiden thermodynamischen Wasserphasen (flüssig und fest) durch entweder extrem hohe Vertikalgeschwindigkeiten (bei hochreichender Konvektion) oder durch sehr niedrige Temperaturen (bei mittelhohen Wolken) erreicht. Bei arktischen Mischphasenwolken spielen die Feuchtezufuhr in die Wolke sowohl von unten (bei gekoppelter Schichtung durch den Untergrund bereitgestellt) als auch von oben (über großskalige, advective Ferntransporte) im Zusammenspiel mit hinreichenden Vertikalbewegungen sowie die allgemein vorherrschenden tiefen Temperaturen die entscheidende Rolle.

2.4 Wechselwirkungen mit Aerosolpartikeln

Aufgrund der oben beschriebenen sensiblen Balance zwischen flüssigen Wassertropfen und Eiskristallen hängen die mikrophysikalischen, optischen und Strahlungseigenschaften von arktischen Mischphasenwolken und damit ihre Klimawirksamkeit stark von den Anzahlkonzentrationen sowie den chemischen und mikrophysikalischen Eigenschaften der in der arktischen Atmosphäre vorhandenen Wolkentropfen-Kondensationskerne und Eiskerne ab (CCN: Cloud Condensation Nuclei; IN: Ice Nuclei). Damit können die CCN und IN über die Wolkeigenschaften indirekt das Energiebudget am Boden und in der Atmosphäre beeinflussen, was Konsequenzen für verschiedene Klimakomponenten, wie der Struktur der atmosphärischen Grenzschicht bis hin zu Gefrier- und Schmelzprozessen im Arktischen Ozean, haben kann und damit wiederum auf die Wolkeneigenschaften rückwirken kann.

Die CCN wirken als Kondensationskerne für die Wassertropfen bei hinreichender Übersättigung, was entsprechende thermodynamische Bedingungen (spezifische Feuchte, Temperatur) voraussetzt. Typischerweise sind CCN ungefähr 100 nm groß. Falls nur wenige CCN verfügbar sind, ist die Anzahl der Tropfen durch die Anzahl der CCN limitiert. Die resultierenden Tropfen werden größer, da sich der vorhandene Wasserdampf auf weniger CCN verteilt. Eine geringe CCN-Konzentration verringert damit die Strahlungswirkung der Wolke (zum Beispiel die Reflexion oder Emission), weil die optische Dicke von Wolken mit weniger aber großen Tropfen geringer ist als von Wolken mit höheren Tropfenkonzentrationen, aber kleineren Tropfen (Twomey-Effekt, bei gleichem Wassergehalt). Da in der Arktis tendenziell weniger CCN zur Verfügung stehen, sind die typischen arktischen Wolken optisch relativ dünn (TJERNSTRÖM et al. 2008). Dementsprechend hoch ist ihre Sensitivität in Bezug auf die Anzahl und die Eigenschaften der CCN.

Aufgrund des in Abschnitt 2.3.1 beschriebenen WBF-Prozesses spielen IN in der Arktis im Vergleich zu CCN eine noch größere Rolle für die Eigenschaften und die Entwicklung von arktischen Grenzschichtwolken. Bei geeigneten thermodynamischen (geringer Feuchtegehalt) und dynamischen (geringe Vertikalwindgeschwindigkeit) Umgebungsbedingungen, können bereits wenige IN-Wolken schnell und komplett vereisen lassen. Die Eisbildung ist meist an vorhergehende unterkühlte Tropfenbildung gebunden. Eisbildung direkt aus der Gasphase (sogenanntes Depositionsgefrieren) ist aus Entropiegründen und durch die Spärlichkeit von IN in der Arktis eher unwahrscheinlich. Der zweite Hauptsatz der Thermodynamik besagt, dass thermodynamische Prozesse (wie zum Beispiel Phasenumwandlungen) immer in Richtung ansteigender Entropie verlaufen. Für die direkte Eisbildung aus der Gasphase würde die Entropie durch die wohlgeordnete Gitterstruktur der Eiskristalle im Vergleich zu den ungeordneten Bewegungen der Wassermoleküle in der Gasphase bei der Phasenumwandlung schlagartig sinken. Deswegen wird der weniger abrupte Umweg über die flüssige Wasserphase von der Natur bevorzugt, wobei die Unterkühlung der bei Konden-

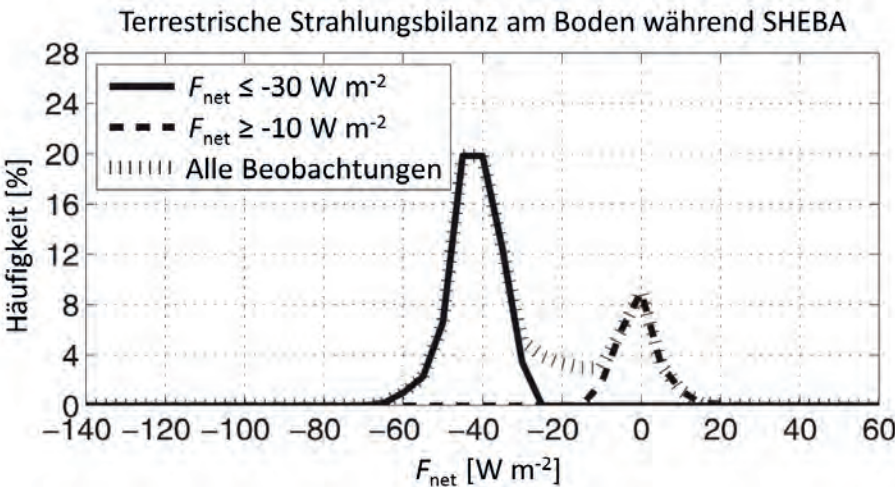


Abb. 3-9: Häufigkeitsverteilung der stündlich gemittelten, terrestrischen Netto-Strahlungsflussdichte am Boden. Negative Werte bedeuten eine aufwärtsgerichteten Strahlungsflussdichte. Die Messungen stammen von der SHEBA-Messkampagne. Adaptiert von (STRAMLER et al. 2012).

sation ebenfalls steigenden Entropie entgegenwirkt. Diese Mechanismen führen wieder zu einem selbstregulierenden Prozess. Wenn die Tropfenbildung aus beliebigen Gründen geringer wird, dann schwächt sich auch die Eisbildung ab und verhindert damit die Vereisung der Wolke. Insofern bleibt auch aus diesen Gründen immer ein gewisser Flüssigwassergehalt in den arktischen Mischphasenwolken erhalten, was die Koexistenz von unterkühltem Flüssigwasser und Eis unterstützt. Die in der arktischen Atmosphäre nur sehr spärlich vorhandenen IN sind somit ein weiterer Grund für die beobachtete Langlebigkeit von arktischen Mischphasenwolken.

3 Strahlungseffekte von arktischen Mischphasenwolken

Die Strahlungsbilanz am Boden wird durch die Netto-Strahlungsflussdichte (F_{net}) beschrieben. Die entsprechende Berechnung erfolgt aus den aufwärts ($F^{\uparrow}$) und abwärts gerichteten ($F^{\downarrow}$) Strahlungsflussdichten (WENDISCH et al. 2018a):

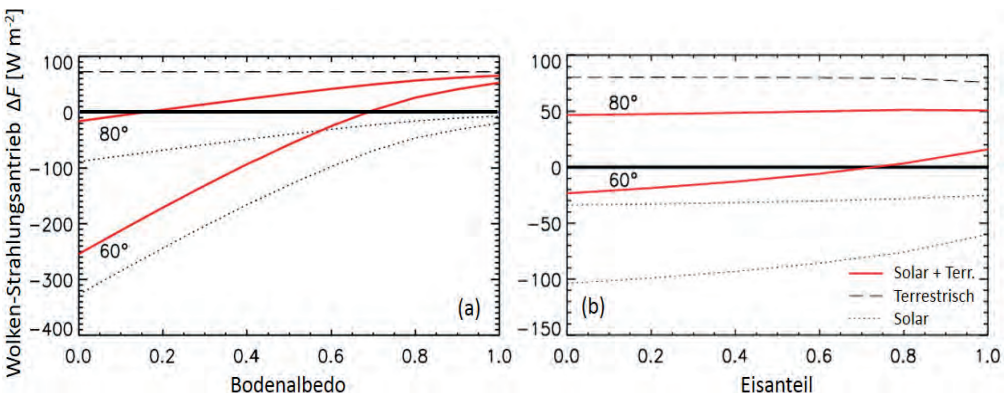


Abb. 3-10: Strahlungsantrieb von Wolken ΔF als Funktion von (a) Bodenalbedo (im Falle einer reinen Flüssigwasserwolke mit einer optischen Dicke $\tau = 10$) und (b) Eisanteil in den betrachteten Mischphasenwolken (im Fall von Schnee mit einer Albedo von 0,65 als Untergrund und bei konstantem Gesamtwasserpfad von 10 g m^{-2}). Drei Kurven sind jeweils eingezeichnet. Rot durchgezogen: Gesamter Strahlungsantrieb (solar plus terrestrisch), grau gestrichelt: Terrestrischer Strahlungsantrieb, grau punktiert: Solarer Strahlungsantrieb. Die Zahlen in Grad geben den angenommenen Sonnenzenitwinkel an. Adaptiert aus WENDISCH et al. (2013).

$$F_{\text{net}} = F^{\downarrow} - F^{\uparrow}. \tag{1}$$

Im arktischen Winter wird die Strahlungsbilanz durch zwei bevorzugte Situationen dominiert. Entweder herrschen wolkenlose Verhältnisse, oder eine durchgehende Bewölkung ist präsent (STRAMLER et al. 2012, MORRISON et al. 2012, WENDISCH et al. 2018b). Beide Zustände sind in ihrer Strahlungswirkung eindeutig voneinander trennbar und können persistent (bis zu 10-14 Tage anhaltend) auftreten, nachdem sie sich einmal eingestellt haben. Die Übergänge zwischen beiden Situationen sind plötzlich und laufen meist innerhalb weniger Stunden ab. Zur Veranschaulichung zeigt Abbildung 3-9 die Häufigkeitsverteilungen der Nettostrahlungsflussdichten (terrestrisch), welche während der SHEBA-Messkampagne im Winter am Boden gemessen wurden. In den Daten sind klar die zwei Zustände zu erkennen. Die Verteilung mit dem Maximum von etwa -40 W m^{-2} entspricht den wolkenlosen Fällen. Hier ist die abwärts gerichtete Strahlungsflussdichte gering (kalte Atmosphäre) und die Strahlungsbilanz wird von der aufwärts gerichteten Strahlungsflussdichte dominiert, was netto mit einer Abkühlung einhergeht. Das Maximum nahe bei 0 W m^{-2} spiegelt die bewölkten Messbeispiele wieder. Wolken erhöhen die Gegenstrahlung (Treibhauseffekt) und sorgen für eine im Mittel ausgeglichene Strahlungsbilanz am Boden. Der Anteil an Messungen zwischen den beiden Zuständen ist gering, was darauf hindeutet, dass durchbrochene tiefe Bewölkung nur sehr selten auftritt und die Beobachtungen hauptsächlich von tiefen Wolken dominiert sind.

Wie in Abbildung 3-9 verdeutlicht, wirken tiefe arktische Wolken während der Polarnacht (ohne solare Einstrahlung) erwärmend auf die Strahlungsbilanz am Boden. Während des Polartages muss zusätzlich die solare Einstrahlung und die damit verbundene abkühlende Wirkung der Wolken berücksichtigt werden. Bei hohen Sonnenständen sind die solaren Strahlungseffekte tiefer Wolken üblicherweise größer als die terrestrische Erwärmung, was sich in einem negativen Gesamt-Effekt (solar plus terrestrisch) dokumentiert und zu einer Abkühlung der bodennahen Lufttemperatur führt. Unter arktischen Bedingungen (tiefer Sonnenstand) kann diese Abkühlung soweit reduziert sein, dass die gesamte Strahlungsbilanz in eine Erwärmung umschlägt. Die Stärke dieses Wolkeneinflusses hängt von einer Reihe von Parametern ab. Dazu werden in Abbildung 3-10 zwei Beispiele gezeigt, welche die Effekte durch die Bodenalbedo und den Eisgehalt in den Mischphasenwolken verdeutlichen. Dabei ist der Strahlungsantrieb der Wolken zur Quantifizierung der Wolkeneffekte abgetragen. Der Strahlungsantrieb berechnet sich aus der Differenz der Netto-

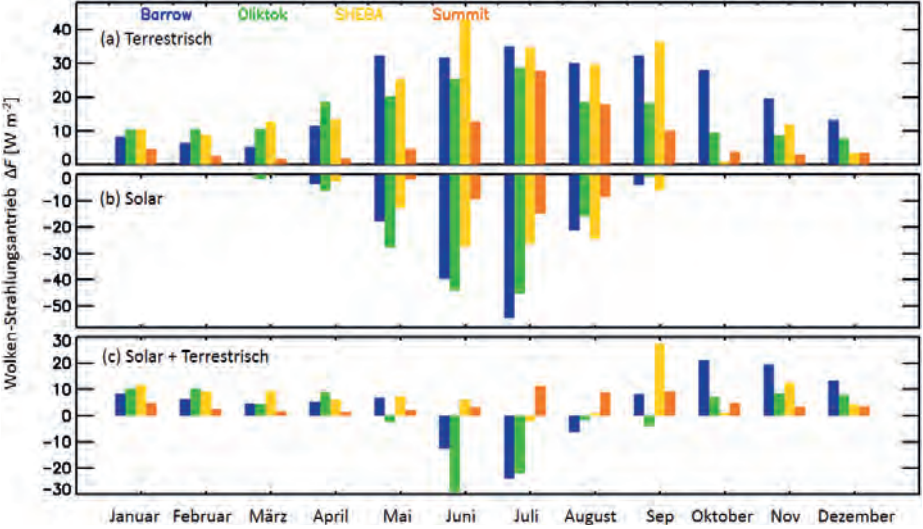


Abb. 3-11: Jahresgang des Wolken-Strahlungsantriebs ΔF an den Standorten Barrow/Alaska ($71^{\circ} 17' 26'' \text{N}$, $156^{\circ} 47' 19'' \text{W}$), Oliktok/Alaska ($70^{\circ} 29' 54'' \text{N}$, $149^{\circ} 53' 22'' \text{W}$), Summit/Grönland ($72^{\circ} 34' 27.89'' \text{N}$, $38^{\circ} 27' 19.84'' \text{W}$) und während SHEBA (Beaufortsee). (a) Terrestrisch, (b) solar und (c) solar und terrestrisch. Basierend auf SHUPE und INTRIERI (2004).

strahlungsflussdichten im bewölkten ($F_{\text{net,wolke}}$) und im wolkenlosen Fall ($F_{\text{net,wolo}}$):

$$\Delta F = F_{\text{net,wolke}} - F_{\text{net,wolo}} = (F^{\downarrow} - F^{\uparrow})_{\text{wolke}} - (F^{\downarrow} - F^{\uparrow})_{\text{wolo}} \tag{2}$$

Positive Werte des Wolkenstrahlungsantriebs bedeuten eine Erwärmung der bodennahen Luftschicht, negative Werte sind mit einer strahlungsbedingten Abkühlung verbunden.

In Abbildung 3-10a sieht man deutlich, dass die Bodenalbedo ein entscheidendes Kriterium für das Vorzeichen des Gesamtstrahlungsantriebs darstellt. Für arktische Verhältnisse (hohe Bodenalbedo durch Schnee und Meereis, hohe Sonnenzenitdistanz) wirken die Wolken erwärmend auf die bodennahe Luftschicht ($\Delta F > 0$). In mittleren Breiten (niedrige Werte der Bodenalbedo und Sonnen-Zenitdistanz) hingegen wirken dieselben tiefen Wolken abkühlend ($\Delta F < 0$). Auch der Eisanteil der Wolke, definiert als Verhältnis zwischen Eiswasserpfad und Gesamtwasserpfad (vertikal integrierter Wassergehalt), kann die Strahlungswirkung der Wolken von abkühlend zu erwärmend umkehren (Abbildung 3-10b). Durch einen erhöhten Eisanteil (große wenige Eiskristalle), wird die abkühlende Wirkung durch die Reflexion solarer Strahlung geringer. Es dominiert die Emission von terrestrischer Gegenstrahlung was netto tendenziell zu einer Erwärmungstendenz führt. Somit können tiefe Wolken in der Arktis (bei geringen Sonnenzenitdistanzen, hohen Albedowerten und einem großen Eisanteil) zur verstärkten arktischen Erwärmung beitragen, zumal der kühlende solare Effekt (durch die Reflexion solarer Strahlung am oberen Rand der Wolke) nur im Sommer zum Tragen kommt.

Dies wird noch einmal in Abbildung 3-11 anhand des Jahresgangs des Wolkenstrahlungsantriebs ΔF verdeutlicht. Die Abbildung zeigt auf Messungen basierende Berechnungen von ΔF . Während die Nettostrahlung bei Bewölkung ($F^{\downarrow} - F^{\uparrow}$)_{wolke} aus Messungen der sola-

ren und terrestrischen auf- und abwärts gerichteten Strahlungsflussdichten unter bewölkten Verhältnissen abgeleitet wurde, stammen die Referenzwerte für den wolkenlosen Fall ($F^{\downarrow} - F^{\uparrow}$)_{wolo} aus hypothetischen Strahlungsübertragungsrechnungen für wolkenlose Verhältnisse. Sowohl die Nettostrahlungsflussdichten als auch die Strahlungsantriebe wurden getrennt für solare und terrestrische Strahlungsflüsse betrachtet. In den Zeitreihen zeigt sich, dass für den größten Teil des Jahres (insbesondere während der Polarnacht) die erwärmende Wirkung durch die arktischen Mischphasenwolken klar überwiegt. Die Gesamtstrahlungsbilanz am Boden ist nur im Juli/August (am Ende des Sommers und im Höhepunkt der Schmelzsaison) negativ. Demzufolge können arktische Wolken den Beginn des Gefrierens von Meerwasser beeinflussen. Hier könnte erneut ein selbstregulierender Prozess wirksam werden (negative Rückkopplung). Offenes Wasser im Sommer erzeugt potentiell mehr Bewölkung, welche im Spätsommer tendenziell zur Abkühlung des Bodens beiträgt. Dadurch kann das Gefrieren des Meereises eher einsetzen als es ohne das vermehrte Auftreten von Wolken möglich wäre. Der Zeitraum des Eiswachstums verlängert sich und ermöglicht eine stärkere Zunahme der Meereisdicke. Im darauffolgenden Jahr wäre dann vermehrt dickeres Meereis vorhanden, welches dann wiederum die Wolkenbildung zeitlich verzögern und zu einem späteren Gefrieren des Meereises führt.

Im Vergleich der verschiedenen Stationen zeigen sich einige lokale Unterschiede, die durch die Variabilität der Unterlage (stark oder weniger stark reflektierend, unterschiedliche Feuchte, offenes Wasser/Eis), die Lage in Bezug zum Meer und die Schneeschmelze bedingt sind.

Weiter wurde festgestellt (ohne zusätzliche Abbildungen zu zeigen), dass die erwärmende Wirkung der Mischphasenwolken hauptsächlich durch den Flüssigwasserpfad (vertikal integrierter Flüssigwassergehalt) bestimmt wird, wohingegen die solare Abkühlungswirkung durch die optische Wolkendicke, die Bodenalbedo, und den Sonnenzenitwinkel dominiert wird. Reine Eiswolken üben außer im Winter in der Arktis keinen wesentlichen Effekt auf die Strahlungsbilanz am Boden aus.

4 Zusammenfassung und Ausblick

Das arktische Klimasystem ändert sich derzeit mit rasanter Geschwindigkeit. Dabei spielen überwiegend verstärkende Rückkopplungsmechanismen eine wichtige Rolle, die bisher weder durch Beobachtungen noch durch numerische Modelle schlüssig reproduziert werden konnten (WENDISCH et al. 2017). Insofern sind intensiviertere Forschungen in der sich schnell wandelnden Arktis unabdingbar, insbesondere vor dem Hintergrund, dass durch diesen Wandel neue Möglichkeiten für die wirtschaftliche Nutzung der Arktis entstehen, sich aber auch ernst-

zunehmende Gefahren für das arktische Umweltsystem verbergen können. Die Beurteilung dieser Möglichkeiten und Gefahren wird nicht einfach, da die Änderungen des arktischen Klimasystems äußerst komplex sind und auch Gebiete außerhalb der Arktis betreffen.

Arktische Wolken beeinflussen den Energiehaushalt in der Arktis entscheidend. Ihre Wirkung hängt sowohl von thermodynamischen als auch anderen Umgebungsbedingungen ab, die in der Arktis eine besondere Rolle spielen. Insbesondere ist die Wolkenphase ein wichtiger Parameter, gerade weil Mischphasenwolken in der Arktis erstaunlich persistent sein können. Bei der Erforschung der Eigenschaften und der Wirkung von arktischen Mischphasenwolken gibt es eine Reihe offener Punkte, die im Folgenden stichpunktartig aufgelistet sind:

- Wolkeninhomogenitäten (Dicke, optische und mikrophysikalische Eigenschaften) können bei tiefen Sonnenständen und erhöhter Bodenalbedo zu signifikanten dreidimensionalen Strahlungseffekten führen, die quantifiziert werden müssen, auch im Zusammenspiel mit Inhomogenitäten und starken Kontrasten in der Bodenreflektion.
- Die Effekte von mehrschichtigen Wolkensituationen sind wegen gegenseitigen Beschattungseffekten und Einflüssen von herabfallenden Eiskristallen in tiefere Wolkenschichten sehr kompliziert und bedürfen weiterer Prozessstudien sowohl bei den Beobachtungen als auch bei den numerischen Modellrechnungen.
- Der Lebenszyklus und die Wirkungen von Zirren sind im arktischen Klima nur wenig studiert.
- Ruß spielt eine besondere Rolle im arktischen Klimasystem, sowohl als atmosphärische Aerosolpartikel involviert in Wolkenpartikeln als auch sedimentiert auf schnee- und eisbedecktem Untergrund.
- Insgesamt sind Prozesse der turbulenten Durchmischung und deren Einfluss auf das Vertikalprofil (nicht beschränkt auf die Bodennähe) von großer Wichtigkeit für die Erklärung der Änderungen des arktischen Klimasystems, insbesondere in ihrer Verbindung mit Wolken.
- Die lokalen Prozesse in der Arktis müssen mit der großskaligen meteorologischen Entwicklung in Verbindung gebracht werden. Ohne diese gekoppelte Betrachtungsweise sind die komplexen positiven Rückwirkungen in der Arktis nicht verständlich.
- Die Transformation von Luftmassen auf ihrem Weg über die Eis- beziehungsweise Schneeoberflächen der Arktis in Richtung zum offenen Arktischen Ozean und umgekehrt im Rahmen auftretender Kaltlufteinbrüche von Norden beziehungsweise Warmlufteinschübe von Süden muss realitätsnah modelliert werden, was dezidierte Messkampagnen erfordert.

Die obige Liste erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit. Sie illustriert die Vielfältigkeit der offenen Probleme, welche in der derzeitigen Arktisforschung bearbeitet werden.

Danksagung

Wir bedanken uns bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) für die Förderung des Transregionalen Sonderforschungsbereiches (TRR 172) "ArctiCAmplification: Climate Relevant Atmospheric and Surface Processes, and Feedback Mechanisms (AC)"³⁷.

Literatur

- DETHLOFF, K., RINKE, A., HANDORF, D., JAISER, R., DOHRN, W., 2018: Regionale und globale Wechselwirkung von arktischen Meereis und Schneebedeckung mit der atmosphärischen Zirkulation. *Promet, dieses Heft*.
- GAUTIER, D.L., BIRD, K.J., CHARPENTIER, R.R., GRANTZ, A., HOUSEKNECHT, D.W., KLETT, T.R., MOORE, T.E., PITMAN, J.K., SCHENK, C.J., SCHUENEMEYER, J.H., SØRENSEN, K., TENNYSON, M.E., VALIN, Z.C., WANDREY, C.J., 2009: Assessment of undiscovered oil and gas in the Arctic. *Science* **324**, 5931, 1175–1179, doi:10.1126/science.1169467, <http://science.sciencemag.org/content/324/5931/1175>.
- KOROLEV, A., 2007: Limitations of the Wegener–Bergeron–Findeisen mechanism in the evolution of mixed-phase clouds. *J. Atmos. Sci.* **64**, 3372–3375, <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/JAS4035.1>.
- KOROLEV, A., G. MCFARQUHAR; P. FIELD; C. FRANKLIN; P. LAWSON; Z. WANG; E. WILLIAMS; S. ABEL; D. AXISA; S. BORRMANN; J. CROSIER; J. FUGAL; M. KRÄMER; U. LOHMANN; O. SCHLENCKZEK, M. WENDISCH, 2017: Mixed-Phase clouds: Progress and Challenges. Baumgardner, D., McFarquhar, G., and Heymsfield, A. (Eds.). Chapter 5: Mixed-Phase Clouds: Progress and Challenges. *AMS Meteorological Monographs* **58**, pp. 5.1-5.50, ISSN: 0065-9401, doi:10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-17-0001.1, <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-17-0001.1>.
- LUTHCKE, S.B., SABAKA, T.J., LOOMIS, B.D., et al., 2013: Antarctica, Greenland and Gulf of Alaska land ice evolution from an iterated GRACE global mascon solution. *J. Glac.* **59**, 613–631, <https://www.igsoc.org/journal/59/216/t12J147.pdf>.
- MIOCHE, G., JOURDAN, O., CECCALDI, M., DELANOË, J., 2015: Variability of mixed-phase clouds in the Arctic with a focus on the Svalbard region: A study based on spaceborne active remote sensing. *Atmos. Chem. Phys.* **15**, 2445–2461, <https://doi.org/10.5194/acp-15-2445-2015>.
- MORRISON, H., BOER, G. DE, FEINGOLD, G., HARRINGTON, J., SHUPE, M.D., SULIA, K., 2012: Resilience of persistent Arctic mixed-phase clouds. *Nature Geosciences* **5**, 11–17, <https://www.nature.com/ngeo/journal/v5/n1/pdf/ngeo1332.pdf>.
- RICHTER-MENGE, J., OVERLAND, J.E., MATHIS, J.T., (Eds.), 2016: Arctic Report Card 2016, <http://www.arctic.noaa.gov/Report-Card>.
- SALZMANN, M., 2017: The polar amplification asymmetry: Role of antarctic surface height. *Earth Syst. Dynam.* **8**, 323–336, doi:10.5194/esd-8-323-2017.
- SHUPE, M., INTRIERI, J., 2004: Cloud radiative forcing of the Arctic surface: The influence of cloud properties, surface albedo, and solar zenith angle. *J. Climate* **17**, 616–628.
- SHUPE, M.D., MATROSOV, S.Y., UTTAL, T., 2006: Arctic mixed-phase cloud properties derive from surface-based sensors at SHEBA. *J. Atmos. Sci.* **63**, 697–711, <https://www.esrl.noaa.gov/psd/people/matthew.shupe/publications/Shupeetal.JAS2006.pdf>.
- SHUPE, M., 2011: Clouds at Arctic atmospheric observatories. Part 2: Thermodynamics. *J. Appl. Meteorol.* **50**, 645–661, <https://doi.org/10.1175/2010JAMC2468.1>.
- STRAMLER, K., DEL GENIO, A., ROSSOW, W., 2011: Synoptically driven Arctic winter states. *J. Climate* **47**, 1747–1762, <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2010JCLI3817.1>.
- TJERNSTRÖM, M., SEDLAR, J., SHUPE, M.D., 2008: How well do regional climate models reproduce radiation and clouds in the Arctic? An evaluation of ARCMIP simulations. *J. Appl. Meteorol. Clim.* **47**, 2405–2422, <https://doi.org/10.1175/2008JAMC1845.1>.
- WENDISCH, M., YANG, P., EHRLICH, A., 2013: Amplified climate changes in the Arctic: Role of clouds and atmospheric radiation. *Sitzungsberichte der Sächsischen Akademie der Wissenschaften zu Leipzig, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse* **132**, 3, 1–34.
- WENDISCH, M., BRÜCKNER, M., BURROWS, J.P., CREWELL, S., DETHLOFF, K., EBELL, K., LÜPKES, C., MACKE, A., NOTHOLT, J., QUAAS, J., RINKE, A., TEGEN, I., 2017: Understanding causes and effects of rapid warming in the Arctic. *Eos* **98**, 8, 22–26, doi:10.1029/2017EO064803, <https://eos.org/project-updates/understanding-causes-and-effects-of-rapid-warming-in-the-arctic>.
- WENDISCH, M., EHRLICH, A., STAPF, J., 2018a: Strahlungsbilanz und Fernerkundung von Wolken mit Hilfe von Flugzeugmessungen. *Promet* **100**, 84–97.
- WENDISCH, M., A. MACKE, A. EHRLICH, et al. 2018b: The Arctic Cloud Puzzle: Using ACLOUD/PASCAL Multi-Platform Observations to Unravel the Role of Clouds and Aerosol Particles in Arctic Amplification. Accepted by Bull. Amer. Meteor. Soc., doi: 10.1175/BAMS-D-18-0072.1, in press. Early online release: <https://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/BAMS-D-18-0072.1>.
- WETZEL, C., BRÜMMER, B., 2011: An Arctic inversion climatology based on the European Centre Reanalysis ERA-40. *Met. Zeitschrift* **20**, 6, 589–600.

PROF. DR. M. WENDISCH

DR. A. EHRLICH

Leipziger Institut für Meteorologie

Universität Leipzig

Stephanstr. 3

04103 Leipzig

m.wendisch@uni-leipzig.de

B. BRÜMMER

4 Arktische Zyklonen: Häufigkeit und Wirkung auf das Meereis

Arctic cyclones: frequency and impact on sea ice

Zusammenfassung

Zyklonen üben einen bedeutenden Einfluss auf das Meereis aus. Das rotationsbehaftete Starkwindfeld verursacht Spannungen im Eis und ein Aufbrechen der Eisdecke. Im ersten Teil des Beitrags werden statistische Befunde zu Häufigkeit, räumlicher Verteilung, Jahresgang und Eigenschaften von Zyklonen dargestellt. Der zweite Teil präsentiert an Hand von Beobachtungen und Modellsimulationen Beispiele für die Wirkung von Zyklonen. Beim Durchzug einer Zyklone nimmt die Eiskonzentration umso mehr ab, je stärker eine Zyklone ist, je langsamer sie zieht und je dünner die Eisdecke ist. Über dem Arktischen Ozean sind Zyklonen im Vergleich der Jahreszeiten im Sommer am häufigsten. Das Auftreten starker Zyklonen wird mitverantwortlich gemacht für die geringe Eisbedeckung der Sommer 2007 und 2012.

Summary

Cyclones have a strong impact on the sea ice. The rotational storm field deforms and finally breaks up the ice deck. Statistical results on frequency, spatial distribution, annual cycle and properties of cyclones are presented in the first part of the paper. The second part demonstrates examples of cyclone impacts based on observations and model simulations. The passage of a cyclone reduces the ice concentration the more, the stronger a cyclone is, the slower it moves and the thinner the ice is. In the central Arctic, cyclones are most frequent in summer compared to other seasons. The appearance of strong cyclones may also be a reason for the summer ice minima in 2007 and 2012.

1 Einleitung

Zyklonen sind ein wichtiger Baustein im arktischen Klimasystem. Sie leisten nicht nur den Hauptteil des meridionalen Wärme- und Feuchtetransportes in die Arktis (BRÜMMER 2018) sondern haben auch einen bedeutenden Einfluss auf das arktische Meereis. Das mit einer Zyklone verbundene inhomogene, rotationsbehaftete und meist starke Windfeld mit der daraus resultierenden Schubspannung verursacht Divergenzen und Scherungen in der Eisdrift und damit ein Aufbrechen der Eisdecke. Beobachtungen von geostrophischem Wind, aktuellem Wind und Eisdrift zeigen unter stationären Bedingungen im Mittel folgende Relationen. Während der Wind etwa 20 bis 30° links vom geostrophischen Wind weist, driftet das Eis in eine Richtung etwa 5 bis 10° rechts vom geostrophischen

Wind mit etwa 2 bis 5 % der Windgeschwindigkeit (zum Beispiel THORNDIKE und COLONY 1982, HALLER et al. 2014). Somit ist in einer Zyklone die Luftströmung konvergent, die Eisdrift aber divergent. Dies hat wichtige Folgen für die Eiskonzentration (Verhältnis eisbedeckte Fläche/Gesamtfläche). Die Folgen sind abhängig von den Zykloneneigenschaften selbst sowie von den jeweils vorhandenen Eisbedingungen (Konzentration, Dicke). In diesem Beitrag werden wichtige Einflüsse von Zyklonen auf das arktische Meereis referiert. Zunächst werden Untersuchungen zur Häufigkeit arktischer Zyklonen präsentiert (Abschnitt 2), danach werden Beispiele von beobachteten (Abschnitt 3) und modellierten (Abschnitt 4) Zyklonenwirkungen dargestellt. Im Schlussabschnitt werden Trends der Zyklonenhäufigkeit in der Arktis und damit verbundene Trends der arktischen Meereisdecke diskutiert.

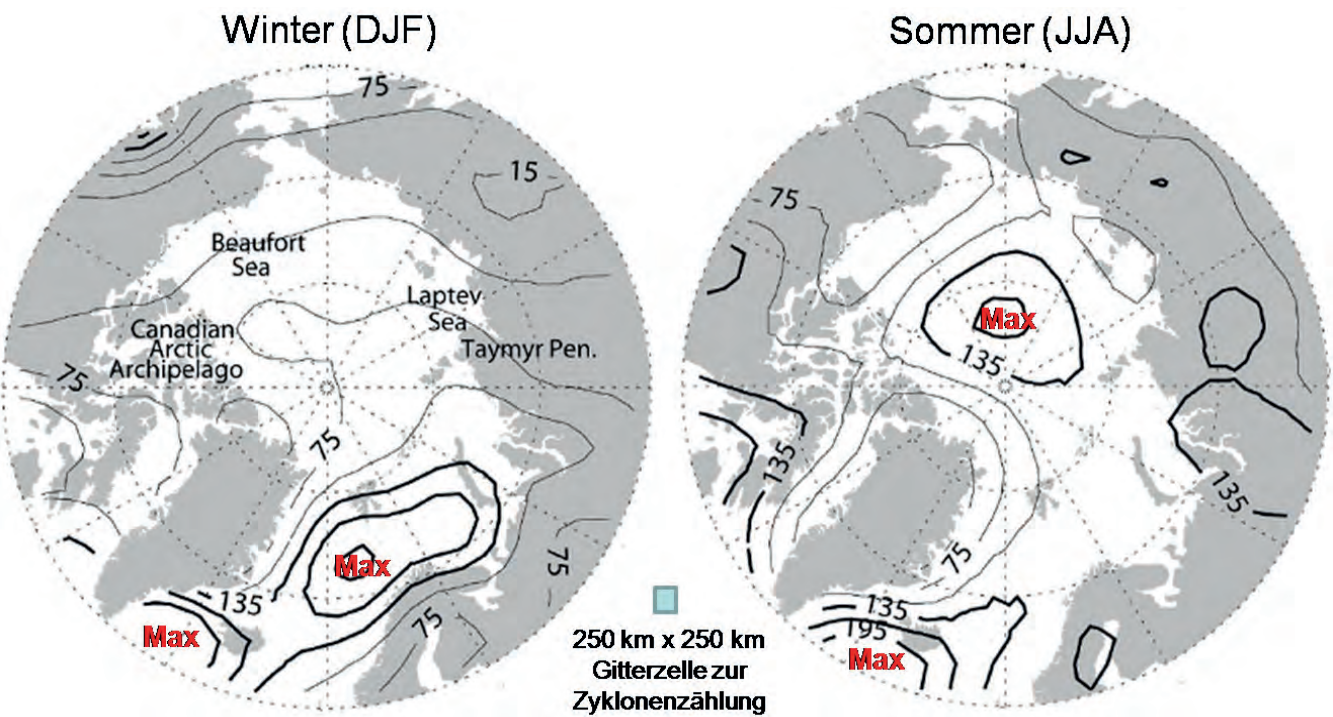


Abb. 4-1: Anzahl von Zyklonendetektionen in 250 km x 250 km großen Flächen im Gebiet nördlich von 60 °N in den Wintermonaten Dezember bis Februar (links) und Sommermonaten Juni bis August (rechts) aufsummiert aus den 6-stündlichen NCEP-Reanalysen im Zeitraum 1958 bis 2005. Wegen möglicher unechter Zyklonendetektionen über Grönland aufgrund der Luftdruckreduktion vom Oberflächenniveau auf Meeresniveau wurde dieser Bereich ausgelassen. Isolinienabstand: 30/(250 km)². Aus SERREZE und BARRETT (2008).

2 Häufigkeit arktischer Zyklonen

Grundlagen für die Bestimmung der Häufigkeit arktischer Zyklonen sind auf Beobachtungen basierende, modellgestützte Analysen oder Reanalysen des Druckfeldes im Meeresniveau. Die bekanntesten Reanalysen stammen vom NCEP (National Center of Environmental Prediction) oder EZMW (Europäisches Zentrum für Mittelfrist-Wettervorhersage). Aufgrund verbesserter Modelle werden Analysen und Reanalysen immer wieder neu durchgeführt. Reanalysen haben gegenüber Analysen den Vorteil, dass sie über einen längeren Zeitraum durchgehend mit derselben Modellversion durchgeführt werden und daher für Klimauntersuchungen besonders geeignet sind (zum Beispiel CHUNG et al. 2013).

Zur Auffindung von Zyklonen im Druckfeld und zu ihrer zeitlichen Verfolgung werden verschiedene Methoden verwendet. Sie reichen von manuellen, halbmanuellen (zum Beispiel AFFELD 2003) bis zu vollautomatisierten Verfahren (zum Beispiel MURRAY und SIMMONDS 1991). Wir bezeichnen im Folgenden mit „Detektion“ das auf einer Wetterkarte gefundene Druckminimum (Zyklone oder Tief) und mit „Zug-

bahn“ alle aufeinanderfolgenden Detektionen derselben Zyklone. Aufgrund der verschiedenen Untersuchungsverfahren (Nutzung verschiedener Reanalysedaten und Anwendung verschiedener Detektionsmethoden) ergeben sich unterschiedliche absolute Häufigkeiten von Detektionen und Zugbahnen (zum Beispiel AKPEROV et al. 2018). Trotz dieser Unterschiede zeigen aber alle Verfahren im Wesentlichen gleiche Ergebnisse bzgl. der jahreszeitlichen und räumlichen Verteilung in der Arktis. Diese werden im Folgenden dargestellt.

Abbildung 4-1 zeigt die räumliche Verteilung der Häufigkeit von Detektionen im Sommer und Winter nach Untersuchungen von SERREZE und BARRETT (2008) basierend auf den 6-stündlichen NCEP-Reanalysen im Zeitraum 1958 bis 2005. Im Winter ist die Detektionshäu-

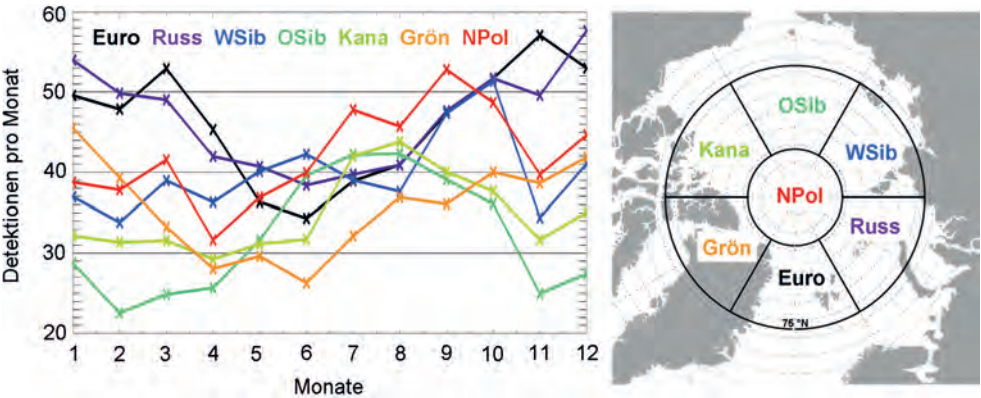


Abb. 4-2: Mittlerer Jahresgang der Zyklonendetektionen pro Monat in sieben gleichgroßen Regionen nördlich von 75 °N basierend auf den 6-stündlichen Reanalysen ERA-40 im Zeitraum 1958 bis 2001 und ERA-Interim im Zeitraum 2002 bis 2009. Aus HALLER (2010).

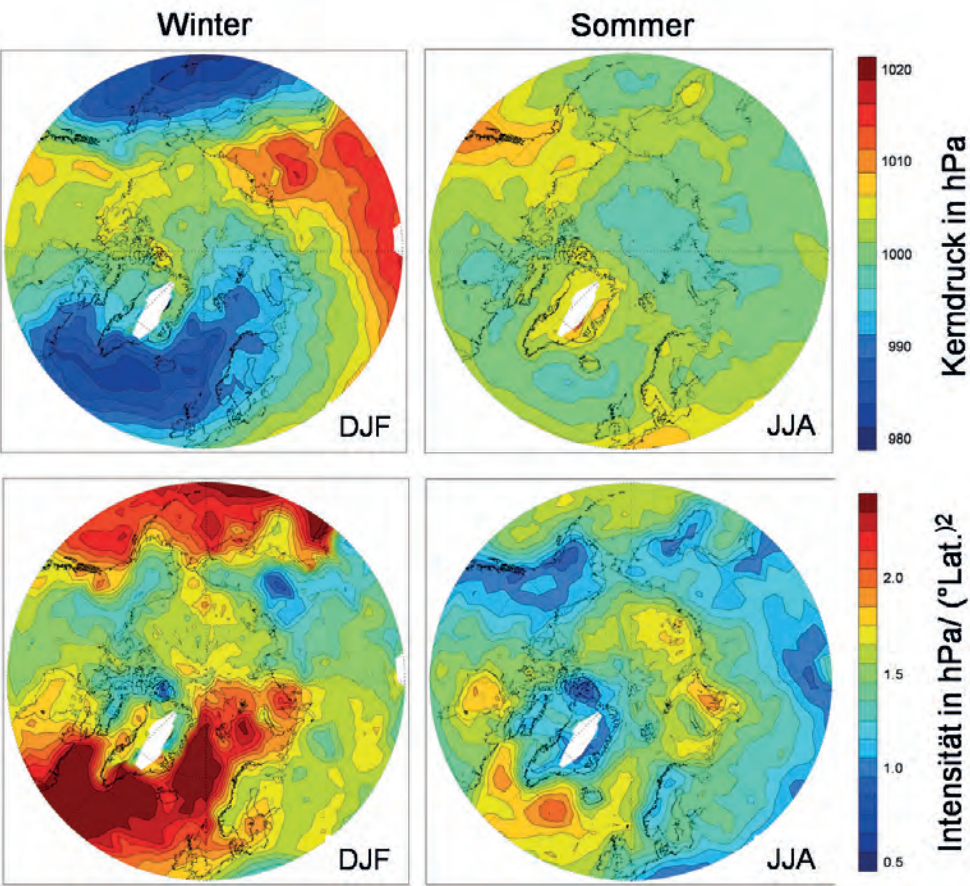


Abb. 4-3: Mittlerer Kerndruck p_z und mittlere Intensität $\nabla^2 p$ der Zyklonen nördlich von 50°N im Winter (DJF) und Sommer (JJA) im Zeitraum 1958 bis 2009. Aus HALLER (2010).

figkeit maximal über dem Nordatlantik, während über dem zentralen Arktischen Ozean nur wenige Zyklonen detektiert werden. Ganz anders sind die Bedingungen im Sommer. Über der zentralen Arktis befindet sich ein Maximum der Zyklonenhäufigkeit.

Diesen Befund zeigen auch die Untersuchungen von HALLER (2010) in Abbildung 4-2 für sieben verschiedene Regionen der Arktis nördlich von 75°N . In den beiden zum Nordatlantik ausgerichteten Regionen Euro und Russ ist die Detektionshäufigkeit im Winter maximal und im Sommer minimal, während die zum Pazifik ausgerichteten Regionen OSib und Kana einen entgegengesetzten Jahresgang aufweisen. Das Gebiet um den Nordpol liegt im Winter (November bis April) bezüglich der Detektionshäufigkeit zwischen diesen beiden konträren Gebieten, verzeichnet aber von Juli bis September die größte Zyklonenhäufigkeit über dem Arktischen Ozean. Zyklonen sind also im Sommer ein häufiges Phänomen in der Arktis. Die bevorzugten Gebiete für Zyklonogenese und Zyklonenvertiefung stimmen nach BRÜMMER et al. (2000) und AFFELD (2003) im Wesentlichen mit den Gebieten maximaler Zyklonendetektionen in Abbildung 4-1 überein. Interessanterweise gibt es im Sommer einen Gürtel maximaler Zyklonogenese in einem Küstenstreifen entlang des Arktischen Ozeans von Nordskandinavien über Nordsibirien bis zur Beringstraße. Dieses hängt mit der im Sommer großen Baroklinität zwischen dem Arktischen Ozean und den Landmassen zusammen.

Die Verteilung des mittleren Kerndrucks p_z und der mittleren Intensität $\nabla^2 p$ (proportional zur geostrophischen Vorticity) zeigt Abbildung 4-3. Im Winter sind die tiefsten und intensivsten Zyklonen über dem offenen Wasser des Nordatlantiks und Nordpazifiks zu finden. Im Sommer sind die Zyklonen im Mittel weniger tief und intensiv, aber die dann stärksten Zyklonen befinden sich über dem Arktischen Ozean, wobei besonders der sibirische Küstenbereich auffällt.

Nach AFFELD (2003) sind im Gebiet nördlich von 60°N im Mittel pro Termin sechs Detektionen zu finden. Die Lebensdauer arktischer Zyklonen reicht von 6 Stunden (nur eine Detektion) bis zum Extremfall von 20 Tagen, wobei die Häufigkeit mit zunehmender Lebensdauer nahezu exponentiell abnimmt (AFFELD 2003). Die

mittlere Lebensdauer beträgt etwa 1,5 Tage. Die zeitliche Entwicklung des Kerndrucks der Zyklonen zeigt eine systematischen Staffellung mit zunehmender Lebensdauer (Abbildung 4-4). Langlebige Zyklonen starten mit einem niedrigeren Anfangskerndruck als kurzlebige Zyklonen. Letztere vertiefen sich wenig oder gar nicht. Alle langlebigen Zyklonen mit einer Lebensdauer von > 2 Tagen zeigen im Mittel einen ähnlichen Lebenszyklus: Sie vertiefen sich im ersten Drittel ihrer Lebensdauer weiter und füllen sich dann über einen doppelt so langen Zeitraum auf. Trotz der

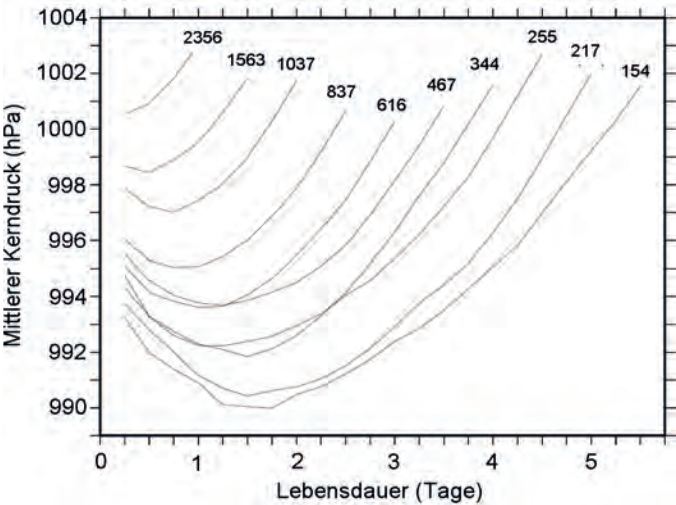


Abb. 4-4: Mittlerer zeitlicher Verlauf des Kerndrucks von Zyklonen mit unterschiedlicher Lebensdauer. Über den Graphen ist die Anzahl der Zyklonen angegeben, über die gemittelt wurde. Aus AFFELD (2003).

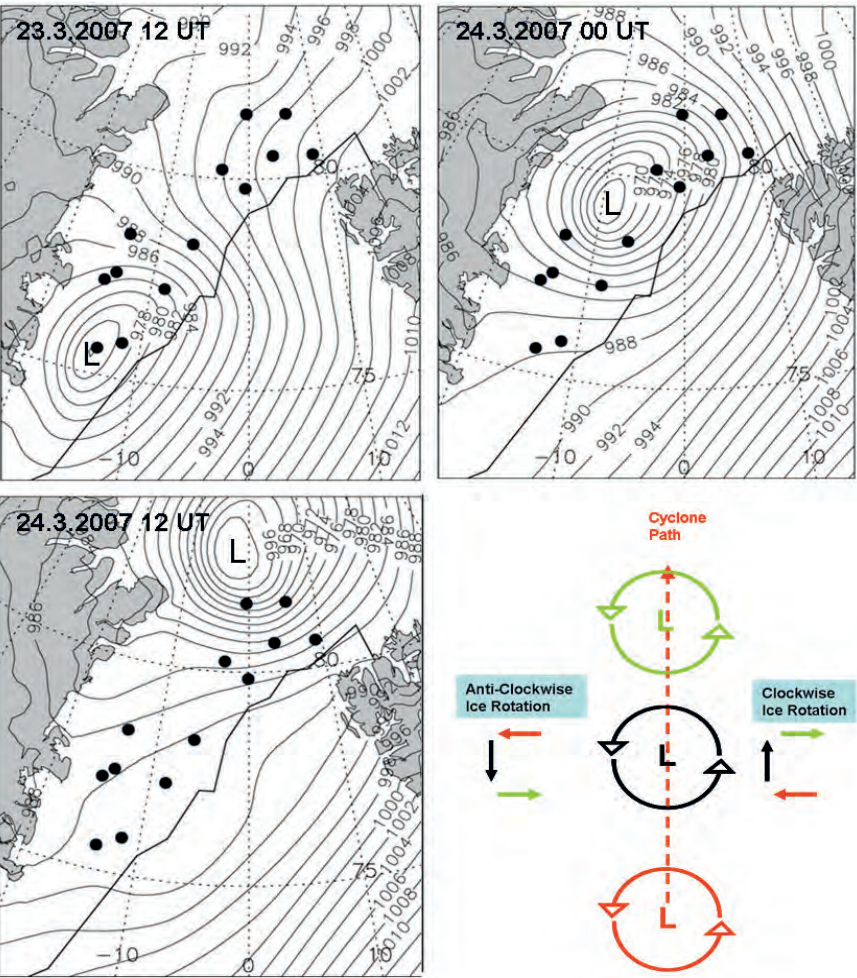


Abb. 4-5: Zugbahn der schnell ziehenden und sich vertiefenden Zyklone in der Framstraße am 23./24. März 2007. Die Punkte markieren die Positionen der 13 Eisbojen. Die Skizze unten rechts zeigt schematisch die Zyklonenzugbahn und die durch das sich verändernde Windfeld ausgelöste unterschiedliche Rotation des Eises im und entgegen dem Uhrzeigersinn auf der rechten bzw. linken Seite der Zugbahn. Nach LAMMERT et al. (2009).

Unterschiede bei Anfangskernndruck und anschließender Weiterentwicklung lösen sich interessanterweise alle Zyklonen im Mittel beim etwa gleichen Druckniveau auf.

3 Beobachtete Wirkungen von Zyklonen auf das Meereis

Die Wirkungen von Zyklonen auf das Meereis sind sowohl dynamischer als auch thermodynamischer Art. Dabei sind die dynamischen Wirkungen auf das Eis wohl die spektakulärsten. Die Eisdrift reagiert mit einer Zeitverzögerung von 1 bis 2 Stunden relativ rasch auf Windänderungen. Thermodynamische Wirkungen, die zu merklicher Eisbildung oder -schmelze führen, haben eine deutlich längere Zeitskala in der Größenordnung von Tag bis Tage. Wir beschränken uns in diesem Abschnitt auf Beispiele dynamischer Wirkungen.

Am 23./24. März 2007 zog eine sich vertiefende Zyklone sehr schnell (mit etwa 830 km/Tag) von Süd nach Nord über das Meereis in der Framstraße zwischen Spitzbergen und Grönland (Abbildung 4-5). Die Zugbahn der Zyklone verlief über ein Array von auf dem Meereis ausgelegten

Messbojen, mit denen stündlich unter anderem die Positionen gemessen wurden und daraus die Wirkung auf die Eisdrift bestimmt werden konnte. Die Trajektorien der Bojendrift in Abbildung 4-6 zeigen, dass die allgemein nach Südwesten gerichtete Eisdrift durch die Framstraße mit der Zyklone vermindert und zeitweise sogar nach Norden umgelenkt wird, was besonders gut an den im Norden der Framstraße liegenden Bojen 5, 7, 10 und 12 zu erkennen ist. Mit dem Zyklonendurchzug ist noch eine zweite Wirkung auf das Eis zu erkennen, nämlich die Auslösung von Trägheitsschwingungen. Eine Trägheitsschwingung ist eine im Uhrzeigersinn verlaufende Kreisbewegung mit einer in dieser Breite etwa 12 Stunden dauernden Periode. Diese Schwingungen sind besonders deutlich an den weiter im Süden der Framstraße liegenden Bojen 4, 6 und 9 zu erkennen, wo die mittlere Hintergrundeisdrift größer ist als im Norden der Framstraße und die Bojentrjektorien daher zu Zykloidenschleifen auseinandergezogen sind. Die ausgelöste Trägheitsschwingung ist in diesem Zyklonenfall besonders groß, weil eine resonante Anregung vorliegt, das heißt dass mit dem durchziehenden Tief sich die Windrichtung so ändert wie die Driftrichtung in der Zeitfolge der Trägheitsschwingung. Diese Bedingungen herrschen nur auf der rechten

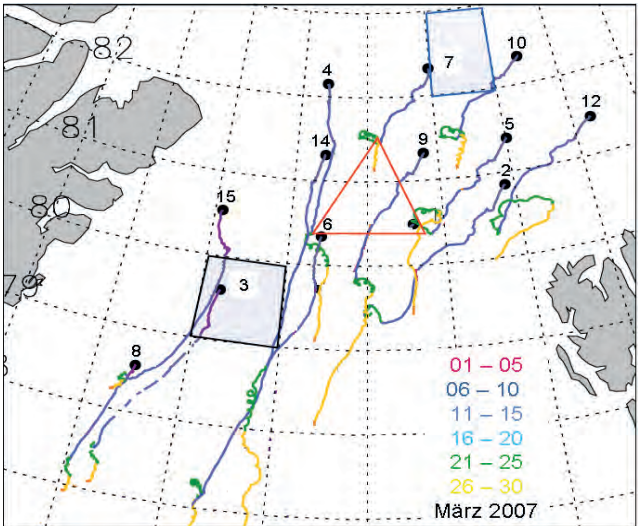


Abb. 4-6: Trajektorien der Eisbojen im März 2007. Die Zyklone zog am 23./24. März 2007 durch die Framstraße und löste Trägheitsschwingungen aus, die an den Zykloidenschleifen zu erkennen sind. Für das rot markierte Bojendreieck 4-5-7 und die beiden blau und schwarz markierten Kästen sind in Abb.4-7 Zeitreihen der Divergenz bzw. der Eiskonzentration dargestellt. Nach LAMMERT et al. (2009).

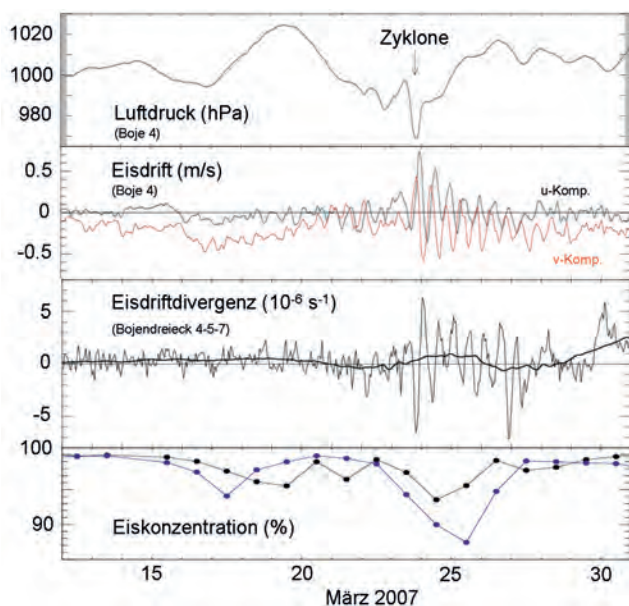


Abb. 4-7: Zeitreihen des Luftdrucks und der zonalen (u) und meridionalen (v) Eisdriftkomponenten gemessen an der Boje 4 sowie der Divergenz der Eisdrift im Bojendreieck 4-5-7 und der Eiskonzentration in zwei (blau, schwarz) Flächen. Zur Lage der Bojen und Flächen siehe Abb. 4-6. Nach LAMMERT et al. (2009).

Seite der Zyklonenzugbahn vor (siehe Skizze in Abbildung 4-5). Die von der Zyklone ausgelöste Trägheitsschwingung dauerte 3 bis 4 Tage an und sorgte für periodische Änderungen der Eisdriftdivergenz (Abbildung 4-7). Der integrale Effekt der Zyklonenpassage und anschließenden Trägheitsschwingung ist eine Divergenz des Eisdriftfeldes und eine Abnahme der Eiskonzentration bis zu 10 %.

Eine ähnlich integrale Änderung der Divergenz bei Zyklonenpassagen ermitteln HALLER et al. (2014) aus Bojendriftmessungen in der zentralen Arktis zwischen 85 und 90 °N. Abbildung 4-8 zeigt den gemittelten zeitlichen Ablauf der Vorticity und Divergenz der Eisdrift im Zeitraum von -9 Stunden vor bis +9 Stunden nach der Zyklonenpassage für zehn verschieden große Dreiecke in einem Bojenarray. Gemittelt wurde je nach Lage des Dreiecks über 18 bis 39 Zyklonenpassagen. Danach beginnt die Wirkung auf das Meereis mit einer Abnahme der Divergenz oder sogar Konvergenz vor der Zyklonenpassage (Zeitpunkt der maximalen Vorticity), während die maximale Divergenz mehrere Stunden nach der Passage eintritt.

Besonders große differentielle Windantriebe auf das Meereis treten auf kleiner Raumskala in

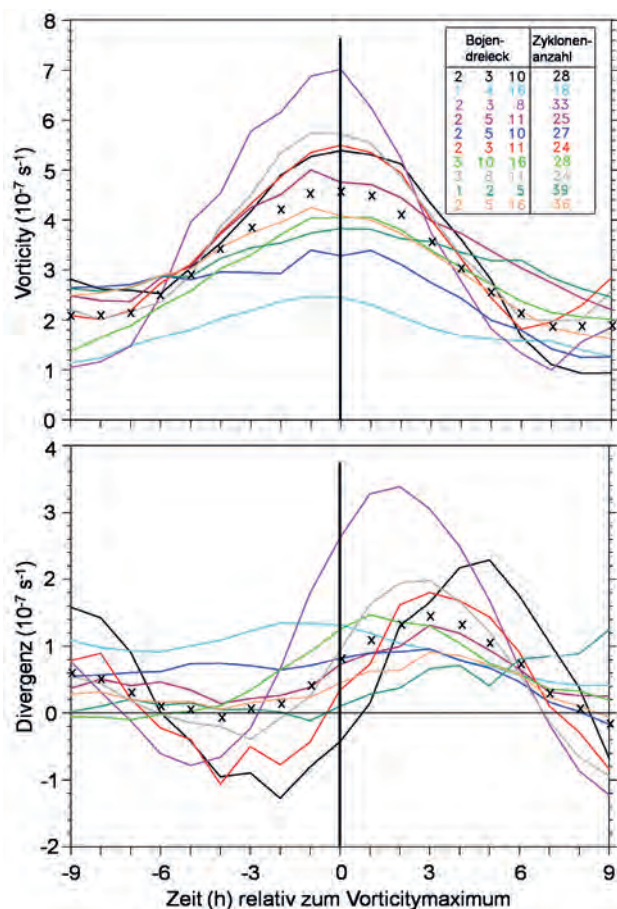


Abb. 4-8: Gemittelter zeitlicher Verlauf der Vorticity und Divergenz der Eisdrift in 10 Bojendreiecken beim Durch- und Vorbeizug arktischer Zyklonen während des DAMOCLES Experimentes 2007 in der zentralen Arktis. In der Tabelle sind die 10 Bojendreiecke und die Anzahl der in die Mittelung eingehenden Zyklonen angegeben. Die Kreuze stellen das Gesamtmittel über alle Dreiecke und Zyklonen dar. Nach HALLER et al. (2014).

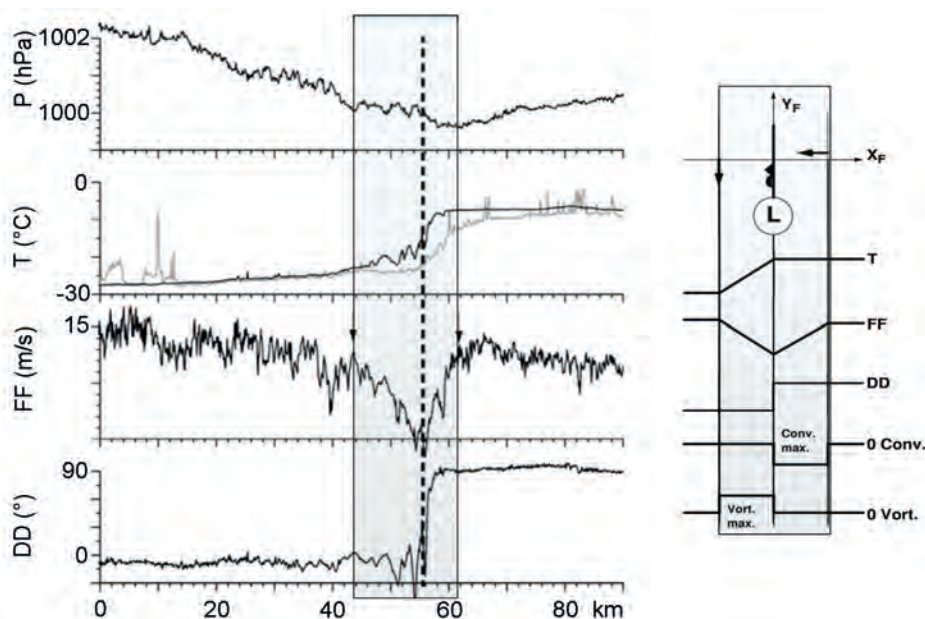


Abb. 4-9: Luftdruck p , Lufttemperatur T , Oberflächentemperatur (grau), Windgeschwindigkeit FF und Windrichtung DD gemessen mit dem Forschungsflugzeug Falcon in 30 m Höhe beim Durchqueren einer Front am 7. März 2002 über dem Meereis nordwestlich von Spitzbergen. Die rechte Skizze zeigt die Positionen der maximalen Konvergenz und Vorticity innerhalb der eingerahmten Frontzone an. Nach BRÜMMER et al. (2005).

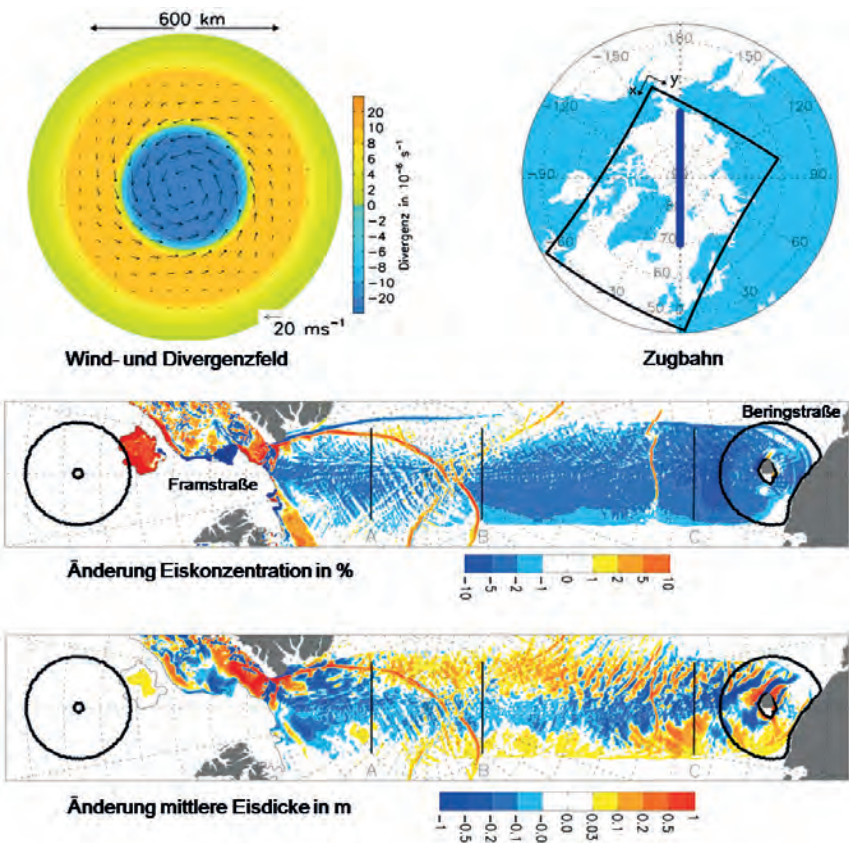


Abb. 4-10: Wind- und Divergenzfeld der idealisierten Zyklone (oben links) und die Lage ihrer 12,5 Tage dauernden Zugbahn von der Framstraße bis zur Beringstraße (oben rechts) sowie die Änderung der Eiskonzentration (Mitte) und Änderung der Eisdicke (unten) entlang der Zyklonenzugbahn. Aus KRIEGSMANN (2011).

Fronten auf. Ein Beispiel aus Flugzeugmessungen in 30 m Höhe beim Durchqueren einer Front über dem Meereis in

der Framstraße zeigt Abbildung 4-9. Innerhalb der nur 18 km breiten Frontzone ändert sich die Lufttemperatur um 20 K, dreht der Wind um 90°, wobei er im Zentrum der Frontzone minimal ist und an den davon nur 9 km entfernten Rändern Geschwindigkeiten bis 15 m/s hat. Die Konsequenzen für das Konvergenz- und Vorticityfeld sind im rechten Teil der Abbildung 4-9 skizziert, konnten aber im diesem Fall nicht durch Bojenmessungen belegt werden. Auch aus Satellitenmessungen der Eisdrift ist es nicht möglich, die kleinen Zeit- und Raumskalen solcher mesoskaliger Frontphänomene aufzulösen.

4 Modellgestützte Untersuchungen zu Wirkungen von Zyklonen auf das Meereis

In Ergänzung zu Beobachtungen können Modellexperimente die Wirkung von Zyklonen auf das Meereis auf systematische Weise untersuchen. In diesem Abschnitt werden dazu einige Beispiele angeführt.

KRIEGSMANN (2011) untersucht mit einem gekoppelten Eis-Ozean-Modell die Wirkung einer vorgegebenen idealisierten Zyklone (Abbildung 4-10). Der rotationssymmetrische Wind ist im Zentrum Null, nimmt nach außen zu

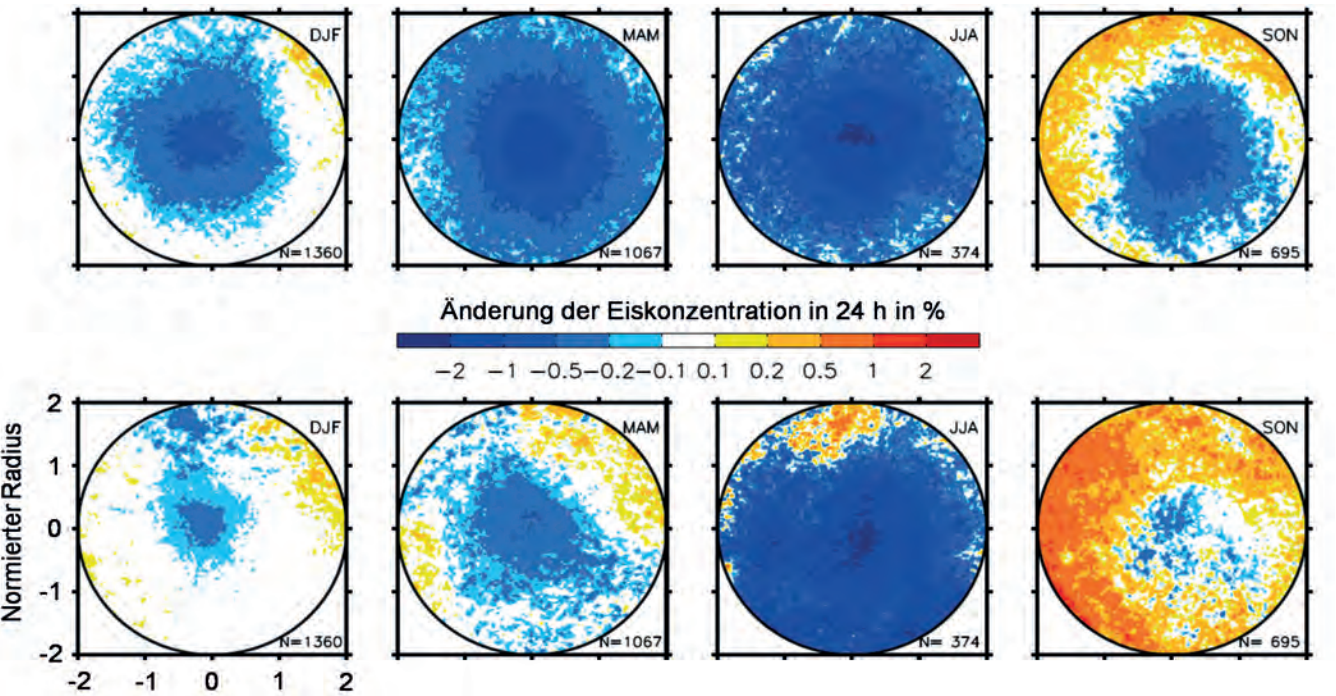


Abb. 4-11: Mittlere Änderung der Eiskonzentration innerhalb von 24 Stunden nach der Zyklonenpassage im Winter (DJF), Frühling (MAM), Sommer (JJA) und Herbst (SON) aus Modellrechnungen (obere Reihe) und täglichen Satellitenmessungen (untere Reihe). Die Anzahl N der Zyklonenpassagen im Zeitraum 2006-2008, über die gemittelt wurde, ist in jeden Kästchen unten rechts angegeben. Zur Mittelung wurde der Zyklonenradius mit 1 normiert. Aus KRIEGSMANN und BRÜMMER (2014).

Tab. 4-1: Modellierte Abnahme der Meereiskonzentration beim Durchzug einer Zyklone in Abhängigkeit von der Druckdifferenz zwischen der Umgebung und dem Zyklonenkern (oben), von der Zuggeschwindigkeit der Zyklone (Mitte) sowie von der initialen Eisdicke und der initialen Eiskonzentration (unten). Aus KRIEGSMANN (2011).

Druckdifferenz Umgebung - Kern	Durchschnittliche Abnahme der Eiskonzentration	Maximale Abnahme der Eiskonzentration
4 hPa	0,1 %	1,8 %
6 hPa	0,4 %	3,3 %
8 hPa	0,8 %	4,2 %
10 hPa	1,1 %	4,4 %

Zuggeschwindigkeit der Zyklone	Durchschnittliche Abnahme der Eiskonzentration	Maximale Abnahme der Eiskonzentration
340 km/Tag	1,1 %	4,4 %
480 km/Tag	0,7 %	3,7 %
960 km/Tag	0,4 %	3,4 %

Zuggeschwindigkeit der Zyklone	Initiale Eiskonzentration 90 %	Initiale Eiskonzentration 98 %	Initiale Eiskonzentration 99,5 %	Initiale Eiskonzentration 100 %
Initiale Eisdicke 0,5 m	--	3,2 %	3,9 %	4,0 %
Initiale Eisdicke 1 m	1,4 %	3,3 %	3,8 %	4,0 %
Initiale Eisdicke 2 m	1,6 %	3,3 %	3,7 %	3,8 %

und verschwindet zum Rand hin. Die vorgeschriebene Zugbahn führt quer über den Arktischen Ozean von der Framstraße bis zur Beringstraße innerhalb von 12,5 Tagen. Die vorgegebenen Anfangseisbedingungen entsprechen denen des 1. Januar 2006. Zu jedem Simulationslauf mit der vorgegebenen Zyklone gehört ein Referenzlauf ohne Zyklone. Die durch die Zyklone verursachte Änderung ergibt sich durch die Differenz. Die Folgen der Zyklone sind eine Schneise verringerter Eiskonzentration und geringerer Eisdicke im zentralen Bereich der Zugbahn sowie eine höhere Eisdicke im Randbereich. Die Zyklonenwirkung gleicht der eines Eisbrechers. Die quantitativen Änderungen der Meereiskonzentration hängen von den Zykloneneigenschaften (Druckgradient, Zuggeschwindigkeit) und

den Anfangseisbedingungen (Konzentration, Dicke) ab (Tabelle 4-1). Die systematischen Modellexperimente zeigen, dass die Eiskonzentrationsabnahme umso größer ist, je stärker die Zyklone ist, gemessen an der Druckdifferenz zwischen Kern und Umgebung. Die Eiskonzentrationsabnahme ist auch umso größer, je langsamer die Zyklone zieht und je länger damit ihre Einwirkdauer ist. Bei glei-

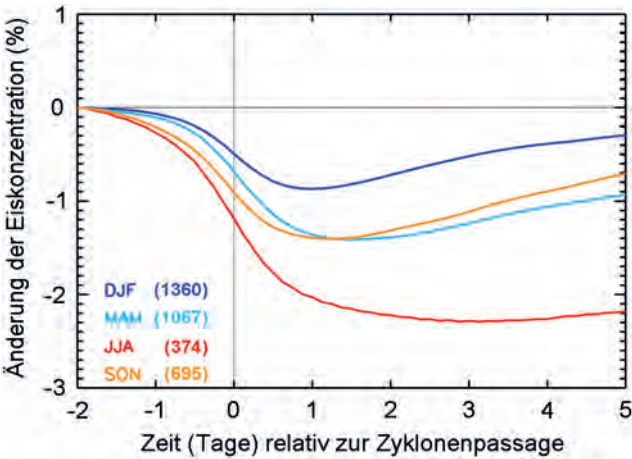


Abb. 4-12: Mittlere Änderung der Eiskonzentration im Gebiet der zum Zeitpunkt t = 0 detektierten Zyklone im Zeitfenster von -2 Tagen vor bis +5 Tagen nach der Zyklonenpassage getrennt nach Jahreszeit. Die Ergebnisse basieren auf Rechnungen mit einem gekoppelten Eis-Ozean-Modell mit realem atmosphärischem Antrieb aus ERA-Interim-Reanalysen für den zentralen Arktischen Ozean im Zeitraum 2006-2008. In Klammern die Anzahl der Zyklonenpassagen, über die gemittelt wurde. Aus KRIEGSMANN und BRÜMMER (2014).

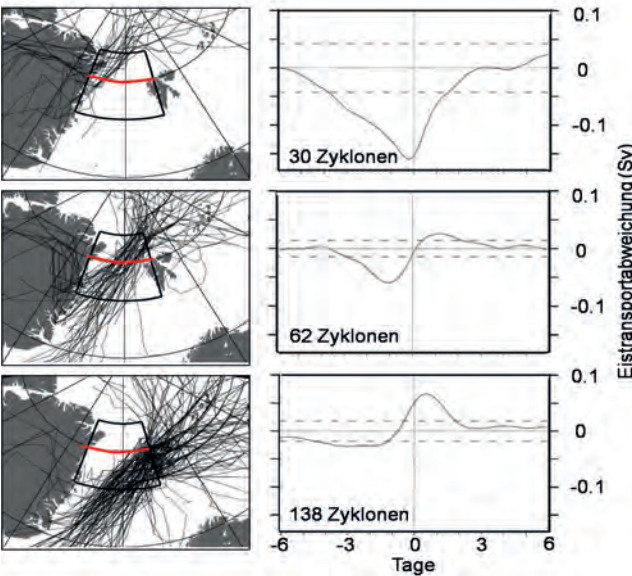


Abb. 4-13: Drei Klassen von Südwest nach Nordost gerichteten Zyklonenzugbahnen durch die Framstraße (linke Seite) und die dazu gehörige mittlere Abweichung des Eistransportes (rechte Seite) bei 80 °N (rote Linie) im Zeitfenster von -6 Tagen vor bis +6 Tagen nach dem Zeitpunkt, zu dem sich die jeweilige Zyklone in der Mitte des Zugbahnabschnittes im markierten Framstraßenrahmen befindet. Die Eistransportabweichung bezieht sich auf den 20-tägigen Mittelwert um die jeweilige Zyklonenpassage. Positive (negative) Werte bedeuten eine nach Süden (Norden) gerichtete Abweichung. Die gestrichelte Linie gibt die Streuung gemittelt über alle Zyklonen und alle Termine im 12-Tage-Zeitfenster an. Nach AFFELD (2003).

Tab. 4-2: Eistransport (in 10^{-4} Sv, wobei 1 Sv (Sverdrup)= 10^6 m³/s) durch die Framstraße abhängig von der Zyklonenposition. In Klammern Anzahl der Detektionen. Aus AFFELD (2003).

	20°W-14°W	14°W-8°W	8°W-2,5°W	2,5°W-3°O	3°O-9°O	9°O-15°O
82,4°N	-388 (28)	-201 (14)	305 (44)	435 (50)	692 (65)	937 (96)
81,3°N	-230 (24)	-58 (25)	214 (60)	611 (78)	701 (71)	1021 (110)
80,2°N	-424 (14)	-233 (34)	224 (102)	751 (120)	1021 (145)	1171 (105)
79,1°N	-166 (27)	95 (78)	495 (90)	752 (158)	1155 (275)	1589 (151)
77,9°N	-274 (78)	227 (110)	723 (108)	1125 (129)	1475 (321)	1773 (186)
76,8°N	-124 (56)	436 (118)	863 (161)	1394 (112)	1466 (232)	1602 (181)
75,7°N	97 (50)	267 (109)	1038 (147)	1254 (119)	1611 (220)	1501 (154)
74,6°N	84 (55)	604 (114)	1044 (155)	1359 (95)	1454 (218)	1505 (166)

cher Eisdicke ist die Eiskonzentrationsabnahme größer, wenn die anfängliche Eiskonzentration höher ist. Die Bedeutung der Eisdicke für die Eiskonzentrationsabnahme ist nicht einheitlich. Bei anfänglich hoher Eiskonzentration nimmt die Eiskonzentration bei dickem Eis weniger ab als bei dünnem Eis, bei geringerer Eiskonzentration ist es umgekehrt.

Mit demselben Eis-Ozean-Modell, aber realem dynamischen und thermodynamischen Antrieb aus der operationellen EZMW-Analyse untersuchen KRIEGSMANN und BRÜMMER (2014) unter anderem die jahreszeitlichen Unterschiede der Wirkung von Zyklonen über dem Arktischen Ozean im Zeitraum 2006-2008. Um küstenbedingte Einflüsse auf das Meereis auszuschließen, berücksichtigen sie nur Zyklonen in einem Abstand von mehr als 300 km von Küsten oder Inseln. Insgesamt gehen 3496 Detektionen, die zu 692 Zugbahnen gehören, in die Untersuchungen ein. Betrachtet wird für jede Detektion eine Fläche mit dem doppelten Zyklonenradius um das Zentrum. Für die festgehaltene Fläche wird die Eiskonzentration vor und nach dem Durchzug der Zyklone bestimmt. Abbildung 4-11 zeigt die Änderung der Eiskonzentration 24 Stunden nach der Detektion sowohl aus den Modellrechnungen als auch zum Vergleich aus Satellitenmessungen. Zu allen Jahreszeiten nimmt im Zentrum die Eiskonzentration ab. Die Abnahme ist am stärksten und ausgedehntesten im Sommer, dagegen im Herbst und Winter am geringsten. Besonders im Herbst wird die zyklonenbedingte Eiskonzentrationsabnahme durch das generelle Eiswachstum überlagert.

Die Änderung der Eiskonzentration über einen längeren Zeitraum von -2 Tagen vor bis + 5 Tagen nach der Detektion, wiederum gemittelt über das doppelte Radiusgebiet, zeigt ebenfalls klare jahreszeitliche Unterschiede (Abbildung 4-12). Die zyklonenbe-

dingte Eiskonzentrationsabnahme bleibt im Winter im Mittel unter 1 % und ist nach 5 Tagen schon fast wieder durch Neueisbildung kompensiert. Im Sommer erreicht die Eiskonzentrationsabnahme mehr als 2 % und verharrt auf diesem Niveau, weil keine Gefrierprozesse wirken können. Das arktische Meereis ist also besonders im Sommer durch Zyklonen „verletzbar“. Dieser Aspekt wird im Abschnitt 5 noch einmal aufgegriffen.

Die beiden dominierenden Driftsysteme des Arktischen Ozeans, der antizyklonal drehende Beaufortwirbel und die zyklonal ausgerichtete Transpolardrift, sorgen dafür, dass im langjährigen Jahresmittel etwa 2900 km³/Jahr Eis durch die Framstraße südwärts driften. Das entspricht etwa dem 120-fachen Wassertransport des Flusses Elbe. Der Eisexport durch die Framstraße unterliegt großen Schwankungen von Jahr zu Jahr und wird auch von Zyklonen stark modifiziert. AFFELD (2003) hat die mit einem gekoppelten Eis-Ozean-Modell unter realem atmosphärischen Antrieb aus EZMW-Analysen im Zeitraum 1979-2000 berechnete

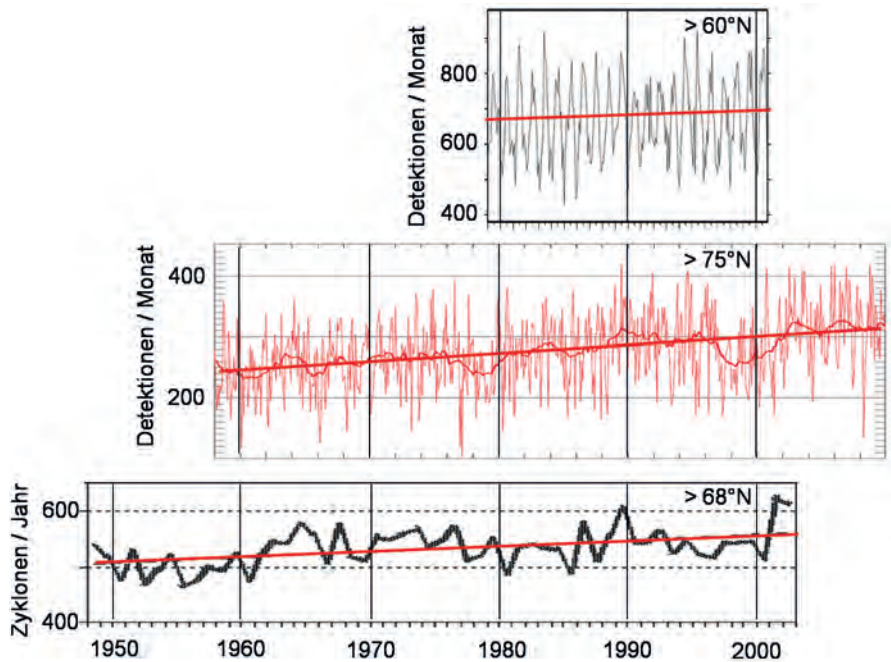


Abb. 4-14: Zeitreihen der Zyklonenhäufigkeit in der Arktis analysiert von verschiedenen Autoren: Oben: aus AFFELD (2003), Mitte: aus HALLER (2011), unten: aus SEPP und JAAGUS (2011).

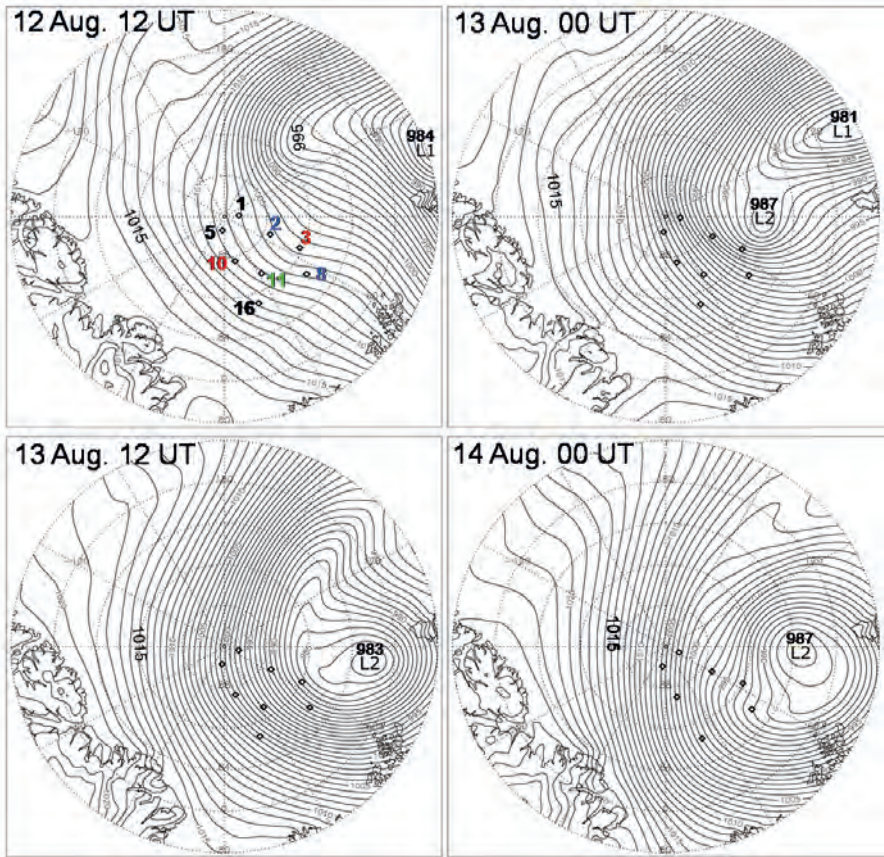


Abb. 4-15: Bodendruckfelder (Isobarenabstand 1 hPa) der starken Sommerzyklone L2 vom 12.-14. August 2007. Das Starkwindfeld überdeckt die gesamte östliche Hälfte des Arktischen Ozeans. Die Punkte markieren die Positionen von 8 Eisbojen, deren Driftgeschwindigkeitszeitreihen in Abb. 4-16 dargestellt sind. Aus HALLER et al. (2014).

Eisdrift durch die Framstraße, gemessen bei 80°N, nach verschiedenen Zyklonenzugbahnen sortiert (Abbildung 4-13). Zyklonen, die weit im Südosten durch das markierte Framstraßengebiet ziehen, erhöhen den Eisexport, diejenigen, die im Nordwesten durchziehen, sorgen sogar für einen Eistransport nach Norden (ähnlich wie im Beobachtungsbeispiel der Bojentrjektorien in Abbildung 4-6 gezeigt). In Tabelle 4-2 ist der Eistransport über 80°N hinweg, unterschieden nach der Detektionsposition der Zyklone innerhalb des Framstraßengebietes, aufgelistet. Danach gibt es eine systematische Abhängigkeit des Eistransportes mit der Detektionsposition entlang der Nordwest-Südost-Richtung. Das Gesamtmittel des Eisexportes im Modell beträgt 0,092 Sv (1 Sverdrup (Sv) = 10⁶ m³/s), entsprechend 2900 km³/Jahr. Die Bandbreite des Zykloneneinflusses auf den Eistransport reicht von 0,1773 Sv (+93 %) für Zyklonen im Südosten bis zu -0,0388 Sv (-146 %) für Zyklonen im Nordwesten. Zyklonen, die im Südosten entlang ziehen, sind allerdings deutlich häufiger als jene im Nordwesten. Gewichtet mit der jeweiligen Häufigkeitsposition von Zyklonen in der Framstraße beträgt der integrale Transport 0,0993 Sv (+ 7,9 %).

5 Trends der Zyklonenhäufigkeit

Langzeituntersuchungen der Zyklonenhäufigkeit in der Arktis zeigen überwiegend einen positiven Trend in der

Größenordnung von 2 bis 6 % pro Dekade (Abbildung 4-14). Dabei ist unklar, ob eventuell verbesserte Beobachtungsdaten dazu beigetragen haben. Die obige Formulierung „überwiegend“ wurde gewählt, weil es in der Literatur unterschiedliche, oft auch schwer miteinander vergleichbare Ergebnisse zu Trenduntersuchungen gibt (zum Beispiel AKPEROV et al. 2018). Sie unterscheiden sich bezüglich der zugrunde gelegten Daten (Analysen, Reanalysen oder regionale Klimamodelle), der Länge des Untersuchungszeitraums, der Methode der Zyklondetektion (zum Beispiel im Bodendruck- oder Vorticityfeld), der Zyklonenzählweise (alle oder nur starke Zyklonen), der betrachteten Region (zum Beispiel südliche Begrenzung der Arktis) oder der Jahreszeitraums (gesamtes Jahr oder einzelne Jahreszeiten).

Welche Folgen eine höhere Zyklonenaktivität für das arktische Meereis hat, ist nicht eindeutig geklärt. Man muss zwischen dynamischen und thermodynamischen Effekten von Zyklonen sowie zwischen Sommer und Winter

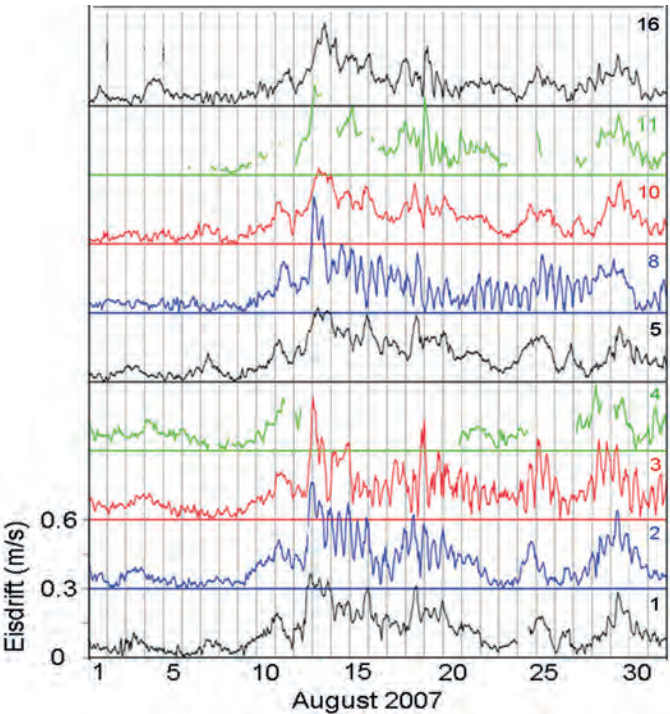


Abb. 4-16: Driftgeschwindigkeit von 8 Eisbojen (versetzte Skala: horizontale Geraden markieren die jeweilige 0 m/s-Linie) in der zentralen Arktis (siehe Abbildung 4-15) im August 2007. Die Eisdrift erhöht sich schlagartig mit der Sommerzyklone vom 12.-14. August. Einige Bojen zeigen anschließend periodische Gezeitenschwingungen. Das höhere Niveau der Driftgeschwindigkeit bleibt über Wochen bestehen. Aus HALLER et al. (2014).

unterscheiden. Dynamisch bedingte Öffnungen im Meer eis sind im Winter die Orte mit den größten Wärmeflüssen vom Ozean in die Atmosphäre. Die Öffnungen überfrieren wieder und bei der Eisbildung wird Salz ausgeschieden und an den Ozean abgegeben. Im Sommer findet kein Überfrieren der Öffnungen statt, so dass die kurzwellige Strahlung in der oberen Ozeanschicht absorbiert wird und die Eisschmelze fördert (PEROVICH et al. 2008). Andererseits sind Zyklonen aber auch mit einer höheren Wolkenbedeckung verbunden. Die Wolken verringern im Winter die negative Strahlungsbilanz an der Oberfläche wegen der höheren langwelligen Einstrahlung. Im Sommer verringern Wolken die positive Strahlungsbilanz wegen der verringerten kurzwelligen Einstrahlung (CURRY et al. 1993, INTIERI et al. 2002, STRAMLER et al. 2011). Dynamisch bedingte und strahlungsbedingte Einflüsse von Zyklonen auf das Meereis können also gegenläufig sein.

SCREEN et al. (2011) untersuchen den Zusammenhang zwischen der Meereisausdehnung am Ende des arktischen Sommers und der Zyklonenaktivität im vorangegangenen Frühjahr und Sommer. Sie finden, dass weniger Zyklonen mit einer geringeren Meereisausdehnung korrelieren und begründen das unter anderem mit der damit verbundenen geringeren Wolkenbedeckung. Die Nettowirkung von Zyklonen ist wegen der gegensätzlichen dynamischen und thermodynamischen Einflüsse unklar und weiterhin Forschungsgegenstand.

Aktuelle Forschungen zeigen, dass es wohl weniger auf die Gesamtzahl von Zyklonen ankommt als vielmehr auf die Anzahl der besonders starken Zyklonen. So werden zum Beispiel die beiden bisher geringsten Eisausdehnungen im Arktischen Ozean im Sommer 2007 und 2012 (absolutes Minimum) mit dem Auftreten extrem starker Sommerzyklonen in Verbindung gebracht (zum Beispiel SIMMONDS und RUDEVA 2012, PARKINSON und COMISO 2013). Abbildung 4-15 zeigt als Beispiel die starke Zyklone vom 13. August 2007 und ihre lang anhaltenden Folgen. Die wochenlangen Schwingungen in der Eisdrift sind keine Trägheitsschwingungen sondern die Gezeitschwingungen des Ozeans, die wegen der durch die Zyklone aufgebrochenen Eisdecke auf die Eisdrift durchschlagen und die Eisdecke periodisch öffnen und schließen, wobei das „Schließen“ nie wieder exakt zum Anfangszustand zurückführt. Erst seit Kurzem wird damit begonnen, auch Gezeiten in den gekoppelten Ozean-Eis-Atmosphäre-Modellen zu berücksichtigen.

Abschließend sei erwähnt, dass Tendenzen in der arktischen Eisbedeckung auch von Änderungen in der großräumigen atmosphärischen Zirkulation (zum Beispiel Nordatlantische Oszillation oder Arktische Oszillation) und von veränderten ozeanischen Bedingungen abhängen, wie zum Beispiel dem Einströmen warmen atlantischen Wassers durch die Framstraße und die Barentssee in den Arktischen Ozean. Die oberste 20 bis 50 m dicke Schicht des Arktischen Ozeans ist kalt und relativ salzarm, darunter schichtet sich das einströmende wärmere und salzigere Atlantik-

wasser ein. Wenn zum Beispiel durch Zyklonenwirkung größere eisfreie Flächen entstehen, kann durch Wind und Wellen die Vermischung im Ozean so groß werden und so weit hinab reichen, dass warmes Atlantikwasser nach oben gelangt und die Eisschmelze im Sommer oder eine geringere Eisbildung im Winter befördert (zum Beispiel CARMACK und MELLING 2011).

Literatur

- AKPEROV, M., RINKE, A., MOKHOV, I., MATHES, H., SEMENOV, V., ADAKUDLU, M., CASSANO, J., CHRISTENSEN, J., DEMBITSKAYA, M., DETHLOFF, K., FETTWEIS, X., GLISAN, J., GUTJAHR, O., HEINEMANN, G., KOENIGK, T., KOLDENOV, N., LAPRISE, R., MOTTRAM, R., NIKIEMA, O., SCINOCCHA, J., SEIN, D., SOBOLOWSKI, S., WINGER, K., ZHANG, W., 2018: Cyclone activity in the Arctic from an ensemble of regional climate models (Arctic CORDEX). *J. Geophys. Res. Atmospheres* **123**, <https://doi.org/10.1002/2017JD027703>.
- AFFELD, B., 2003: Zyklonen in der Arktis und ihre Bedeutung für den Eistransport durch die Framstraße. *Ph.D. Thesis, Universität Hamburg*, 124 S., <http://ediss.sub.uni-hamburg.de/volltexte/2003/1009>.
- BRÜMMER, B., 2018: Atmosphärische Bedingungen und Energiehaushalt der Arktis im Jahresgang. *Beitrag 1 in diesem PROMET-Heft*.
- BRÜMMER, B., THIEMANN, S., KIRCHGÄßNER, A., 2000: A cyclone statistics for the Arctic based on European Centre re-analysis data. *Met. Atm. Phys.* **75**, 233-250.
- BRÜMMER, B., MÜLLER, G., SCHRÖDER, D., 2005: In situ observations in cyclones over Fram Strait. *Meteorol. Zeitschr.* **14**, 721-734.
- CARMACK, E., MELLING, H., 2011: Warmth from the depth. *Nature Geosci.* **4**, January 2011, 7-8.
- CHUNG, C., CHA, H., VIHMA, T., RÄISÄNEN, P., 2013: Evaluation of the warming structure of the Arctic. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* **13**, 21927-21959.
- CURRY, J., SCHRAMM, J., EBERT, E., 1993: Impact of clouds on the surface radiation balance of the Arctic Ocean. *Met. Atm. Phys.* **51**, 197-217.
- HALLER, M., 2011: Arktische Zyklonen und Meereisdrift während der DAMOCLES-Bojenexperimente 2007-2010. *Ph.D. Thesis, Universität Hamburg*, 201 S., <http://ediss.sub.uni-hamburg.de/volltexte/2011/5283>.
- HALLER, M., BRÜMMER, B., MÜLLER, G., 2014: Atmosphere-ice forcing in the transpolar drift stream: results from the DAMOCLES ice-buoy campaigns 2007-2009. *The Cryosphere* **8**, 275-288.
- INTRIERI, J.M., FAIRALL, C.W., SHUPE, M.D., PERS-SON, P.O.G., ANDREAS, E.L., GUEST, P.S., MORITZ, R.E., 2002: An annual cycle of Arctic surface cloud forcing at SHEBA. *J. Geophys. Res. Oceans* **107**, 8039, [doi:10.1029/2000JC000439](https://doi.org/10.1029/2000JC000439).
- KRIEGSMANN, A., 2011: Einfluss von Zyklonen auf das Meereis in der zentralen Arktis: Modellstudien und Be-

- obachtungen. *Ph.D. Thesis, Universität Hamburg*, 164 S., <http://ediss.sub.uni-hamburg.de/volltexte/2011/5257>.
- KRIEGSMANN, A., BRÜMMER, B., 2014: Cyclone impact on sea ice in the central Arctic Ocean: a statistical study. *The Cryosphere* **8**, 303-317.
- LAMMERT, A., BRÜMMER, B., KALESCHKE, L., 2009: Observation of cyclone-induced inertial sea-ice oscillations in Fram Strait. *Geophys. Res. Lett.* **36**, L10503, doi:10.1029/2009GL037197.
- MURRAY, R.J., SIMMONDS, I., 1991: A numerical scheme for tracking cyclone centers from digital data. Part I: development and operation of the scheme. *Aust. Met. Mag.* **39**, 155-166.
- PARKINSON, C.L., COMISO, J.C., 2013: On the 2012 record low sea ice cover: Combined impact of preconditioning and an August storm. *Geophys. Res. Lett.* **40**, 1356-1361.
- PEROVICH, D.K., RICHTER-MENGE, J.A., JONES, K.F., LIGHT, B., 2008: Sunlight, water and ice: Extreme Arctic sea ice melt during the summer of 2007. *Geophys. Res. Lett.* **35**, L11501.
- SCREEN, J.A., SIMMONDS, I., KEAY, K., 2011: Dramatic interannual changes of perannual Arctic sea ice linked to abnormal summer storm activity. *J. Geophys. Res.* **116**, D15105.
- SEPP, M., JAAGUS, J., 2011: Changes in the activity and tracks of Arctic cyclones. *Climate Change* **105**, 577-595.
- SERREZE, M.C. und BARRETT, A.P., 2008: The summer cyclone maximum over the Central Arctic Ocean. *J. Climate* **21**, 1048-1065.
- SIMMONDS, I., RUDEVA, I., 2012: The great Arctic cyclone of August 2012. *Geophys. Res. Lett.* **39**, L23709, doi:10.1029/2012GL054259.
- STRAMLER, K., DEL GENIO, A., ROSSOW, W., 2011: Synoptically driven Arctic winter states. *J. Climate* **24**, 1747-1762.
- PROF. DR. BURGHARD BRÜMMER
Universität Hamburg
Meteorologisches Institut
Bundesstraße 55
20148 Hamburg
burghard.bruemmer@uni-hamburg.de

M. GRYSCHKA

5 Polare Kaltluftausbrüche

Polar cold air outbreaks

Zusammenfassung

Polare Kaltluftausbrüche sind ein häufig und großräumig auftretendes Phänomen, bei welchem viel Wärme vom Ozean in die Atmosphäre umgesetzt wird. Daher ist ein gutes Verständnis dieses Phänomens mit all seinen Begleitphänomenen (zum Beispiel organisierte Konvektion, Polartiefs, Baroklinität) für die Modellierung des Wetters beziehungsweise Klimas sehr wichtig. Auch wenn zahlreiche experimentelle und numerische Studien in den letzten Jahrzehnten zu einem besseren Verständnis beigetragen haben, sind Kaltluftausbrüche nach wie vor Gegenstand der aktuellen Forschung.

Summary

Polar cold air outbreaks are a common and large-scale phenomenon in which a huge amount of heat is transferred from the ocean to the atmosphere. Therefore, a good understanding of this phenomenon with all its accompanying phenomena (e.g., organized convection, polar lows, baroclinicity) is very important for the modeling of weather or climate. Although numerous experimental and numerical studies have contributed to better understanding in recent decades, cold air outbreaks are still the subject of current research.

1 Einleitung

In einem polaren Kaltluftausbruch (KLA) strömt großräumig, zumeist auf der Rückseite eines Tiefs, eine sehr kalte und trockene Luftmasse von den polaren Eis- oder Landflächen über den relativ hierzu warmen Ozean (Abbildung 5-1). Dabei stößt die Polarluft häufig in mittlere bis subtropische Breiten vor und nimmt auf ihrem Weg über den Ozean Wärme und Feuchtigkeit auf. Temperaturunterschiede zwischen Ozeanoberfläche und der auf den Ozean treffenden Luftmasse von 10 bis 30 K (und mehr) führen zu Gesamtwärme-flüssen (Summe aus latenten und fühlbaren Flüssen) von einigen 100 bis teils über 1000 W/m² (zum Beispiel BRÜMMER 1996). Hierbei entwickelt sich eine konvektive Grenzschicht, deren Höhe z_i mit zunehmendem Abstand zur Küste beziehungsweise

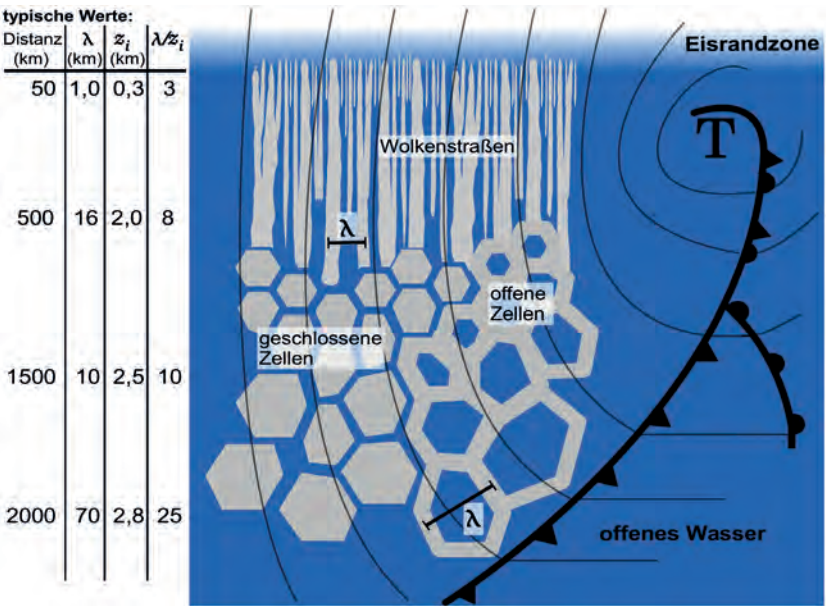


Abb. 5-1: Schematische Darstellung eines Kaltluftausbruches in der Draufsicht mit typischen Werten der Wellenlänge λ der Wolkenstrukturen, der Grenzschichthöhe z_i und des Aspektverhältnisses λ/z_i in verschiedenen Abständen zur Eisrandzone.

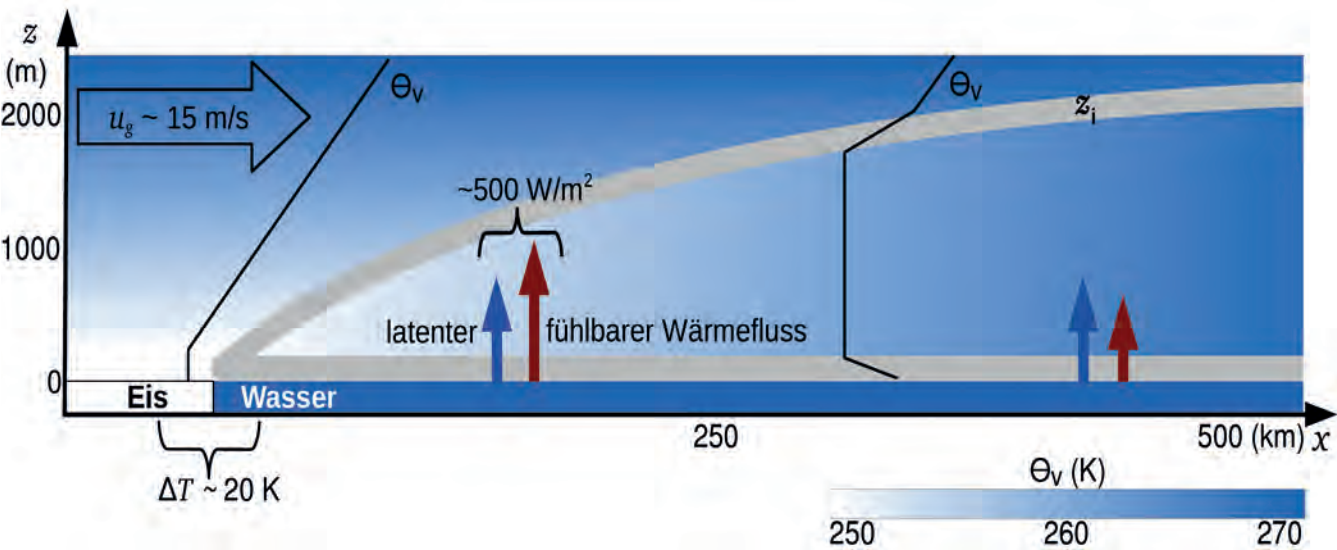


Abb. 5-2: Schematische Darstellung eines Kaltluftausbruches im Vertikalschnitt mit Θ_v der virtuell potentiellen Temperatur.

Eisrandzone auf 2 bis 3 km anwächst (Abbildung 5-2). Während sich die Temperatur der Grenzschicht in Strömungsrichtung der Temperatur des Wassers angleicht, nimmt der bodennahe fühlbare Wärmestrom von seinem maximalen Wert in der Nähe der Eisrandzone monoton auf etwa die Hälfte seines maximalen Wertes in einigen hundert Kilometern Entfernung ab. Dagegen bleibt der latente Wärmefluss typischerweise konstant (zum Beispiel BRÜMMER 1997, GRYSCHKA et al. 2014). Da die Erwärmung und Aufnahme von Feuchtigkeit der polaren Luft gleichzeitig mit einer Abkühlung und einer Erhöhung des Salzgehaltes an der Ozeanoberfläche einhergeht, fördern KLA Konvektion im Ozean und spielen eine wichtige Rolle bei der Bildung von Tiefenwasser und der Bildung von Neueis (zum Beispiel KOLSTAD und BRACEGIRDLE 2008).

Sobald die Grenzschichthöhe auf etwa 1500 m angewachsen ist, wird die Luftmassentransformation unterhalb von z_i von ursprünglich arktischer beziehungsweise kontinentaler Polarluft zu maritimer Polarluft in synoptischen Höhenkarten des 850 hPa-Niveaus oft deutlich sichtbar, während im 700 hPa-Niveau zumeist noch die unbeeinflusste arktische beziehungsweise kontinentale Polarluft zu sehen ist. In einem voll entwickelten KLA ist die Erwärmungsrate durch den Ozean gerade im Gleichgewicht mit der Kaltluftadvektion. Dies äußert sich in 850 hPa-Karten der Tem-

peratur dadurch, dass, trotz deutlicher Kaltluftadvektion, kaum eine Verlagerung der Isothermen zwischen zwei Zeitpunkten erkennbar ist. Dies sei in Abbildung 5-3 anhand von Karten der Temperatur und des Geopotentials im 700 hPa- und 850 hPa-Niveau vom 27. und 28. März 2016 jeweils 00 UTC illustriert. In diesem Zeitraum erstreckte sich ein voll entwickelter KLA über die gesamte Labradorsee bis in den Nordatlantik, deutlich zu erkennen an der Kaltluftadvektion in beiden Höhengniveaus. Während sich im 700 hPa-Niveau die Isothermen aufgrund der Advektion deutlich in Strömungsrichtung verlagern (zum Beispiel -20°C -Isotherme), ist im 850 hPa-Niveau kaum eine

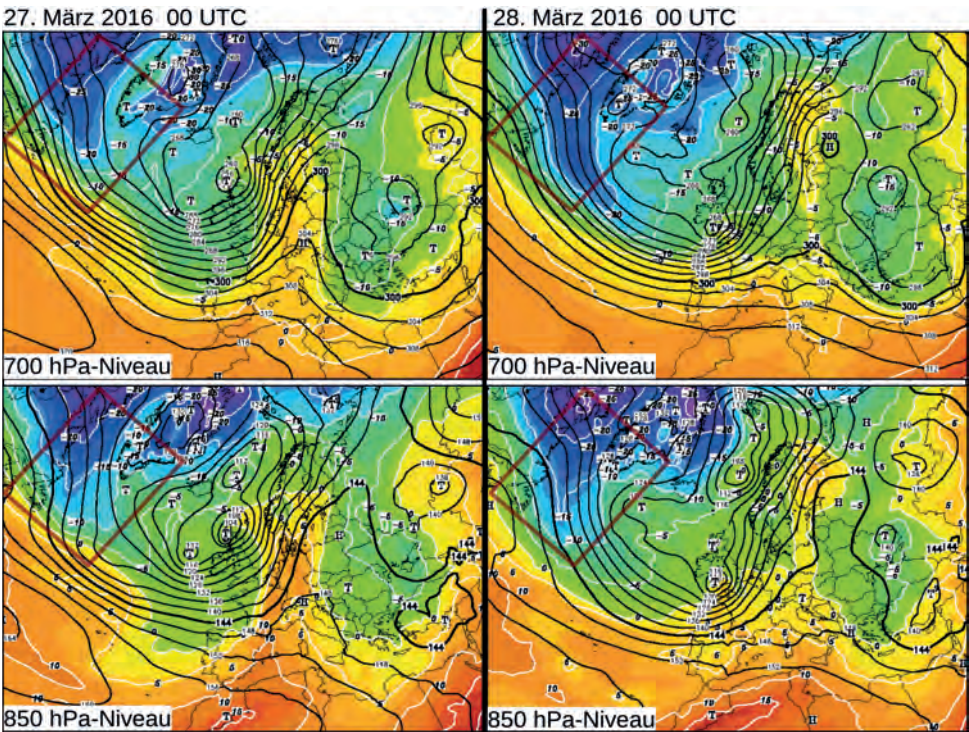


Abb. 5-3: GFS-Analysen (GFS: Global Forecasting System) des Geopotentials und der Temperatur des 700 hPa-Niveaus (oben) und des 850 hPa-Niveaus (unten) für den 27. (links) und 28. März (rechts) 2016 jeweils 00 UTC. Das rote Rechteck in den Karten markiert den Ausschnitt des Satellitenbildes in Abbildung 5-4. Quelle: <http://www.wetter3.de>, R. Behrendt/H. Mahlke (Beschriftung wurde modifiziert).

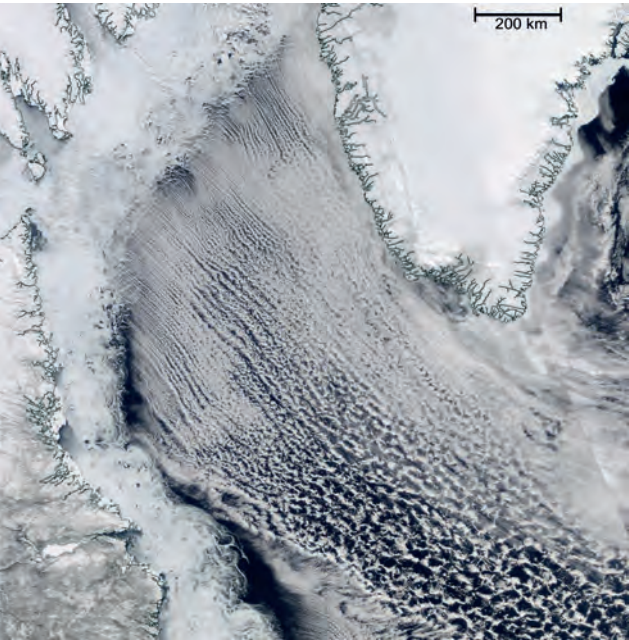


Abb. 5-4: Satellitenbild eines Kaltluftausbruches über der Labradorsee am 27. März 2016 vom Satelliten Aqua mit MODIS-Sensor im sichtbaren Spektralbereich aufgenommen. Quelle: NASA Worldview, <https://worldview.earthdata.nasa.gov>.

Verlagerung erkennbar (zum Beispiel -10°C-Isotherme). Dies zeigt, dass das 850 hPa-Niveau (entsprechend etwa 1300 m Höhe in diesem Gebiet) hier zum größten Teil bereits innerhalb der konvektiven Mischungsschicht des KLA liegt und sich ein Gleichgewicht zwischen Horizontaladvektion von Temperatur und Wärmeeintrag vom Ozean eingestellt hat.

In Satellitenbildern lassen sich Kaltluftausbrüche an ihren typischen Wolkenstrukturen erkennen. So erstrecken sich von der Küste beziehungsweise Eisrandzone bis einige hundert Kilometer stromabwärts typischerweise parallel angeordnete Wolkenbänder (Wolkenstraßen), welche im Weiteren in eine zelluläre wabenförmige Struktur übergehen, wie in Abbildung 5-1 schematisch dargestellt und in Abbildung 5-4 in einem Satellitenbild vom 27. März 2016 des oben genannten KLA über der Labradorsee deutlich zu erkennen ist. Dabei nimmt die Wellenlänge dieser Strukturen stromabwärts üblicherweise von etwa 1 km auf bis zu 100 km zu.

Auf die typischen Wolkenstrukturen, sowie auf die hiermit einhergehenden Konvektionsmuster und deren Ursachen und Auswirkungen auf turbulente Vertikaltransporte wird in Abschnitt 3 näher eingegangen. Vorher soll in Abschnitt 2 ein Überblick über die Häufigkeit und Gebiete mit größten Vorkommen von polaren KLA gegeben werden. Zuletzt werden in Abschnitt 4 die baroklinen Eigenschaften von KLA und hiermit zusammenhängende Strömungsphänomene behandelt.

2 Klimatologie

Polare KLA treten hauptsächlich im Winterhalbjahr auf, da dann die Temperaturdifferenzen zwischen Atmosphäre und Ozean entsprechend groß sind. So haben Brümmer und Pohlmann (2000) in einer klimatologischen Studie in zehn untersuchten Wintern in mehr als 50 % der Zeit über der Grönland- sowie Barentsee in Satellitenaufnahmen die für KLA charakteristischen Wolkenmuster nahe der Eisrandzone in Form von Bändern erkannt, welche stromabwärts in zelluläre Muster übergingen.

Neben dieser Folge von Mustern als klarem Indikator für KLA werden in der Literatur für klimatologische Studien auch häufig relativ simple Indizes als Indikatoren definiert, die auf Differenzen der potentiellen Temperatur zwischen der Ozeanoberfläche und einem Druckniveau zwischen 850 hPa und 700 hPa basieren. Bei Überschreiten eines positiven Schwellenwertes (das heißt bei thermischer Labilität in diesem Höhenintervall) in einem zusammenhängenden Gebiet wird dies als KLA in diesem Gebiet gewertet. Der Wind geht hierbei nicht in die Betrachtung ein, da davon ausgegangen wird, dass in den unteren Luftschichten thermische Labilität über dem Ozean nur bei Kaltluftadvektion auf-

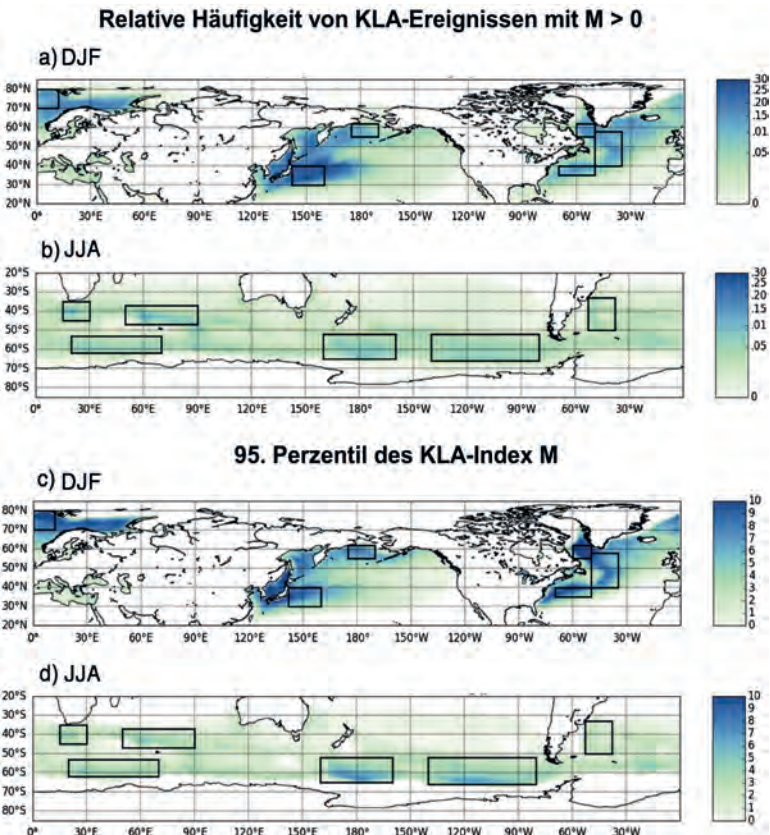


Abb. 5-5: Abbildungen a) und b) zeigen die relative Häufigkeit von KLA-Ereignissen (Ereignisse mit KLA-Index $M > 0$) auf der Nord- (a) und Südhalbkugel (b) im Nord- beziehungsweise Südwinter. Abbildungen c) und d) zeigen das entsprechende 95. Perzentil des KLA-Indexes M , das heißt die Werte von M mit den lokal stärksten KLA (je größer M , desto kräftiger der KLA). Die Rechtecke markieren Bereiche, die in FLETCHER et al. (2016) näher untersucht wurden, aus welcher diese Abbildung entnommen wurde (die Überschriften wurden ins Deutsche übersetzt).

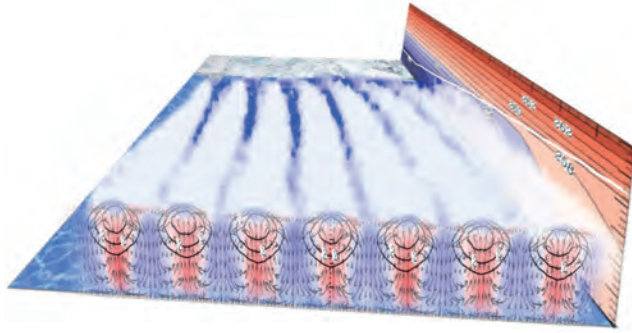


Abb. 5-6: Darstellung von Rollenkonvektion und Wolkenstraßen aus einer Large-Eddy-Simulation eines KLA. Der Vertikalschnitt auf der Vorderseite zeigt die Sekundärströmung, der Vertikalschnitt auf der rechten Seite die zeitlich gemittelte potentielle Temperatur und die Höhe der konvektiven Grenzschicht (weiße Linie). Der Wind weht von hinten nach vorne.

tritt, was mit einem KLA-Ereignis gleichgesetzt wird. Die Stärke eines KLA wird hierbei darüber definiert, wie weit der vorher definierte Schwellwert überschritten wurde. Unter Verwendung solch eines Indexes haben in einer jüngst erschienenen Studie FLETCHER et al. (2016) anhand von täglichen Analysen des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) von 1979 bis 2014 KLA hinsichtlich ihrer Klimatologie auf der Nord- und Südhalbkugel untersucht. Demnach treten KLA im Nordwinter auf der Nordhalbkugel nicht nur deutlich häufiger auf als auf der Südhalbkugel im Südwinter (Abbildung 5-5 a,b), sie sind zumeist auch stärker (Abbildung 5-5 c,d). Diese Aussage bezieht sich allerdings auf alle global detektierten KLA, welche nicht alle polaren KLA zuzuordnen sind. Laut FLETCHER et al. (2016) wurden aber KLA für geographische Breiten größer 55° mit Luft polaren Ursprungs identifiziert. Fokussiert man sich in Abbildung 5-5 auf diesen Bereich, lässt sich obige Aussage auch für polare KLA treffen. Während über den eisfreien Polarmeerbereichen auf der Nordhalbkugel über große Gebiete in über 20 % der Winterzeit KLA auftreten, treten diese über den Polarmeer der Südhalbkugel maximal zu 10 % der Winterzeit auf. Zudem konzentriert sich, wie man Abbildung 5-5 c,d entnehmen kann, das Gebiet der stärksten KLA auf der Südhalbkugel etwa auf die Armundsen-See und auf das Rossmeer, während auf der Nordhalbkugel über dem größten Teil der Polarmeer kräftige KLA auftreten. Bezüglich der Angaben zur Häufigkeit von KLA-Ereignissen ist im Vergleich mit verschiedenen Studien untereinander etwas Vorsicht geboten. So haben zum Beispiel PAPRITZ et al. (2015), welche KLA in den hohen Breiten des Südpazifiks untersucht haben, für das Rossmeer eine Häufigkeit von über 20 % gefunden (gegenüber 10 % in FLETCHER et al. 2016), was daran liegen dürfte, dass die jeweils verwendeten Kriterien (Definition des KLA-Indexes) nicht identisch sind. Da in FLETCHER et al. (2016) aber ein einheitliches Kriterium global verwendet wurde, kann zumindest qualitativ davon ausgegangen werden, dass polare KLA auf der Nordhalbkugel intensiver und verbreiteter sind als auf der Südhalbkugel.

Zusammengefasst lässt sich festhalten, dass polare KLA ein zeitlich und räumlich häufiges Phänomen sind, was die Wichtigkeit unterstreicht, die hiermit zusammenhängenden Prozesse zu verstehen.

3 Organisierte Konvektion

Wie bereits angesprochen, geht quasi jeder polare KLA mit organisierter Konvektion einher. Das heißt, dass sich die durch den großen Temperaturunterschied zwischen Ozeanoberfläche und Luft bildenden Thermikblasen und -schläuche in geordneten Strukturen anordnen, zunächst streifenförmig und weiter stromabwärts zellulär. Man spricht bei diesen zwei Organisationsformen auch von Rollen- und Zellenkonvektion, wobei beide Typen der flachen Konvektion zuzuordnen sind. Da diese Muster einer gewisse Ähnlichkeit zur Rayleigh-Benard-Konvektion im Labor haben, stellt sich die Frage, ob ähnlich wie im Labor, die Ausbildung solcher Strukturen einen effizienteren vertikalen Transport von Wärme, Impuls und Feuchte bewirken. Diese Frage ist noch nicht abschließend beantwortet. Fest steht auf jeden Fall, dass organisierte Konvektion einen signifikanten Anteil am Gesamttransport haben kann. So hat zum Beispiel BRÜMMER (1999) in 13 untersuchten KLA-Anteile von bis zu 40 % gefunden. Dies muss aber nicht bedeuten, dass der Gesamttransport um 40 % erhöht ist gegenüber einer vergleichbaren meteorologischen Situation ohne organisierte Konvektion. Es wird allerdings schwierig sein, zumindest in der Natur, entsprechende Vergleichsfälle ohne organisierte Konvektion zu finden, um diese Frage zu beantworten. Aber auch mit Hilfe numerischer Simulationen lässt sich diese Frage nicht unbedingt beantworten. Denn bislang ging man davon aus, dass strömungsmechanische Instabilitäten (wie zum Beispiel Wendepunktinstabilität) verantwortlich für die Ausbildung organisierter Konvektion sind, das heißt dass die Strömung unter gewissen Bedingungen von selber solch einen Zustand einnimmt (siehe zum Beispiel die Übersichtsartikel ETLING und BROWN 1993, ATKINSON und ZHANG 1996). In so einem Fall der reinen Selbstorganisation einer Strömung ist somit die Simulation eines KLA einmal mit und einmal ohne organisierte Konvektion unter gleichen meteorologischen und numerischen Bedingungen nicht möglich. Jüngere Studien deuten allerdings darauf, dass zumindest Rollenkonvektion nicht zwangsläufig durch eine Selbstorganisation der Strömung entsteht, sondern auch erzwungen werden kann, wie im folgenden Abschnitt erläutert wird.

3.1 Rollenkonvektion

Rollenkonvektion ist ein häufiges Phänomen in konvektiven Grenzschichten mit Hintergrundwind. Wie oben angesprochen, ordnen sich die Konvektionsblasen und -schläuche in einer streifenförmigen Struktur an. Dies führt in jedem der Streifen zu einer helikalen Strömung mit horizontaler Rotationsachse. Vertikal erstrecken sich diese Konvektionsrollen über die gesamte (konvektive)

Grenzschicht, wobei der Drehsinn zweier benachbarter Rollen zueinander gegenläufig ist. In den sich hierbei ergebenden aufsteigenden Ästen kommt es bei genügendem Feuchtegehalt (was in polaren KLA immer der Fall ist) zu Wolkenbildung, während in den absteigenden Ästen keine oder weniger mächtige Wolken vorzufinden sind, was zu den bereits genannten Wolkenstraßen führt. Dies sei in Abbildung 5-6 nochmals illustriert. Rollenkonvektion wurde bereits in zahlreichen theoretischen, numerischen und Feldexperimentstudien untersucht, wie zum Beispiel folgenden Übersichtsartikeln zu entnehmen ist: BROWN 1980, ETLING und BROWN 1993, AKTINSON und ZHANG 1996 und YOUNG et al. 2002. So variiert die Wellenlänge λ von Konvektionsrollen zwischen 1 und 20 km mit Aspektverhältnissen λ/z_i zwischen 2 und 15, wobei in KLA-Situationen die geringsten Werte nahe des Eisrandes beziehungsweise der Küste auftreten und diese stromabwärts zunehmen (siehe Abbildung 5-1). Einzelne Rollen weisen Längen zwischen zehn und einigen hundert Kilometern auf. Die Rollachsen sind zumeist in Richtung des Grenzschichtwindes orientiert, Abweichungen von $\pm 30^\circ$ hierzu sind aber möglich.

3.1.1 Entstehungsursache und das Konzept der freien und erzwungenen Rollenkonvektion

Das Auftreten von Rollen wurde bislang zumeist einer Kombination aus thermischen und dynamischen Instabilitäten zugeordnet. Daher wird der Stabilitätsparameter $-z_i/L$, mit L der Monin-Obukhov-Stabilitätslänge, auch vielfach als „Prediktor“ für Rollenkonvektion verwendet (siehe zum Beispiel ETLING und BROWN 1993). Der Betrag von L gibt hierbei näherungsweise die Höhe an, in welcher die Produktion von turbulenter kinetischer Energie durch Auftrieb gleich der Produktion durch vertikale Windscherung ist. Je größer $|L|$ ist (L ist im labilen beziehungsweise konvektiven Fall negativ), desto größer ist der Anteil an Produktion von Turbulenzenergie durch bodennahe Windscherung. In zahlreichen Feldexperiment- aber auch einigen numerischen Studien wurden nun (siehe in den zuvor genannten Übersichtsartikeln) klare Signale von Rollen nur für $0 < -z_i/L < 10$ beobachtet. Das heißt Rollenkonvektion ist zu erwarten, wenn die Produktion von Turbulenzenergie durch Auftrieb nicht zu groß gegenüber der durch Scherung ist. Bei den untersuchten Fällen handelte es sich allerdings größtenteils nicht um KLA-Situationen. Gerade hier weist der Parameter bei den hohen Wärmeströmen Werte von zumeist weit jenseits von 10 auf. So berichtet zum Beispiel BRÜMMER (1999) von Werten während KLA von über 200, bei gleich-

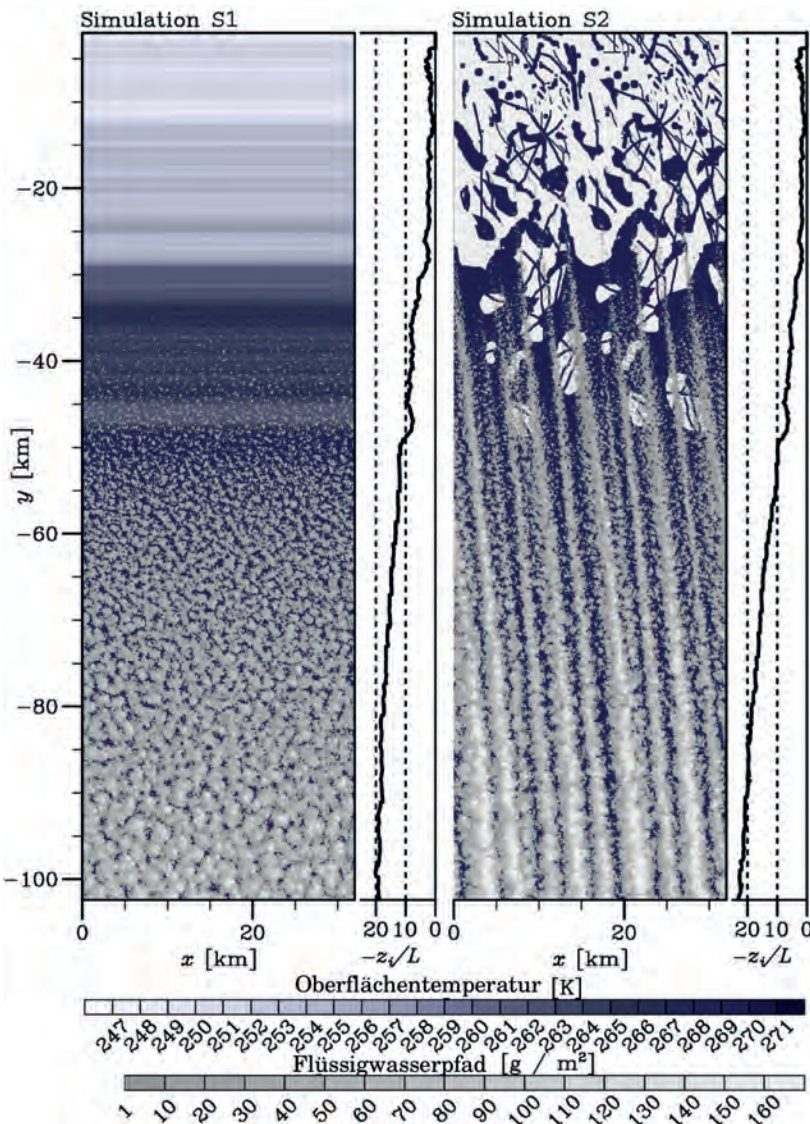


Abb. 5-7: Darstellung des Wolkenfeldes (Flüssigwasserpfad: vertikales Integral über das Flüssigwasser) und der Oberflächentemperatur zweier Large-Eddy-Simulationen unter gleichen meteorologischen Bedingungen, aber mit unterschiedlicher Berücksichtigung der Eisrandzone hinsichtlich der Oberflächentemperatur. Zusätzlich ist noch für jede Simulation der Stabilitätsparameter $-z_i/L$ als Funktion von y dargestellt (nach GRYSCHKA et al. 2008).

zeitiger Präsenz von Rollenkonvektion, sodass der Parameter $-z_i/L$ entgegen zahlreicher Studien als Prediktor für Rollen ungeeignet erscheint.

GRYSCHKA et al. (2008) führten diesen vermeintlichen Widerspruch mit Hilfe von turbulenzauflösenden Modellsimulationen (Large-Eddy-Simulationen) darauf zurück, dass es - wie die Ergebnisse der Simulationen zeigten - zwei verschiedene Typen von Konvektionsrollen geben muss: Einen Typ, der nur für $0 < -z_i/L < 10$ auftritt, und einen weiteren, der von diesem Parameter unabhängig ist. Der erste Typ entsteht durch eine reine Selbstorganisation der Strömung und wird als „freie Rollen“ bezeichnet und der zweite Typ wird durch Heterogenitäten in der Oberflächentemperatur getriggert und als „erzwungene Rollen“ bezeichnet. Abbildung 5-7 zeigt das simulierte Wolkenfeld und die Oberflächentemperatur aus der Studie von GRYSCHKA et al.

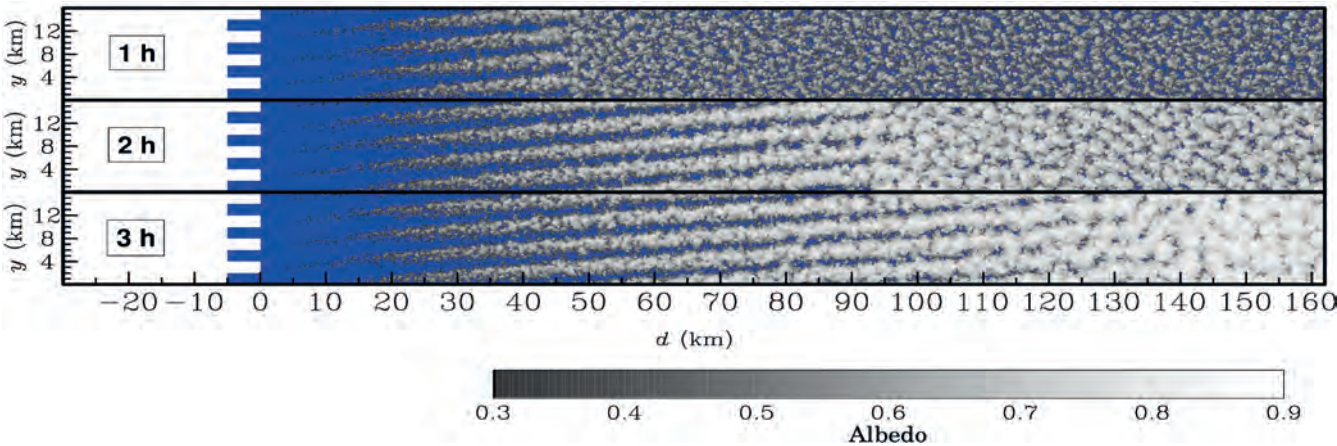


Abb. 5-8: Entwicklung des Wolkenfeldes (Albedo) einer Large-Eddy-Simulation eines KLA nach 1 Stunde, 2 Stunden und 3 Stunden simulierter Zeit. Die Oberflächentemperatur ist zeitlich konstant: Eis (weiß) 248 K, Wasser (blau) 273 K (nach GRYSCHKA et al. 2014).

(2008) für zwei Simulationen, S1 und S2, für dieselbe meteorologische Situation eines kräftigen KLA, aber mit unterschiedlicher Berücksichtigung der Eisrandzone. Während die Eisrandzone in S2 über 2D-Diskontinuitäten, das heißt abrupten Übergängen zwischen der Oberflächentemperatur für Eis und für Wasser realisiert wurde, wurde in S1 der Übergang von kompletter Eisbedeckung zu eisfreiem Wasser über eine kontinuierliche Änderung der Oberflächentemperatur entlang y (Strömungsrichtung) berücksichtigt (Abbildung 5-7). Dabei entsprach die Oberflächentemperatur in S1 dem Mittel über x aus S2, sodass eventuelle Unterschiede in den Ergebnissen von S1 und S2 nur auf die 2D-Diskontinuitäten zurückzuführen sind. Deutlich sind in S2 Wolkenstraßen zu erkennen, während in S1 lediglich ein irreguläres Muster der Cumulus-/Stratocumulusbewölkung zu erkennen ist. Die Existenz von entsprechender rollenartiger Zirkulation innerhalb der konvektiven Grenzschicht wurde in GRYSCHKA et al. (2008) auch nachgewiesen. An den Diskontinuitäten werden thermische Zirkulationen ausgelöst, welche mit dem Hintergrundwind advehiert werden und über offenem Wasser für lange Strecken erhalten bleiben beziehungsweise sich zusammen mit der Konvektion weiterentwickeln. Daher breiten sich erzwungene Rollen exakt mit dem über die Grenzschichtdicke gemittelten horizontalen Wind aus und die Rollachsen beziehungsweise Wolkenstraßen sind entsprechend ausgerichtet. Dies sei in Abbildung 5-8 veranschaulicht, welche das Wolkenfeld einer Large-Eddy-Simulation einer auf GRYSCHKA et al. (2008) aufbauenden Studie aus GRYSCHKA et al. (2014) in den ersten drei Stunden der Simulation zeigt. Deutlich lässt sich erkennen, wie sich die Wolkenstraßen pro Stunde um 50 km ausbreiten, was der Geschwindigkeit des mittleren Grenzschichtwindes dieser Simulation entspricht. Freie Rollen hingegen entstehen in einem Gebiet, in dem die entsprechenden meteorologischen Bedingungen erfüllt sind, gleichzeitig und weisen Winkel von bis zu 30° zum Grenzschichtwind auf, beziehungsweise ordnen sich häufig in Richtung des vertikalen Windscherungsvektors der Grenzschicht an (siehe zum Beispiel GRYSCHKA und RAASCH 2005).

Laut GRYSCHKA et al. (2008) treten in polaren KLA vermutlich hauptsächlich erzwungene Rollen auf, da bei den hohen Wärmeflüssen $-z_i/L$ zumeist zu große Werte aufweisen dürfte und da des Weiteren die simulierten Wolkenstraßen im Zusammenhang mit erzwungenen Rollen denen in Satellitenbildern von KLA wesentlich ähnlicher sehen als denen von freien Rollen.

3.1.2 Wellenlänge und Wachstumsprozesse erzwungener Rollen

Darüberhinaus konnten GRYSCHKA et al. (2014) zeigen, dass die Wellenlänge der Heterogenitäten auch die Wellenlänge der Rollen bestimmt, wobei Rollen nur für Aspektverhältnisse $\lambda/z_i > 2,5$ beobachtet wurden, was sich auch mit den Beobachtungen in BRÜMMER (1999) deckt. Für das Anwachsen der Wellenlänge in Hauptströmungsrichtung, welches in Satellitenbildern von KLA zu beobachten ist, schlagen GRYSCHKA et al. (2014) zwei, möglicherweise gleichzeitig stattfindende, Mechanismen vor:

1. Es werden in der Eisrandzone Rollen mit verschiedenen Wellenlängen angeregt. Da mit zunehmendem Abstand zum Eis die Grenzschicht anwächst, werden die Aspektverhältnisse der Rollen immer kleiner und die Rollen, deren Aspektverhältnis kleiner 2,5 wird, lösen sich auf. Im Mittel nimmt so die Wellenlänge der Rollen stromabwärts zu, da nur die mit größeren Wellenlängen übrig bleiben.
2. In Satellitenbildern von KLA ist häufig zu beobachten, dass sich zwei Wolkenbänder zu einem vereinigen. Das heißt benachbarte Rollen wachsen zusammen. Vermutlich dürfen die benachbarten Rollen aber nicht die gleiche Wellenlänge aufweisen. Diese Prozesse sind allerdings noch nicht hinreichend untersucht.

3.1.3 Einfluss von erzwungener Rollenkonvektion auf vertikale Transporte

Das Konzept der erzwungenen Rollenkonvektion erlaubt es nun, in Simulationen durch entsprechende Vorgabe von Ober-

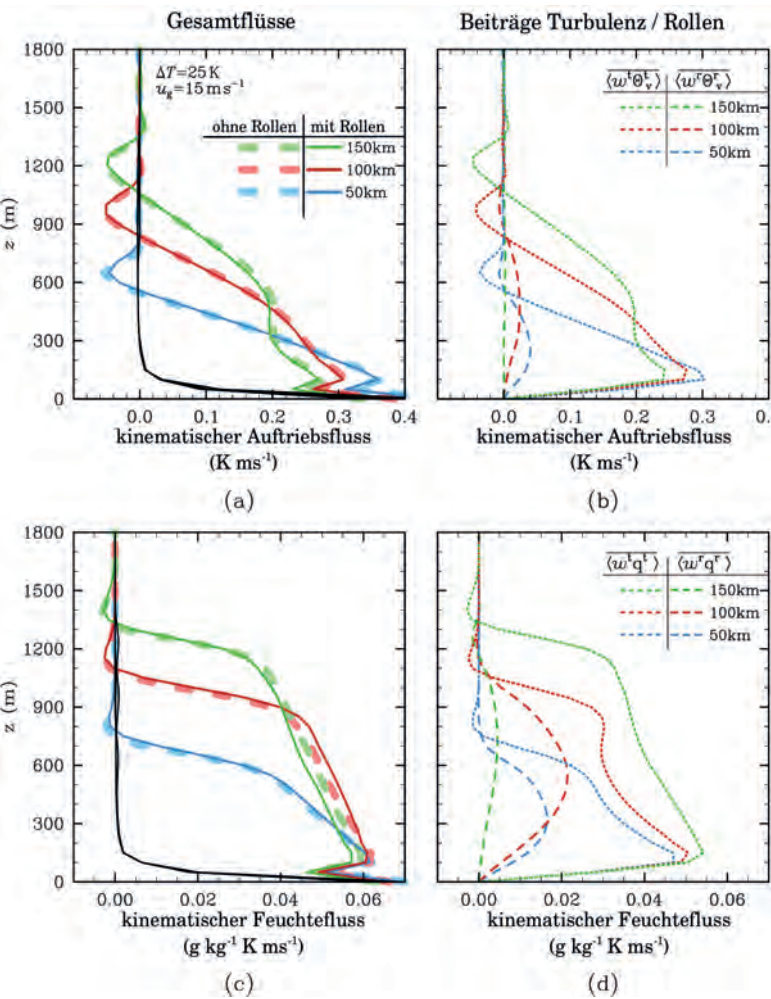


Abb. 5-9: Zeitlich gemittelte Vertikalprofile des vertikalen turbulenten kinematischen Auftriebsflusses (a,b) und des turbulenten kinematischen Feuchteflusses (c,d) zweier Large-Eddy-Simulationen bei gleicher meteorologischer KLA-Situation aber einmal mit und einmal ohne Konvektionsrollen in verschiedenen Abständen zum Eisrand. In a) und c) sind mit farbigen Linien die gesamten turbulenten Flüsse dargestellt (gestrichelte Linien: Simulation ohne Rollen, durchgezogene Linien: Simulation mit Rollen). In schwarz ist noch der nichtaufgelöste subskalige (parametrisierte) Fluss dargestellt, welcher im Gesamtfluss enthalten ist. In b) und d) sind die Beiträge der Rollen (gestrichelte Linien) und der von nichtorganisierten Turbulenz zum Gesamtfluss (gepunktete Linien) der Simulation mit Rollen dargestellt (nach GRYSCHKA et al. 2014).

flächenheterogenitäten Rollen bei gleicher meteorologischer Situation quasi ein- und auszuschalten, sodass deren Effekt auf vertikale turbulente Transporte untersucht werden kann. GRYSCHKA et al. (2014) haben auf diese Weise mittels 27 Large-Eddy-Simulationen den Effekt von Rollenkonvektion auf vertikale Transporte für einen großen Parameterraum von KLA (mit $-z_i/L$ in einem Bereich zwischen 10 und 115) und für verschiedene Wellenlängen der Rollen untersucht. In Übereinstimmung mit BRÜMMER (1999) trugen die Rollen einen signifikanten Anteil zum Gesamttransport bei. Je nach KLA-Situation, Distanz vom Eisrand und Wellenlänge der Rollen betrugen die Anteile am gesamten Transport von Feuchte, Wärme und Impuls bis zu 50 % (jeweils bestimmt in der Höhe des maximalen Transportes durch Rollen). Dabei verschwindet der Transport durch Rollen am Boden und am Oberrand der Grenzschicht und weist ein breites Maximum etwa in der Mitte der Grenzschicht auf (siehe Abbildung 5-9).

Dies ist auch in Übereinstimmung mit den Beobachtungen in BRÜMMER (1999) (siehe Abbildung 5-10). Für alle untersuchten Fälle blieb der Gesamttransport im Rollen- und Nicht-Rollen-Fall allerdings gleich. Mit anderen Worten erhöhen (erzwungene) Rollen - entgegen der weit verbreiteten Annahme - den Transport nicht, sondern ein Teil des turbulenten Transports wird durch Transport von Rollen übernommen. Die konvektive Grenzschicht entwickelte sich daher in beiden Fällen bezüglich quer zur Strömung gemittelter Größen wie Temperatur, Wind und Höhe der Grenzschicht gleich.

Diese Ergebnisse legen den Schluss nahe, dass Rollenkonvektion in KLA in Parametrisierungen von Wetter- und Klimamodellen nicht gesondert berücksichtigt werden müssen. Allerdings betreiben einige staatliche Wetterdienste Wettervorhersagemodelle bereits mit einer Auflösung von 2 km bis 5 km und eine Auflösung von 1 km ist für die nächsten Jahre bereits abzusehen. Mit solch einer Auflösung werden Prozesse, die bislang bei größerer Auflösung komplett parametrisiert werden (zum Beispiel Konvektion), nun teilweise aufgelöst. Wenn die Parametrisierungen hierfür nicht angepasst werden, könnten möglicherweise Transporte durch diese Prozesse doppelt gezählt werden, d.h. einmal durch explizite Auflösung des Transports durch Rollen und einmal implizit innerhalb der Parametrisierung (siehe zum Beispiel MIRONOV 2008). Werden nun Rollen in KLA-Situation explizit in numerischen Wettervorhersagemodellen aufgelöst, könnten möglicherweise vertikale Transporte um den eigentlichen Rollenanteil am Gesamttransport überschätzt werden.

3.2 Mesoskalige Zellenkonvektion

Einige 100 Kilometer stromabwärts gehen die Wolkenstraßen zumeist in eine mesoskalige wellenförmige zelluläre Struktur über. Welche Prozesse für den Übergang verantwortlich sind, ist allerdings noch nicht hinreichend erforscht. Diskutiert werden zum Beispiel Zusammenhänge mit einer Abnahme der vertikalen Windscherung am Oberrand der Grenzschicht, und der bodennahen Wärmeströme (ATKINSON und ZHANG 1996). In den in BRÜMMER (1999) untersuchten Fällen fand der Übergang von Rollen- zu Zellenkonvektion bei Überschreiten einer kritischen (turbulenten) Rayleigh-Zahl von etwa 10^6 statt. Dabei wurde für Aspektverhältnisse unter 5 ausschließlich Rollen- und für größer 7 ausschließlich Zellenkonvektion beobachtet.

3.2.1 Wellenlänge und Aspektverhältnisse mesoskaliger Zellenkonvektion

Die Wellenlänge der Zellenstruktur liegt typischerweise zwischen 10 km im Übergangsbereich und wächst auf bis

zu 100 km in über 1000 km Entfernung an. Dabei werden Aspektverhältnisse von bis zu 30 erreicht. Mit Hilfe von Large-Eddy-Simulationen konnten unter anderem MÜLLER und CHLOND (1996), sowie SCHRÖTER et al. (2005) zeigen, dass das Anwachsen auf solch große Aspektverhältnisse nur durch das Freiwerden von latenter Wärme aufgrund von Kondensation und Strahlungsabkühlung am Wolkenoberrand möglich ist. Es sei an dieser Stelle nochmal betont, dass diese mesoskaligen zellulären Strukturen nicht zu verwechseln sind mit einzelnen Konvektionselementen wie Warmluftblasen, oder -schläuchen, welche wesentlich kleinere Aspektverhältnisse aufweisen und in die übergeordnete mesoskalige Struktur eingebettet sind. Solch große Wellenlängen von flacher zellulärer Konvektion werden im Allgemeinen nur über dem Ozean beobachtet. Über Land treten zelluläre Strukturen dieser Größe nur im Zusammenhang mit hochreichender Konvektion auf.

3.2.2 Offene und geschlossene mesoskalige Zellenkonvektion

In KLA werden zwei Typen von Zellenkonvektion beobachtet. Bei der offenen Zellenkonvektion steigt Luft an den relativ schmalen und mit Wolken bedeckten Rändern der Zellen auf, während im Zentrum Absinken vorherrscht und keine oder weniger mächtige Bewölkung vorherrscht. Bei der geschlossenen Zellenkonvektion verhält es sich genau umgekehrt. Wie im Übersichtsartikel ATKINSON und ZHANG (1996) zusammengefasst, wurden in den letzten Jahrzehnten verschiedenste Faktoren, die das Auftreten des einen oder andere Typs bestimmen, diskutiert, wie zum Beispiel die Form des vertikalen Profils der turbulenten Diffusion, sowie des turbulenten Wärmeflusses oder großräumiges Absinken oder Aufsteigen. Zum größten Teil handelte es sich hierbei um theoretische oder zweidimensionale numerische Studien. Neuere Studien mittels Large-Eddy-Simulation deuten darauf, dass die Stärke des Niederschlags entscheidend sein könnte. So haben WANG und FEINGOLD (2009) unter Berücksichtigung von Wechselwirkungen zwischen Aerosol, Wolken und Niederschlag marine Stratocumulusbewölkung mit verschiedenen Aerosolgehalten simuliert. Abbildung 5-11, aus dieser Studie entnommen, zeigt das Wolkenfeld von drei, bis auf den Aerosolgehalt, gleichen Simulationen für verschiedene Zeitpunkte. Während nach drei Stunden

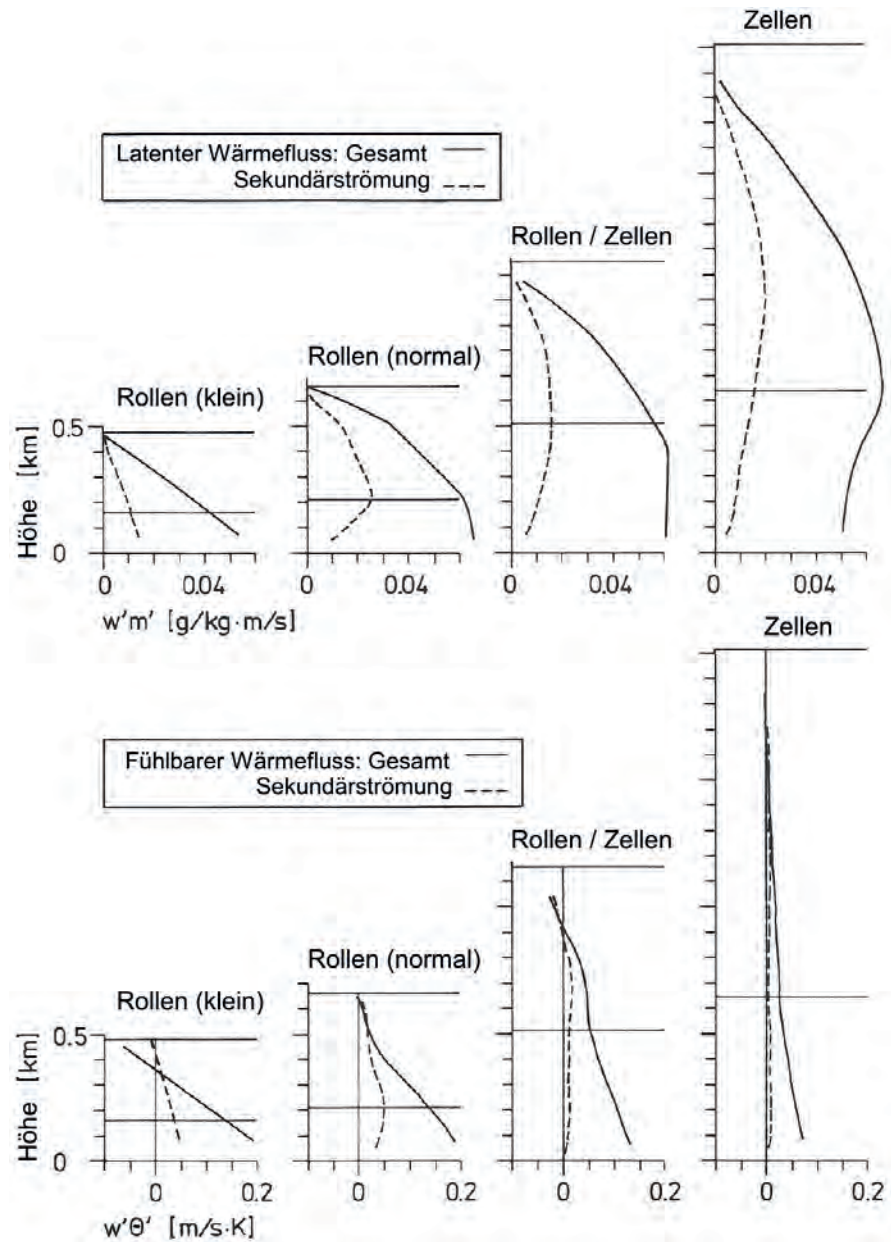


Abb. 5-10: Vertikalprofile turbulenter vertikaler Flüsse von latenter Wärme (oben) und fühlbarer Wärme (unten) gemittelt über Messungen von 13 KLA an verschiedenen Positionen der KLA, an denen Rollen oder Zellen oder beides auftraten. Die durchgezogenen Linien kennzeichnen die Gesamtflüsse und die gestrichelten Linien den Anteil am Fluss durch Sekundärströmungen in Form von Rollen oder Zellen (nach BRÜMMER 1999).

in allen drei Simulationen das Wolkenfeld noch geschlossene Zellenstrukturen aufweist, sind zu späteren Zeitpunkten im Falle mit dem geringsten Aerosolgehalt deutliche Strukturen von offenen Zellen und im Falle des höchsten Aerosolgehaltes deutliche Strukturen von geschlossenen Zellen zu erkennen, welche jeweils denen in Satellitenbildern sehr ähnlich sehen (vergleiche Abbildung 5-4). Der Unterschied in der Entwicklung wurde auf die unterschiedliche Menge an gebildeten Niederschlag und dem kühlenden Effekt durch Evaporation des Niederschlages unterhalb der Wolkenbasis zurückgeführt. Dabei genügten bereits Niederschlagsraten von 1 mm pro Tag an der Wolkenuntergrenze, damit sich in den Simulationen anstatt geschlossener offene Zellenkonvektion entwickelte. Bei dieser Studie handelte es sich allerdings nicht um eine KLA-Situation und es war kein

Hintergrundwind vorhanden. Inwieweit sich die Ergebnisse übertragen lassen, müsste noch untersucht werden.

3.2.3 Einfluss mesoskaliger Zellenkonvektion auf vertikale Transporte

Da, im Gegensatz zu erzwungener Rollenkonvektion, mesoskalige Zellenkonvektion durch eine Selbstorganisation der Strömung entsteht, ist es - aus bereits in Abschnitt 3.1.3

genannten Gründen - schwierig die Frage zu beantworten, ob mesoskalige Zellenkonvektion einen effektiveren vertikalen Transport bewirkt, beziehungsweise den Transport erhöht. In BRÜMMER (1999) trug im Mittel über alle untersuchten KLA, wie Abbildung 5-10 zu entnehmen ist, die zelluläre Sekundärströmung zumindest im Falle des latenten Wärmeflusses zu etwa 35 % zum Gesamttransport bei (auf Höhe des maximalen Transports durch Zellenkonvektion). Wie bereits in Abschnitt 3.1.3 diskutiert, muss dies

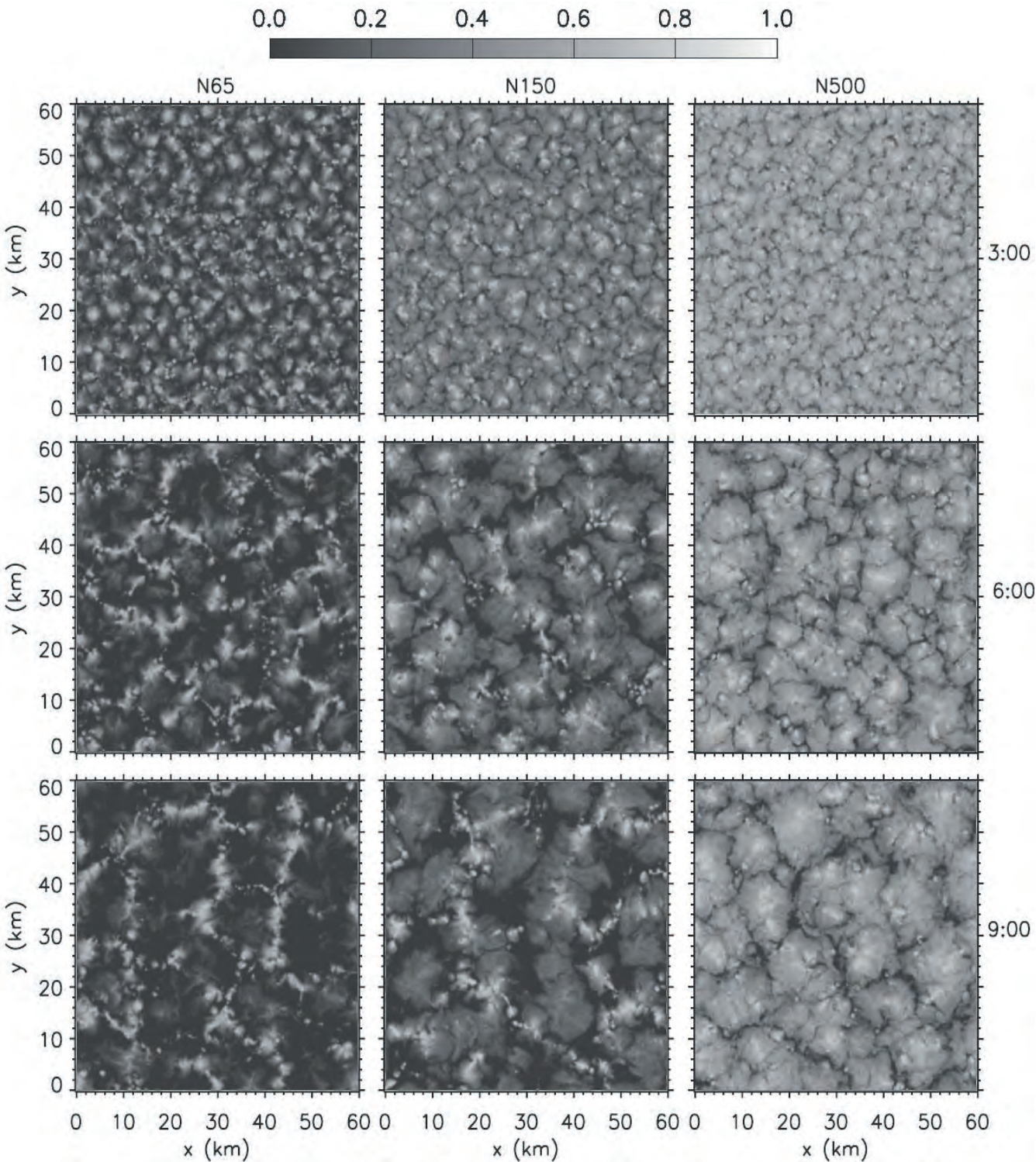


Abb. 5-11: Entwicklung des Wolkenfeldes (Albedo) von drei verschiedenen Large-Eddy-Simulationen einer maritimen konvektiven Grenzschicht mit vorgegebenen Konzentrationen von Wolkenkondensationskeimen (Anzahl pro 1 mg Luft) von 65 mg⁻¹ (links), 150 mg⁻¹ (Mitte) und 500 mg⁻¹ (rechts) nach 3 Std., 6 Std. und 9 Std. simulierter Zeit (aus WANG und FEINGOLD 2009).

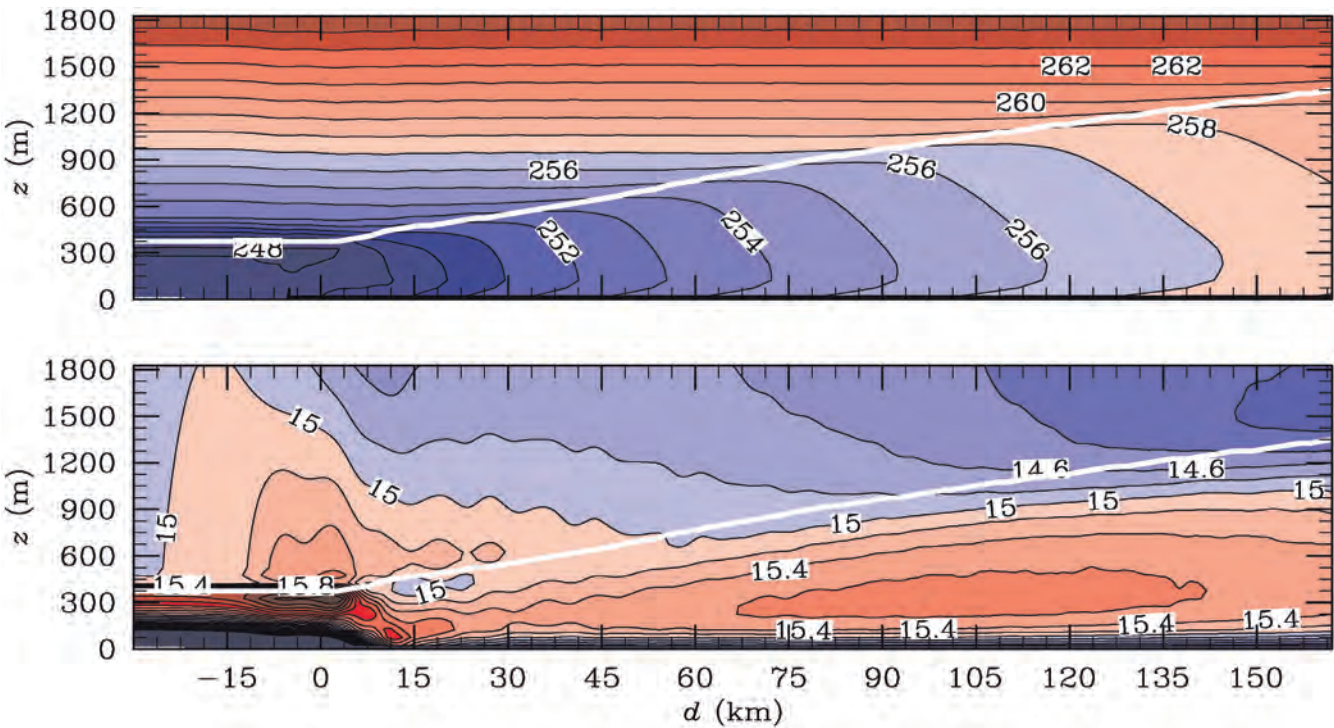


Abb. 5-12: Vertikalschnitt der zeitlich gemittelten potentiellen Temperatur in Kelvin (oben) und des Betrages des Horizontalwindes in m/s (unten) einer Large-Eddy-Simulation eines KLA. Die weiße Linie kennzeichnet die Höhe der konvektiven Grenzschicht (aus GRYSCHKA et al. 2014).

aber nicht gleichbedeutend mit einer Erhöhung des Gesamttransports um diesen Beitrag gleichbedeutend sein. Im Falle des fühlbaren Wärmeflusses war der Beitrag (im Gegensatz zur Rollenkonvektion) vernachlässigbar klein.

4 Baroklinität, Polartiefs und Eis-Seewind-Zirkulation

KLA sind insbesondere in den ersten paar hundert Kilometern durch eine starke Baroklinität gekennzeichnet. Horizontale Temperaturgradienten von 10 K/100 km sind keine Seltenheit (siehe zum Beispiel BRÜMMER 1996) und liegen damit in der gleichen Größenordnung wie Temperaturgradienten an Frontalzonen. Im Gegensatz zu Frontalzonen beschränkt sich der Bereich großer Temperaturgradienten in KLA zwar auf die untersten 2000 m, dennoch kann es hier im Zusammenspiel mit erhöhter potentieller Vorticity in größeren Höhen zu Zyklonogenese kommen (siehe zum Beispiel BRACEGIRDLE and GRAY 2009). So werden häufig in KLA in der Nähe der Eisrandzone Polartiefs (engl. „polar lows“) initiiert, deren anfängliches Stadium in Satellitenbildern in Form einer Kommawolke erkennbar ist. Während sich diese Anfangsstörung weiter über das warme Wasser bewegt, entwickelt sich ein Tief, welches typischerweise einen Durchmesser von weniger als 500 km aufweist und in der Regel eine Lebenszeit von weniger als 24 Stunden (siehe zum Beispiel KOLSTAD 2011, RASMUSSEN 2003). Typische Windgeschwindigkeiten liegen bei 15 m/s und mehr. Im Gegensatz zu Zyklonen der Frontalzone, besitzen Polartiefs keine Fronten. Mit ihren spiralförmigen Wolkenbändern und häufig einem wolkenfreiem Zentrum gleichen sie eher tropischen Zyklonen. Laut KOLSTAD

(2011) treten Polartiefs auf der Nordhalbkugel wesentlich häufiger auf als auf der Südhalbkugel, wobei mit etwa fünf Polartiefs pro Winter die Labradorsee als Region mit dem größten Vorkommen identifiziert wurde. Aufgrund der geringen Größe und kurzen Lebensdauer fällt dieses Phänomen zumeist durch das Raster des synoptischen Beobachtungsnetzes und stellt numerische Wettervorhersagemodelle auch heute vor eine Herausforderung. Wie im Übersichtsartikel über die Probleme numerischer Modellierung von polaren KLA von CHECHIN und PICHUGIN (2015) dargelegt, ist es für die Modellierung von Polartiefs wichtig, hochreichende Konvektion aufzulösen, welche eine Schlüsselrolle bezüglich der Intensivierung dieser Zyklonen spielt. Eine Auflösung von weniger als 5 km ist daher nötig.

Neben der Wichtigkeit der Baroklinität hinsichtlich der Entstehung von Polartiefs, bewirkt diese in den ersten paar hundert Kilometern auch eine dem Hintergrundwind überlagerte Eis-Seewind-Zirkulation. Dies sei anhand Abbildung 5-12 gezeigt, welche Vertikalschnitte der potentiellen Temperatur und des Betrages des horizontalen Windes eines simulierten KLA aus der Studie GRYSCHKA et al. (2014) zeigt. Der geostrophische Antrieb in dieser Simulation betrug $u_g = 15$ m/s. Deutlich ist zu erkennen, dass der Wind innerhalb der konvektiven Grenzschicht fast überall übergeostrophische Werte aufweist, mit einem breiten Maximum zwischen einer Distanz von 75 km und 135 km von der Eiskante, während direkt oberhalb der Grenzschicht der Wind untergeostrophische Werte aufweist (ab einer Distanz von 60 km). Solche Strukturen im Windfeld wurden auch in Beobachtungen bestätigt (zum Beispiel BRÜMMER 1996). CHECHIN et al. (2013) haben

mittels mesoskaliger Simulationen die Abhängigkeit der Stärke und Ausdehnung der Eis-Seewindzirkulation von verschiedenen Parametern (in einem für KLA typischen Parameterraum) untersucht.

Abgesehen vom Temperaturunterschied zwischen Eis und Wasser und der Stärke des geostrophischen Antriebs, hängt nach CHECHIN et al. (2013) die Stärke und Ausdehnung der Eis-Seewind-Zirkulation auch vom Anströmwinkel des Eisrands ab. So treten, bei einer Ausrichtung des Eisrands in Ost-West-Richtung, die ausgeprägtesten Zirkulationsmuster bei Anströmung aus Nordost und die schwächsten bei Anströmung aus Nordwest auf. Des Weiteren wurde gezeigt, dass bei einer relativ groben Modellauflösung von 60 km (gegenüber 5 km), die Eis-Seewind-Zirkulation stark unterschätzt wird, mit der Folge, dass auch die turbulenten Impuls- und Wärmeflüsse um etwa 15 % unterschätzt werden. Da diese Unterschätzung insbesondere in einem Bereich geschieht, in dem die Wärmeflüsse besonders groß sind (siehe Abschnitt 1), dürfte dies einen signifikanten Einfluss auf arktische Klimasimulationen haben, da regionale Klimamodelle etwa mit solch einer Auflösung betrieben werden (CHECHIN et al. 2013).

Abgesehen von der Windstärke wirkt sich die Baroklinität auch deutlich auf die Richtung des mittleren Grenzschichtwindes aus. Wie in GRYSCHKA et al. (2014) diskutiert, nimmt der thermisch bedingte geostrophische Wind von 0 am Oberrand der Grenzschicht linear bis zur Ozeanoberfläche auf seinen Maximalwert zu, mit einer Richtung rechts zum vorgebenden geostrophischen Wind oberhalb der Grenzschicht. Auf den simulierten ersten 160 km stromabwärts des Eiskantrandes wurden für die untersuchten KLA-Situationen Maximalwerte des thermisch bedingten geostrophischen Windes von bis zu 16 m/s erreicht. Der resultierende geostrophische Windvektor (Summe aus vorgegebenem geostrophischen Wind und thermisch bedingten geostrophischen Wind) drehte in den untersuchten Fällen vom Grenzschichtoberrand bis Ozeanoberfläche um bis zu 60° nach rechts. Zusammen mit der reibungsbedingten Winddrehung und der vertikalen Durchmischung innerhalb der konvektiven Grenzschicht ergaben sich je nach KLA-Situation Grenzschichtwinde mit Winkeln zwischen 5° links und 10° rechts zum vorgegebenen geostrophischen Antrieb. Entsprechend richteten sich auch die Konvektionsrollen aus (siehe Abschnitt 3.1.1). Dies ist auch in Übereinstimmung mit typischen Winkeln beobachteter Wolkenstraßen in KLA zur geostrophischen Windrichtung der freien Atmosphäre.

5 Schlussworte und Ausblick

Wie in diesem Artikel dargelegt wurde, sind polare KLA ein häufig auftretendes Phänomen und in Anbetracht der großen Fläche, die KLA einnehmen, und der sehr großen Wärmemengen, die vom Ozean in die Atmosphäre umge-

setzt werden, ist ein möglichst gutes Verständnis dieses Phänomens mit all seinen Wechselwirkungen für die Modellierung des Wetters und insbesondere des Klimas sehr wichtig. In zahlreichen Studien wurden KLA sowohl experimentell als auch mittels numerischer Simulationen untersucht. Die zunehmende zur Verfügung stehende Rechenleistung erlaubte auch immer detailliertere numerische Simulationen von KLA bis hin zu hochaufgelösten turbulenzauflösenden Large-Eddy-Simulationen. Dennoch gibt es noch viele offene Fragen. So wurden zum Beispiel in jüngster Vergangenheit Konvektionsrollen erfolgreich simuliert und untersucht, aber der Übergang von Rollen- zu Zellenkonvektion wurde bislang in numerischen Simulationen noch nicht erfasst. Zwar wurden in Messkampagnen einige Parameter (zum Beispiel turbulente Rayleighzahl, Aspektverhältnisse, vertikale Windscherung) identifiziert, bei denen in einem bestimmten Wertebereich ein Übergang zu erwarten ist, aber das sich hieraus ergebende Bild ist noch nicht einheitlich und der eigentliche Prozess, der hierbei stattfindet, kann damit noch nicht erklärt werden. Auch die Frage unter welchen Bedingungen sich in einem KLA offene oder geschlossene Zellenkonvektion ausbildet, ist noch unbeantwortet. Wie in Abschnitt 3.2 angesprochen, gibt es auch hier verschiedene Ansätze aber noch kein einheitliches Bild. Forschungsbedarf besteht auch bezüglich der Wechselwirkungen mit dem Ozean (auf die in diesem Artikel nicht weiter eingegangen wurde) zum Beispiel bei der Bildung von Tiefenwasser oder dem Einfluss von atmosphärischen Konvektionsrollen auf die ozeanische Grenzschicht. Aber auch Wechselwirkungen mit der freien Atmosphäre zwischen Baroklinität in der konvektiven Grenzschicht und erhöhter potentieller Vorticity in größeren Höhen werden im Zusammenhang mit der Entstehung von Polartiefs diskutiert, wie in Abschnitt 4 angesprochen. Dass noch weiterhin Forschungsbedarf zu diesem Thema besteht, zeigt sich auch daran, dass in jüngsten Jahren nach wie vor zahlreiche Veröffentlichungen zu diesem Thema erschienen sind.

Literatur

- ATKINSON, B.W., WU ZHANG, J., 1996: Mesoscale shallow convection in the atmosphere. *Reviews of Geophysics* **34**, 4, 403-431.
- BRACEGIRDLE, T.J., GRAY, S.L., 2009: The dynamics of a polar low assessed using potential vorticity inversion. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **135**, 641, 880-893.
- BROWN, R.A., 1980: Longitudinal instabilities and secondary flows in the planetary boundary layer: A review. *Reviews of Geophysics* **18**, 3, 683-697.
- BRÜMMER, B., 1996: Boundary-layer modification in wintertime cold-air outbreaks from the Arctic sea ice. *Boundary-Layer Meteorology* **80**, 1-2, 109-125.
- BRÜMMER, B., 1997: Boundary layer mass, water, and heat budgets in wintertime cold-air outbreaks from the Arctic sea ice. *Monthly weather review* **125**, 8, 1824-1837.

- BRÜMMER, B., 1999: Roll and cell convection in winter-time arctic cold-air outbreaks. *Journal of the atmospheric sciences* **56**, 15, 2613-2636.
- BRÜMMER, B., POHLMANN S., 2000: Wintertime roll and cell convection over Greenland and Barents Sea regions: A climatology. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **105**, D12, 15559-15566.
- CHECHIN, D.G., LÜPKES, C., REPINA, I.A., GRYANIK, V.M., 2013: Idealized dry quasi 2D mesoscale simulations of cold air outbreaks over the marginal sea ice zone with fine and coarse resolution. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* **118**, 16, 8787-8813.
- CHECHIN, D.G., PICHUGIN, M.K., 2015: Cold-air outbreaks over the ocean at high latitudes and associated mesoscale atmospheric circulations: Problems of numerical modelling. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics* **51**, 9, 1034-1050.
- CHRISTIAN, T.W., WAKIMOTO, R.M., 1989: The relationship between radar reflectivities and clouds associated with horizontal roll convection on 8 August 1982. *Monthly weather review* **117**, 7, 1530-1544.
- ETLING, D., BROWN, R.A., 1993: Roll vortices in the planetary boundary layer: A review. *Boundary-Layer Meteorology* **65**, 215-248.
- FLETCHER, J., SHANNON, M., JAKOB, C., 2016: The Climatology, Meteorology, and Boundary Layer Structure of Marine Cold Air Outbreaks in Both Hemispheres. *Journal of Climate* **29**, 6, 1999-2014.
- GRYSCHKA, M., DRÜE, C., ETLING, D., RAASCH, S., 2008: On the influence of seaice inhomogeneities onto roll convection in cold air outbreaks. *Geophysical Research Letters* **35**, 23.
- GRYSCHKA, M., FRICKE, J., RAASCH, S., 2014: On the impact of forced roll convection on vertical turbulent transport in cold air outbreaks. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* **119**, 22.
- GRYSCHKA, M., RAASCH, S., 2005: Roll convection during a cold air outbreak: A large eddy simulation with stationary model domain. *Geophysical research letters* **32**, 14.
- KOLSTAD, E.W., 2011: A global climatology of favourable conditions for polar lows. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **137**, 660, 1749-1761.
- KOLSTAD, E.W., BRACEGIRDLE, T. J., 2008: Marine cold-air outbreaks in the future: an assessment of IPCC AR4 model results for the Northern Hemisphere. *Climate Dynamics* **30**, 7-8, 871-885.
- MIRONOV, D.V., 2008: Turbulence in the lower troposphere: Second-order closure and mass-flux modelling frameworks. In: *Interdisciplinary aspects of turbulence. Springer, Berlin, Heidelberg*, 1-61.
- MÜLLER, G., CHLOND, A., 1996: Three-dimensional numerical study of cell broadening during cold-air outbreaks. *Boundary-Layer Meteorology* **81**, 3-4, 289-323.
- PAPRITZ, L., PFAHL, S., SODEMANN, H., WERNLI, H., 2015: A climatology of cold air outbreaks and their impact on air-sea heat fluxes in the high-latitude South Pacific. *Journal of Climate* **28**, 1, 342-364.
- RASMUSSEN, E. A., 2003: Polar lows. In: *A Half Century of Progress in Meteorology: A Tribute to Richard Reed. American Meteorological Society*, 61-78.
- SCHRÖTER, M., RAASCH, S., JANSEN, H., 2005: Cell broadening revisited: Results from high-resolution large-eddy simulations of cold air outbreaks. *Journal of the atmospheric sciences* **62**, 6, 2023-2032.
- WANG, H., FEINGOLD, G., 2009: Modeling mesoscale cellular structures and drizzle in marine stratocumulus. Part I: Impact of drizzle on the formation and evolution of open cells. *Journal of the Atmospheric Sciences* **66**, 11, 3237-3256.
- YOUNG, G.S., KRISTOVICH, D.A.R., HJELMFELT, M.R., FOSTER, R.C., 2002: Rolls, streets, waves, and more: A review of quasi-two-dimensional structures in the atmospheric boundary layer. *Bulletin of the American Meteorological Society* **83**, 7, 997-1001.

DR. MICHA GRYSCHKA

Leibniz Universität Hannover

Institut für Meteorologie und Klimatologie

Herrenhäuser Str. 2

30419 Hannover

gryschka@muk.uni-hannover.de

S. WILLMES, G. HEINEMANN, A. PREUSSER

6 Arktische Polynjen

Arctic polynyas

Zusammenfassung

Das arktische Meereis zeichnet sich auch in den Wintermonaten durch einige größere Flächen offenen Wassers (Polynjen) und schmale Risse (Eisrinnen) aus, mit großen Wärmeflüssen vom relativ warmen Ozean in die kalte Atmosphäre. Damit wird über diesen „Oberflächenanomalien“ die Struktur der atmosphärischen Grenzschicht maßgeblich beeinflusst und die regionale Oberflächenenergiebilanz deutlich modifiziert. Polynjen treten vorwiegend im Bereich der Küsten und an den Rändern der arktischen Festeisgebiete auf. In Polynjen und Eisrinnen werden im Vergleich zur geschlossenen Packeisdecke auch während des fortgeschrittenen Winters noch große Mengen an neuem Eis gebildet. Die Ozean-Meereis-Atmosphäre-Wechselwirkungen im Bereich von Polynjen und Eisrinnen sind Gegenstand aktueller Forschung.

Summary

The wintertime Arctic sea ice area is characterized by some extended areas of open water (polynyas) and narrow cracks (sea-ice leads), which represent a substantial source of heat fluxes from the relatively warm ocean to the cold atmosphere. Thereby, the structure of the atmospheric boundary layer over these “surface anomalies” is significantly altered and the regional surface energy balance is strongly modified. Polynyas form predominantly along the coastline and at the edges of the Arctic fast ice regions. Huge amounts of new sea ice are formed in leads and polynyas even during mid and late winter. The ocean sea ice – atmosphere interactions in connection with polynyas and leads are subject of ongoing research.

1 Einleitung

Zum Zeitpunkt seiner maximalen Ausdehnung im März jedes Jahres bedeckt das arktische Meereis eine Fläche von etwa 15 Millionen km². Diese Eisfläche ist jedoch keineswegs durchgehend geschlossen sondern zeichnet sich durch Aufbrüche, Risse und teilweise größere Flächen offenen Wassers aus, die je nach Region in unterschiedlicher Häufigkeit zu finden sind und in den meisten Fällen durch von Wind- und Ozeanströmungen angetriebenen Spannungen, Scherungen und Divergenzen im Meereis hervorgerufen werden. Besonders im Winter, unter dem Einfluss einer sehr kalten Atmosphäre, sind diese Öffnungen im Packeis Orte großer Flüsse latenter und sensibler Wärme in die atmosphärische Grenzschicht. Diese Öffnungen lassen sich grob einteilen in Eisrinnen und Polynjen. Bei den „Eisrinnen“ handelt es sich nach Definition der WMO um lange Risse im Eis mit einer Breite von mehreren Metern bis

Kilometern. Das Auftreten von Eisrinnen ist räumlich und zeitlich sehr variabel, hat jedoch einen großen Einfluss auf die atmosphärische Grenzschicht (siehe Beitrag LÜPKES et al. 2018 in diesem Heft). Bei „Polynjen“ handelt es sich im Gegensatz zu Eisrinnen um Eisaufbrüche, die wiederkehrend an denselben Stellen auftreten und sich durch eine höhere Persistenz und größere Flächenausdehnung auszeichnen. Eine „Polynja“ (der Name leitet sich aus der russischen Beschreibung für ein „Loch im Eis“ ab) ist demnach innerhalb der geschlossenen Eisdecke ein wiederkehrendes Gebiet mit offenem Wasser oder dünnem Eis, das sich über mehrere 10000 km² erstrecken kann (SMITH et al. 1990). Im Grenzbereich einer Polynja finden sich sehr starke horizontale Gradienten in der unteren Randbedingung für die atmosphärische Grenzschicht (Abbildung 6-1a), wobei auch hier über den offenen Wasserflächen die Wärmeflüsse jene über der geschlossenen Eisdecke um mehr als eine Größenordnung übertreffen. Der genaue Einfluss von Polynjen auf

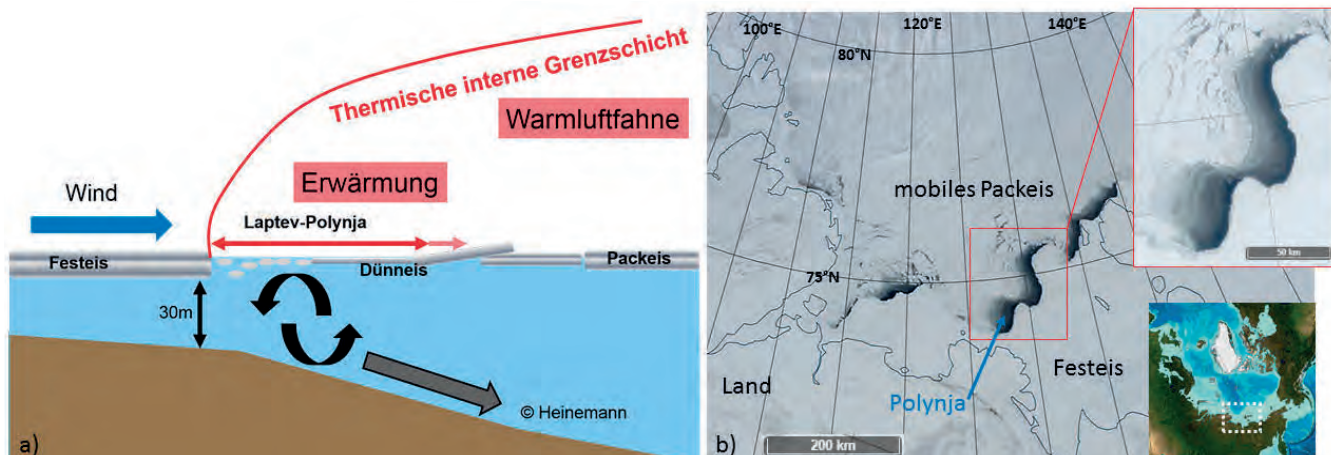


Abb. 6-1: a) Schematische Darstellung einer Polynja und deren Einfluss auf die atmosphärische Grenzschicht und den Ozean, b) MODIS- Aqua-Satellitenbild (MYD09, Quelle: NASA/LADSWEB, Reflexion im nahen Infrarot, normierte Grauwerte, Auflösung 500 m) vom 30. April 2008, 3:35 UTC, Laptevsee in der sibirischen Arktis (LAP in Abbildung 6-2a).

Ozean und Atmosphäre sowie damit verbundene Wechselwirkungen sind Gegenstand aktueller Forschungsprojekte (zum Beispiel GUTJAHR et al., 2016), bei denen meist eine Kombination aus In-Situ- und Fernerkundungsdaten und regionaler Klimamodellierung mit Atmosphäre-Eis-Ozeanmodellen zum Einsatz kommt.

2 Bildungsmechanismen und regionales Auftreten

Die Ursachen, die bei den sehr geringen bodennahen Lufttemperaturen im Winter in der Arktis dennoch ein Zufrieren der offenen Wasserflächen der Polynjen verhindern, sind entweder der permanente Abtransport (Verdriften) von neu gebildetem Eis weg von der Küste durch Wind und Ozeanströmungen (mechanische Ursache) oder eine Wärmezufuhr aus dem Ozean, die ausreichend groß ist, um die Neueisbildung zu verhindern (thermodynamische Ursache). Im ersten Fall spricht man auch von sogenannten „Latent-Heat-Polynjen“ (LEMKE 2001), da die freiwerdende latente Wärme (Kristallisationswärme) bei der permanenten Bildung von neuem Eis den Energieverlust an die Atmosphäre kompensiert und dadurch die offene Wasserfläche der Polynja aufrecht erhält. Im zweiten Fall der thermodynamisch induzierten Polynjen spricht man auch von „Sensible-Heat-Polynjen“, da in diesem Fall der Transport von Wärme aus dem Ozean an die Oberfläche die Bildung von neuem Eis unterbindet oder Schmelzen von vorhandenem Eis begünstigt (SMITH et al. 1990). Der Latent-Heat-Typ tritt im Allgemeinen wesentlich häufiger auf und

ist vor allem in Küstenbereichen zu finden, wo ablandige Winde das mobile Packeis entweder direkt von der Küste oder vom vorgelagerten küstentfesten Eisrand wegtreiben (Abbildung 6-1b). Auf den dadurch entstehenden offenen Wasserflächen bilden sich Eiskristalle („frazil ice“), die von den ablandigen Winden strömungsabwärts transportiert werden, sich am gegenüberliegenden äußeren Rand der Polynja akkumulieren und dort zusammenfrieren. Durch diesen Prozess ist in einer Polynja des Latent-Heat-Typs meistens ein horizontaler Gradient der Eisdicke zu beobachten, der ausgehend vom offenen Wasser am Luvrand der Polynja zunehmende Eisdicken bis zum Übergang zum dicken Packeis am Leerand aufweist. Aus Satellitendaten, die eine Ableitung der Eisdicke erlauben (meist Thermal-Infrarot und Mikrowellen), wird eine Polynja vorwiegend als der Bereich definiert, in dem Eisdicken von weniger als 20 cm auftreten (unter anderem MARTIN et al. 2004, ADAMS et al. 2013). Bei einer Abschwächung des Windes und der damit verringerten Drift des neu gebildeten Eises kann eine Polynja je nach lokaler Oberflächenenergiebilanz in-

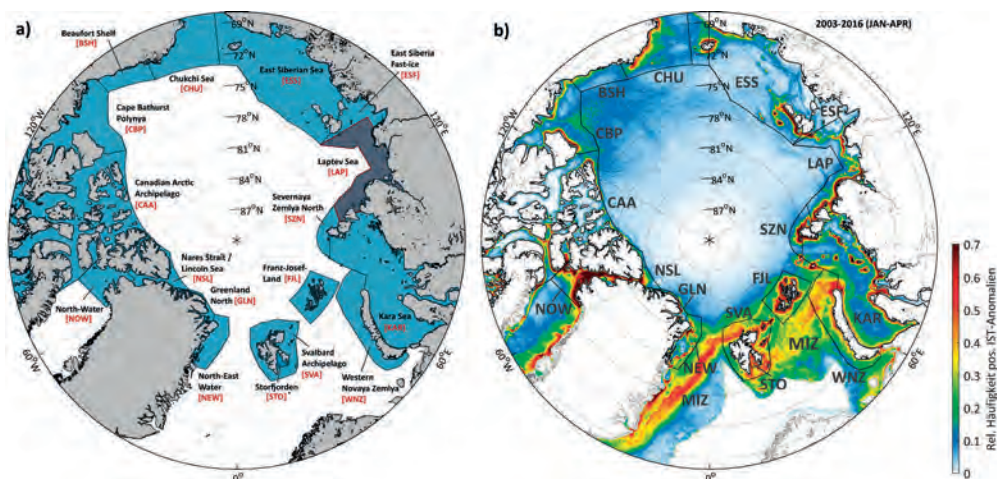


Abb. 6-2: a) Karte der Polynjagebiete in der Arktis (aus PREUSSER et al. 2016), b) Räumliche Verteilung des Auftretens positiver Oberflächentemperaturanomalien (Ice Surface Temperature, IST) als Indikator für Polynjen und Eisrinnen, aus MODIS-MXD29-Eisoberflächentemperaturen für die Monate Januar bis April im Zeitraum 2003-2016 (aus WILLMES und HEINEMANN 2016). Gelbe/rote Flächen markieren die typischen Positionen der arktischen Polynjen (außer MIZ, vergleiche Abbildung 6-2a, Erläuterung siehe Text), wohingegen blaue Flächen eher das Auftreten von Eisrinnen darstellen.

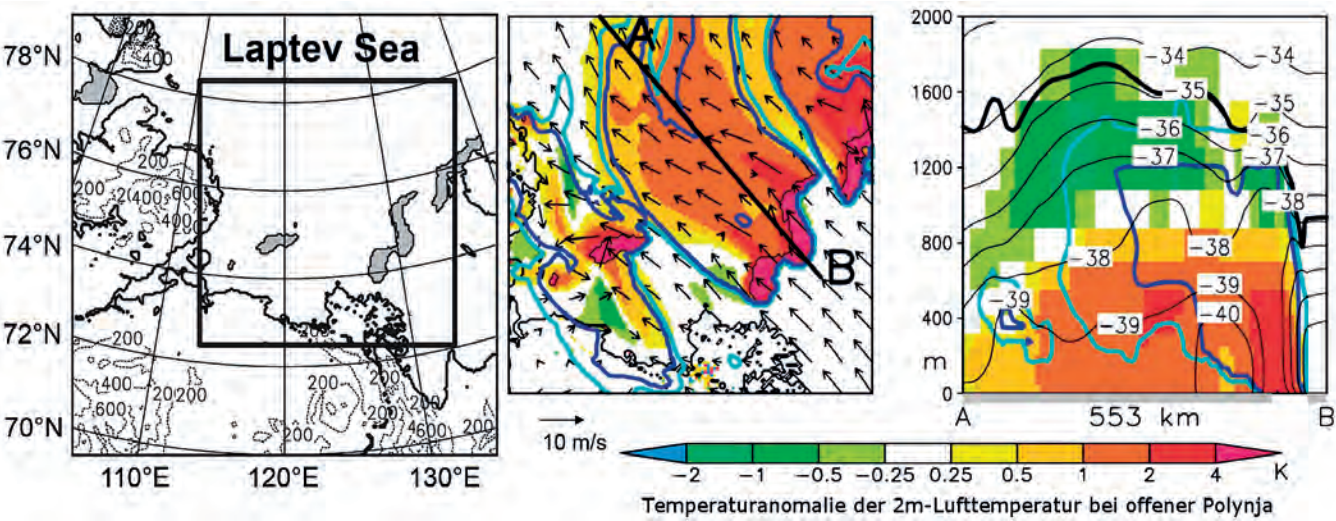


Abb. 6-3: Links: Modellgebiet für die Laptevsee mit 5 km Auflösung. Mitte: Temperaturdifferenzen zwischen Simulationen mit und ohne Polynja in der Laptevsee: Anomalien der Zwei-Meter-Lufttemperatur in K (farbig), mit horizontalen Windvektoren (10 m Höhe) und der Wolkenbedeckung in den unteren 2000 m (hellblau: 10 %, dunkelblau: 90 % Bedeckung) für die Sensitivitätsstudie (Polynja als offenes Wasser, Startbedingungen: Eistemperatur 30°C, Zehn-Meter-Wind 4 m/s, EBNER et al. 2011). Die Linie A-B markiert die Lage des Querschnitts für die Darstellung rechts: Anomalie der Lufttemperatur (farbig) und Isolinien der potentiellen Temperatur (dünne schwarze Linien), 0,01 g/kg Isolinie der spezifischen Feuchte (dicke schwarze Linie) und Isolinien des Bedeckungsgrades für 10 % (hellblau) und 90 % (dunkelblau). Die graue Linie an der x-Achse markiert das Vorhandensein von Meereis und die Position der Polynja (aus EBNER et al. 2011).

nerhalb weniger Stunden wieder komplett zufrieren. In den Polynjen auf dem sibirischen Schelf wurden beispielsweise Eiswachstumsraten von mehr als 20 cm/Tag beobachtet (PREUSSER et al. 2016). Da eine Polynja im Prinzip so lange geöffnet ist, wie der Abtransport von neu gebildetem Eis die Bildung von neuem Eis übersteigt, stellen neben der Eisproduktion vor allem die Drift des Packeises und die Akkumulation des neu gebildeten Eises an der Leeseite der Polynja die entscheidenden Prozesse dar (PEASE, 1987).

Die horizontale Auflösung von Klimamodellen ist meist zu grob, um Polynjen explizit zu simulieren. Aus diesem Grund werden diese Flächen als subskalige Inhomogenitäten des turbulenten vertikalen Impuls- und Energieflusses parametrisiert. Hochauflösende regionale Modelle sind dagegen in der Lage, zumindest die Polynjen aufzulösen, so dass deren Effekte auf die Atmosphäre, die Eisproduktion und den Ozean studiert werden können (GUTJAHR et al. 2016).

BARBER und MASSOM (2007) identifizieren in der Arktis insgesamt 61 einzelne Polynjen, deren Hauptauftrittsgebiete in Abbildung 6-2a gezeigt werden. Dabei umfasst allein der kanadische Archipel mehr als zehn Einzelpolynjen. Abbildung 6-2b zeigt die relative Häufigkeit des Auftretens von signifikant positiven Anomalien der Oberflächentemperatur im Arktischen Ozean (hier: Abweichung im Vergleich zum 50×50 km² Umgebungsmedianwert) in den Wintermonaten Januar bis April der Jahre 2003 bis 2016, abgeleitet aus Infrarot-Satellitendaten (WILLMES und HEINEMANN 2016). Polynjen treten in dieser Darstellung als Flächen mit einer hohen Häufigkeit für Wärmeanomalien der Oberflächentemperatur hervor, da sie an wiederkehrenden Stellen auftreten und damit im Vergleich zu den Eisrinnen eine höhere Persistenz aufweisen. Es zeigt sich,

dass insbesondere die Küstengebiete und der Rand landfester Eisgebiete auf dem sibirischen Schelf (ESF) sich durch eine hohe Frequenz solcher Wärmanomalien der Oberflächentemperatur auszeichnen, da dort das Meereis immer wieder aufbricht. In manchen Gebieten werden so Auftrittsraten von mehr als 70 % erreicht. Im Bereich der Eisrandzone (Marginal Ice Zone, MIZ) in der Grönlandsee und Barentssee kommen die häufig auftretenden Wärmanomalien eher durch die geringe Eiskonzentration und vermehrte Eisrinnenbildung zustande und stehen weniger im Zusammenhang mit dem Auftreten von Polynjen.

3 Wechselwirkungen mit Atmosphäre und Ozean

Über einer Polynja erreicht die Summe aus fühlbarem und latentem Wärmefluss vom Ozean zur Atmosphäre in den Wintermonaten typischerweise Werte von 200 bis 500 W/m² (EBNER et al. 2011, GUTJAHR et al. 2016), die den Wärmefluss über einer geschlossenen Packeisdecke um mehr als eine Größenordnung überschreiten. Die regionale Oberflächenenergiebilanz und damit auch die Ausprägung der atmosphärischen Grenzschicht werden somit maßgeblich durch das Vorhandensein einer Polynja und der in ihr vorliegenden Verteilung von dünnem Eis beeinflusst. Untersuchungen mit numerischen Atmosphärenmodellen zeigen, dass sich bei einem Meereis/Ozean-Temperaturkontrast von 40 K im Bereich einer Polynja je nach vorherrschender Windgeschwindigkeit eine interne konvektive Grenzschicht mit einer Höhe von bis zu 1200 m und einer Zwei-Meter-Lufttemperatur-Anomalie von mehr als 5 K ausbilden kann (siehe Abbildung 6-3). Die durch die Polynja erzeugte Warmluftfahne kann sich bis zu 500 km strömungsabwärts ausbreiten (EBNER et al. 2011, GUTJAHR et al. 2016). Das Windfeld über einer Polynja

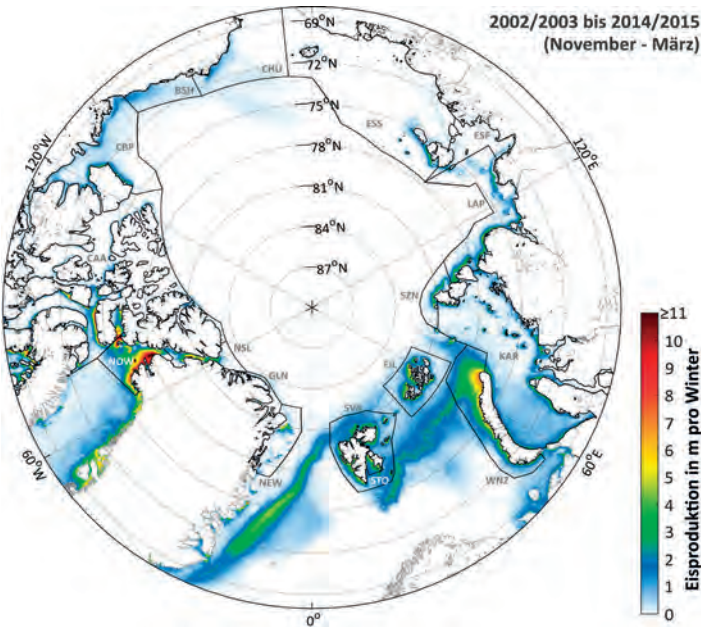


Abb. 6-4: Mittlere Eisbildungsrate aufsummiert über die Wintermonate November bis März (in m pro Winter) in der Arktis (2002/2003 bis 2014/2015). Die Abgrenzungen bekannter Polynja-Regionen nördlich von 68°N sind in schwarz eingezeichnet (aus PREUSSER et al. 2016).

kann durch mesoskalige thermische Zirkulationen modifiziert werden und um bis zu 5 m/s höhere oberflächennahe Windgeschwindigkeiten aufweisen. Durch das Freiwerden latenter Wärme (Verdunstung) kommt es über Polynjen oft zu einer verstärkten Wolkenbildung, was wiederum den Beitrag der negativen Oberflächenstrahlungsbilanz und damit die Bildung von neuem Eis innerhalb der Polynja reduziert. Ein Vergleich von Beobachtungen der Bewölkung über Meereis und über der **North Water Polynja** (NOW, vergleiche Abbildung 6-2) bei NW-Grönland zeigt, dass Bedeckungsgrade von weniger als fünf Achteln über einer Polynja mit 20 % geringerer Häufigkeit auftreten und dass dies mit einer Zunahme von Stratus- und Cumulus-Wolken verbunden ist (MINNETT und KEY 2007).

Durch die intensive Bildung von neuem Eis kommt es in den Polynjen des Latent-Heat-Typs zu Salzflüssen im Ozean, da beim Gefrieren des Meerwassers das Salz nicht mit in das Eiskristallgitter eingebaut wird und somit die lokale Salinität des Meerwassers deutlich erhöht ist (PEASE 1987, MORALES MAQUEDA et al. 2004). Damit verbunden erhöht sich die Dichte des Wassers, was zu einer Abschwächung der Dichteschichtung in der darunter liegenden Wassersäule und damit zu einer Vertiefung der oberflächennahen Mischungsschicht im Ozean (surface mixed layer) führt. Durch das überwiegende Auftreten von Polynjen in der Nähe der Küsten werden auf den Kontinentalschelfen somit auch im Laufe des Winters große Mengen an salzhaltigerem und damit dichterem Wasser produziert, das horizontal über den Schelfrand abfließen und damit zur Bildung von arktischem Tiefenwasser beitragen kann. Insbesondere der sibirische Schelf trägt weiterhin durch die hier mündenden, teils sehr großen Flüsse (Lena, Ob, Jenissei) erhebliche Mengen an Süßwasser in den Arktischen Ozean ein. Dies führt in Kombination mit der Produktion

von dichtem, salzhaltigem Wasser in den Polynjen während des Winters zu intensiven Wechselwirkungen und regional stark unterschiedlichen Mischungsprozessen, deren Verständnis und Quantifizierung Gegenstand aktueller Forschung sind (JANOUT et al. 2017). Hierbei kommen unter anderem Verankerungsketten im Ozean zum Einsatz, die über eine Dauer von mehreren Monaten bis Jahren im Bereich einer Polynja anhand unterschiedlicher Messinstrumente die Ozeanströmungen, die Wassertemperatur und den Salzgehalt in unterschiedlichen Tiefen erfassen.

4 Beitrag der Polynjen zur Neueisbildung

Der größte Teil des Energieaustauschs zwischen Ozean und Atmosphäre in der Arktis im Winter vollzieht sich über Eistrinnen und Polynjen. Bei einer negativen Oberflächenenergiebilanz verliert der Ozean im Falle offenen Wassers Wärmeenergie entweder direkt (über turbulente Flüsse und Strahlung) oder über die dazwischen geschaltete Wärmeleitung im Falle einer Eisdecke. Im ersten Fall kommt es zur Bildung von Eiskristallen (frazil ice), die sich in Richtung der Leeseite der Polynja akkumulieren und verfestigen und so eine dünne Eisdecke formen, deren Dicke windabwärts zunimmt. Im zweiten Fall kommt es zum basalen Anfrieren von Eiskristallen unterhalb der bestehenden, noch dünnen Eisdecke. Eine Abschätzung der Eisproduktion in Polynjen aus Satellitendaten der Oberflächentemperatur erfolgt über die Oberflächenenergiebilanz und unter der Annahme, dass bei einer Ozeantemperatur am Gefrierpunkt der gesamte Energieverlust an der Oberfläche zur Eisbildung führt. Die zur Bestimmung der Oberflächenenergiebilanz relevanten Größen werden hierbei entweder aus Fernerkundungsdaten, atmosphärischen Reanalysen und/oder aus Modellsimulationen abgeleitet. Insbesondere sind bei diesen Betrachtungen die Austauschkoefizienten zur Berechnung der turbulenten Flüsse von fühlbarer und latenter Wärme im Fokus, die je nach Verfahren unterschiedlich parametrisiert werden und eine große Schwankungsbreite aufweisen (siehe Beitrag von LÜPKES et al. 2018 in diesem Heft). Für eine Bestimmung der Eisproduktion müssen zusätzlich noch die Fläche der Polynja und möglichst die räumliche Verteilung der Dicke des dünnen Neueises innerhalb der Polynja erfasst werden, was mit Hilfe von Satellitendaten von passiven Mikrowellen- und Infrarot-Sensoren möglich ist.

Ein Beispiel für die aus Infrarot-Fernerkundungsdaten abgeleiteten Eisbildungsraten (m pro Winter) zeigt Abbildung 6-4. Wie schon in Abbildung 6-2 zeichnen sich bestimmte Regionen in der kanadischen Arktis sowie entlang der sibirischen Küste/Festeiskante durch auffallend hohe Eisproduktionsraten aus, im Falle der **North-Water** (NOW)-Polynja nordwestlich von Grönland mit Werten um bis zu 14 m pro Winter. Vergleichbar hohe Werte finden sich in kleineren Polynjen im östlichen Bereich des kanadischen Archipels am Eingang zur Baffin Bay. Die meisten ande-

ren arktischen Polynja-Gebiete produzieren im Mittel etwa 1 bis 3 m neues Eis pro Winter, mit einigen Ausnahmen bis zu 4 bis 7 m pro Winter in Teilen der östlichen Arktis (Franz-Josef-Land, Karasee, Novaya Zemlya und Laptevsee). Die Verwendung von vergleichsweise hoch auflösenden Satellitendaten (etwa 2 km) erlaubt die Detektion feiner Polynja-Strukturen, was wegen der komplexen Verläufe der Küsten und Festeisränder (sibirische Arktis) und in engen Fjorden (Grönland, kanadisches Archipel, Spitzbergen) nötig ist. Aktuelle Untersuchungen (PREUSSER et al. 2016, IWAMOTO et al. 2014) zeigen, dass die jährlichen Eisbildungsraten starken Schwankungen unterworfen sind, zu deren detaillierter Erklärung es weiterer Studien bedarf.

5 Fazit

Offene Wasserflächen im winterlichen arktischen Meereis treten in Form von Polynjen und Eistrinnen auf und haben durch große turbulente Flüsse fühlbarer und latenter Wärme einen bedeutenden Einfluss auf die atmosphärische Grenzschicht der Arktis. Durch die Bildung von neuem Eis tragen diese Gebieten erheblich zur Meereisproduktion in der Arktis sowie zur Bildung von arktischem Tiefenwasser und damit zu ozeanischen Umwälzbewegungen bei. Die Untersuchung der Ozean-Atmosphäre-Wechselwirkungen im Bereich der Polynjen und Eistrinnen mittels In-Situ- und Satellitendaten sowie durch regionalen Klimamodelle ist Gegenstand aktueller Forschung.

Literatur

- ADAMS, S., WILLMES, S., SCHRÖDER, D., HEINEMANN, G., BAUER, M. & KRUMPEN, T., 2013: Improvement and Sensitivity Analysis of Thermal Thin-Ice Thickness Retrievals. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **51**, 3306–3318, doi:10.1109/tgrs.2012.2219539.
- BARBER, D.G., MASSOM, R.A., 2007: The Role of Sea Ice in Arctic and Antarctic Polynyas, In: SMITH, W. O., BARBER, D. G. (Ed.), *Polynyas - Windows to the World*. 1–54, *Elsevier Oceanography Series*, doi:10.1016/s0422-9894(06)74001-6.
- EBNER, L., SCHRÖDER, D., HEINEMANN, G., 2011: Impact of Laptev Sea flaw polynyas on the atmospheric boundary layer and ice production using idealized mesoscale simulations. *Polar Research* **30**, 7210, doi: 10.3402/polar.v30i0.7210.
- Gutjahr, O., Heinemann, G., Preußner, A., Willmes, S., and Drüe, C.: Quantification of ice production in Laptev Sea polynyas and its sensitivity to thin-ice parameterizations in a regional climate model, *The Cryosphere*, **10**, 2999–3019, <https://doi.org/10.5194/tc-10-2999-2016>, 2016.
- IWAMOTO, L., OHSHIMA, K.I., TAMURA, T., 2014: Improved mapping of sea ice production in the Arctic Ocean using AMSR-E thin ice thickness algorithm. *Journal of Geophysical Research* **119**, 3574–3594, doi:10.1002/2013jc009749.
- JANOUT, M.A., HÖLEMANN, J., TIMOKHOV, L., GUTJAHR, O., HEINEMANN, G., 2017: Circulation in the northwest Laptev Sea in the eastern Arctic Ocean: Crossroads between Siberian River water, Atlantic water and polynya-formed dense water. *Journal of Geophysical Research-Oceans* **122**, pp. 1–18, doi:10.1002/2017JC013159.
- LEMKE, P., 2001: Open windows to the polar ocean. *Science* **292**, 1670–1671, doi: 10.1126/science.1061186.
- MARTIN, S., DRUCKER, R., KWOK, R., & HOLT, B., 2004: Estimation of the thin ice thickness and heat flux for the Chukchi Sea Alaskan coast polynya from Special Sensor Microwave/Imager data, 1990–2001. *Journal of Geophysical Research* **109**, (C10012), doi:10.1029/2004JC002428.
- MINNETT, P.J., KEY, E.L., 2007: Meteorology and Atmosphere-Surface Coupling in and around Polynyas. In: SMITH, W.O., & BARBER, D. G. (Eds.), *Polynyas -: Windows to the World. Elsevier Oceanography Series* **74**, doi:10.1016/s0422-9894(06)74001-6.
- MORALES-MAQUEDA, M., WILLMOTT, A., & BIGGS, N., 2004: Polynya dynamics: A review of observations and modeling, *Review of Geophysics* **42**, 1–37, doi:10.1029/2002rg000116.
- PEASE, C.H., 1987: The size of wind-driven coastal polynyas. *J. Geophys. Res.* **92**, (C7), 7049–7059, doi:10.1029/JC092iC07p07049.
- PREUSSER, A., HEINEMANN, G., WILLMES, S., & PAUL, S., 2016: Circumpolar polynya regions and ice production in the Arctic: Results from MODIS thermal infrared imagery for 2002/2003 to 2014/2015 with a regional focus on the Laptev Sea. *The Cryosphere* **10**, 3021–3042, doi:10.5194/tc-10-3021-2016.
- SMITH, S.D., MUENCH, R.D., PEASE, C.H., 1990: Polynyas and leads: An overview of physical processes and environment. *J. Geophys. Res.* **95**, (C6), 9461–9479, doi:10.1029/JC095iC06p09461.
- WILLMES, S., HEINEMANN, G., 2016: Sea-ice winter-time lead frequencies and regional characteristics in the Arctic, 2003–2015. *Remote Sensing, Special Issue: Sea Ice Remote Sensing and Analysis* **8**, 1, 4; doi:10.3390/rs8010004.
- DR. SASCHA WILLMES
UNIV.-PROF. DR. GÜNTHER HEINEMANN
DR. ANDREAS PREUSSER
Umweltmeteorologie
Universität Trier
Fachbereich VI - Raum- und Umweltwissenschaften
54286 Trier
willmes@uni-trier.de

C. LÜPKES, A. SCHMITT, V. GRYANIK

7 Turbulente Energie- und Impulsflüsse in der atmosphärischen Grenzschicht über dem polaren Ozean

Turbulent fluxes of energy and momentum in the atmospheric boundary layer over the polar ocean

Zusammenfassung

In diesem Beitrag werden relevante Prozesse in der polaren atmosphärischen Grenzschicht beschrieben. Der Schwerpunkt liegt dabei auf dem turbulenten Austausch, der für die Wechselwirkung zwischen Atmosphäre, Meereis und dem Ozean besonders wichtig ist. Die Intensität des Austausches hängt von vielen Faktoren ab, wie zum Beispiel vom Strömungsregime, von der Meereisbedeckung aber auch von der Richtung des Windes relativ zur Orientierung der Packeisgrenze sowie vom Abstand eines Ortes zum Packeisrand. Besonders komplex sind die Wechselwirkungsprozesse über teilweise mit Meereis bedecktem Gebiet. Dort wird der Austausch außer durch die starken Kontraste zwischen Oberflächen- und Lufttemperatur auch durch den durch Schollenkanten verursachten Formwiderstand beeinflusst. Dies wird anhand einer Parametrisierung von Transferkoeffizienten für Impuls und Wärme verdeutlicht, die für die Anwendung in Klima- und Wettervorhersagemodellen geeignet ist.

Summary

This contribution explains relevant processes in the polar atmospheric boundary layer. The focus is on the turbulent exchange, which is most important for the interaction between atmosphere, sea ice and ocean. This interaction depends on different governing factors such as the flow regimes, the sea ice cover, wind direction relative to the orientation of the pack ice edge and the distance of a location to the pack ice edge. The interaction processes are especially complex over fractional sea ice cover. Over such regions the exchange is not only influenced by strong contrasts between surface and air temperatures but also by form drag caused by floe edges. This is demonstrated by explaining a parameterization of transfer coefficients for momentum and energy which is well suited for the application in climate and weather prediction models..

1 Einleitung

Die Modellierung polarer Klimaveränderungen und insbesondere des Rückgangs der arktischen Meereisbedeckung erfordert eine realitätsgetreue Wiedergabe von Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre, Ozean und Meereis. Vorgänge in der atmosphärischen Grenzschicht über den polaren Ozeanen und die damit verbundenen Energie- und Impulsflüsse gewinnen in diesem Zusammenhang eine wichtige Bedeutung für das Klimageschehen. Die realitätsgetreue Berücksichtigung von Grenzschichtprozessen ist aber besonders in den Polargebieten schwierig. Dies liegt an der oft sehr geringen Grenzschichtdicke sowie an den Einflüssen kleinskaliger Oberflächeninhomogenitäten und von Wolken. Alle drei Punkte spielen für die Energie- und Impulsflüsse eine wesentliche Rolle.

In diesem Beitrag werden die Besonderheiten der Grenzschichtvorgänge und deren Auswirkungen auf die Energie-

und Impulsflüsse über den polaren Ozeanen verdeutlicht, wobei der Schwerpunkt der Darstellung auf der nicht durch Wolken dominierten Grenzschicht liegt.

Die relevanten Prozesse in der atmosphärischen Grenzschicht sind schematisch in Abbildung 7-1 dargestellt. Zunächst kann man sie grob unterteilen in solche über den offenen, eisfreien polaren Ozeanen, über den mit Packeis bedeckten Regionen und in Prozesse über der Übergangszone, der sogenannten Eisrandzone. Die mit dieser Unterteilung einhergehende Grenzschichtstruktur spiegelt sich in den typischen, in Abbildung 7-1 skizzierten vertikalen Temperaturprofilen wieder, die sowohl die stabilen Bedingungen über dem Meereis als auch die oft konvektiven Bedingungen über dem offenen Ozean verdeutlichen. Veränderungen dieser thermischen Schichtung aufgrund von Änderungen der großskaligen Zirkulationsmuster und des damit verbundenen Transports warmer und feuchter Luftmassen über die eisbedeckten Ozeane

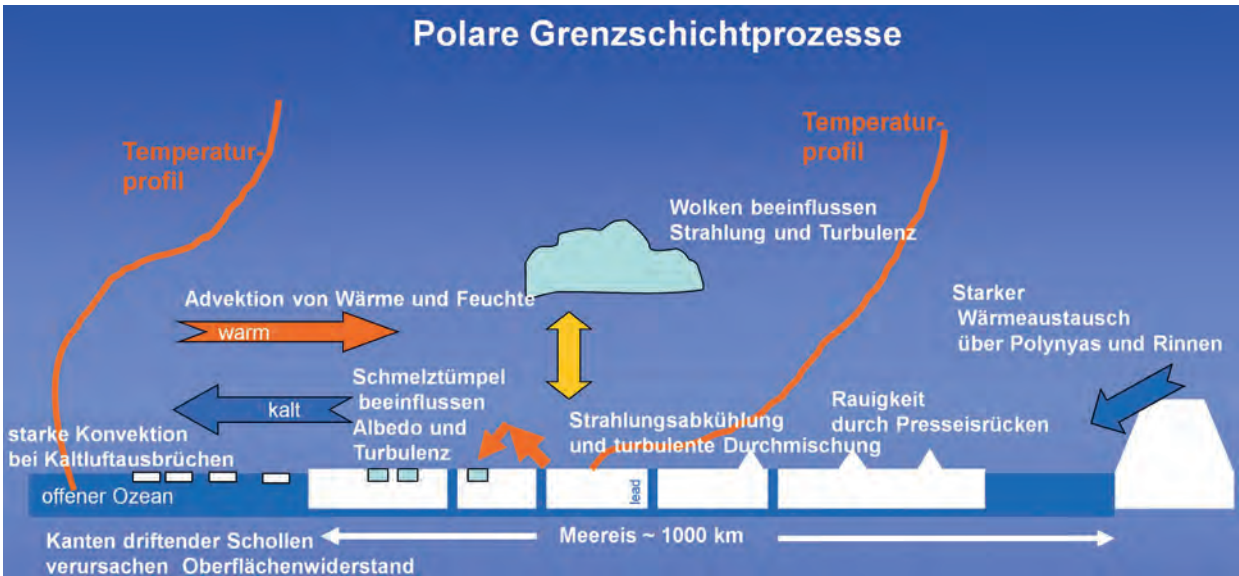


Abb. 7-1: Illustration wichtiger Prozesse in der polaren Grenzschicht (aus: www.awi.de/forschung/klimawissenschaften/meteorologie-der-polargebiete.html).

könnten für den im vergangenen Jahrzehnt beobachteten und wiederum die Schichtung beeinflussenden Eisrückgang (PORTER et al. 2012) eine Schlüsselrolle spielen. Die starke Stabilität der arktischen oberflächennahen Atmosphäre über Meereis und ihre dämpfende Wirkung auf die turbulente vertikale Vermischung beeinflusst ferner auch die sogenannte arktische Verstärkung, wonach die arktischen Regionen von der globalen Erwärmung stärker als andere Regionen betroffen sind („Lapse Rate“-Effekt, siehe zum Beispiel GRAVERSEN et al. 2014, PITHAN und MAURITSSEN 2014). Dies ist einer der Gründe, weswegen eine realitätsgetreue Wiedergabe turbulenter Flüsse von Impuls, Wärme und Feuchte und deren Schichtungsabhängigkeit (zum Beispiel GRACHEV et al. 2007) eine wichtige Rolle für die Modellierung von Klimaprozessen in den Polarregionen spielt.

Die beschriebene Inhomogenität der Eisbedeckung und die damit einhergehende Variabilität der Oberflächentemperatur und Rauigkeit auf einer horizontalen Skala von Metern bis Kilometern verursacht Schwierigkeiten für die Modellierung. Denn die durch die Inhomogenität beeinflussten Transporte von Energie und Impuls sind für Klima- und Wettervorhersagemodelle subskalig und daher nur durch Parametrisierungen erfassbar. Ursachen für die Variabilität der Rauigkeit sind vielfältig. Beispielsweise entstehen bei konvergenter Eisdrift die sogenannten Presseisrücken (in Abbildung 7-1 angedeutet). Ferner bilden sich kleine Rücken an den Kanten von Schollen, wenn diese zusammenstoßen. Dies beeinflusst in erster Linie den Impulstransport, aber auch die Struktur der turbulenten Grenzschicht, was sich wiederum auf den Wärmetransport zwischen Atmosphäre und Meereis/Ozean auswirkt.

Im folgenden Kapitel 2 werden zunächst die Struktur der Grenzschicht sowie die wichtigsten, diese Struktur beeinflussenden Faktoren erläutert. Zur Beschreibung des Einflusses inhomogener Eisbedeckung auf die turbulenten

Flüsse wird als Beispiel in Kapitel 3 eine am Alfred-Wegener-Institut entwickelte Parametrisierung oberflächennaher Transferkoeffizienten für Impuls und Wärme dargestellt. In Kapitel 4 folgt dann eine Beschreibung der Auswirkungen der sich bei divergenter Eisdrift bildenden Eisrinnen auf die atmosphärische Grenzschicht.

2 Die Struktur der Grenzschicht über den polare Ozeanen

Energie- und Impulsflüsse sind in der unteren Atmosphäre von der vertikalen Struktur der Grenzschicht abhängig, die über den polaren Ozeanen wesentlich durch die strahlungsbedingte Abkühlung geprägt wird. Diese führt über dem Meereis zu den schon erwähnten extrem flachen Grenzschichten, die nach oben hin durch starke Inversionen abgegrenzt sind (siehe Beispiele in Abbildung 7-2).

Oft liegen die Inversionen an der Oberfläche auf oder sind selbst beim Vorhandensein mechanischer oder thermisch bedingter Durchmischung um nur 50 bis 200 m vom Meereis abgehoben. Temperaturzunahmen um 10 Grad innerhalb von 50 m Höhenunterschied sind hier keine Seltenheit. Solch flache Grenzschichten (hier definiert als die Luftschicht unterhalb der oberflächennächsten Inversion) treten über Meereis sowohl im Winter als auch im Sommer auf. Oberflächennahe Wärmeflüsse sind dort in der stabilen Grenzschicht nach unten gerichtet, sodass sie die bei wolkenlosem Himmel auftretende Abkühlung des Eises dämpfen. Gemessene Werte (zum Beispiel OVERLAND al. 2000, ANDREAS et al. 2010) und Modellergebnisse zeigen, dass der Betrag der Flüsse im Bereich von 5 bis 30 Wm⁻² liegt.

Bezüglich der Turbulenzparametrisierung in stabiler Umgebung über dem Meereis gab es einige Fortschritte in den vergangenen Jahren. So zeigten Mastmessungen

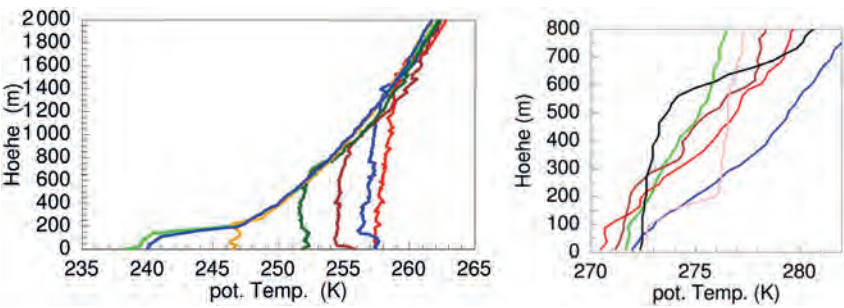


Abb. 7-2: Gemessene Profile der potentiellen Temperatur in der polaren Grenzschicht. Links: Dropsondendaten während eines Kaltluftausbruchs in der Framstraße im März 1993 während der Flugzeugkampagne REFLEX II (HARTMANN et al. 1994). Die beiden linken Profile wurden über Meereis gemessen, die übrigen Profile über dem eisfreien Ozean. Rechts: Radiosondendaten aus der inneren Arktis von August 2007 (KÖNIG-LANGLO 2008).

während einer mehr als einjährigen Drift auf dem Meereis der Beaufort See (Kampagne SHEBA, siehe Unterkapitel 4), dass Stabilitätsfunktionen zur Berechnung turbulenter Flüsse an die speziellen Bedingungen, die sich beispielsweise durch vergleichsweise geringe Rauigkeit auszeichnen, anzupassen sind. Auch trat Turbulenz bei Richardsonzahlen jenseits der eigentlich kritischen Zahl häufig auf (GRACHEV et al. 2007), was mit einigen der bisher in Modellen benutzten Stabilitätsfunktionen nicht erfasst wird. Parametrisierungen turbulenter Flüsse über Meereis, die auf den genannten Messungen inklusive der von GRACHEV et al. (2007) gefundenen Stabilitäts-

funktionen beruhen, wurden von ANDREAS et al. (2010) vorgeschlagen. Eine in Klima- und Wettervorhersagemodellen anwendbare Bulk Parametrisierung der Flüsse, bei der ebenfalls die GRACHEV et al. (2007) Funktionen berücksichtigt werden, wurde in GRYANIK und LÜPKES (2018) entwickelt.

Außer der oberflächennahen, strahlungsbedingten Abkühlung gibt es vier weitere wichtige, im folgenden beschriebene Faktoren, die für die Struktur der Grenzschicht und damit auch für den vertikalen Verlauf der turbulenten Flüsse relevant sind.

Der erste wichtige Faktor ist der Einfluss des Meereises und seiner Eigenschaften wie Eisbedeckungsgrad, Eisdicke, Schneeeauflage und das Auftreten von Schmelztümpeln. Es lassen sich Regime mit unterschiedlicher Meereismorphologie unterscheiden (Abbildung 7-3), die sich auf die Strahlungsflüsse und auf die turbulenten Flüsse von Wärme, Feuchte und Impuls auswirken. Das Regime I findet man über den Eisrandzonen in der Arktis, zum Beispiel in der Framstraße und Chukchi-See, wo teils frei driftende Schollen mit Durchmessern zwischen einigen Metern bis etwa 500 m auftreten. Derartige Bedingungen haben vor allem für die Antarktis eine wichtige Bedeutung, da der eisbe-

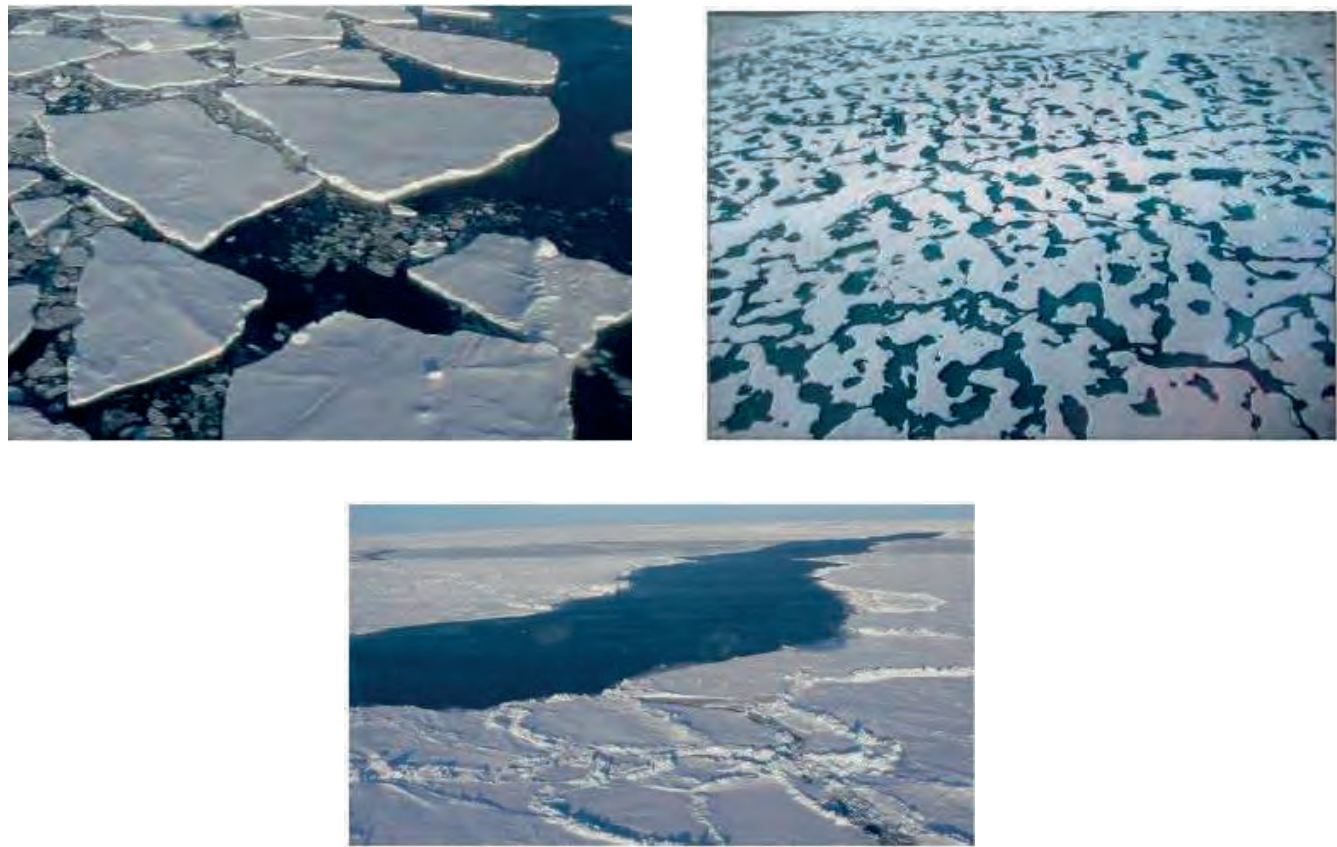


Abb. 7-3: Oben links: Meereisregime I mit Schollen in der Eisrandzone, Gebietsbreite etwa 100 m. Oben rechts: Regime II, Zentrale Arktis mit Rinnen und Schmelztümpeln, Gebietsbreite etwa 300 m, Unten: Regime III, Eisrinne, Breite etwa 200 m, Fotos: C. Lüpkes (oben links und unten), S. Hendricks (oben rechts) (aus Lüpkes et al. 2012).

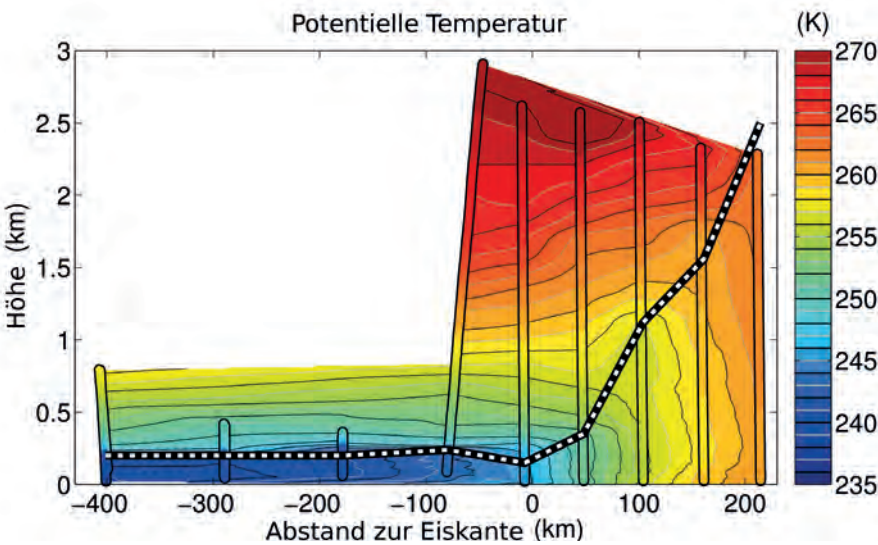


Abb. 7-4: Messungen der potentiellen Temperatur während eines Kaltluftausbruches am 4. März 2013. Die Daten wurden mittels Dropsonden gewonnen, die vom Flugzeug Polar 5 während eines Fluges längs 3° Ost über der nördlichen Framstraße abgeworfen wurden. Die schraffierte Linie zeigt die Höhe der Grenzschicht (Wind von links nach rechts, Abbildung aus TETZLAFF 2015).

deckte Ozean dort nach Norden hin offen und nicht von Land umgeben ist, wodurch sich driftende Schollen leichter voneinander entfernen. Regime II dominiert in der inneren Arktis während der Sommermonate nach dem Einsetzen der Schmelzperiode. Es treten sowohl Schmelztümpel auf dem Eis auf (Durchmesser 1 bis 50 m) als auch eisfreie oder teils eisbedeckte Rinnen (auch durchgeschmolzene Eistümpel) mit Abständen zueinander ähnlich dem Durchmesser der Rinnen und Tümpel (siehe LÜPKES et al. 2012). Regime III ist typisch für die innere Arktis im Winter. Es ist durch das isolierte Auftreten von zueinander weit entfernten offenen oder mit dünnem Neueis bedeckten Rinnen im Packeis gekennzeichnet. Die Oberflächenrauigkeit wird hier besonders durch Eistrücken geprägt.

Die verschiedenen Eisregime beeinflussen die Oberflächenalbedo und damit die Oberflächenenergiebilanz. Besonders wichtig für die turbulenten Wärme-flüsse sind der Eisbedeckungsgrad und die Eisdicke, denn beide wirken sich auf die Oberflächentemperatur aus, welche die thermische Stabilität der Grenzschicht wesentlich bestimmt. Besonders im Winter hat das Auftreten von offenem Wasser enormen Einfluss, da dann die Temperaturunterschiede zwischen Wasser und Luft bis zu 40 Kelvin betragen können. Derartige Temperaturunterschiede bewirken starke, wenn auch flache Konvektion, die sich auf verschiedenen Skalen je nach horizontaler Ausdehnung der offenen Wasseroberflächen abspielt. Besonders schwierig ist dabei die Erfassung von Konvektion über den sehr schmalen Eistrinnen (siehe Kapitel 4). Die in den Eisregimen unterschiedliche Meereisrauigkeit wirkt sich auf die Impulsflüsse aus, die über Meereis besonders wichtig sind, da sie nicht nur die atmosphärischen Prozesse, sondern auch die Meereisdrift beeinflussen. Die wesentlichen Einflussgrößen sind diesbezüglich die Eistrückenverteilung und die Schollenkantenverteilung, die unter anderem von der Eiskonzentra-

tion, dem Auftreten von Rinnen und von Schmelztümpeln abhängen.

Der zweite wichtige Faktor für die Struktur der atmosphärischen Grenzschicht ist die Windrichtung. Dies gilt besonders für den Bereich der Eisrandzone. Man unterscheidet hier die Grundmuster der aufeisigen und abeisigen Strömung sowie die eiskantenparallele Strömung. Abeisige Strömung ist im Winterhalbjahr oft mit starken Kaltluftausbrüchen verbunden, die sowohl in der Antarktis als auch in der Arktis auftreten und auf Satellitenbildern an der typischen Formation von Wolkenstraßen erkennbar sind (siehe Beitrag „Polare Kaltluftausbrüche“ in diesem Heft). Im Bereich der Framstraße zwischen Grönland und Spitzbergen entstehen sie zum Beispiel oft, wenn ein Tiefdruckgebiet östlich an Spitzbergen

vorbei nach Norden zieht. Dies verursacht das Abfließen von über dem Packeis gebildeter Kaltluft westlich von Spitzbergen über die eisfreie Framstraße und Grönlandsee.

Die starken Kontraste zwischen der Lufttemperatur, der abfließenden Kaltluft und der Oberflächentemperatur des offenen Ozeans bewirken fühlbare Wärme-flüsse von 200 bis zu 400 Wm⁻² über einem sehr großen Ozeangebiet. Die Struktur der Grenzschicht wird davon entscheidend beeinflusst. So steigt die Grenzschichtdicke von typischerweise 100 bis 300 m über dem Meereis an bis zu typischerweise 1000 m in einer Entfernung von 200 km vom Packeisrand. Allerdings wurden in der Vergangenheit auch einzelne Kaltluftausbrüche beobachtet, in denen die Grenzschicht auf wesentlich größere Höhen anwuchs (BRÜMMER 1997,

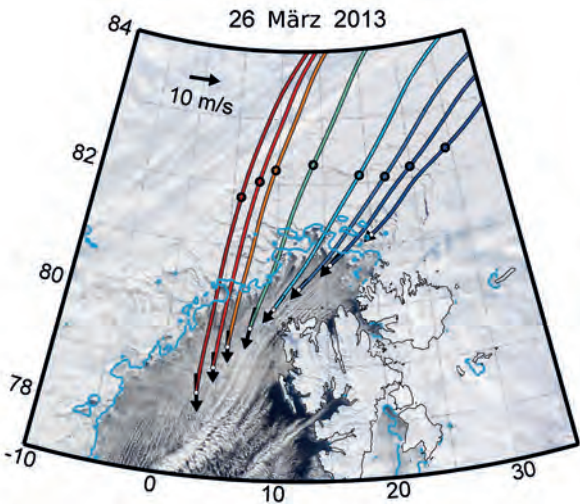


Abb. 7-5: Trajektorien während eines Kaltluftausbruches vom 26. März 2013 über der Framstraße (MODIS, <http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/cgi-bin/imagery/realtime.cgi>) (Abbildung aus Tetzlaff et al. 2014).

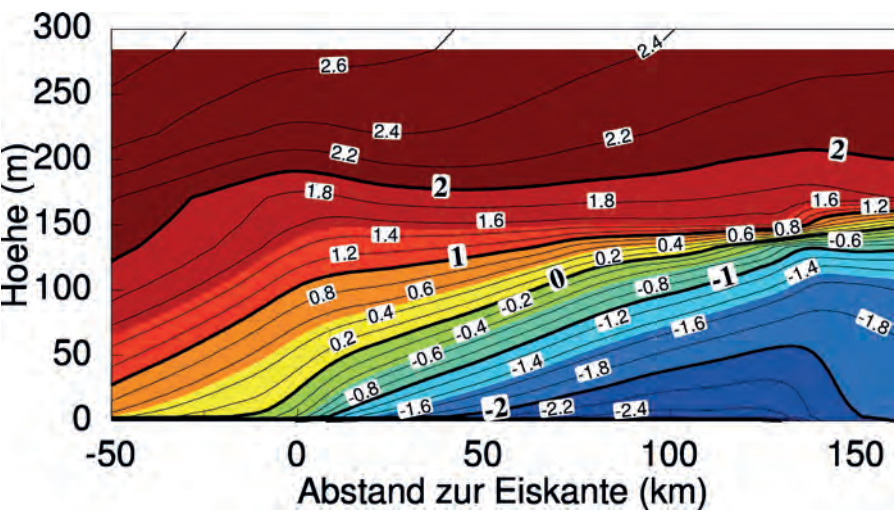


Abb. 7-6: Vertikalschnitt der potentiellen Temperatur (°C) bei aufeisiger Strömung (im Bild von links). Ergebnis einer Simulation mit dem mesoskaligen Modell METRAS. In rund 130 km geht die anfangs in Oberflächennähe stabile Schichtung in eine nahe neutrale Schichtung über (Details in VIHMA et al. 2003).

TETZLAFF et al. 2014). Ein Beispiel hierfür ist in Abbildung 7-4 dargestellt, das die Entwicklung eines Kaltluftausbruches über dem Meereis und dem offenen Ozean der Framstraße zeigt. Ursache für die besonders hohe Grenzschicht in nur 200 km Abstand vom Packeis war in diesem Jahr die ungewöhnliche Eissituation mit wenig Eis nördlich von Spitzbergen (TETZLAFF et al. 2014). Ähnliche Bedingungen herrschten Ende März 2013 (Abbildung 7-5). Weitere Aspekte polarer Kaltluftausbrüche werden ausführlich in diesem Heft von Gryschka (Kapitel 5) beschrieben.

Umgekehrt führt die Advektion von wärmeren Luftmassen aus den eisfreien Regionen (aufeisige Strömung) neben der strahlungsbedingten Abkühlung zur Stabilisierung über der kalten Eisoberfläche (zum Beispiel TISLER et al. 2008). Wie bei Kaltluftausbrüchen variiert die Grenzschichtstruktur auch bei der aufeisigen Strömung entlang einer Trajektorie beträchtlich. Die advehierte, im Vergleich zur Oberfläche warme Luft kühlt sich bei Annäherung an die Eiskante ab, wodurch sich zunächst eine stabile Grenzschicht mit nach unten gerichteten Wärmefflüssen um bis zu 30 Wm^{-2} entwickelt. Allerdings wird durch die mechanische Durchmischung über der Oberfläche entlang der Strömung die stabile Schichtung oberflächennah allmählich abgebaut, und es bildet sich schließlich eine nahe neutrale oder auch schwach stabile Schichtung mit einer in 100 bis 200 m Höhe liegenden starken Inversion aus. Ein solches Beispiel zeigt Abbildung 7-6. Hier wurde mit dem Hambur-

ger mesoskaligen Simulationsmodell METRAS (SCHLÜNZEN et al. 2012) eine aufeisige Strömung über dem eisbedeckten Storfjord bei Spitzbergen simuliert. Flugeugmessungen zeigen eine gute Übereinstimmung mit den Modellergebnissen (VIHMA et al. 2003). Man sieht in Abbildung 7-6 die in Windrichtung stattfindende deutliche Abkühlung der Grenzschicht über dem Untergrund und die durch die mechanische Durchmischung bewirkte Neutralisierung (vor allem am nördlichen (rechten) Rand der Abbildung). Damit kann man auch eine dritte, eher indirekte Einflussgröße für die Grenzschichtstruktur an einem festen Ort benennen, nämlich dessen Abstand zum Packeisrand.

Der vierte wichtige Faktor sind Wolken und Strahlungsprozesse (in diesem Heft von WENDISCH und EHRLICH detailliert beschrieben). Vieles deutet darauf hin, dass Wolken den beobachteten Rückgang des arktischen Meereises beeinflussen (zum Beispiel PORTER et al. 2012) und damit auch die turbulenten Flüsse, da sich durch den Meereisrückgang die Oberflächentemperatur und schließlich die Stabilität ändern. Unklar ist jedoch noch immer, ob die Veränderung der Wolkenparameter den Meereisrückgang arktisweit beschleunigt oder sogar dämpft.

Für die polare Grenzschicht wird der Wolkeneinfluss besonders im Sommer deutlich. So entwickelt sich oft eine strahlungsbedingte Abkühlung an der Oberseite von Stratusbewölkung. Die absinkende kalte Luft löst turbulente Fluktuationen aus, die bis zur Meereis/Wasseroberfläche reichen können. Da die Obergrenze der Bewölkung oft weit oberhalb von 200 m liegt, kann die beschriebene Turbulenz auch entsprechend mächtigere durchmischte Schichten als in Abbildung 7-2 gezeigt hervorrufen. Auch in den inneren,

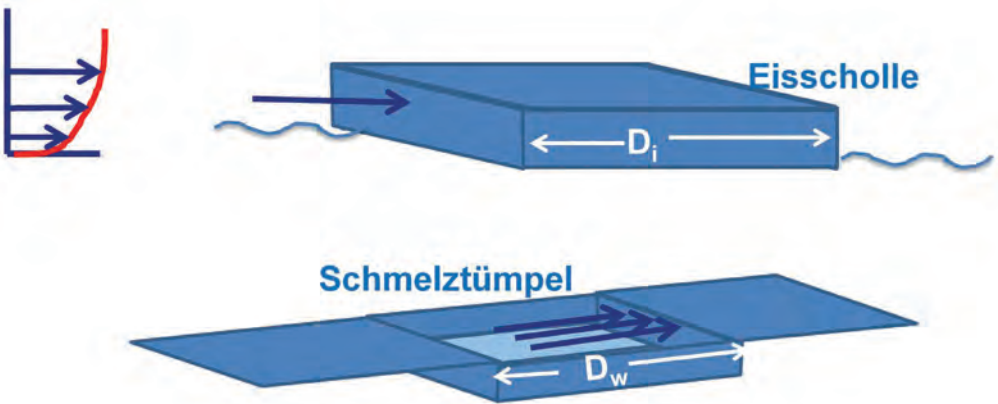


Abb. 7-7: Schematische Darstellung des Modells zur Berechnung von Formwiderstandskoeffizienten C_{dnf} bei neutraler Schichtung für die Eisregime I mit driftenden Schollen (oben) und II mit Schmelztümpeln und Rinnen (unten). Die Pfeile symbolisieren den Wind und weisen auf die für den Staudruck relevanten Kanten hin.

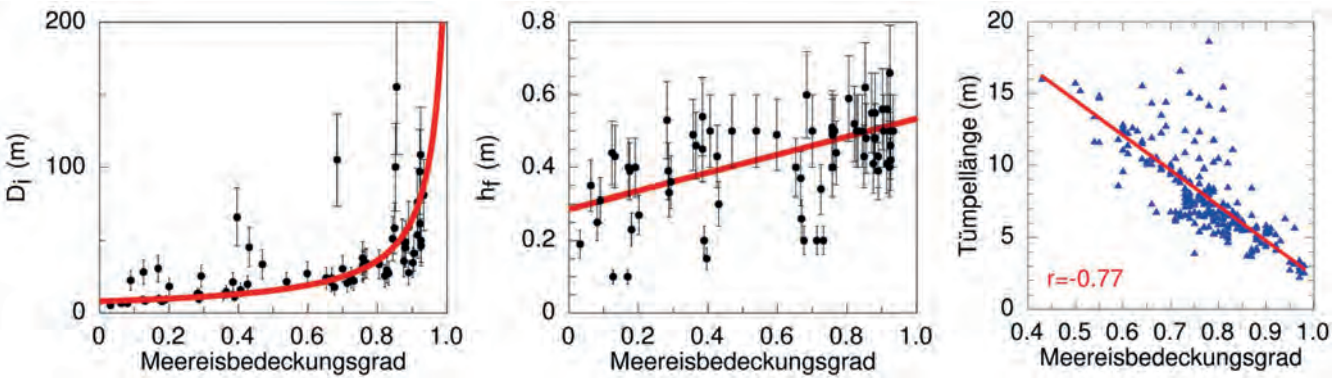


Abb. 7-8: Flugzeugmessungen (HARTMANN et al. 1994, KOTTMEIER et al. 1994) und Parametrisierungen (rot) von Schollenlänge (D_i) und Meereisfreibord (h_f) als Funktion der Eiskonzentration. Rechts: Schmelztümpeldurchmesser abgeleitet aus Satellitenbeobachtungen (blau) und Parametrisierung (rot) (Darstellungen aus Lüpkes et al. 2012).

mit Meereis bedeckten Regionen der Arktis treten dann Grenzschichthöhen von bis zu 1000 m Höhe auf. Zuweilen bildet sich auch eine Zweischichtenstruktur der Grenzschicht, und zwar dann, wenn sich die an der Oberseite der Wolken ausgelöste Turbulenz nicht bis zur Oberfläche erstreckt. So liegt dann unter der durch die Bewölkung gesteuerten Schicht eine flache, von der Oberfläche geprägte Grenzschicht (Details in SHUPE et al. 2013). Deutlich sieht man dies dann zum Beispiel an den Profilen der turbulenten kinetischen Energie mit Maxima an der Oberfläche und im oberen Bereich der Wolken.

Manchmal ist die über das Meereis advehierte Luftmasse auch kälter als die Oberflächentemperatur des Meereises. In solchen Fällen wärmt das Meereis die oberflächennahe Grenzschicht, wobei die schwachen Temperaturgegensätze dann aber durch den Einfluss von Wolken überdeckt werden können (VIHMA et al. 2005).

Eine Zusammenfassung des Standes der aktuellen Forschung bezüglich des Wolkeneinflusses auf Grenzschichtprozesse über arktischem Meereis findet man bei VIHMA et al. (2014).

2.1 Transferkoeffizienten für Energie und Impuls

Für die Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Eis/Ozean sind die turbulenten Flüsse von Energie und Impuls in den untersten Metern der Grenzschicht von entscheidender Bedeutung. Unterschiedliche Messungen (zum Beispiel GUEST und DAVIDSON 1987, HARTMANN et al. 1994, MAI et al. 1996, GARBRECHT et al. 2002, SCHRÖDER et al. 2003, ANDREAS et al. 2010) zeigen eine starke Variabilität der effektiven Transferkoeffizienten über den (partiell) mit Meereis bedeckten Ozeanen. Typische Werte der Impulstransferkoeffizienten liegen dort zwischen $0,8 \times 10^{-3}$ und 5×10^{-3} . In den meisten Modellen versucht man, diese Variabilität der effektiven Koeffizienten durch die Abhängigkeit von der Meereisbedeckung als alleinigem, die Meereismorphologie beschreibenden Parameter zu erfassen. Hierzu werden zunächst die Impulsflüsse getrennt über Eis und Wasser berechnet, und anschließend mit dem jeweiligen Flächenanteil des Eises oder Wassers gewichtet. Nimmt

man eine über die Gitterzelle konstante Windgeschwindigkeit an, dann ergibt sich aus diesem Ansatz der effektive Widerstandskoeffizient für neutrale Schichtung zu

$$C_{dn} = C_{dn,w}A + C_{dn,i}(1-A), \tag{1}$$

wobei A der Eisbedeckungsgrad ist und die Indizes i und w sich auf Eis und Wasser beziehen. Für die Widerstandskoeffizienten $C_{dn,i}$ bei neutraler Schichtung (im folgenden als neutrale Widerstandskoeffizienten bezeichnet) werden üblicherweise auf Messungen basierende konstante Werte benutzt, während man für $C_{dn,w}$ entweder den Charnock-Ansatz (CHARNOCK 1955) oder vergleichbare Ansätze verwendet, so dass $C_{dn,w}$ eine Funktion der Windgeschwindigkeit ist. Nach Gleichung 1 hängt C_{dn} linear von A ab. Flugzeugmessungen, die in den 1990er Jahren vom Alfred-Wegener-Institut in Bremerhaven über der Framstraße durchgeführt wurden, legen allerdings eher einen nichtlinearen Zusammenhang zwischen C_{dn} und A nahe (siehe auch Abbildung 7-9).

Ein Ziel zahlreicher Untersuchungen war es, sowohl die nichtlineare Abhängigkeit der Transferkoeffizienten von A und die weitere Streuung der Messwerte durch die Variabilität der Meereismorphologie ausgedrückt durch Parameter wie Eisdicke, Eisrückenhöhe, Schollengröße und Form, Schmelztümpel- und Eisrinnengrößen zu erklären. Beginnend mit der Auswertung der erwähnten Flugzeugdaten durch MAI et al. (1996) und HARTMANN et al. (1994) sowie ausgehend von Arbeiten von HANSSEN-BAUER und GJESSING (1988) und von STÖSSEL und CLAUSSEN (1993) entstand schließlich eine neue, im Folgenden beschriebene Parametrisierung der Transferkoeffizienten (LÜPKES et al. 2012, 2013, LÜPKES und GRYANIK 2015, 2015b), die in Klima- und Wettervorhersagemodellen anwendbar ist.

Die Grundidee dieser Parametrisierung besteht in der Annahme, dass sich der Gesamtwiderstand einer eisbedeckten Fläche aus dem Oberflächenwiderstand und dem Formwiderstand auf die Kanten von Eisschollen zusammensetzt, sodass Gleichung 1 um einen Transferkoeffizienten $C_{dn,f}$ zu ergänzen ist, der den durch den Formwiderstand hervorgerufenen Transport beschreibt.

Damit ergibt sich

$$C_{dn} = C_{dn,w} (1-A) + C_{dn,i} A + C_{dn,f} \tag{2}$$

Die Entwicklung einer Parametrisierung für $C_{dn,f}$ erfolgte in zwei Schritten. Im ersten Schritt wurden eine vereinfachte Geometrie von Schmelztümpeln, Rinnen und Eisschollen angenommen (siehe Abbildung 7-7) und anstelle der Größenverteilung nur die mittleren Durchmesser von Schollen und Tümpeln/Rinnen betrachtet, wobei sich der Mittelwert dann auf das Gebiet einer typischen Modellgitterzelle bezieht. Unter weiteren einschränkenden Voraussetzungen lässt sich dann der Staudruck auf Schollen- beziehungsweise Tümpelkanten für die Regime I und II (im Weiteren mit ' gekennzeichnet) berechnen. Es ergeben sich die folgenden Parametrisierungsgleichungen (siehe LÜPKES et al. 2012):

$$C_{dn,f} = (c_e/2) [\ln(h_f/z_0) / \ln(10/z_0)]^2 S_c^2 (h_f/D_i) A \tag{3a}$$

REGIME I

$$C_{dn,f}' = (c_e'/2) [\ln(h_p/z_0) / \ln(10/z_0)]^2 S_c'^2 (h_p/D_w') (1-A) \tag{3b}$$

REGIME II

In diesen für 10 m Höhe gültigen Beziehungen sind h_f und h_p das mittlere Schollen- beziehungsweise Schmelztümpelfreibord (Distanz zwischen Eisoberseite und Wasserfläche) und D_i sowie D_w die mittleren Kantenlängen der quadratisch angenommenen Schollen und Tümpel beziehungsweise Rinnen. S_c und S_c' sind Abschattungsfunktionen. c_e sowie c_e' sind von der Geometrie der Schollen beziehungsweise der Tümpel abhängige Koeffizienten und z_0 ist eine für ein Eis/Wassergemisch charakteristische Rauigkeitslänge (siehe hierzu LÜPKES und GRYANIK 2015).

Aus den Gleichungen 3a und 3b folgt das wichtige Ergebnis, dass sich die Widerstandskoeffizienten C_{dnf} und C_{dnf}' für die beiden Eisregime im allgemeinen voneinander unterscheiden und zwar vor allem auch in der Abhängigkeit von A. Hierbei ist die Eisbedeckung im Falle des Auftretens von Schmelztümpeln als die eisbedeckte Fläche abzüglich der Tümpelfläche definiert. Die Unterschiede in der Abhängigkeit von A liegen an der unterschiedlichen angenommenen Geometrie (quadratische Schollen umgeben von Wasser bei Regime I und quadratische Tümpel umgeben von Eis bei Regime II).

Die Gleichungen 3a und 3b mit 2 lassen sich als Parametrisierung verwenden, wenn Größen wie h_f , h_p und D_i gegeben sind. LÜPKES et al. (2012) zeigen, dass sich der gesamte aus Messungen bekannte Bereich der Widerstandskoeffizienten durch die Variabilität dieser Parameter über die Gleichungen 3a und 3b erklären lässt. Allerdings sind im Allgemeinen nicht alle Parameter in Klima- und Wettervorhersagemodellen verfügbar. Dies gilt vor allem für die Durchmesser von Schollen und Schmelztümpeln, während sich zum Beispiel das Freibord von Eisschollen h_f über die Eisdicke parametrisieren lässt, die bei Kopplung des Atmosphäre-Ozean-Modells mit einem Eismodell vorliegt.

Aber auch in diesem Fall sind weitere Annahmen notwendig zum Beispiel bezüglich der mittleren Kantenhöhe an den Schollenrändern, wo sich durch Zusammenstöße mit anderen Schollen Rücken bilden können. Ziel der weiteren Entwicklung und damit des zweiten Parametrisierungsschrittes war es daher, die Morphologiegrößen durch die im Allgemeinen in Klimamodellen bekannte Eisbedeckung zu parametrisieren. Dies gelang für die Eisrandzone auf der Basis von Flugzeugdaten der Meereisstopographie (siehe auch MAI et al. 1996) und für die innere Arktis durch Analyse von hochaufgelösten Satellitenbeobachtungen von Schmelztümpeln. Die Abbildung 7-8 zeigt die Messungen im Vergleich mit den gewählten Parametrisierungen dieser Größen. Nach Verwendung dieser Parametrisierungen in den Gleichungen 3a und 3b sowie nach einigen weiteren Annahmen bezüglich der übrigen Parameter gelang die Ableitung der einfachen Formulierung

$$C_{dn,f} = C_e A (1-A)^\beta, \tag{4}$$

die sich für beide Regime nur in den Werten der Parameter C_e und β unterscheidet, nicht aber in der Abhängigkeit von A.

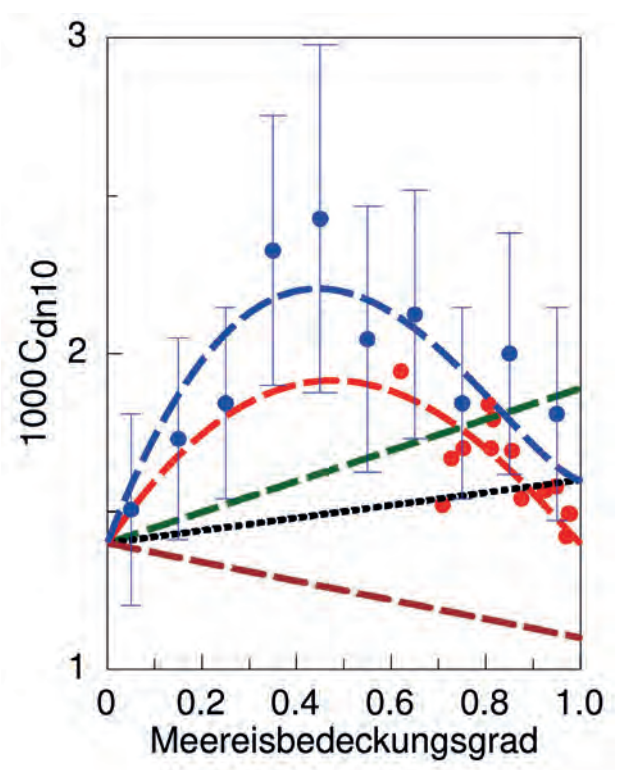


Abb. 7-9: Neutrale Widerstandskoeffizienten in 10 m Höhe (C_{dn10}) aus Messungen (Symbole) und Parametrisierungen (Linien) (gültig für eine Windgeschwindigkeit von 5 m/s). Messungen in der inneren Arktis (rote Kreise; ANDREAS et al. 2010) und über der Eisrandzone (blaue Kreise; HARTMANN et al. 1994, MAI et al. 1996). Neue Parametrisierung für die innere Arktis (rote Linie) und für die Eisrandzone (blaue Linie). Braune Linie: von NGUYEN et al. (2011) für das MITgcm-Modell (MARSHALL et al. 1997) vorgeschlagene Parametrisierung. Schwarz gepunktet: im CAM5-Modell (NEALE et al. 2010) benutzte Parametrisierung. Grün: bisher im ECHAM6-Modell (GIORGETTA et al. 2012) benutzte Parametrisierung (aus LÜPKES et al. 2015b).

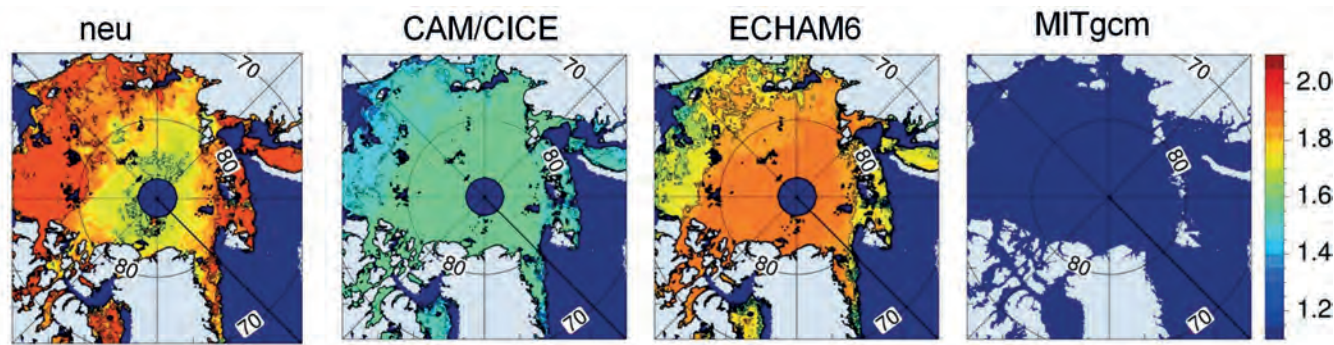


Abb. 7-10: Mit unterschiedlichen Parametrisierungen berechnete neutrale Widerstandskoeffizienten ($C_{dn} \times 10^3$) in der Arktis für eine Höhe von 10 m (Mittel über achttägige Episode im Juni 2004). Die Werte des neuen Verfahrens (links) weisen große Unterschiede zu den in den Klimamodellen ECHAM6, CAM5 sowie MITgcm (mit Parametern nach NGUYEN et al. 2011) benutzten Parametrisierungen auf (Abbildung aus LÜPKES et al. 2013).

Abbildung 7-9 zeigt Messergebnisse sowie Ergebnisse der Gleichung 2, in der typische Werte für $C_{dn,w}$ und $C_{dn,i}$ für die Eisrandzone und die sommerliche Arktis benutzt wurden. Für den Formwiderstandskoeffizienten wurde Gleichung 4 mit entsprechenden Werten für C_e und β (Eisrandzone: $C_e = 3,7 \times 10^{-3}$; $\beta = 1,4$; innere Arktis: $C_e = 2,2 \times 10^{-3}$; $\beta = 1,1$) benutzt. Außerdem sind Ergebnisse von bisher im Klimamodell ECHAM6 (GIORGETTA et al. 2012) und einigen anderen Modellen benutzten Parametrisierungen dargestellt. Offenbar gelingt es, mit den neuen Parametrisierungen die Abhängigkeit von der Eisbedeckung realistischer zu beschreiben. Durch eine Sensitivitätsstudie konnte gezeigt werden, dass in der Eisrandzone der Anstieg der Widerstandskoeffizienten mit zunehmender Eisbedeckung bis zum Erreichen eines Maximums durch die Zunahme von Kanten pro Fläche bei steigender Eisbedeckung erklärbar ist. Die Verringerung der C_{dn} -Werte ab etwa $A > 0,4 - 0,5$ liegt sowohl an der gegenseitigen Windabschattung von Schollen als auch an der Abnahme der Anzahl von Kanten pro Fläche bei weiter zunehmender Eisbedeckung, da gleichzeitig auch der mittlere Durchmesser von Schollen wächst. Im Fall von Schmelztümpeln ist dies umgekehrt. Bei hoher Eisbedeckung befinden sich im allgemeinen Schmelztümpel noch im Anfangsstadium und sind daher noch klein, sodass die Kantenlänge pro Fläche gering ist und Widerstandskoeffizienten niedriger sind als bei geringerer Eisbedeckung. Bei weiterem Rückgang von A (ab etwa 40 bis 60 % Eisbedeckung) geht die Kantenlänge pro Fläche wieder zurück und entsprechend auch C_{dn} . Die in Abbildung 7-9 dargestellten Kurven gelten nur für die in Abbildung 7-8 dargestellten Parametrisierungen (rote Kurven) der Eisparameter. LÜPKES et al. (2012) zeigen, dass entsprechend der Gleichungen 3a und 3b im Einzelfall auch Verläufe möglich sind, die von einem parabelförmigen Verlauf stark abweichen.

Da die Widerstandskoeffizienten in der neuen Parametrisierung als Funktion der Meereis- und Schmelztümpelbedeckung bestimmbar sind, lassen sie sich auch arktisweit unter Zuhilfenahme von Fernerkundungsdaten dieser Größen berechnen. Ergebnisse sind in Abbildung 7-10 für eine Episode im Juni 2004 dargestellt. Danach sind die Widerstandskoeffizienten bei Anwendung des neuen Verfahrens entsprechend der nichtlinearen Abhängigkeit von der Eis-

und Schmelztümpelbedeckung inhomogen über die Arktis verteilt. Die höchsten Werte ergeben sich in den Randbereichen der Arktis (südlich 80°N) wie zum Beispiel über der Beaufort See. Die mit den übrigen Parametrisierungen erzielten Verteilungsmuster der Widerstandskoeffizienten unterscheiden sich davon.

Die hier dargestellte Parametrisierung der Widerstandskoeffizienten wurde in einem Eis/Ozeanmodell von TSAMADOS (2014) in modifizierter Form angewendet. Es zeigte sich, dass damit Verbesserungen bei der Modellierung der arktischen Eisbedeckung erzielt wurden.

3 Stabilitätsabhängige Formulierung des Formwiderstandes von Meereis

Die oben beschriebenen Gleichungen für den Formwiderstandskoeffizienten gelten nur für thermisch neutrale Schichtung. Da jedoch in den Polarregionen oftmals über Meereis stark stabile und über offenem Wasser stark instabile Schichtungen auftreten, müssen die Formwiderstandsparametrisierungen auch für nichtneutrale Bedingungen formuliert werden:

LÜPKES und GRYANIK (2015) zeigen, dass sich der Formwiderstandskoeffizient als

C_{d,f} = C_{dn,f} [g_{m,w} (1-A) + g_{m,i} A] (5)

darstellen lässt, wobei $g_{m,w}$ und $g_{m,i}$ Stabilitätsfunktionen sind. Diese hängen in komplexer Weise von Schichtungsparametern ab. Insbesondere treten Integrale auf, die sich nicht analytisch lösen lassen. Es konnte aber gezeigt werden, dass sich $g_{m,w}$ und $g_{m,i}$ für die typischen Stabilitätsverhältnisse über Meereis durch die üblicherweise in Modellen benutzten Stabilitätsfunktionen $f_{m,i}$ und $f_{m,w}$ die das Flussbegriff nach LOUIS (1979) anwenden, mit ausreichender Genauigkeit ersetzen lassen. Damit erhält man

C_{d,f}/C_{dn,f} = f_{m,w} (1-A) + f_{m,i} A. (6)

Die Schichtungskorrekturfunktion $C_{d,f}/C_{dn,f}$ ist in Abbil-

dung 7-11 für unterschiedliche Eiskonzentrationen als Funktion der typischerweise bei winterlichen Bedingungen über dem polaren Meereis zu erwartenden Schichtungsverhältnisse (Bulk-Richardson-Zahl) dargestellt.

Die großen Abweichungen des Quotienten $C_{d,f}/C_{dn,f}$ vom Wert 1 sowie die Unterschiede zwischen den Kurven verdeutlichen den starken Einfluss der thermischen Schichtung sowohl über Eis als auch über offenem Wasser auf den Formwiderstand. Die Graphik zeigt, dass bei großer Eisbedeckung ($A = 0,8$) der Formwiderstandskoeffizient durch die im Winter stark stabile Schichtung über dem Eis ($Ri_{b,i} > 0$) abgeschwächt wird, während bei kleiner Eisbedeckung ($A = 0,2$) labile Schichtung über offenem Wasser ($Ri_{b,w} < 0$) zu einer Erhöhung des Formwiderstandes führt. Aber auch im Sommer ergibt sich noch ein großer Einfluss der thermischen Schichtung (LÜPKES et al. 2015).

Addiert man zum Formwiderstand die Oberflächenwiderstände, dann ergibt sich für den Gesamtwiderstandskoeffizienten

$$C_d = C_{dn,w} f_{m,w} (1-A) + C_{dn,i} f_{m,i} A + C_{dn,f} [f_{m,w} (1-A) + f_{m,i} A]. \tag{7}$$

In der am weitesten vereinfachten Variante der Parametrisierung wird für C_{dnf} Gleichung 4 verwendet.

Die hier nicht näher dargestellte Auswertung von Gleichung 7 zeigt, dass der Wert der Eisbedeckung, für den C_d maximal wird (und damit auch der Impulstransport von der Atmosphäre zum Meereis), von der Schichtung abhängt. So kann das Maximum bei Eiskonzentrationen zwischen 20 und 80 % auftreten. In einem geänderten Klima mit geänderten atmosphärischen und Meereisbedingungen kann sich daher auch der atmosphärische Antrieb der Meereisdrift stark ändern.

Abschließend sei erwähnt, dass aufgrund der Beeinflussung oberflächennaher Turbulenz durch Schollen- und Schmelztümpelkanten davon auszugehen ist, dass auch die Wärmetransferkoeffizienten beeinflusst werden. Eine entsprechende Parametrisierung findet man in LÜPKES und GRYANIK (2015). Dort wird ein zusätzlicher, den Effekt von Kanten auf den turbulenten Wärmefluss beschreibender Term in die Gleichung für den Wärmefluss eingeführt. Der entsprechende Transferkoeffizient für Wärme $C_{h,f} = C_{hn,f} f_{h,f}$ wird als Funktion des Formwiderstandskoeffizienten $C_{dn,f}$ und einer von der thermischen Schichtung abhängigen Korrekturfunktion $f_{h,f}$ formuliert.

4 Der Einfluss von Eisrinnen auf Grenzschichtprozesse

Eine besondere Herausforderung für Klima- und Wettervorhersagemodelle stellen die sogenannten Eisrinnen dar. Hierbei handelt es sich um kanalartige Öffnungen im Meereis, deren charakteristische Breite zwischen einigen Metern und einigen Kilometern liegt und deren Länge sowie die

Abstände zueinander bis zu 100 Kilometern und mehr betragen können. Diese Zahlen basieren sowohl auf eigenen Beobachtungen während Schiffs- und Flugzeugkampagnen des Alfred-Wegener-Instituts als auch auf satellitengestützten Beobachtungen (zum Beispiel MARQ und WEISS 2012). Die Rinnenbedeckungsgrade (Rinnenfläche pro 100 km² Gesamtfläche) schwanken zwischen 0 und 1,5 % in der inneren Arktis und bis zu 6 % in den Randzonen (WERNECKE und KALESCHKE 2015). Der große Kontrast zwischen der Lufttemperatur und der Oberflächentemperatur der Rinnen bewirkt im Winter Wärmeflüsse bis zu mehreren Hundert Watt pro Quadratmeter in den sich über und leewärts der Rinnen rauchfahnenartig entwickelnden konvektiven Plumes (ANDREAS und CASH 1999, LÜPKES et al. 2008b). Bei Lufttemperaturen unterhalb von etwa -10°C sind diese Plumes schon aus weiter Entfernung durch den sich entwickelnden Seerauch erkennbar, der oft in flache Cumulusbewölkung übergeht.

Die Schwierigkeit für die Modellierung besteht darin, dass die konvektiven Strukturen entsprechend der Rinnengeometrie sehr kleinskalig und daher selbst für regionale Klimamodelle subskalig sind und parametrisiert werden müssen. Dies geschieht normalerweise über das beschriebene Verfahren der Flussmittelung (CLAUSSEN 1991), wonach die turbulenten Flüsse über den jeweiligen Flächenanteilen (offenes Wasser und eisbedeckt) voneinander getrennt berechnet werden und nicht etwa unter Annahme einer über die Gitterzelle gemittelten Eiskonzentration. Bei den bis jetzt gebräuchlichen Methoden wird dieses Verfahren allerdings nur für die Oberflächenflüsse angewendet. Darüber wird innerhalb einer Gitterzelle horizontale Homogenität aller Variablen vorausgesetzt, was der Annahme einer instantanen horizontalen Vermischung gleichkommt, sodass beispielsweise Charakteristika von Plumes und deren Auswirkungen nicht erfassbar sind.

Innerhalb einer Gitterzelle entspricht das Verfahren der Berechnung von Flüssen in Klimamodellen somit der Flussberechnung in eindimensionalen Boxmodellen. Die Anwendung eines solchen Boxmodells gekoppelt mit einem vertikal hochaufgelösten Meer-

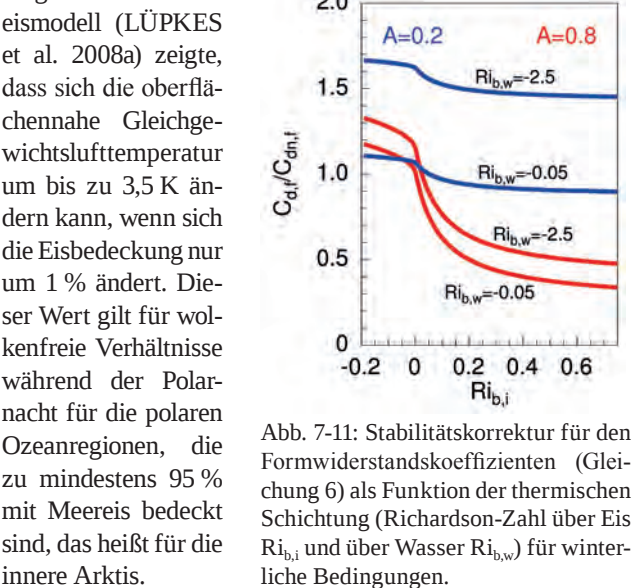


Abb. 7-11: Stabilitätskorrektur für den Formwiderstandskoeffizienten (Gleichung 6) als Funktion der thermischen Schichtung (Richardson-Zahl über Eis $Ri_{b,i}$ und über Wasser $Ri_{b,w}$) für winterliche Bedingungen.

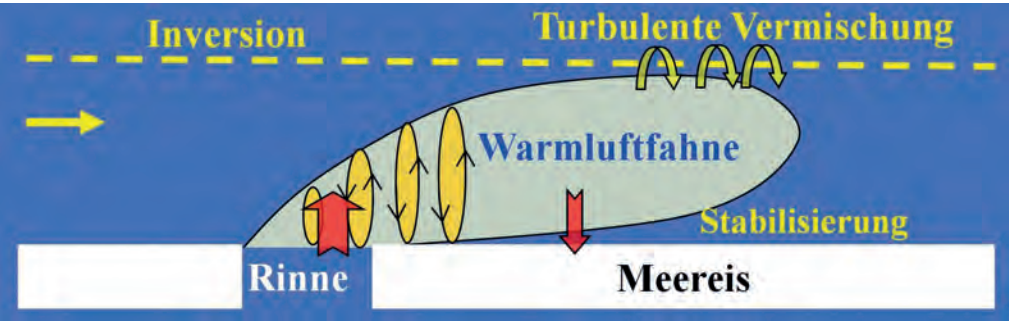


Abb. 7-12: Illustration von Prozessen über Eisrinnen. Die gelben ovalen Kreise symbolisieren konvektive Wirbel, die die Bildung einer internen Grenzschicht (Bereich der Wärmeluftfahne) über und im Lee einer Rinne bewirken. Die roten Pfeile symbolisieren Wärmefflüsse.

Das Modellergebnis zeigte ferner, dass sich der über den Rinnen nach oben gerichtete Wärmeffluss in der oberflächennahen Schicht mit aufgrund der abkühlenden Wirkung des Meereises nach unten gerichteten turbulenten Wärmefflüssen im Umfeld der Rinne im Flächenmittel ausgleicht. Dieser Befund bestätigt eine Analyse von Messungen (OVERLAND et al. 2000) während der Kampagne SHEBA (UTTAL et al. 2002). Dabei wurde der Wärmeffluss zwischen Dezember 1997 und Februar 1998 sowie die Lufttemperatur im Umfeld von Rinnen über dem Eis der Beaufortsee gemessen und der Wärmeffluss über den Rinnen aus satellitengestützten Messungen der Oberflächentemperatur sowie der Rinnen- und Eisbedeckung abgeschätzt. Auch hier ergab sich, dass der über das betrachtete Gebiet gemittelte Gesamtwärmeffluss nahe Null lag. Dies bedeutet, dass zwar der mittlere fühlbare Wärmeffluss über einem Meereisgebiet annähernd verschwinden kann, und dennoch – wie das beschriebene Modellergebnis zeigt – ein starker lokaler Einfluss der Rinnen auf die Lufttemperatur besteht. Es bedeutet auch, dass die aus den Rinnen entweichende Wärme nicht nur die Atmosphäre sondern auch die Oberflächentemperatur des umgebenden Meereises beeinflussen kann, was sich wiederum auf die Flüsse auswirkt. Dies zeigt, dass es wichtig ist, turbulente Flüsse beziehungsweise Konvektion über Rinnen und die verbundenen Wechselwirkungsmechanismen auch im Detail zu untersuchen und zu verstehen.

Beispiele für solch detaillierte Studien bilden die Simulationen mit hochauflösenden Modellen (zum Beispiel GLENDENING

und BURK 1992). Unter Benutzung des LES-Modells PALM (RAASCH und SCHRÖTER 2001) fanden WEINBRECHT und RAASCH (2001), dass bei schmalen Rinnen mit einer Breite um 200 m Gitterweiten von weniger als 2 m notwendig sind, um die Konvektion im gesamten Plumbereich ausreichend aufzulösen. LES-Modelle benötigen einen

enormen Rechenaufwand, sodass auch die zukünftige Entwicklung von Parametrisierungen der über den Rinnen auftretenden Prozesse wichtig ist. Diesbezügliche Fortschritte erzielten ANDREAS und CASH (1999) im Hinblick auf die oberflächennahen turbulenten Flüsse. Sie zeigten, basierend auf Messungen im Lee und Luv von Rinnen, dass über Rinnen mit einer Breite kleiner als 100 m die Wärmetransferkoeffizienten (skaliert mit der Obukhov-Länge) mit kleiner werdender Breite stark zunehmen. Sie erklärten die Zunahme mit dem Übergang von freier Konvektion über breiteren Rinnen zu erzwungener Konvektion über den schmalen Rinnen. Dieser Befund, der nur für relativ schmale Rinnen gilt (bis circa 300 m Breite) und dem in den meisten gegenwärtigen Klimamodellen nicht Rechnung getragen wird, könnte aber für Klimaprozesse eine große Bedeutung haben (MARQ and WEISS et al. 2012).

LÜPKES et al. (2008b) untersuchten die Auswirkung konvektiver Prozesse über Rinnen auf die polare Grenzschicht (siehe Illustration in Abbildung 7-12), wobei wie-

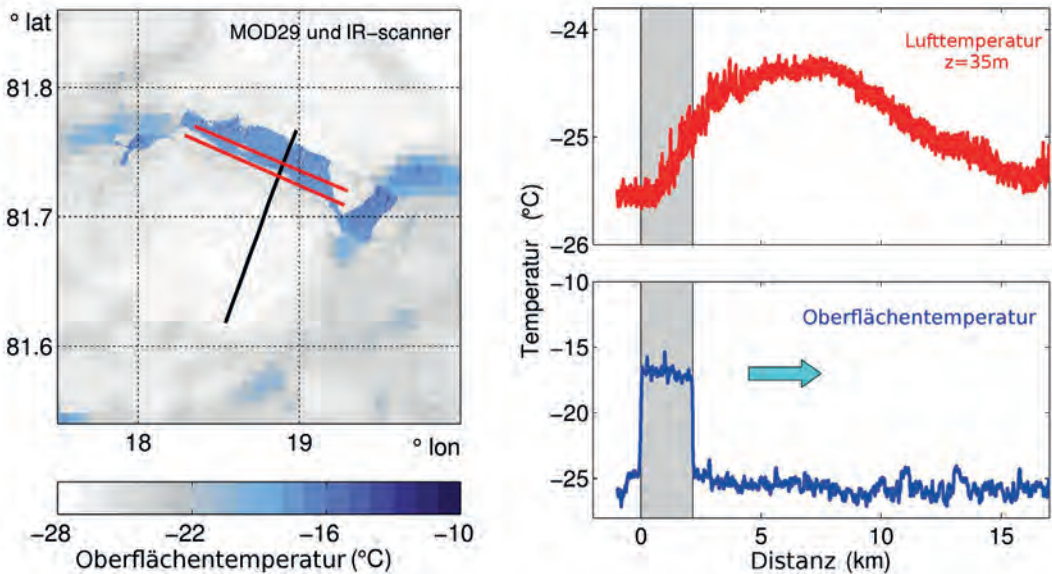


Abb. 7-13: Links: Gemessene Oberflächentemperatur (zusammengesetzt aus Flugzeugmessungen mit einem IR-Scanner und Satellitendaten (MODIS, <http://verb.echo.nasa.gov>) im Umfeld einer mit dünnem Meereis bedeckten Eisrinne über der Framstraße. Rechts: Gemessene Oberflächentemperatur und Lufttemperatur entlang eines Flugweges in 35 m Höhe, der eine Rinne längs der Windrichtung überquert (Wind von links nach rechts) (Abbildung aus TETZLAFF et al. 2015).

derum das LES-Modell PALM angewendet wurde. Basierend auf den LES-Ergebnissen gelang eine Turbulenzparametrisierung, mit der sich die entwickelnden Plumes mit horizontalen Gitterweiten um 100 bis 200 m (Rinnenbreite 1 bis 2 km) auch mit einem die großen Wirbel nicht auflösenden Modell bei rinnensenkrechter Anströmung simulieren lassen. Zum Test der neuen Parametrisierung im Vergleich zur detaillierten Simulation mit PALM wurde von LÜPKES et al. (2008b) das mesoskalige Modell METRAS (SCHLÜNZEN et al. 2012) benutzt. Es zeigte sich, dass sich damit sowohl spezielle Details des mittleren Temperatur- und Windfeldes als auch die turbulenten Flüsse und das Anwachsen und Abklingen der internen konvektiven Grenzschicht über und im Lee von Rinnen hinreichend genau simulieren lassen, um Schlüsse bezüglich der Auswirkung von Rinnen auf die Grenzschicht für die angegebenen Bedingungen ziehen zu können. Die neue nichtlokale Schließung berücksichtigt erstmals explizit horizontale Inhomogenität der turbulenten Flüsse. Diese gilt bisher nur für eine spezielle Rinnengeometrie. Dennoch kann sie als eines von wenigen Beispielen für Schließungen in zukünftigen Modellen angesehen werden, in denen Turbulenz teilweise durch das numerische Gitter aufgelöst wird.

Während in den vergangenen Jahren vor allem Fortschritte bei der Modellierung erzielt wurden, gibt es nur wenige Messungen, die direkt über Rinnen durchgeführt wurden. Dies liegt an der schweren Erreichbarkeit von Rinnen im Packeis, aber auch daran, dass die Rinnen oft eine dünne Eisbedeckung aufweisen, die weder die Errichtung eines Messmastes noch den Einsatz eines Bootes zulassen, von dem aus gemessen werden könnte. Fortschritte wurden daher durch fluggestützte Messungen erzielt und zwar besonders im Rahmen der Kampagne STABLE 2013 (Spring Time Arctic Boundary Layer Experiment), bei der das Polarflugzeug Polar 5 des Alfred-Wegener-Institutes über Rinnen im Packeis der arktischen nördlichen Framstraße eingesetzt wurde. Es erfolgten hochfrequente Messungen von Wind, Feuchte und Temperatur, aus denen sich neben den mittleren meteorologischen Größen unter ande-

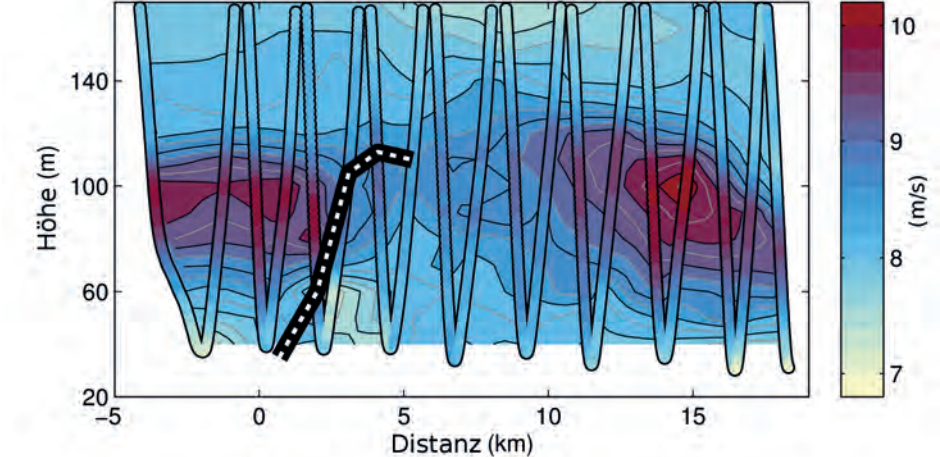


Abb. 7-14: Betrag des Horizontalwindes (Flugzeugmessungen) im Bereich einer Eisrinne (Rinnenposition etwa zwischen -2 km und +1 km, Windrichtung von links nach rechts. Die schraffierte Linie gibt die aus Temperaturmessungen abgeleitete Höhe der internen Grenzschicht an. Die schwarzen geneigten Linien markieren den Flugweg.

rem auch die turbulenten Flüsse von Wärme und Impuls mittels der Eddy-Covariance-Methode ableiten lassen.

Beispiele der Messergebnisse (TETZLAFF et al. 2015) sind in den Abbildungen 7-13 bis 7-15 dargestellt. Man sieht in Abbildung 7-13 zunächst die auf Daten des Satelliten MODIS und eigenen Infrarotmessungen beruhende Oberflächentemperatur im Bereich einer Rinne. In diesem Beispiel hat die Rinne eine Oberflächentemperatur von circa -17°C und das umgebende Packeis wie auch die oberflächennahe Lufttemperatur eine Temperatur um circa -26°C. Das bedeutet, dass die Rinne mit dünnem Meereis bedeckt ist, sich aber aufgrund des immer noch vorhandenen Temperaturunterschiedes Konvektion entwickelt. Dies zeigt zum Beispiel der Temperaturverlauf längs eines Horizontalfluges in 35 m Höhe quer zur Rinne und parallel zur Windrichtung (Abbildung 7-13). Deutlich ist die Erwärmung um rund 1 K im Lee der Rinne erkennbar,

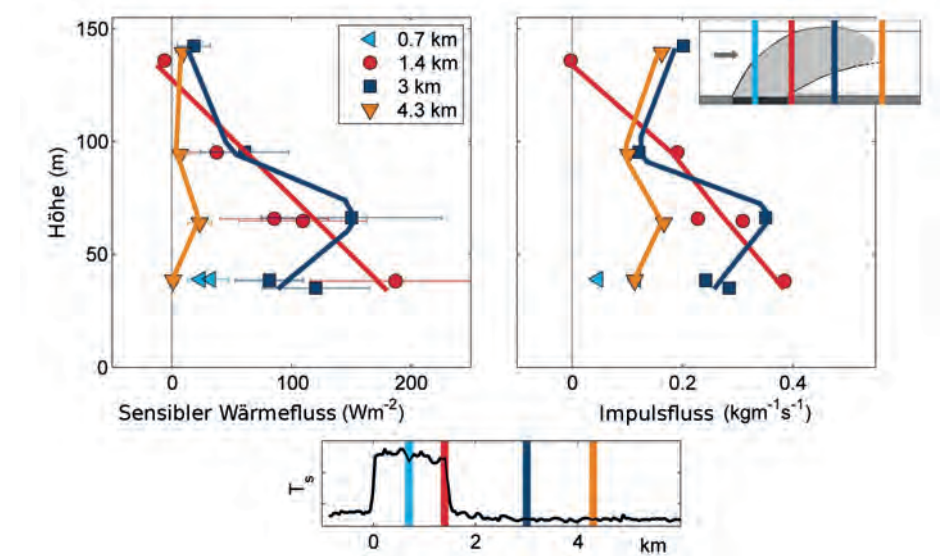


Abb. 7-15: Oben: Aus Messungen des AWI-Flugzeuges Polar 5 abgeleitete turbulente Wärme- und Impulsflüsse (Symbole) im Umfeld einer Eisrinne. Die durchgezogenen Linien dienen nur der Verdeutlichung. Unten: Oberflächentemperatur und Positionen der entsprechenden Vertikalprofile (Abbildung aus TETZLAFF et al. 2015).

die noch weiter leewärts aufgrund der Durchmischung in der Grenzschicht und Abkühlung am Boden wieder zurückgeht. Durch die begleitenden Turbulenzmessungen (Details in TETZLAFF et al. 2015) konnte gezeigt werden, dass die Ursache für die Erwärmung nicht nur in den erhöhten Oberflächenflüssen zu suchen ist, sondern auch mit der Wechselwirkung des konvektiven Plumes (Warmluftfahne) mit der stabil geschichteten Umgebungsluft in der „capping inversion“ zusammenhängt (vertikales Entrainment warmer Luft).

Wie stark der Plume auch das Windfeld beeinflusst, ist in Abbildung 7-14 zu sehen. Man sieht, dass die häufig zum Beispiel wegen Trägheitsschwingungen auftretenden Low-Level-Jets in der Grenzschicht im Bereich des Plumes aufgelöst wurden, um sich weiter im Lee erneut zu bilden. Ein sehr ähnliches Bild ergab sich auch bei einem anderen untersuchten Fall.

Der Einfluss von Rinnen auf die turbulenten Wärmefflüsse ist in Abbildung 7-15 anhand gemessener vertikaler Wärmefflussprofile in unterschiedlichem Abstand zu einer Rinne zu sehen. Während das Profil am leewärtigen Rand der Rinne im voll entwickelten Plume den erwarteten linearen Abfall mit der Höhe zeigt, sind die anderen Profile nichtlinear, da die Messungen teils unterhalb und teils in der sich entwickelnden Warmluftfahne erfolgten.

Diese Ergebnisse zeigen einmal mehr, dass sehr kleinskalige Prozesse, die mit derzeitigen Klimamodellen nicht auflösbar sind, eine wichtige Rolle für die turbulenten Prozesse und damit auch für die Energiebilanz der atmosphärischen Grenzschicht spielen können. Ähnlich wichtig wie die Prozesse über Eisrinnen können auch Prozesse über (küsten-nahen) Polynyas sein (siehe Beitrag 6 in diesem Heft).

5 Zusammenfassung und Ausblick

In den vergangenen Jahrzehnten konnte unser Wissen über Prozesse in der polaren atmosphärischen Grenzschicht sowohl durch Modellstudien als auch durch Messungen erweitert werden. Dies betrifft sowohl das qualitative Verständnis der Prozesse wie die Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Meereis im Bereich von Eisrinnen als auch die Vermehrung unseres Datenmaterials, das zur Modellvalidierung zur Verfügung steht. Allerdings ist die Datenlage für die verschiedenen betrachteten Regionen unterschiedlich. Entsprechend der leichten Erreichbarkeit des Eisrandbereiches liegen in dieser Region die meisten Messungen vor. Diese beziehen sich auf atmosphärische Prozesse inklusive turbulenter Größen (siehe auch Beitrag von GRYSCHKA in diesem Heft). Im Innern der Polargebiete gibt es dagegen noch immer sehr wenige Messpunkte und unsere Kenntnis stützt sich meist auf wenige an Eisdriftstationen durchgeführte oder schiffsgebundene Messungen.

Trotz der auf den ersten Blick im Vergleich zu Verhältnissen über Land einfachen Struktur des Untergrundes

spielen sich bei genauerer Betrachtung auch in der polaren Grenzschicht komplexe Wechselwirkungen zwischen Meereis, Ozean und Atmosphäre ab, die sich auf die turbulenten Flüsse auswirken. Dominierende Einflussfaktoren sind die großskalige Windrichtung, die Position relativ zum Packeisrand, der Eisbedeckungsgrad und Eisoberflächeneigenschaften sowie Wolken- und Strahlungseigenschaften. Letztere können sich direkt auf die turbulenten Flüsse auswirken, indem beispielsweise Wolken auf der Oberseite abkühlen und dadurch konvektive Umsetzungen auslösen. Indirekt wirken sich Wolken- und Strahlungsprozesse auch auf die Grenzschichthöhe aus, welche wiederum einen dominierenden Einfluss auf den Verlauf der turbulenten Flüsse mit der Höhe hat.

Fortschritte ergaben sich bei der Parametrisierung des turbulenten Impuls- und Wärmetransports über inhomogener Meereisbedeckung. So wurden neue Parametrisierungen des Einflusses der Eisoberflächentopographie über partiell mit Meereis bedeckten Gebieten auf die Impuls- und Wärmefflüsse entwickelt, die nun für den Test in Klima- und Wettervorhersagemodellen zur Verfügung stehen. Weitere Fortschritte wurden bei der Parametrisierung konvektiver Prozesse über Eisrinnen und auch in starker Konvektion bei Kaltluftausbrüchen erzielt. Für beides konnten nichtlokale Schließungen entwickelt, beziehungsweise an die speziellen Bedingungen angepasste Modifizierungen vorhandener Schließungen vorgenommen werden. Im Falle von Kaltluftausbrüchen wird dies gesondert in Beitrag 5 in diesem Heft erläutert.

Besonders für die polare Grenzschicht und ihre speziellen Bedingungen in den inneren polaren Regionen können zukünftig neue oder quantitativ besser abgesicherte Erkenntnisse durch Erweiterung des zugrundeliegenden Datenmaterials erwartet werden. Vielversprechend erscheint vor allem der Einsatz moderner Messgeräte an Flugzeugen mit großer Reichweite oder von Messgeräten an ferngesteuerten oder autonomen Fluggeräten.

Dieser Beitrag konnte nur einen kleinen Teil der Thematik darstellen. Nur gestreift wurde die wichtige Wechselwirkung zwischen Grenzschicht und Wolken und die damit verbundene Auswirkung auf die turbulenten Flüsse. Dies ist aktuell Thema des von der DFG geförderten Sonderforschungsbereiches (TR172) Arctic Amplification: Climate Relevant Atmospheric and Surface Processes, and Feedback Mechanisms (AC)³.

Literatur

- ANDREAS, E.L., HORST, T.W., GRACHEV, A.A., PERS-SON, P.O.G., FAIRALL, C.W., GUEST, P.S., JORDAN, R.E., 2010: Parametrizing turbulent exchange over summer sea ice and the marginal ice zone, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **138**, 927–943.
- ANDREAS, E.L., CASH, B.A., 1999: Convective heat

- transfer over wintertime leads and polynyas, *J. Geophys. Res.* **104** (C11), 25,721–25,734.
- BRÜMMER, B., 1997: Boundary layer mass, water, and heat budgets in wintertime cold-air outbreaks from the Arctic sea ice, *Mon. Weather Rev.* **125**, 1824–1837, doi:10.1175/1520-0493.
- CHARNOCK, H., 1955: Wind stress over a water surface, *Q.J.R. Meteorol. Soc.* **81**, 639–640.
- CLAUSSEN, M., 1991: Estimation of Areally-Averaged Surface Fluxes, *Boundary-Layer Meteorol.* **54**, 387–410.
- GARBRECHT, T., LÜPKES, C., HARTMANN, J., WOLFF, M., 2002: Atmospheric drag coefficients over sea ice Validation of a parametrisation concept, *Tellus A* **54**(2), 205–219.
- GIORGETTA, M.A., et al., 2012: The Atmospheric General Circulation Model ECHAM6: Model description, Tech. Rep., ISSN 1614-1199, Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany.
- GLEDENING, J.W., BURK, S.D., 1992: Turbulent transport from an Arctic lead: A large eddy simulation, *Boundary-Layer Meteorol.* **59**, 315–339.
- GRACHEV, A.A., ANDREAS, E.L., FAIRAL, C.W., GUEST, P.S., PERSSON, P.O.G., 2007: SHEBA flux-profile relationships in the stable atmospheric boundary layer, *Boundary-Layer Meteorol.* **124**, 315–333.
- GRAVERSEN, R.G., LANGE, P.L., MAURITSEN, T., 2014: Polar Amplification in CCSM4: Contributions from the lapse rate and surface albedo feedbacks, *J. Climate*, 4443–4450 doi: 10.1175/JCLI-D-13-00551.1
- GRYANIK, V.M., LÜPKES, C., 2018 An efficient non-iterative bulk parametrization of surface fluxes for stable atmospheric conditions over polar sea-ice, *Boundary-Layer Meteorol.* **166**, 301–325.
- GUEST, P.S., DAVIDSON, K.L., 1987: The effect of observed ice conditions on the drag coefficient in the summer East Greenland sea marginal ice zone, *J. Geophys. Res.* **92**(C7), 6943–6954.
- HANSSEN-BAUER, I., GJESSING, Y.T., 1988: Observations and model calculations of aerodynamic drag on sea ice in the Fram Strait, *Tellus A*, **40**, 151–161.
- HARTMANN, J., KOTTMEIER, C., WAMSER, C., AUGSTEIN, E., 1994: Aircraft measured atmospheric momentum, heat and radiation fluxes over Arctic sea ice, in *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment*, *Geophys. Monogr. Ser.* **85**, edited by O. M. Johannessen, R. D. Muench, and J. E. Overland, pp. 443–454, AGU, Washington, D. C.
- KÖNIG-LANGLO, G., 2008: Meteorological observations during Polarstern cruise ARK-XXII/2, Alfred Wegener Inst., Bremerhaven, Germany.
- KOTTMEIER, C., HARTMANN, J., WAMSER, C., BOCHERT, A., LÜPKES, C., FREESE, D., COHRS, W., 1994: Radiation and eddy flux experiment 1993 (REFLEX II), *Rep. Polar Res.* **133**, 62 pp., Alfred Wegener Institute, Bremerhaven, Germany.
- LOUIS, J.F., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, *Boundary Layer Meteorol.* **17**, 187–202.
- LÜPKES, C., GRYANIK, V.M., 2015: A stability-dependent parametrization of transfer coefficients for momentum and heat over polar sea ice to be used in climate models, *J. Geophys. Res. Atmos.* **120**, doi:10.1002/2014JD022418.
- LÜPKES, C., GRYANIK, V.M., 2015b: Parameterization of drag coefficients over polar sea ice for climate models, *Mercator Ocean Quarterly Newsletter - Special Issue* **51**, pp. 29–34.
- LÜPKES, C., GRYANIK, V.M., HARTMANN, J., ANDREAS, E.L., 2012: A parametrization, based on sea ice morphology, of the neutral atmospheric drag coefficients for weather prediction and climate models, *J. Geophys. Res.* **117**, D13112, doi:10.1029/2012JD017630.
- LÜPKES, C., VIHMA, T., BIRNBAUM, G., WACKER, U., 2008a: Influence of leads in sea ice on the temperature of the atmospheric boundary layer during polar night, *Geophys. Res. Lett.* **35**, L03805
- LÜPKES, C., GRYANIK, V.M., WITHA, B., GRYSCHKA, M., RAASCH, S., GOLLNIK, T., 2008b: Modeling convection over arctic leads with LES and a non-eddy-resolving microscale model, *J. Geophys. Res.* **113**, DOI: 10.1029/2007JC004099.
- MAI, S., WAMSER, C., KOTTMEIER, C., 1996: Geometric and aerodynamic roughness of sea ice, *Boundary Layer Meteorol.* **77**, 233–248.
- MARQ, S., WEISS, J., 2012: Influence of sea ice lead-width distribution on turbulent heat transfer between the ocean and the atmosphere, *The Cryosphere* **6**(1), 143–156, doi:10.5194/tc-6-143-2012.
- MARSHALL, J., ADCROFT, A., HILL, C., PERELMAN, L., HEISEY, C., 1997: A finite-volume, incompressible Navier–Stokes model for studies of the ocean on parallel computers, *J. Geophys. Res.* **102**(C3), 5753–5766.
- NEALE, R.B. et al., 2010: Description of the NCAR Community Atmospheric Model (CAM 5.0), *NCAR technical note*, NCAR/TN-486 + STR, 268 pp.
- NGUYEN T., MENEMENLIS, D., KWOK, R., 2011: Arctic ice-ocean simulation with optimized model parameters: Approach and assessment, *J. Geophys. Res.* **116**, C04025, doi:10.1029/2010JC006573.
- OVERLAND, J.E., MCNUTT, S.L., GROVES, J., SALO, S., ANDREAS, E.L., PERSSON, P.O.G., 2000: Regional sensible and radiative heat flux estimates for the winter Arctic during the Surface Heat Budget of the Arctic Ocean (SHEBA) experiment, *J. Geophys. Res.* **105** (C6), 14,093–14,102.
- PITHAN, F., MAURITSEN, T., 2014: Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models, *Nature Geoscience* **7**, 181–184.
- PORTER, D.F., CASSANO, J.J., SERREZE, M.C., 2012: Local and large-scale atmospheric responses to reduced Arctic sea ice and ocean warming in the WRF model, *J. Geophys. Res.* **117**, D11115, doi:10.1029/2011JD016969.
- RAASCH, S., SCHRÖTER, M., 2001: PALM - A Large-Eddy Simulation model performing on massively parallel computers. *Z. Meteorol.* **10**, 363–372.
- SCHLÜNZEN, K.H., FLAGG, D.D., FOCK, B.H., GIERISCH, A., LÜPKES, C., REINHARDT, V., SPENSBERGER, C., 2012: Scientific Documentation of the Multiscale Model System M-SYS (METRAS, MIT-

- RAS, MECTM, MICTM, MESIM), MEMI Technical Report 4. Meteorologisches Institut KlimaCampus Universität Hamburg. 138 pp.
- SCHRÖDER, D., VIHMA, T., KERBER, A., BRÜMMER, B., 2003: On the parameterisation of turbulent surface fluxes over heterogeneous sea ice surfaces, *J. Geophys. Res.* **108**(C6), 3195 doi:10.1029/2002JC001385.
- SHUPE, M.D., PERSSON, P.O.G., BROOKS, I.M., TJERNSTRÖM, M., SEDLAR, J., MAURITSEN, T., SJOGREN, S., LECK, C., 2013: Cloud and boundary layer interactions over the Arctic sea ice in late summer, *Atmos. Chem. Phys.* **13**, 9379–9400, www.atmos-chemphys.net/13/9379/2013/doi:10.5194/acp-13-9379-2013
- STÖSSEL, A., CLAUSSEN, M., 1993: The Momentum Forcing of a Large-Scale Sea-Ice Model, *Clim. Dyn.* **9**, 71–80.
- TETZLAFF, A., 2015: Convective processes in the polar atmospheric boundary layer: a study based on measurements and modelling, PhD-thesis, Univ. Bremen, 122 pp.
- TETZLAFF, A., LÜPKES, C., BIRNBAUM, G., HARTMANN, J., NYGARD, T., VIHMA, T., 2014: Brief Communication: Trends in sea ice extent north of Svalbard and its impact on cold air outbreaks as observed in spring 2013, *The Cryosphere* **8**, 1757–1763.
- TETZLAFF, A., LÜPKES, C., HARTMANN, J., 2015: Aircraft-based observations of atmospheric boundary-layer modification over Arctic leads, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **141**, 2839–2856, doi:10.1002/qj.2568
- TISLER, P., VIHMA, T., MÜLLER, G., BRÜMMER, B., 2008: Modelling of warm-air advection over Arctic sea ice, *Tellus A* **60**, 775–788.
- TSAMADOS, M., FELTHAM, D.L., SCHRÖDER, D., FLOCCO, D., FARELL, S.L., KURTZ, N., LAXON, S.W., BACON, S., 2014: Impact of variable atmospheric and oceanic form drag on simulations of Arctic sea ice, *J. Phys. Oceanogr.* **44**, 1329–1353, doi:10.1175/JPO-D-13-0215.1
- UTTAL, T., et al., 2002: Surface heat budget of the Arctic Ocean, *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **83**, 255–275.
- VIHMA, T., HARTMANN, J., LÜPKES, C., 2003: A Case Study of an On-ice Air Flow over the Arctic Marginal Sea Ice Zone, *Boundary-Layer Meteorol.* **107**, 189–217.
- VIHMA, T., LÜPKES, C., HARTMANN, J., SAVIJÄRVI, H., 2005: Observations and modelling of cloud-air advection over Arctic sea ice, *Boundary-Layer Meteorology* **117**: 275–300, doi:10.1007/s10546-004-6005-0.
- VIHMA, T., PIRAZZINI, R., FER, I., RENFREW, I.A., SEDLAR, J., TJERNSTRÖM, M., LÜPKES, C., NYGARD, T., NOTZ, D., WEISS, J., MARSAN, D., CHENG, B., BIRNBAUM, G., GERLAND, S., CHECHIN, D., GASCARD, J.C., 2014: Advances in understanding and parameterization of small-scale physical processes in the marine Arctic climate system: a review, *Atmos. Chem. Phys.* **14**, 9403–9450, doi:10.5194/acp-14-9403-2014
- WEINBRECHT, S., RAASCH, S., 2001: High-resolution simulations of the turbulent flow in the vicinity of an Arctic lead, *J. Geophys. Res.* **106** (C11), 27,035–27,046.
- WERNECKE, A., KALESCHKE, L., 2015: Lead detection in Arctic sea ice from CryoSat-2: quality assessment, lead area fraction and width distribution, *The Cryosphere* **9**, 1955–1968, doi:10.5194/tc-9-1955-2015.

Danksagung

Die dem Artikel zugrunde liegenden Arbeiten zur Parametrisierung waren Teil des Projektes MiKlip, das vom Bundesministerium für Bildung und Forschung gefördert wurde (FKZ: 01LP1126A). Ein Teil der Arbeiten wurde auch durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft gefördert (im Rahmen des SFBTR172 Arctic Amplification: Climate Relevant Atmospheric and Surface Processes, and Feedback Mechanisms (AC)3).

DR. CHRISTOF LÜPKES

Alfred Wegener Institut
Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung
Am Handelshafen 12
27570 Bremerhaven
christof.luepkes@awi.de

AMELIE SCHMITT

Universität Hamburg
Institut für Meereskunde
Bundesstr. 53
20146 Hamburg
amelie.schmitt@uni-hamburg.de

VLADIMIR M. GRYANIK

Alfred Wegener Institut
Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung
Am Handelshafen 12
27570 Bremerhaven
vladimir.gryanik@awi.de

G. HEINEMANN

8 Der katabatische Wind über Grönland

Katabatic winds over Greenland

Zusammenfassung

Der katabatische Wind über dem grönländischen Eisschild ist ein intensives Phänomen der Meso- α -Skala (200 bis 2000 km) und dominiert die Struktur des bodennahen Windfelds. Er entsteht durch die Bildung einer stabilen Grenzschicht über den geneigten Eisflächen. Der Austausch von Impuls, Energie und die Massenbilanz an der Oberfläche der Eisschilde werden maßgeblich durch den katabatischen Wind beeinflusst. Der katabatische Wind ist mit einem Low-Level-Jet mit hohen Windgeschwindigkeiten von mehr als 20 m/s in der Grenzschicht verbunden. Besonders intensive katabatische Winde werden direkt und indirekt über synoptische Prozesse beeinflusst.

Summary

Katabatic winds are a ubiquitous phenomenon on the meso- α scale (200-2000km) that dominates the structure of the near-surface wind field over the Greenland ice sheet. The wind system is generated by the formation of a stable boundary layer over the sloped ice surfaces. The exchange of momentum, energy and the mass balance of the ice sheet's surface are to a large extent influenced by the katabatic wind. The katabatic wind is associated with a low-level jet with high wind speeds of more than 20 m/s in the boundary layer. A direct and indirect triggering by synoptic processes is observed for extreme katabatic wind events.

1 Einleitung

Als katabatischer Wind wird generell eine hangabwärtige Strömung bezeichnet, die durch Dichteunterschiede, das heißt durch die Schwerkraft, angetrieben wird. Für den großskaligen katabatischen Wind über dem Eisschild von Grönland (Fläche von etwa $1,75 \times 10^6 \text{ km}^2$) ist die Corioliskraft von Bedeutung. Der katabatische Wind dominiert die Struktur des Windfelds über Grönland. Er entsteht durch die bodennahe Abkühlung und Bildung einer stabilen Grenzschicht (SBL) über den geneigten Eisflächen. Die Energiebilanz der Oberfläche ist geprägt durch eine negative Strahlungsbilanz, die durch den Fluss fühlbarer Wärme aufgrund der stark turbulenten Bedingungen überwiegend kompensiert wird (HEINEMANN und FALK 2002). Im Unterschied zu windschwachen Bedingungen über dem grönländischen Plateau, wo die vertikale Divergenz der Strahlungsbilanz den Hauptbeitrag zur Abkühlung der

SBL darstellt (DRÜE und HEINEMANN 2007), wird beim katabatischen Wind die Abkühlung primär durch die vertikale Divergenz des Flusses fühlbarer Wärme und zu einem geringeren Teil durch die Divergenz der Strahlungsbilanz verursacht.

Im Küstenbereich von Grönland weist die Topographie starke Gradienten auf (Abbildung 8-1), und es wurden dort Windgeschwindigkeiten bis Sturmstärke beobachtet (PUTNINS 1970). In Verbindung mit geeignetem synoptischen Antrieb können katabatische Winde zerstörende Wirkung erreichen. Diese katabatischen Stürme, die von den Inuit „Pitera“ genannt werden, treten an der Südostküste von Grönland auf (RASMUSSEN 1989). In dieser Region findet – unterstützt durch den katabatischen Wind – vermehrt die Genese von Mesozyklen statt (KLEIN und HEINEMANN 2002), und es können sich auch Polynjen nahe der Küste bilden.

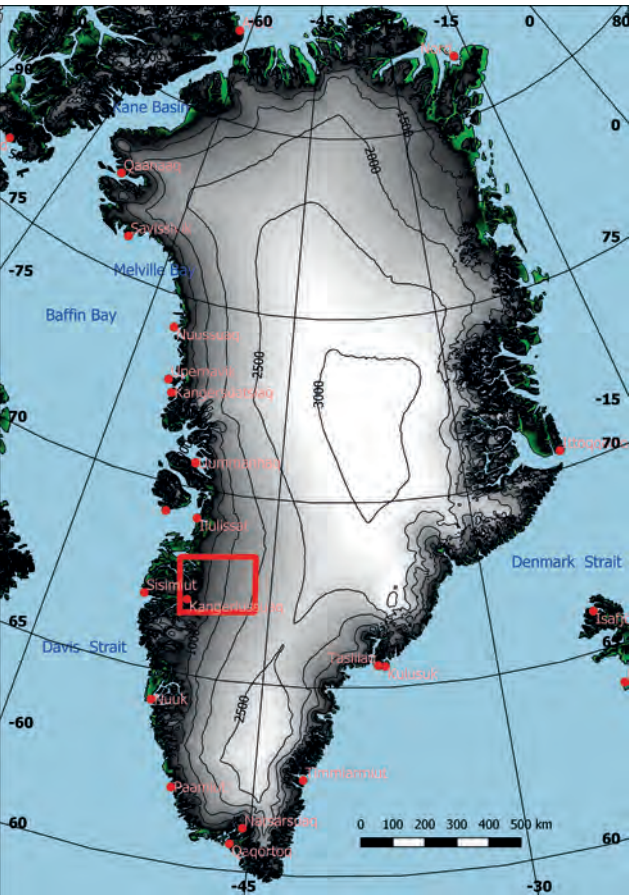


Abb. 8-1: Karte von Grönland mit Topographie (Isolinien je 500 m) aus GMTED2010-Daten (DANIELSON und GESCH 2011). Die Box markiert das Untersuchungsgebiet des KABEG-Experiments (siehe Abbildung 8-3).

Die mit starkem katabatischen Wind verbundene Schneedrift (Abbildung 8-2) führt zu einer Umverteilung der Schneemasse, ist aber auch mit erheblichen Auswirkungen für Feldarbeiten auf dem Eis verbunden. Damit kommt dem katabatischen Windsystem für das gesamte bodennahe Windfeld und für den Energie- und Impulstransport in der Grenzschicht sowie der Massenbilanz des Eisschildes eine entscheidende Bedeutung zu.

2 Beobachtungen des katabatischen Windes

2.1 Vertikalstruktur

Erste Studien zur experimentellen Erfassung der Vertikalstruktur und der Dynamik des katabatischen Windes über Westgrönland werden von VAN DEN BROEKE et al. (1994) für den Sommer gezeigt. Das flugzeuggestützte Experiment KABEG (**K**atabatic wind and **b**oundary layer front **e**xperiment around **G**reenland; HEINEMANN 1999) im April/Mai 1997 hatte den regionalen Fokus ebenfalls in Westgrönland. Das Hauptmessgebiet ist in Abbildung 8-1 markiert, Abbildung 8-3 zeigt das typische Flugmuster eines Messfluges und die Positionen der Bodenstationen bei Kangerlussuaq. Typische Vertikalprofile für das katabatische Windsystem mit starkem synoptischen

Antrieb aus den KABEG-Messungen sind in Abbildung 8-4 für zwei Messtage dargestellt. Für beide Tage zeigt das Windprofil ein ausgeprägtes Windmaximum (Low-Level Jet, LLJ) in einer Höhe von etwa 100 m. Die maximale Windstärke beträgt etwa 22 m/s am 22. April und fast 25 m/s am 13. Mai 1997. Der starke synoptische Antrieb zeigt sich in relativ hohen Windstärken von etwa 13 m/s oberhalb der SBL. Die Profile der potentiellen Temperatur zeigen eine starke Bodeninversion mit einer Temperaturzunahme von mehr als 10 K pro 100 m. Da die Profile über dem Eisschild bei Oberflächenhöhen von 1400 bis 1600 m gemessen wurden, liegen die Werte für die tatsächliche Temperatur in Bodennähe deutlich unter 0°C. Ein markanter Unterschied zwischen beiden Profilen ist in der Feuchte sichtbar. Das Mischungsverhältnis am 22. April ist kleiner als 1 g/kg in der SBL und hat Werte von etwa 2 g/kg oberhalb der Grenzschicht. Am 13. Mai ist die Feuchte oberhalb der SBL extrem niedrig (0,3 g/kg), dagegen betragen die Werte nahe der Oberfläche etwa 1,0 g/kg. Die Flugzeugmessungen des turbulenten Flusses latenter Wärme (HEINEMANN 2002) ergeben, dass am 13. Mai eine deutliche Verdunstung in Bodennähe stattfindet, die mit einer starken Schneedrift verbunden ist (siehe Abbildung 8-2). Die Vertikaldivergenz des Flusses latenter Wärme trägt so zur erhöhten Feuchte in der SBL bei. Zur Bestimmung der Höhe der SBL aus den Profilen hat sich die Verwendung eines Schwellenwertes für den Gradienten der potentiellen Temperatur als sinnvoll erwiesen (HEINEMANN 1999). Für die in Abbildung 8-4 gezeigten Profile ergeben sich SBL-Höhen von etwa 200 m.

Die Profile der Richardsonzahl zeigen, dass in den unteren 200 m in allen Niveaus dynamische Turbulenzproduktion durch Windscherung stattfindet, so dass in der gesamten SBL eine gut ausgebildete Turbulenz vorhanden ist. Der Grund dafür, dass auch im LLJ-Maximum die Richardsonzahl klein bleibt, ist die Winddrehung mit der Höhe. Die Ursache dieser Winddrehung verdeutlicht Abbildung 8-5 schematisch für ein stationäres Gleichgewicht.



Abb. 8-2: Schneedrift im katabatischen Wind während des KABEG-Experiments im April/Mai 1997 (Foto G. Heinemann).

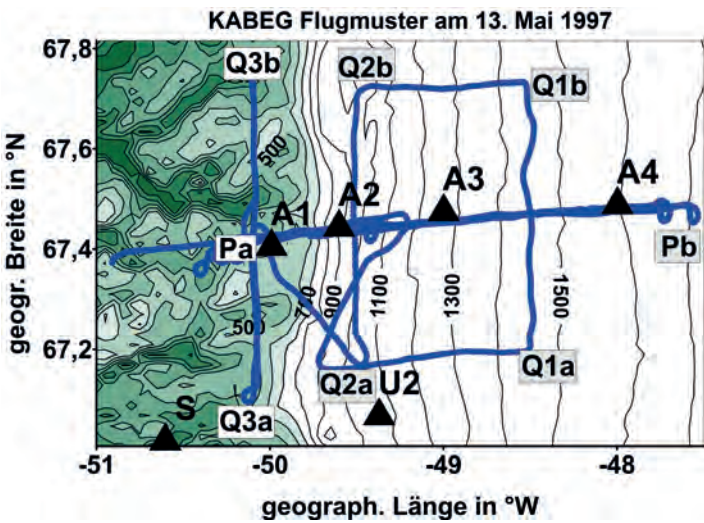


Abb. 8-3: Messgebiet des KABEG-Experimentes in West-Grönland (siehe Abbildung 8-1) mit Topographie (Isolinienabstand 100 m, Gebiete unterhalb 700 m in Grüntönen). Die Dreiecke markieren die Positionen von Messstationen (A1-A4: AWS und Energiebilanz, Uni Trier; S: Eddy-Kovarianz, Uni Trier; U2: AWS, Uni Utrecht). Die Station A1 befindet sich in der Tundra, Station A2 liegt auf dem Inlandeis in 5 km Entfernung zum Eisrand. Der Flugweg des Messfluges am 13. Mai 1997 ist eingezeichnet (blaue Linie), die zur Hangneigung parallele Hauptmesslinie P (Pa-Pb) und die Querprofillinien Q1, Q2 und Q3 sind gekennzeichnet. Modifiziert nach HEINEMANN (1999).

Für den katabatischen Antrieb ist eine Abkühlung der Grenzschicht über dem Hang notwendig. Da die Abkühlung in Bodennähe (vor allem durch die vertikale Divergenz des Flusses fühlbarer Wärme) am größten ist, ist hier auch im Vergleich zur umgebenden Atmosphäre der größte Antrieb durch die Druckgradientkraft vorhanden. Zugleich ist aber auch die Reibung am größten. Daraus ergibt sich im Kräftegleichgewicht ein kleiner Horizontalwind, der nur wenig von der Falllinie abgelenkt ist (Abbildung 8-5a).

In der Mitte der SBL ist die Reibung deutlich geringer, der Druckgradient etwas kleiner und der Wind ist stärker und mehr abgelenkt (Abbildung 8-5b). Im oberen Teil der SBL spielt die Reibung keine wesentliche Rolle mehr und der Wind ist fast geostrophisch (Abbildung 8-5c), das heißt er strömt parallel zum Hang. Daraus ergeben sich eine Winddrehung nach rechts mit der Höhe und ein Windmaximum in der SBL. Das Windprofil wird modifiziert, wenn dem katabatischen Druckgradienten ein synoptischer Druckgradient überlagert wird. In den in Abbildung 8-4 gezeigten Fällen wirkt der synoptische Druckgradient im Sinne des katabatischen Antriebs, so dass hier der Wind verstärkt wird.

Der Einfluss der Topographiestruktur auf das Windfeld wird für den Messflug am 13. Mai 1997 in Abbildung 8-6 verdeutlicht. Hier werden ausgesuchte Windvektoren in

30, 100, 200 und 400 m über der Topographie dargestellt. Die Daten stammen aus Vertikalprofilen entlang des Flugmusters Q1/Q2 in Abbildung 8-3 und decken ein Gebiet von etwa 50 km (Nord-Süd) und 40 km (Ost-West) ab. Die Daten in 100 m Höhe entsprechen der LLJ-Höhe, während die Höhe von 400 m sich für alle Profile oberhalb der Grenzschicht befindet und den synoptischen Antrieb auf den katabatischen Wind darstellt. Während die Topographie entlang des Flugwegs Q1 homogen ist, ist entlang der Linie Q2 eine generelle Erhöhung des Topographiegradienten in Richtung Norden vorhanden. Die in Abbildung 8-5 erklärte Winddrehung und Variation der Windstärke mit der Höhe zeigt sich auch in den realen Messdaten, wobei hier auch noch Effekte der inhomogenen Topographiestruktur sichtbar werden (zum Beispiel der Kanalisierungseffekt beim Vertikalprofil im nördlichen Teil der Flugstrecke Q2).

2.2 Dynamik

Zur Untersuchung der Dynamik des katabatischen Windes eignet sich das Konzept von BALL (1956). In diesem vertikalen Zweischichtenmodell wird die horizontale Bewegungsgleichung in der SBL (untere Schicht) vertikal integriert betrachtet:

$$\frac{d\vec{v}_m}{dt} = - \underbrace{\frac{1}{\rho_m} \vec{\nabla} p}_{\text{Druckgrad.}} - \underbrace{f \cdot \vec{k} \times \vec{v}_m}_{\text{Coriolis}} - \underbrace{\frac{1}{\rho_m h} \vec{\tau}(z_s)}_{\text{Reibung}} = \vec{F}_p + \vec{F}_C + \vec{F}_R \quad (1)$$

Die SBL wird als kalte Schicht mit einem Temperaturdefizit $\Delta\theta_m$ gegenüber der darüber liegenden Schicht beschrieben (θ_m = mittlere potentielle Temperatur), $\vec{v}_m$ ist der Wind tangential zum Hang und ρ_m ist die Luftdichte (siehe Abbildung 8-7). Der Index m steht für das vertikale Mittel über die SBL mit der Höhe h. Der Antrieb auf den SBL-Wind besteht im zweidimensionalen Druckgradienten $\vec{F}_C$,

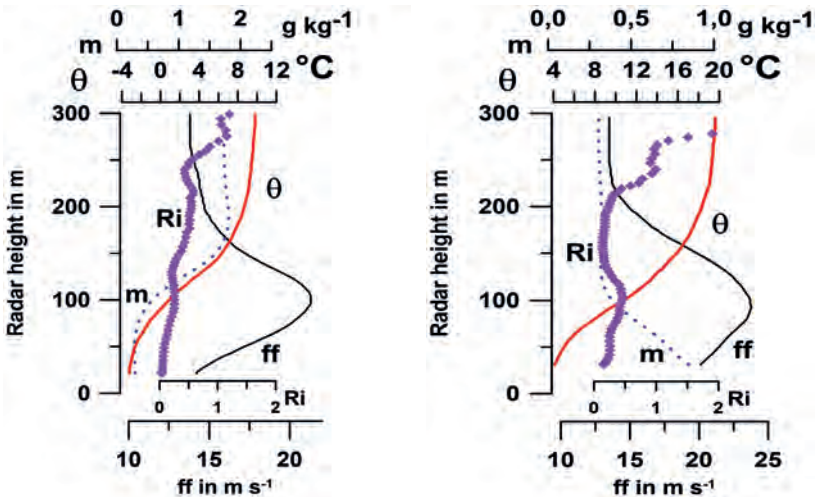


Abb. 8-4: Typische Vertikalprofile des katabatischen Windes aus Flugzeugmessungen am 22. April 1997 (links) und 13. Mai 1997 (rechts) über Grönland: potentielle Temperatur (θ , rot), Windstärke (ff, schwarz), Mischungsverhältnis (m, blau), Richardsonzahl (Ri, violett). Die Höhe ist relativ zur Eisoberfläche (modifiziert nach HEINEMANN 2002).

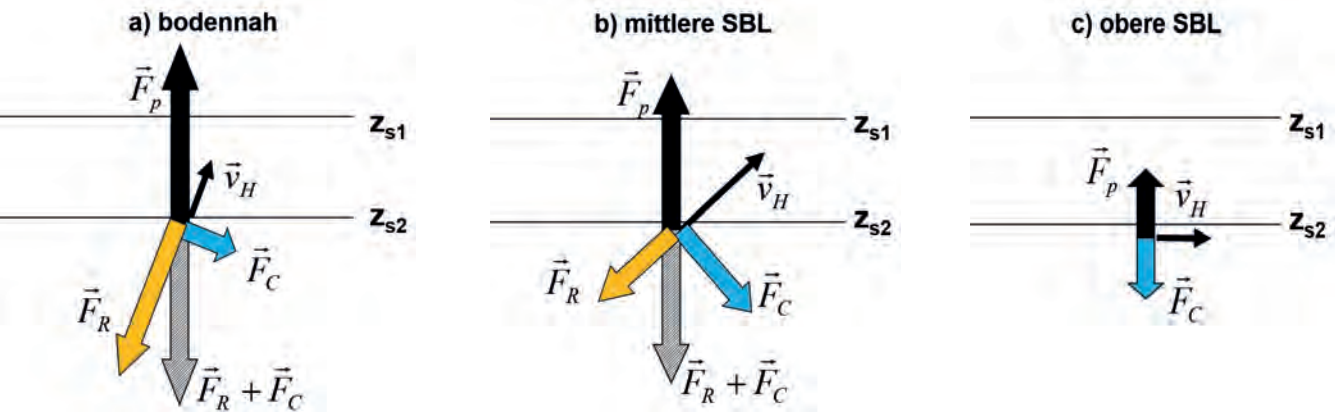


Abb. 8-5a-c: Schematische Darstellung des Kräftegleichgewichts ($\vec{F}_p$ = Druckgradient, $\vec{F}_c$ = Coriolis, $\vec{F}_r$ = Reibung) für den katabatischen Wind $\vec{v}_H$ im stationären Fall für unterschiedliche Höhen, a) nahe der Oberfläche, b) in der Mitte und c) nahe der Obergrenze der stabilen Grenzschicht (SBL). Der Druckgradient zeigt in Richtung der Falllinie (z_s = Höhe der Oberfläche).

der Coriolisbeschleunigung $\vec{F}_p$ (f = Coriolisparameter) und der Reibung $\vec{F}_r$, die sich aus dem Impulsfluss $\vec{\tau}(z_s)$ an der Oberfläche ergibt (z_s = Höhe der Oberfläche). Der Druckgradient kann zerlegt werden in:

$$\vec{F}_p = - \underbrace{\frac{1}{\rho_m} \nabla P}_{\text{synopt. Druckgrad.}} - g \underbrace{\frac{\Delta \theta_m}{\theta_m} \vec{\nabla} z_s}_{\text{topograph. Gradient}} - g \underbrace{\frac{\Delta \theta_m}{\theta_m} \vec{\nabla} h}_{\text{Gradient SBL-Höhe}} - g \underbrace{\frac{h}{\theta_m} \vec{\nabla} (\Delta \theta_m)}_{\text{Gradient Inversionsstärke}} \quad (2)$$

= $\vec{F}_s + \vec{F}_T + \vec{F}_I + \vec{F}_{DI}$

hier ist g die Schwerebeschleunigung. Der erste Term der rechten Seite ist der synoptische Druckgradient $\vec{F}_s$

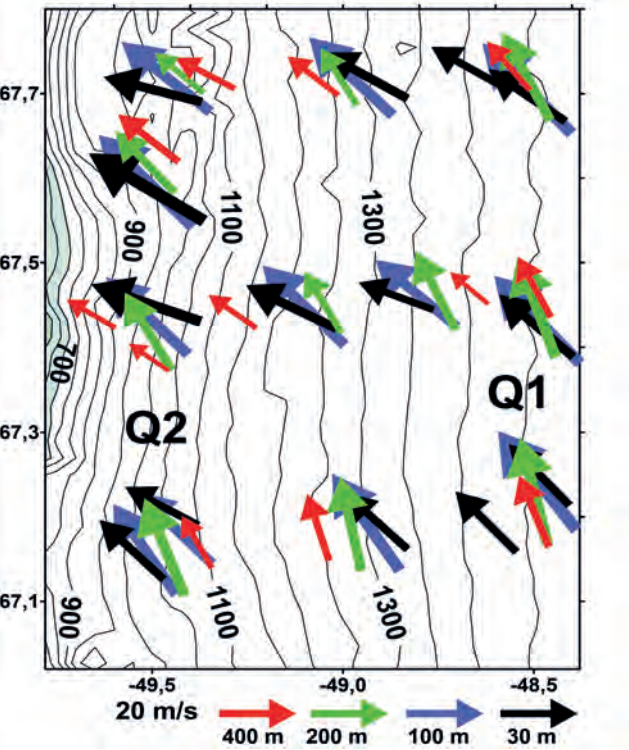


Abb. 8-6: Topographie (Isolinienabstand 50 m, mit geographischer Breite in °N und Länge in °W) und Windvektoren aus Flugzeugmessungen in Höhen von 30, 100, 200 und 400 m über Grund für den 13. Mai 1997 entlang des Flugmusters Q1/Q2 in Abbildung 8-3. Modifiziert aus HEINEMANN (1999).

oberhalb der SBL, der zweite Term ist der „klassische“ katabatische Antrieb $\vec{F}_T$ durch die Hangneigung und die Inversionsstärke $\Delta \theta_m$. Der dritte und vierte Term ($\vec{F}_I$ beziehungsweise $\vec{F}_{DI}$) ergeben sich aus der Inhomogenität der SBL-Höhe und der Inversionsstärke $\Delta \theta_m$. Die beiden letzteren Terme sind für den katabatischen Wind von untergeordneter Bedeutung, sie können aber über flachem und leicht geneigtem Gelände maßgeblich zum Druckgradient beitragen.

Die Flugzeugmessungen des KABEG-Experimentes wurden im Sinne des Konzepts von BALL (1956) ausgewertet. Zur Übersichtlichkeit wurden für jeden der sechs Messflüge in dem in Abbildung 8-3 gezeigten Gebiet nur zwei Profile verwendet. Diese Profile wurden in Abständen von 25 km und 75 km vom Rand des Inlandeises gemessen. Bezüglich der Topographie unterscheiden sich die Profile in der Hangneigung ($1,07 \times 10^{-2}$ bei 25 km und $0,71 \times 10^{-2}$ bei 75 km). Abbildung 8-8 zeigt den katabatischen Antrieb $F_T = |\vec{F}_T|$, den gesamten synoptischen Antrieb $F_s = |\vec{F}_s|$ und die Inversionsstärke $\Delta \theta_m$ in Abhängigkeit von der mittleren Windstärke V_m in der SBL. Die

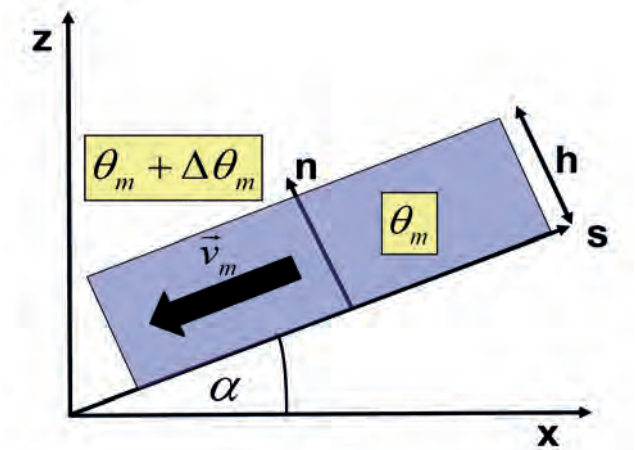


Abb. 8-7: Schema des Zweischichtenmodells nach BALL (1956) mit θ_m = mittlere potentielle Temperatur der SBL, $\Delta \theta_m$ = Temperaturdefizit der SBL, α = Hangneigung und dem Wind $\vec{v}_m$ tangential zum Hang.

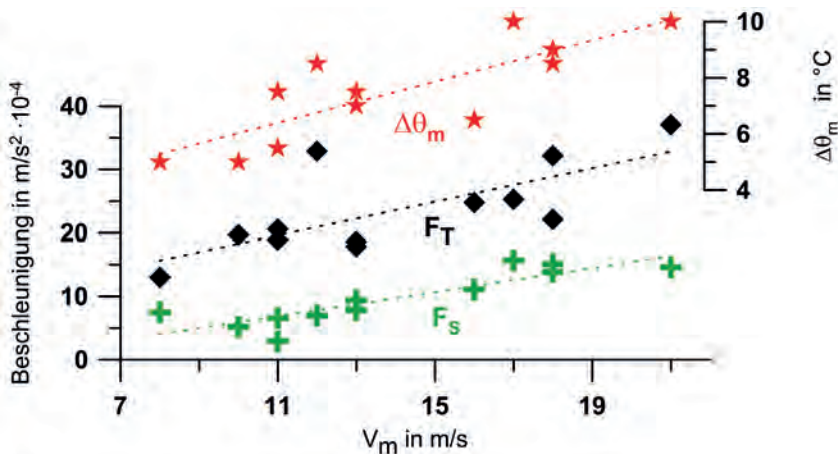


Abb. 8-8: Katabatischer Antrieb F_T , synoptischer Antrieb F_S und die Inversionsstärke $\Delta\theta_m$ in Abhängigkeit von der mittleren Windstärke v_m in der katabatischen Schicht aus den Daten des KABEG-Experiments. Modifiziert aus HEINEMANN (1999).

Zunahme des Windes mit zunehmendem Antrieb wird deutlich. Der katabatische Antrieb ist deutlich größer als der synoptische und aufgrund von Gleichung 2 eng mit der Inversionsstärke korreliert. Es zeigt sich aber auch, dass für sehr starke katabatische Winde ein synoptischer Einfluss notwendig ist. Dies erfolgt direkt über die Druckgradienten von synoptischen Systemen, zum Beispiel für Westgrönland durch ein Tief über der Davis-Straße (Abbildung 8-1), aber auch indirekt über Advektion von warmer Luft oberhalb der SBL, die zu einer Verstärkung der Inversion und damit zu einem höheren katabatischen Antrieb beiträgt (HEINEMANN 1999).

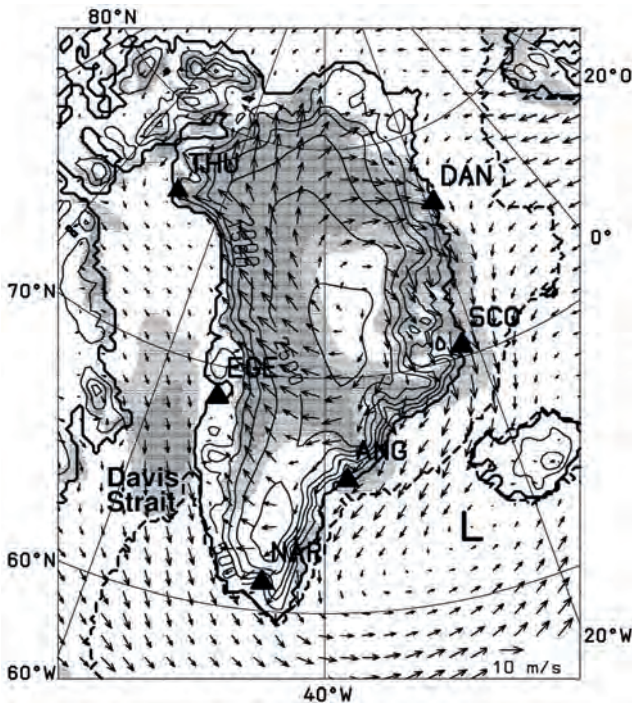


Abb. 8-9: Mittleres Zehn-Meter-Windfeld für Januar 1990 aus Modellsimulationen mit 25 km Auflösung (Isolinien der Topographie je 500 m sind durchgezogen, nur jeder vierte Windvektor ist dargestellt). Die Richtungskonstanz ist schattiert dargestellt (hellgrau: 80 - 90 %, dunkelgrau: größer 90 %), der Meereisrand ist gestrichelt. L markiert die Lage des Islandtiefs. Aus HEINEMANN und KLEIN (2002).

3 Modellsimulationen

Abbildung 8-9 zeigt das bodennahe Windfeld für den Wintermonat Januar 1990 über Grönland aus mesoskaligen Modellsimulationen mit dem NORLAM-Modell (HEINEMANN und KLEIN 2002). Man sieht ein klares Signal des katabatischen Windes im Monatsmittel. Die katabatische Strömung weist einen Winkel von etwa 45° relativ zur Falllinie auf, da sie durch die Corioliskraft nach rechts abgelenkt wird (siehe Abbildung 8-5). Mittlere Windstärken erreichen über dem Eisschild Werte bis zu 14 m/s im Monatsmittel. Die Richtungskonstanz, berechnet aus dem Verhältnis des Betrags des Vektormittels zum Mittel der Windstärke, beträgt 80 % und mehr über den Hanggebieten. Eine Ausnahme stellt Südoströnland dar, da dort transiente synoptische Zyklonen zwischen Island und Südgrönland (im Klimamittel die Lage des bekannten Islandtiefs) das Windfeld stark beeinflussen und eine höhere Variabilität der Windrichtung verursachen.

Modellbasierte Studien zur Struktur und Dynamik des katabatischen Windes zeigen gute Übereinstimmung mit den experimentellen Daten. Die in Kapitel 2 beschriebene Methodik des Zweischichtenmodells von BALL (1956) zur Quantifizierung der Antriebsterme des katabatischen Windes kann auch auf Modelldaten angewendet werden. Abbildung 8-10a zeigt den katabatischen Antrieb $\vec{F}_T$ als Vektorfeld für den Januar 1990. Über fast allen geneigten Bereichen des Eisschildes zeigt sich ein deutlicher Einfluss des katabatischen Antriebs im Monatsmittel. Die Struktur des katabatischen Antriebs kann im Wesentlichen die Struktur des Windfelds (Abbildung 8-9) erklären. Wie auch beim Windfeld ist dieser Einfluss in Südostgrönland durch synoptische Zyklonen gestört. Die Ursache dafür ist, dass die SBL-Inversion in dieser Region durch die mit den Zyklonen verbundene Bewölkung nur gering ausgeprägt ist. Die Analyse der Wolkenbedeckung ergibt einen Bedeckungsgrad von etwa 70 % für Südost-Grönland. Der synoptische Antrieb $\vec{F}_T$ ist in diesem Gebiet über dem Eisschild ebenfalls relativ klein (Abbildung 8-10b). Über Westgrönland dagegen wirkt der synoptische Antrieb in Richtung des katabatischen Antriebs und erzeugt so dort relativ starke oberflächennahe Winde. In Bereichen von Südwest- und Nordostgrönland findet keine Unterstützung des katabatischen Antriebs durch den synoptischen statt, teilweise sind beide Antriebe sogar entgegengesetzt.

Ein ähnliches Bild ergibt sich aus regionalen Klimasimulationen für Grönland für einen Zeitraum von 50 Jahren (1960–2011) für das Winterquartal Dezember bis Februar (Abbildung 8-11). Auch hier zeigen sich die stärksten Signale des katabatischen Windes über West-, Nord- und Nordostgrönland (mittlere Windstärken von 9-12 m/s),

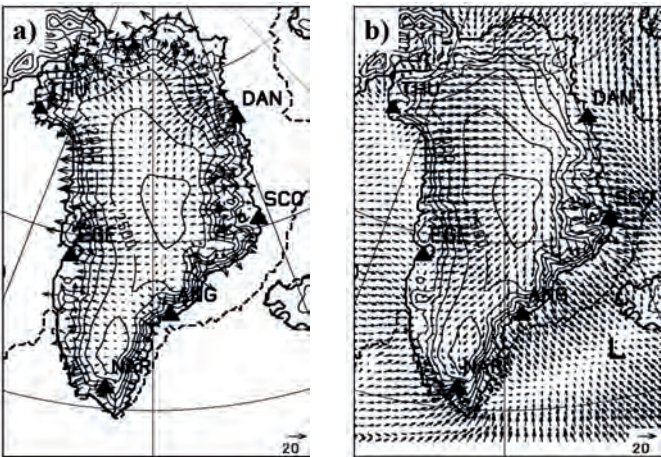


Abb. 8-10a: Katabatischer Antrieb (a), links, und synoptischer Antrieb (b), rechts, für den Januar 1990 aus Modellsimulationen mit 25 km-Auflösung (Isolinien der Topographie je 500 m, nur jeder zweite Vektor für die Beschleunigungen). Der Skalenvektor gibt die Vektorlänge für $20 \times 10^4 \text{ m/s}^2$ an. Aus HEINEMANN und KLEIN (2002).

während Südostgrönland eher durch Zyklonen beeinflusst ist. Das absolute Windmaximum findet sich mit etwa 13 m/s an der Südspitze von Grönland und ist der sogenannte „tip-jet“, der aus dem orographischen Umströmungseffekt resultiert.

4 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Das katabatische Windsystem dominiert das bodennahe Windfeld über dem Eisschild von Grönland. Voraussetzung für den katabatischen Antrieb ist die Ausbildung einer SBL über den geneigten Eisflächen. Im Fall der nicht-schmelzenden Eisoberfläche im Winter wird die SBL durch Abkühlung der Oberfläche verursacht, im Frühling und Herbst durch die nächtliche Abkühlung mit einem entsprechenden Tagesgang des Windsystems. Die SBL kann durch Warmluftadvektion durch synoptische Prozesse verstärkt werden. Für das Verständnis der Struktur und Dynamik des katabatischen Windes haben experimentelle Untersuchungen entscheidend beigetragen. Das flugzeuggestützte Experiment KABEG (HEINEMANN 1999) hat dazu einen bisher einmaligen Datensatz zur 3D-Struktur des katabatischen Windsystems für unterschiedliche synoptische Antriebe geliefert. Es hat sich gezeigt, dass mit dem katabatischen Wind generell Low-Level-Jets verbunden sind, die Windstärken von über 20 m/s erreichen. Die realitätsnahe Simulation des katabatischen Windes erfordert eine ausreichende Horizontalauflösung zur Berücksichtigung der Topographie, eine hohe Vertikalauflösung in der Grenzschicht sowie eine realitätsnahe Beschreibung der Energiebilanz der Schneeoberfläche. Mit für die Polargebiete angepassten Wettervorhersagemodellen und regionalen Klimamodellen kann der katabatische Wind gut simuliert werden.

Im Sommer findet über Grönland für große Teile des Eisschildes Schmelzen statt. Die SBL und der katabatische

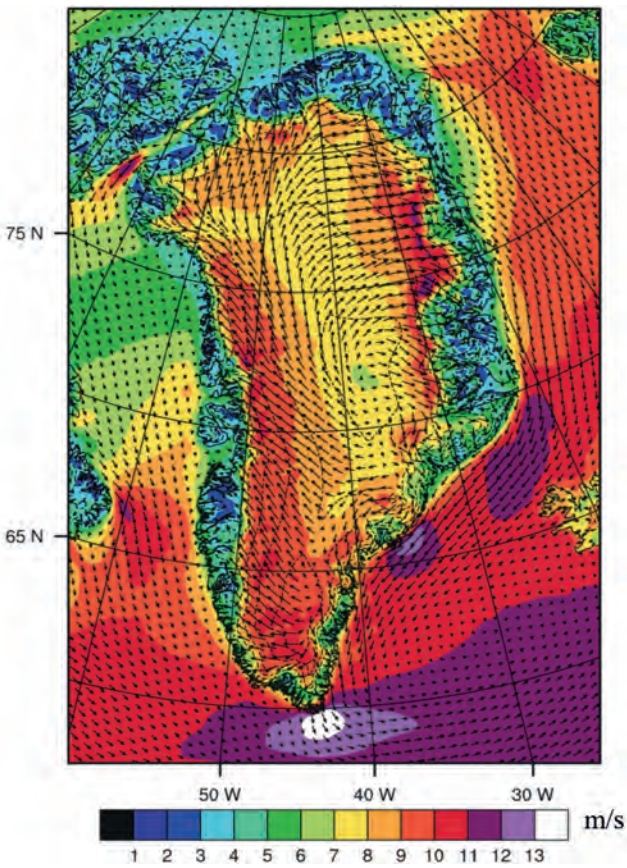


Abb. 8-11: Mittlere Windstärke (m/s) und mittlere Windvektoren im Winter (DJF) im Zeitraum 1960-2011 aus Simulationen mit dem Modell RACMO mit 11 km Auflösung. Aus GORTER et al. (2014).

Wind sind im Sommer deutlich schwächer als im Winter (GORTER et al. 2014). Aufgrund der Temperaturzunahme im Rahmen des Klimawandels ist zu erwarten, dass sich das oberflächennahe Schmelzen über dem grönländischen Eisschild massiv verstärkt. Noch ist allerdings unklar, ob dies auch zu Veränderungen der Grenzschicht über dem Eis und damit zu Veränderungen des katabatischen Windsystems führt.

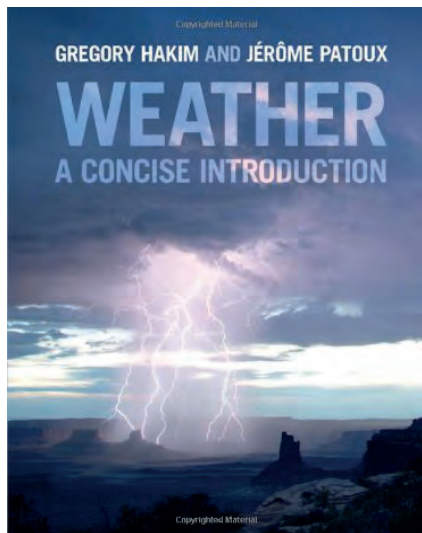
Literatur

BALL, F.K., 1956: The theory of strong katabatic winds. *Aust. J. Phys.* **9**, 373-386.
DANIELSON, J.J. & GESCH, D.B., 2011: Global multi-resolution terrain elevation data 2010 (GMTED2010). U.S. Geological Survey Open-File Report 2011-1073, 26 pp.
DRÜE, C., HEINEMANN, G., 2007: Structures of intermittent turbulence in the upper stable boundary layer over Greenland. *Boundary-Layer Meteorol.* **124**, 361-381.
GORTER, W., VAN ANGELEN, J.H., LENAERTS, J.T.M., VAN DEN BROEKE, M.R., 2014: Present and future near-surface wind climate of Greenland from high resolution regional climate modelling. *Climate Dynamics* **42**, 1595 - 1611.
HEINEMANN, G., 1999: The KABEG'97 field experiment: An aircraft-based study of the katabatic wind dy-

- namics over the Greenlandic ice sheet. *Boundary Layer Meteorol.* **93**, 75-116.
- HEINEMANN, G., 2002: Aircraft-based measurements of turbulence structures in the katabatic flow over Greenland. *Boundary Layer Meteorol.* **103**, 49-81.
- HEINEMANN, G., FALK, U., 2002: Surface winds and energy fluxes near the Greenland ice margin under conditions of katabatic winds. *Polarforschung* **71**, 15-31.
- HEINEMANN, G. & T. KLEIN, 2002: Modelling and observations of the katabatic flow dynamics over Greenland. *Tellus A* **54**, 542-554.
- KLEIN, T., HEINEMANN, G., 2002: Interaction of katabatic winds and mesocyclones at the eastern coast of Greenland. *Meteorological Applications* **9**, 407-422.
- PUTNINS, P., 1970: The climate of Greenland. In: Climates of the polar regions (Ed. S. Orvig), *World Survey of Climatology* **14**, 3-113.
- RASMUSSEN, L., 1989: Greenland winds and satellite imagery. *Vejret, Danish Meteorological Society*, 32-37.
- VAN DEN BROEKE, M.R., DUYNKERKE, P.G. & HENNEKEN, E.A.C., 1994: Heat, momentum and moisture budgets of the katabatic layer over the melting zone of the west Greenland ice sheet in summer. *Boundary Layer Meteorol.* **71**, 393-413.

UNIV.-PROF. DR. GÜNTHER HEINEMANN
Umweltmeteorologie
Universität Trier
Fachbereich VI - Raum- und Umweltwissenschaften
54286 Trier
heinemann@uni-trier.de

Buchbesprechung



HAKIM, G., PATOUX, J., 2018: *Weather - a concise introduction*. Cambridge University Press, 350 pp., ISBN 978-1-108-40465-5 (Paperback).

Mit dem neu erschienen Buch „Weather - a concise introduction“ von Gregory Hakim und Jérôme Patoux scheint ein pädagogischer Wurf für Wissenschaftler und Lehrpersonal gleichermaßen gelungen zu sein, der es zudem fertigbringt, den am Wetter interessierten Studierenden schon ab deren

Einstiegssemester die physikalischen Grundlagen und die Funktionsweise des Wettergeschehens in einfacher und begrifflich klarer Weise zu vermitteln.

Mit seinen 15 Kapiteln zu den Themen „Weather Variables“, „Spatial Representations of Weather Data“, „Our Atmosphere: Origin, Composition, and Structure“, „Heat and Energy Transfer“, „Water“, „Cloud Formation“, „Precipitation“, „Wind“, „Global Wind Systems“, „Air Masses“, „Fronts and Midlatitude Cyclones“, „Thunderstorm and Tornadoes“, „Tropical Cyclones“, „Weather Forecasting“, „Air Pollution“, „Climate Change und Weather“ bringt das neue Buch nicht nur eine Einführung in die meteorologische Grundlagen, sondern ergreift das Wissensfeld „Wetter“ von den kleinsten atomaren Strukturen bis hin zur weiträumigen globalen Zirkulation, womit eine umfassende Grundlage zur Erklärung des Treibhauseffektes und der Klimaänderungen gelegt wird, die dann im letzten Kapitel erfolgt. Dies schließt die ausführliche Erläuterung von Strahlungsprozessen, Energieflüssen und Feedback-Mechanismen ein. Die atmosphärisch-ozeanischen Feedback-Mechanismen, die bei Klimaschwankungen eine wichtige Rolle spielen, werden

am Beispiel des El Nino-Phänomens auf über sechs Seiten recht ausführlich erklärt.

Für das Heranführen des Fachwissens verfolgt die Publikation einem Muster, das sich immer wieder an dem Beispiel einer kräftigen Tiefdruckentwicklung mit Unwetterpotential vom Februar 2014 über Nordamerika orientiert, und zudem mit zahlreichen übersichtlichen Abbildungen von Wetterkarten, Satellitenbildern und erläuternden Zeichnungen aufwartet.

Zusammenfassend liegt hier ein ideales Einführungswerk der Meteorologie vor - sowohl für die Vorbereitung eines vertieften Studiums der Meteorologie als auch für hilfreiche anschauliche Erläuterungen zur oft recht abstrakt erscheinenden Formelwelt der theoretischen Meteorologie. Dieses Buch hilft aber auch Studierenden anderer Fachrichtungen, die für ihr spätere wissenschaftliche Arbeit die meteorologischen Grundlagen benötigen, nicht zuletzt im Zusammenhang mit den vielfältigen interdisziplinären Folgen des anthropogenen Treibhauseffektes.

Rolf von Pander

Examina im Jahr 2017

Bachelor-, Diplom- und Masterarbeiten, Dissertationen und Habilitationen
 in der Meteorologie und verwandten Fächern aus dem deutschsprachigen Raum

Universität Basel

Masterarbeiten

- LÜTOLF, Pascal: Strahlungsdaten von Satelliten und numerischen Wettermodellen: Ein Vergleich mit bodengestützten Messungen.
- MÖCKLI, Nicola: Quantification of the Greenland Ice Sheet albedo changes and description of its spatial patterns between 2000 and 2015 using MODIS MCD43A3.
- RÜTIMANN, Mihal: Fog climatology of the Central Namib.

Universität Bayreuth

Bachelorarbeiten

- BALLING, Anna: Kontinuierliche Messung atmosphärischer Stickoxide mittels Molybdän- und Photolysekonverter unter besonderer Betrachtung der NO₂-Konzentrationsunterschiede.
- BAUER, Thomas: Charakterisierung und Klassifizierung von Partikelneubildungsereignissen in den Jahren 2013 und 2014 im Fichtelgebirge.
- HALLER, Theresa: Zusammenhang zwischen der NO/NO₂/O₃-Triade und dem Verkehrsaufkommen in Bayreuth.
- LINHARDT, Tobias: Impact of water tracks on the surface energy balance in the polar desert of the Antarctic McMurdo Dry Valleys.
- MAIER, Sebastian: Feinstaubmessungen zur Charakterisierung der räumlichen und zeitlichen Variabilität von Partikelkonzentrationen in Bayreuth.

Masterarbeiten

- EHRNSPERGER, Laura: Experimental evaluation of the significance of the pressure transport term to the TKE budget across contrasting forests architectures.
- FREUNDORFER, Anita: Investigating the near-surface airflow and its turbulent and submesoscale statistics for the weak-wind regime from field experiments.
- HONZAKOVA, Katerina: Small-scale variations of climate change in mountainous-forested terrain.
- SCHUH, Leila: Regional climate regulation by different land cover types: comparing

- homogeneous and heterogeneous structures in agricultural landscapes.
- SIMON, Julian: Statistische Analyse komplexer PCB-Kongenermuster in verschiedenen Umweltmedien.
- WUNDER, Tobias: Erhebung und Auswertung von Windregimen in dichten Waldbeständen.

Dissertationen

- PAUSCHER, Lukas: Measuring and understanding site-specific wind and turbulence characteristics for wind energy applications.
- SCHMITT, Sebastian: Formation of secondary organic aerosol from photo-oxidation of benzene: a chamber study.

Freie Universität Berlin

Bachelorarbeiten

- BANDELOW, Max: Gewitterschäden: Schadenerwartung für DWD Warnkategorien.
- DEGENHARDT, Lisa: Statistische Analyse von Temperaturmessverfahren unter Berücksichtigung von Globalstrahlung und Windgeschwindigkeit.
- DEINERT, Hendrik: Climate Extremes Indices - Berechnung für Berlin und Vergleich zu einem globalen Datensatz.
- LEPPÄLAAKSO, Reetta: Sturmschäden: Schadenerwartung für die Warnstufen des DWD.
- MAGRO, France-Audrey: Räumliche Variation von Windböen und deren Zusammenhang zu Schadensmustern von Sturmereignissen in Berlin.
- NIEDRICH, Benjamin: Klimawandel bezogen auf Wetterlagen.
- RAYMUND, Carsten: Regressionsanalysen zur Ableitung einer Optimal-Vorhersage, basierend auf der Kombination von Kurzfristvorhersagen der Teilnehmer am Berliner Wetterturnier.
- RUFF, Florian: Mikroskalige Variabilität von Windböen.
- SCHNEIDER, Dennis: Statistische Auswertung von Vb-Ereignissen in den Wintermonaten im mitteleuropäischen Raum.
- SCHWAN, Josef: Analyse des variablen Zusammenhangs zwischen NAO und ENSO.
- SEILING, Denise: Zusammenhang zwischen

- Feuerwehreinsätzen und Starkregenereignissen in Berlin.
- STEINBACH, Maximilian: Analyse frontaler Wetterereignisse im Berliner Stadtgebiet.

Diplomarbeiten

- HAMAEKERS, Niklas: Vergleich der Windzonenkarte für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland mit hochaufgelösten Reanalysedaten.
- ULMER, Christian: Meteorologische Ursachen des Hochwassers im Mai 2013 im Vergleich zu vorangegangenen Hochwasserereignissen.

Masterarbeiten

- BRAUN, Greta: Der Einfluss der Kugelgestalt der Erde auf die Stabilität atmosphärischer Wirbelkonfigurationen mit einem idealisierten Punktwirbelmodell.
- HIRT, Mirjam: Statistical and dynamical analyses of atmospheric blockings with an idealized point vortex model.
- HODANN, Christina: Atmospheric Rivers: Detektion, Klimatologie und Verbindung zu extremen Niederschlagsereignissen in Europa.
- KRÖNER, Igor: Drift Quantification and Adjustment in Decadal Predictions of Climate Extremes Indices.
- LANDROCK, Franz: Modulation des pazifischen Einflusses auf die Nordatlantische Oszillation (NAO) durch die Atlantische Multidekaden-Oszillation (AMO).
- MADENACH, Nils: Observations of the Cloud Vertical Distribution in the Northern Equatorial Atlantic Region.
- MÜSSIG, Lenard: Zusammenhang zwischen Schwankungen der Meeresoberflächentemperatur und dem Wasserdampfeintrag in die Stratosphäre in einer Zeitscheibensimulation des gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modells EMAC-O.
- PASSOW, Christian: Regression Quantile Mapping (RQM) - A new approach to bias correction with consistent quantile trends.
- PLORIN, Max: Einfluss externer Antriebe auf nordhemisphärische Winterstürme im Klima der letzten 1200 Jahre.
- ROTH, Katharina: Einfluss der Orographie auf Extremniederschlag.
- ROLOFF, Florian: Bestimmung wolkenoptischer Dicken von optisch dünnen Wol-

ken anhand spektraler Messdaten eines MFRSR nach Min et. al. 2004.

STEINERT, Norman: Application of a flow field correction method to the Atlantic Ocean in the MPI-ESM.

WITTCHEN, Falco: Räumliche und zeitliche Variabilität von Wasserdampf.

ZSCHENDERLEIN, Philipp: Objektbasierte Verifikation von Sturmfeldern auf Basis des ECMWF Ensemble Vorhersagesystems.

Dissertationen

BERNALES, Jorge: Coupling between the Antarctic ice flow, subglacial regimes and regional climate conditions.

IRRGANG, Christopher: Characterization of oceanic signatures in the Earth’s magnetic field in view of their applicability as ocean model constraints.

PRAHL, Boris Frederic: On Damage Functions for the Estimation of Storm Loss and their Generalization for Climate Related Hazards.

SCHIELICKE, Lisa: Scale-dependent identification and statistical analysis of atmospheric vortex structures in theory, model and observation.

SPIEGL, Tobias: Die Auswirkungen eines potentiellen Grand Solar Minimum auf das Klimasystem vor dem Hintergrund des anthropogenen Klimawandels.

ZHANG, Liangjing: Terrestrial water storage from GRACE gravity data for hydro meteorological applications.

Universität Bonn

Bachelorarbeiten

IMHÄUSER, Leonie: Repräsentation von Berg-Talwind-Zirkulationen im Modell.

KOKSCH, Oliver: Global precipitation measurement.

RITSCHEL, Markus: Auswertung der CMIP5 Klimaänderungs-Simulationen.

SCHULZ, Saskia: Regionale Niederschlagsdaten und der Vergleich mit der Reanalyse COSMO REA 2.

Masterarbeiten

ENGEL, Ann-Kathrin: Einfluss der Landoberflächenheterogenität auf die Initialisierung von konvektiven Zellen.

KREFTING, Jonathan R.: Nudging in climate modeling with ECHAM6.3.

LIMBERG, Heiko: A linear barotropic model on the sphere with a stochastic forcing.

NIERMANN, Deborah: Detektion und Analyse der urbanen Wärmeinsel in der regi-

onalen Reanalyse COSM-REA6.

WERNER, Mike: Niederschlagsentwicklung bei Zyklogenese an quasistationären Fronten.

Dissertationen

PSCHEIDT, Ieda: Generating high resolution precipitation conditional on rainfall observations and satellite data.

STOLZENBERGER, Sophie: On the probabilistic evaluation of decadal and paleoclimate model predictions.

ZERENNER, Tanja: Atmospheric downscaling using multi-objective genetic programming.

Universität Bremen

Bachelorarbeiten

BÄUNING, Lennart: Die Abhängigkeit der Methankonzentration in der Atmosphäre von der Veränderung des Grundwassers im Kongogebiet.

ERBER, Timo: Die Korrelation zwischen Methangehalt der Atmosphäre und Gravitationsanomalien im Amazonasgebiet anhand von Satellitendaten.

MEYER, Merle: Einfluss des Niederschlags auf die Methankonzentration im Amazonas und Kongo.

Masterarbeit

CHRISTODOULOU, Alik: Investigating the role of respiration in CO₂ outgassing from inland waters.

Dissertationen

BUSCHMANN, Matthias: Ground-based remote sensing of carbon dioxide and methane in the Arctic using Fourier-transform infrared Spectrometry.

PETRI, Christof: Ground based remote sensing of atmospheric greenhouse gases using mobile FTIR spectrometers.

TONG, Kai Pong: On Observations of artificial light at night from ground and space.

Habilitation

WARNEKE, Thorsten: Investigating the role of the carbon cycle using infrared spectrometry.

Technische Universität Dresden

Bachelorarbeiten

GEBAUER, Sophie: Analyse wesentlicher Prozesse der Kohlenstoffbindung terrestrischer Ökosysteme in Sachsen.

GORRIS, Henriette: Klimatologische Datenauswertung zu Low Level Jets am Maststandort Hamburg.

LENZ, Andrea: Klimatologische Datenauswertung zu Low Level Jets am Radiosondenstandort Stuttgart.

SASSOR, Gerrit: Bestimmung des Transports gelösten Kohlenstoffs in sächsischen Fließgewässern als Teil der Kohlenstoffbilanz aquatischer Ökosysteme.

SCHMIDT, Nadine: Bowenverhältnis zweier Standorte im innerjährlichen und zwischenjährlichen Vergleich.

SEIFERT, Alexandra: Mikroklimatische Unterschiede in und über einem Fichtenwald.

Masterarbeiten

GENZEL, Sandra: Empirische Betrachtungen zur langfristigen Zunahme der CO₂-Senke terrestrischer Ökosysteme unter besonderer Berücksichtigung des CO₂-Düngeeffekts und der Verlängerung der Vegetationsperiode auf Basis von FLUXNET-Daten.

JEMANEH, Antensay Mekoya: Potential and reference evapotranspiration estimates and class A pan evaporation at Tharandt over 10 years.

KULESHOV, Alexey: Climate analysis of Western Dvina river basin using re-analysis and observed data.

ORECHO, Samuel: Comparison and evaluation of climatic water budget components in Global Climate Models (GCMs).

Dissertation

BRUST, Kristina: The impact of climate and land use on surface fluxes of matter and energy : A measurement and model study.

Universität Frankfurt

Bachelorarbeiten

BARTHEL, Lennart: Empirische Schließung für ein quasigeostrophisches Zweischichtenmodell.

BONIFER, Luca: Feinstaubbelastung in China - Ein Überblick.

DENGEL, Christoph: Optimierung eines elektrostatischen Aerosolsammlers zur Eiskeimanalyse.

DOBRZANIECKI, Marius: Blitzklimatologie in Mitteldeutschland: Bewertung von Blitzereignissen in Abhängigkeit der Wetterlage.

DRÜCKE, Jaqueline: Die Untersuchung der Eiskeimkonzentration im mediterranen Raum.

GLOCK, Anna-Luisa: Spurengasmessungen

im Rahmen einer Feldmesskampagne am Taunus Observatorium im Frühjahr 2017.

KLUNE, Benedikt: Evaluation der lokalen Windsysteme in einer hochaufgelösten ICON HD(CP)2 Simulation.

KOCH, Nadine: Charakterisierung eines neuen elektrostatischen Aerosolsammlers.

MACHILL, Daniel: Turbulente Grenzschichtflüsse über Wasser.

PILLHOFER, Thomas: Ein balanciertes Zweischichtenmodell auf der Kugel mit variabler Schichtung.

RICHTER, Sarah: Evaluierung des Kalibrierungskoeffizienten zur Schwefelsäure Messung mit Hilfe eines CI-API-TOF Massenspektrometers.

USEDLY, Tim: Analyse thermischer Zirkulationen in Deutschland anhand von Bodenstationsdaten.

Diplomarbeiten

KUBE, Annika: Feld- und Laborstudie am FRankfurt Ice Nuclei Deposition FreezinG Experiment.

Masterarbeiten

MEIER, Thomas: Diurnal cycle of precipitation in the Himalayan foothills.

PRIEMER, Vivien: Klimatologische Analyse der Schneebedeckung und bodennaher Strahlungsparameter basierend auf Satellitenbeobachtungen.

WILHELM, Jannik: Die Wechselwirkung zwischen meso- und sub-mesoskaligen Schwerewellen in der Boussinesq-Dynamik.

Dissertationen

FRANK, Fabian: Charakterisierung des Eiskeimzählers FINCH.

SCHROD, Jann: Validierung der FRIDGE Methode zur Aktivierung von Eiskernkeimen anhand einer unabhängigen Labormesskampagne und einer neuartigen Anwendung des Messprinzips in einem unbemannten Luftfahrzeug.

Technische Universität
Bergakademie Freiberg

Bachelorarbeiten

LISSEL, Jörg: Vergleich zweier Messverfahren zur Stickstoffdioxid Messung / Comparison of two methods for nitrogen oxide determination.

QUELLMALZ, Theresa: Emissionen von Kohlenstoffdioxid aus unterschiedlich bewirtschafteten Agrarböden / Carbon dioxide emissions from differently tilled

agricultural soils.

RÖTTENBACHER, Johannes: Recent climate changes over glaciated regions of the Russian Arctic Islands and their implications for glacier mass change / Rezentler Klimawandel in vereisten Regionen russischer Arktisinseln und dessen Rückwirkungen auf Veränderungen von Gletschereismassen.

SCHÜRER, Franz: Das Verhalten der Bodenfeuchte am Standort Lüttewitz / Soil moisture behavior, Lüttewitz site.

SCHUMANN, Carina: Analyse realer Verdunstung am Beispiel der langjährigen Lysimeterreihe Colbitz / Real evaporation analysis using long-term lysimeter data from Colbitz.

Masterarbeiten

BECHER, Julia: Bodenatmung versiegelter urbaner Flächen.

DRAUSCHKE, Thomas: Bodenatmung und dessen Randbedingungen im Amazonasbecken.

Dissertationen

OERTEL, Cornelius: Analyse von Bodenentgasungen in Sachsen mit Kammer-systemen.

SCHREIBER, Mathias: Emissionen und Immissionsschutz in der Stahlindustrie. Die Epoche der DDR bis zur Gegenwart, Fallbeispiel und Standortvergleich.

Universität Freiburg

Bachelorarbeiten

BRÖKER, Sören: Simulation des dreidimensionalen Windfeldes in Baden-Württemberg.

EMLINGER, Felix: Instationäre statische Modellierung der Böengeschwindigkeit an Stationen des Deutschen Wetterdienstes .

GASSILLOUD, Matthias: Raumzeitliche Analyse von Sonne und Wind in Deutschland von 1990 bis 2015.

HAMPEL, Elisabeth: Anwendung eines Schneeindex aus multispektralen Satellitendaten für die Abschätzung der Gletschermassenbilanz am Beispiel von Gletschern in den Hohen Tauern.

HOCHULI, Marco: Quantifizierung der Einflüsse meteorologischer Parameter auf die zwischenjährliche Variabilität der Luftschadstoffkonzentration in Baden-Württemberg von 2008 - 2014.

JONAS, Svenja: Quantifizierung des Windenergiepotenzials in Somalia.

Masterarbeit

SCHULTE, Paul: Übertragbarkeit von empirischen Luftschadstoffmodellen im Luftmessnetz der Landesanstalt Messungen und Naturschutz (LUBW).

Dissertationen

FRÖHLICH, Dominik: Development of a microscale model for the thermal Environment in complex areas.

MOHR, Manuel: Untersuchungen zu windindizierten Luftdruckfluktuationen in einem Kiefernwald.

YANG, Shiqi: Analysis and evaluation of thermal comfort conditions for Chinese cities, based on updated Köppen-Geiger classification.

Universität Göttingen

Masterarbeit

EMAD, Anas: Eddy accumulation flux computations and simulations for CO₂, CH₄ and water vapour.

Universität Graz

Bachelorarbeiten

DIERER, Lukas: Wetter und Abschmelzverhalten im Ablationsgebiet der Pasterze.

HAUPTMANN, Fabian Jörg: Entwicklung eines Softwaretools zur Unterstützung der Qualitätskontrolle der meteorologischen Messungen an der Universität Graz.

KAMMERHOFER, Martin: Weather Radar Fundamentals.

KRENN, Andreas: Die Wetterstation der Universität Graz: Stationsdaten und besondere meteorologische Ereignisse aus den Monatstabellen von 1890 - 2004.

LODER, Mario: Der Einfluss von Extremniederschlägen auf mittlere Monatsniederschlagssummen in Österreich.

NEUREITER, Lukas: Extreme Niederschlagsereignisse im WegenerNet-Johnsbachtal.

PETER, Patrick: Global Warming Hiatus - Wodurch entstand die Pause der globalen Erwärmung am Anfang des 21. Jahrhunderts?

RITTER, David Johannes: Physikalische Grundlagen und Relevanz der Maschinenschneerzeugung am Beispiel Steiermark.

STRABLEG, Christopher: 1816 - Das Jahr ohne Sommer. Wie zwei Vulkane die Welt veränderten.

STRAUSS, Benjamin: Spezielle Wetterlage über Mitteleuropa - Tiefdruckgebiete auf

Vb-Zugbahn.

URBAN, Bernhard: Analysen zum bodennahen Ozon an ausgewählten steirischen Messstandorten im Zeitraum 2001-2014.

Diplomarbeiten

ANGERMAN, Gert: Chemtrails: Wahrheit, Fiktion oder Verschwörung?

FRANZ, Manuel: Klima, Klimawandel: Fragen, Missverständnisse und Fehlinformationen.

HEINRICH, Georg: Borehole temperature variability at Hoher Sonnblick, Austria.

ISABELLA, Rojs: Entwicklung einer Methode zur automatisierten Bestimmung der Massenbilanz eines Alpengletschers.

LANGTHALER, Thomas: Die Klimanormalperiode 1981-2010 an der Messstation Graz-Universität.

MÜLLER, Stefan Josef Daniel: Extreme Wetterphänomene.

ROBINIG, Wolfgang: Wolken - Entstehung, Klassifizierung, Wettervorhersage und Einbindung in den Schulunterricht.

RITTER, Robert: Orographischer Niederschlag im Alpenraum: Analyse von Beobachtungsdaten und Modelldaten regionaler Klimamodelle.

Masterarbeiten

EBNER, Simon: Analysis and Homogenization of WegenerNet Temperature and Humidity Data and Quality Evaluation for Climate Trend Studies.

FROMM, Florian Franz: Globalstrahlung und die Möglichkeit der Vorhersage für die prädiktive thermale Gebäudeautomatisierung.

GLANZ, Maximilian: Past Evolution and Future Scenario of the Glacial Lake at Goldbergkees (Hohe Tauern, Austria).

HERBSTHOFER, Laurin: Using the Froude Number to Evaluate Modelled Flow-Above and Blocked-Flow Situations in Complex Terrain.

STEIERT, Lukas: Untersuchungen zu den thermischen Eigenschaften der supraglazialen Schuttdecke der Pasterze mit simplen Messmethoden.

STROHMAIER, Manuel: Implementation eines Schneemodells zur Simulation zukünftiger Schneebedingungen in österreichischen Skigebieten.

Dissertationen

BAUMGARTNER, Dietmar Josef: Special aspects of long-term measurements of short-wave solar radiation in complex terrain.

JURY, Martin Wolfgang: Evaluation of Dy-

namical Downscaling by Embedded Regional Climate Models and Atmospheric Blocking Analysis.

SCHWARZ, Jakob: Benchmark Quality Processing of Radio Occultation Data with Integrated Uncertainty Propagation.

Habilitation

MARAUN, Douglas: The variability of extreme precipitation and its synoptic scale drivers. Kumulative Habilitationsschrift.

Universität Hamburg

Bachelorarbeiten

DECKWART, Sonja: Analyse der Änderung der Wassernutzungseffizienz im Eiszeiklima und einem vorindustriellen Klima.

FREGIN, Joscha: Entwicklung eines Auswerteprogramms zur statistischen Analyse kontinuierlicher Schadstofffreisetzungen aus dem Windkanal.

SORG, Daniel Luigi: Systematische Untersuchung von Windkanalmessdaten bezüglich des Einflusses von Stadtgrün auf Schadstofffreisetzungen in urbanen Gebieten.

STICKER, Helen: Vergleich im Grenzschichtwindkanal gemessener transienter Ausbreitungsprozesse mit korrespondierenden Ergebnissen eines Ausbreitungsmodells für Einsatz- und Rettungskräfte.

WACHSMANN, Rike: Experimentelle Bestimmung des Einflusses zweier Grenzschichten auf das Ausbreitungsverhalten von Schadstoffwolken in einer industriellen Bebauungsstruktur.

Masterarbeiten

ALBERN, Nicole: The Hadley Circulation in transient CMIP5 Climate Simulations.

BURBA, Mareike: Efficient Forward Modeling of IASI (Infrared Atmospheric Sounding Interferometer).

ERDMANN, Felix: Wind tunnel study of terrain induced flow modification and spatial resolution effects.

FELSBURG, Anne: Lightning as a fire ignition source in JSBACH-SPITFIRE: Importance of temporal variations and relationship with convective precipitation.

FINN, Tobias: Der Einfluss von Windbeobachtungen am Wettermast Hamburg auf ein hochaufgelöstes Ensemble-Datenassimilationssystem für die Vorhersage der nächtlichen atmosphärischen Grenzschicht.

FISCHER-TREUENFELD, Jennifer von: Gegenüberstellung von sensiblen Wärme-

und Impulsflüssen in Norddeutschland.

FUCHS, Niels: The impact of snow on sea-ice salinity.

GENG, Marilena: Permafrost Conditions on Greenland: Thawing Permafrost and Greenland's Contribution to Methane and Carbon Dioxide Emissions in a Changing Climate.

JENSEN, Corinna: Eine Stadtklimatologie für Hamburg aus mehrjährigen Messdaten automatischer Wetterstationen.

KIRSCH, Bastian: The Impact of the Drop Size Distribution on the Radar Reflectivity-Rain Rate Relationship.

KLUFT, Lukas: Hyperspectral Microwave Sensors for Atmospheric Science.

LIERHAMMER, Ludwig: Analyse globaler Gleichgewichtszustände des ICON-BIOME Modells.

LINSENMEIER, Manuel: Modelled impacts of enhanced compactness on the urban micro climate.

LUTZMANN, Johannes: Influence of ENSO on the Astronomical Observing Conditions in the Atacama Region.

MICHAELIS, Janosch: A combined measurement-model approach for estimating methane emissions of the Mackenzie Delta.

MIESLINGER, Theresa: A high resolution view of tropical shallow clouds.

MÖLLER, Thomas: Succession after stand-replacing fires in JSBACH-SPITFIRE: a site-specific study comparing model and observation.

PETERSEN, André: Using modern machine learning algorithms to forecast wind gusts in Hamburg.

RAFFEL, Bonnie: Quantifying the diffuse attenuation coefficient of thin sea ice through in-situ measurements.

RUDY, Sebastian: Windklimatologische Analyse von Trends in Langzeitmessungen aus akustischer Fernerkundung.

SCHLIFFKE, Benyamin: Investigating the Spatial and Temporal Representativeness of Low-Level Urban Wind Measurements in the Hafencity Hamburg.

STUBBENHAGEN, Anna-Lena: Städtische Wärmeinsel im Winterklima - Modelluntersuchungen der Auswirkungen von Anpassungsmaßnahmen für Hamburg.

TEMPLIN, Martin: On the energetics of the thermodynamic Boussinesq equations in the framework of Rayleigh-Bénard convection.

TIVIG, Miriam: Trends in Upper Tropospheric Humidity: Expansion of the Subtropical Dry Zones?

VOGT, Judith: The effect of CO₂ fertilization limitation on forests considering forest

management in JSBACH.
WIESE, Anne: Influence of Offshore Wind Farms on Meteorological Conditions in the Marine Atmospheric Boundary Layer.
WINKLER, Sarah: CO₂-Konzentration und -Fluss in 10 bis 250 m Höhe am Wettermast Hamburg.

Dissertationen

BERBEKAR, Eva: Transient phenomena of scalar transport during accidental gas releases in urban environments.
BÖTTCHER, Marita: Selected climate mitigation and adaptation measures and their impact on the climate of the region of Hamburg.
EGERER, Sabine: Linking marine sediment records to Saharan landscape evolution during the Holocene – a theoretical study.
GRONER, Vivienne Pascale: Effects of Plant Diversity on Simulated Climate-Vegetation Interaction Towards the End of the African Humid Period.
KILIAN, Markus: Climate variability and potential future climate change in southern Amazonia: sensitivity of the hydrological cycle to land use changes.
MAYER, Dorothea: Potentials and Side-Effects of Herbaceous Biomass Plantations for Climate Change Mitigations.
MERANER, Katharina: Towards Modeling Climate Effects of Energetic Particle Precipitation.
MERKER, Claire: Estimating the Uncertainty of Areal Precipitation using Data Assimilation.
PETROVA, Irina: Understanding Soil Moisture – Precipitation Coupling on Mesoscales Using Observations over North Africa.
ZAHID, Maida: Extreme Events in Pakistan: Physical Processes and Impacts of Changing Climate.

Universität Hannover

Bachelorarbeiten

HELLMICH, Lara: Anpassung eines Wolkenkamerasystems auf maritime Umgebungen.
KARWAT, Alexia: Untersuchungen zu Extremniederschlägen in der Region Hannover.
KRIEGER, Daniel: Kalibrierung einer digitalen Spiegelreflexkamera zur Ableitung der Leuchtdichte aus Allsky-Bildern.

Masterarbeiten

BOLLMANN, Annika: Simulation des Jahresganges der Grasvergilbung.

DRÖSE, Manuel: Untersuchung von Seerauchstreifen über polaren Eisrinnen mittels LES.
GIERSCH, Sebastian: Flugsimulationen mit LES generierten bodennahen turbulenten Windfeldern.
KUTSCHER, Dimitrij: Bestrahlungstärke- und Strahldichtemessungen im Infrarotbereich.
LANGE, Kezia: Untersuchung von regionalen Unterschieden der Vitamin-D3-wirksamen Exposition.
SCHNEIDER, Melanie: Wassertemperaturmessungen in urbanen Stillgewässern.
WARD, Simon Lucas: Implementierung und Test einer NOx-Chemie für das LES-Modell PALM und ihre Anwendung für eine idealisierte Straßenschlucht.
WELSS, Jan-Niklas: Simulation von internen Grenzschichten mit einem genesteten LES-Modell.

Dissertation

HOFFMANN, Fabian: Validations, Further Developments, and Applications of a Lagrangian Cloud Model.

Universität Hohenheim

Masterarbeiten

BULUSU, Medha: Quantifying the Carbon Sequestration Potential of Agroforestry systems in Kapuas Hulu.
MASSERRAT, Negar: Investigation of Dynamics in the Atmospheric Solar Park in Southwest Germany.
TOPNO, Anumeha: Generation of black carbon in Mediterranean shrubland soils during a wildfire and it’s immediate quantification.
ULLRICH, Matthias: Towards an Integrated Sustainability Assessment for Agrophotovoltaic.
WITTUM, Benjamin: Investigation of the Evolution of Severe Convection in South-Western Germany Applying WRF at Very High Resolution.

Universität Innsbruck

Bachelorarbeiten

FRISINGHELLI, Daniel: Probabilistic Analog Nowcast of Low Visibility Procedures at Vienna International Airport.
GÄCHTER, David: Emissionen und deren Anteil des internationalen Flugverkehrs und ihr Anteil am globalen Klimawandel.
GRAF, Ferdinand: Langwellige Strahlungs-

komponenten in Innsbruck und Standorten im Unterinntal 2015.
KNOBLOCH, Stefanie: Zusammenhang der Schneefallintensität zu Sicht- und Radarmessung.
LADSTÄTTER, Paul: Schmelzprozesse und deren Auswirkung auf die Speicherkapazität des Grönlandeisschildes.
LANZANASTO, Tobias: Einjährige Eddy Kovarianz Messung des CO2 Flusses in Innsbruck 2015.
ROSENKRANZ, Michael: Klimatologische Auswertung von Feinstaubdaten in Innsbruck.
SAIGGER, Manuel: Automatisierte Klassifizierung und Klimatologie von Talwindtagen im Inntal.
SCHWIENBACHER, Felix: Sensitivität des Massenbilanzmodells von Open Global Glacier Model - Eine Untersuchung im Alpenraum.
SILBERER, Katharina: Globale und regionale Betrachtungen von Schwefel- und Partikelemissionen aus der internationalen Schifffahrt.
STUCKE, Isabel: Bestimmung der Vertikalgeschwindigkeit und des Tropfenspektrums aus Dopplermessungen mit einem vertikal gerichteten Mikro-Regen-Radar.
VIEHHAUSER, Roman: Die meteorologischen Bedingungen an 2 Stationen im Inntal.
ZAUNER, Cornelia: Jahres- und Tagesgang der Feuchte entlang der Küste, kontinental und am Alpenrand.

Masterarbeiten

BRAKEMEIER, Maik: Characteristics of snow structure along Kongsvegen glacier (Svalbard).
BRUNHUBER, Stefan: Return Periods of Extratropical Storms in Europe.
DEL GOBBO, Constanza: Debris thickness investigation of Solda Glacier, Southern Rhaetian Alps, Italy. Methodological considerations about the use of Ground Penetrating Radar over a debris-covered glacier.
EHRENGRUBER, Peter: Snow cover modeling on glaciers – An attempt at a high-resolution model chain for mass balance calculation.
GRABER, Peter: Probabilistische Vorhersage von Beschneigungsbedingungen in Tiroler Skigebieten.
KRIEGER, Veronika: Influence of secondary orography on trapped lee wave rotors in water tank experiments.
LAMPRECHT, Christian: Characterization of NOx Sources based on Tracer Corre-

- lations in Innsbruck.
- LANGHAMER, Lukas: Lagrangian Detection of Moisture Sources for the Southern Patagonia Icefield.
- SCHLUMPBERGER, Miriam: Wet and Dry Spells in Rio Santa Watershed, Peruvian Andes, and connections to the large scale circulation.
- SCHÖNACH, David: Multivariate Statistical Postprocessing of Vertical Temperature Profiles.
- SCHÖLL, Martin: Temperature Variance Profiles in Complex Terrain. Testing a Passive Microwave System to Measure Atmospheric Turbulence.
- SILLER, Maria: Wet and Dry Spells in the Rio Santa Basin, Peruvian Andes :A WRF Modeling Case Study.
- STEINACHER, Cindy: Vergleich der meteorologischen Verhältnisse der beiden konträren Jahre 2009 und 2010 in der Antarktis.
- STUTZ, Andreas: Transport of Saharan Dust to the Sonnblick Observatory.
- THALER, Marco: Characterization of high frequency NO₂ measurements - A comparison of a cavity ring-down spectroscopy and a chemiluminescence technique based instrument.
- THORLAKSSON, Daniel: Calibrating a glacier ice thickness inversion model from in-situ point measurements.
- WEILER, Fabian: Bias correction using ground echoes for the airborne demonstrator of the wind lidar on the ADM-Aeolus mission.
- ZIER, Christopher: Wie beeinflussen großskalige Wetterstrukturen das locale Wetter in den Anden von Chile? Ein Downscaling Experiment.
- Dissertation*
- LEUKAUF, Daniel: Quantifying exchange processes over mountainous terrain: Sensitivity of bulk fluxes to atmospheric background conditions and surface heating.
-
- Karlsruher Institut für Technologie
-
- Bachelorarbeiten*
- BIERBAUER, Sascha. Untersuchungen zur Eisbildungsaktivität mariner Aerosole.
- DIETEL, Barbara. Messung der Eisbildungsaktivität von atmosphärischem Aerosol über Zypern:
- HAUSER, Seraphine: Synoptische Analyse eines Staubsturms im Frühjahr 2015 auf der Arabischen Halbinsel.
- HÖRNER, Johannes: Der Einfluss des Toten Meeres auf Konvektion.
- SCHILD, Petra: Variabilität von Wasserdampf in der oberen Troposphäre in den Jahren 2005-2016.
- SEMSCH, Tristan: Fehlvorhersage hochreichender Konvektion im südwestdeutschen Mittelgebirgsraum im April 2016.
- Masterarbeiten*
- AUGENSTEIN, Markus: Validierung der Hageldetektion mittels polarimetrischer Messgrößen des IMK-Radars.
- BAUMSTARK, Sven: Analyse des Zusammenhangs zwischen Hagelereignissen und Frontalsystemen in Westeuropa.
- BORGER, Christian: Validation of the final MUSICA MetOp/IASI water vapour isotopologue product: theoretical error estimations and comparisons to GRUAN radiosonde observations and ECHAM5-wiso simulations.
- BRAUN, Marleen: Untersuchung von De- und Nitrifizierung in der untersten Stratosphäre und oberen Troposphäre mittels GLORIA-Messungen im arktischen Winter 2015/2016.
- BUCHHOLZ, Marcel: Der Einfluss des Volta-sees auf Wetter und Klima.
- DIEKMANN, Christopher: Simulation der polaren UTLS im Winter 2015/16 mit ICON-ART.
- HAID, Maren: Charakteristische Eigenschaften der konvektiven Grenzschicht mit Cumulusbewölkung.
- KOCH, Michael: Gefrieren von unterkühlten Wassertropfen beim Kontakt mit hochaktiven Eiskeimen: 2017 : Laborexperimente und Monte-Carlo-Simulationen.
- KOCIOK, Thomas: In-Situ Messung der winkelabhängigen Polarisations-eigenschaften von Mischphasenwolken.
- LEYDECKER, Kathrin: Inversionen und mittelhohe Wolken über Westafrika.
- MAIER-GERBER, Michael: Predictability of Tropical Transition in the North Atlantic Ocean.
- MAURER, Katharina: Vertical profiles of SF₆ observed by MIPAS-Balloon: Determination of stratospheric age of air 1995-2014.
- VONGHER, Monika: Detektion von Wolken in Messungen mit dem abbildenden Infrarotspektrometer GLORIA (Fernuni – extern).
- WANDEL, Jan: Analyse der Umgebungsbedingungen während Hagelereignissen.
- Dissertationen*
- DEETZ, Konrad: Assessing the Aerosol Impact on Southern West African Clouds and Atmospheric Dynamics.
- DUBRAVICA, Darko: Verbesserung der spektroskopischen Parameter von Methan im mittleren Infrarotbereich für die atmosphärische Fernerkundung.
- ECKSTEIN, Johannes Roland: Atmospheric Models and Aircraft Measurements: Representativeness and Model Validation.
- EHMELE, Florian Tim: Stochastische Simulation großflächiger, hochwasserrelevanter Niederschlagsereignisse.
- FISCHBECK, Garlich: Mass-spectrometric in-situ measurements of atmospheric volatile organic compounds onboard passenger and research aircraft.
- FLUCK, Elody: Hail statistics for European countries.
- HÄNEL, Florian Johannes: Variability of age of air derived from MIPAS SF₆ measurements.
- HAGEMANN, Rowell: Erhöhung städtischer Luftschadstoffkonzentrationen - AERO-TRAM Messungen und COSMO-ART Simulationen.
- LENTINK, Hilke Simone: Mechanisms determining structural changes during the extratropical transition of Typhoon Sinlaku (2008): a modelling study.
- LOEWE, Katharina: Arctic mixed-phase clouds : Macro- and microphysical insights with a numerical model.
- LOOS, Joep Boipelo: Verbesserung der spektroskopischen Datenbasis von H₂O für die Anwendung in bodengebundener Fernerkundung der Atmosphäre.
- PIPER, David Amos: Untersuchung der Gewitteraktivität und der relevanten großräumigen Steuerungsmechanismus über Mittel- und Westeuropa.
- PLIENINGER, Johannes Felix: Ableitung von CH₄ und N₂O aus MIPAS-ENVISAT-Beobachtungen.
- QUANDT, Lisa-Ann: Variability of a Summer Block in Medium-Range and Subseasonal Ensemble Forecasts and Investigation of Surface Impacts and Relevant Dynamical Features.
- SCHIEBEL, Thea: Ice Nucleation Activity of Soil Dust Aerosols.
- SCHRÖTER, Jennifer Jasmin: Modelling of the interaction between radiation and the atmospheric composition with ICON-ART.
-
- Universität Kiel
-
- Masterarbeiten*
- EISBRENNER, Ezra: On the influence of bottom topography on the large scale

ocean circulation.

HAUSCHILDT, Jaard: Observed and modeled biogeochemistry of filaments off Peru.

KLÖWER, Milan: Energy-budget based backscatter in a non-linear shallow water model driven by double gyre wind forcing.

WULFF, C. Ole W.: Summer Climate Variability in the North Atlantic-European region.

Dissertationen

KEMENA, Tronje Peer: Assessment of Feedbacks in the Earth System under Anthropogenic Forcing: Two Case Studies

REINTGES, Annika: Variability of the Global Overturning Circulation.

SONG, Zhaoyang: Influences of Seaways, Atmospheric CO2 and Greenland Ice Sheet on the Pliocene Climate in the Kiel Climate Model.

WU, Yanling: Diagnostic Multiyear Predictability in the Northern Hemisphere in Climate Models: Mechanisms and Model Bias Influences.

Universität Köln

Bachelorarbeiten

ALEXA, Almut: Welche meteorologischen Faktoren beeinflussen die Entstehung einer Windkruste an der Schneeoberfläche?

BENTUM, Daniel von: Synoptische Analyse der extratropischen Zyklone EGON vom 13. Januar 2017.

BETANCOURT, Clara: Lagrangian particle dispersion modeling to track the chemical aging of biomass burning aerosol.

CALVO PRIETO, David Orlando: Exploration of Loess Sequences and a Geological Gault in Kerpen, Germany, using the Transient Electromagnetics method.

ELBLE, Thomas: Parametrisierung des Jahresgangs des Leaf Area Indexes und Durchführung einer Verteilungsanalyse in Bezug auf Klimavariablen.

GERSMAYER, Keno: 2D-Inversion einer Multielektroden-Geoelektrikmessung eines Küstenaquifers an der belgischen Küste von De Panne.

HEROLD, Tobias: Einfluss der Turbulenz auf die Abweichung des interplanetaren Magnetfeldes von der Parker-Konfiguration bei Sonnenabständen von 0,3 bis 1,0 AU.

KRAKAU, Florian: Entwicklung eines Orszag-Tang-Vortex mit ZEUS-MHD.

LIEBER, Christoph: Untersuchung zur Anwendbarkeit von CMD Explorer Messungen auf Trockenmaare in der Vulkaneifel.

MARZOK, Alexander: Bestimmung der Absorptionsraten dreier Exoplaneten im

Bereich des Lyman-alpha.

SALVETER, Annika: Auswirkungen der Verschiebung des Magnetfeldes eines Exoplaneten mit gebundener Rotation auf seine Magnetfeldumgebung.

SCHENKEL, Guido: 2D-Modellierung geoelektrischer Schlumberger-Sondierungen aus dem Philippi-Becken, Nordgriechenland.

SÜTTERLIN, Stefan Karl: Eigenschaften von Alfvénflügel bei variierendem Parker-Winkel.

WESTBROOK, Sarah: Solare Einstrahlung am Wolkenobservatorium JOYCE.

WILLMES, Clarissa: Numerische Dissipation von Alfvén-Wellen im Zeus-Code.

Masterarbeiten

BÖCKMANN, Janine: Investigation of a coastal freshwater aquifer in Belgium: Joint Inversion of Differential Electrical Dipole Data and Transient Electromagnetic Data.

BOMHARD, Philipp Julian von: Development of a statistical daily precipitation model and its application to precipitation records.

FISCHER, Christian: Understanding the aurora on the Brown Dwarf LSR J1835+3259.

GERICK, Felix: Space-time correlations and anisotropy of Lagrangian particle dispersion in magnetohydrodynamic turbulence.

JANSER, Sascha: Development of an one-dimensional forward and inverse algorithm for SQUID and coil TDEM data.

OSSEN, David: Evaluation of TEM Data from Schleiz, Thuringia: 1D Inversion and 2D Modelling.

Dissertationen

ACQUISTAPACE, Claudia: Investigation of drizzle onset in liquid clouds using ground based active and passive remote sensing instruments.

ADRIAN, Juliane: Interpretation of DC and IP Time-Domain Data Observed on a Copper Deposit in Turkey Using a Newly Developed 2D Finite Element Inversion with Unstructured Meshes.

BLÖCKER, Aljona: Modeling Io's and Europa's Plasma Interaction with the Jovian Magnetosphere: Influence of Global Atmospheric Asymmetries and Plumes.

BRAST, Maren: Scale-adaptive Parameterization of Shallow Cumulus Convection.

FRANKE, Philipp: Quantitative estimation of unexpected emissions in the atmosphere by stochastic inversion techniques.

HARTKORN, Oliver: Modeling Callisto's Ionosphere, Airglow and Magnetic Field

Environment.

KAZANAS, Konstantinos: Morning aerosol vertical profiles in the Planetary Boundary Layer: Observations on a Zeppelin NT Airship and comparison with a Regional Model.

KHOSRAVIAN GHADIKOLAEI, Kobra: CO₂ Profiling in the Lower Troposphere using a High Spectral Resolution Infrared Radiometer.

LANGENBACH, Hannah: Anwendung des neu entwickelten 3D Zeitbereichs-Inversionsalgorithmus IP3DInv für die Induzierte Polarisisation auf Messdaten aus Krauthausen, Deutschland.

MÖMKEN, Julia: Wind speed and wind energy potentials over Europe: Regionalisation, decadal predictability, and long-term future changes.

MUSACCHIO, Fabrizio-Michele: The far ultraviolet aurora of Ganymede.

NESKE, Stefanie: Towards an improved Turbulence Closure Scheme by analysing ICON Model Simulations.

SCHREINER, Anne Rita: A Model for Dissipation of Solar Wind Turbulence with Damping by Kinetic Alfvén Waves: Comparison with Observations and Implications for the Dissipation Process in the Solar Wind..

STEINKE, Sandra: Variability of integrated water vapor: An assessment on various scales with observations and model simulations over Germany.

WIENEKE, Sebastian: Remote sensing of red and far-red sun-induced chlorophyll fluorescence to estimate gross primary productivity and plant stress in sugar beet.

WITTKKE, Jan: Meshless methods for Maxwell's equations with applications to magnetotelluric modeling and inversion.

Universität Leipzig

Bachelorarbeiten

BECKER, Sebastian: Räumliche Variabilität der Schneekorngröße in der Antarktis und Vergleich mit Satellitenmessungen.

FAUER, Felix: Influence of aerosols and greenhouse gases on time emergence of climate change signal in mean and extreme regional surface temperature.

LINKE, Olivia: Cloud Condensation Nuclei From Satellite Lidar Observations.

OHNEISER, Kevin: Calibration of an Infra-red, Multispectral All-Sky Camera and Verification of the Influence of Clouds on Thermal Radiation.

SCHREINER, Yannik: Simulation von Trends

in der mittleren Atmosphäre.

WOLLSCHLÄGER, Niels: Optimales Design von Monitoring-Netzen in der urbanen Atmosphäre.

Masterarbeiten

BOHLMANN, Stephanie: Studying aerosol profiles with LIDAR over the Atlantic Ocean.

BÖHM, Christoph: Cloud-base height retrieval from multi-angle satellite data.

CHENG, Hanmi: Simulation and Evaluation of the cloud ice number concentration in global atmospheric model ECHAM6-HAM2.

CREMER, Roxana: Covariance between large scale meteorology and cloud properties over the North East Atlantic Ocean.

DOKTOROWSKI, Tobias: Improvement of the algorithms for determining temperature profiles over the Atlantic.

FAUST, Matthias: Entwicklung eines Lagrangeschen Partikel Dispersions Modells zur Identifizierung von Geruchsquellen im Erzgebirge.

HÖRNIG, Sabine: Evaluation and possible improvement of the Wegner-Bergeron-Findeisen Process in the ECHAM6 model.

JUNGANDREAS, Leonore: Radioactive-Convective equilibrium and organized convection - an observational perspective.

KADUK, Clara: Characterization of the optical properties of complex aerosol mixtures observed with a multiwavelength-Raman-polarization lidar during the 6-weeks BACCHUS campaign in Cyprus in spring 2015.

KANNIESSER, Franz: Beobachtungen von Glorien über arktischen Grenzschichtwolken zur Identifikation der Wolkenphase und Ableitung deren Häufigkeit.

KRUG, Amelie: Forcing mechanisms of the 6 h tide in the mesosphere and lower thermosphere.

KÜCHLER, Tobias: Beobachtungen von Flüssigwasserwolken über dem Atlantik. Vergleich von schiffsgebundener und satellitengetragener Fernerkundung.

LUTTKUS, Marie: Einfluss biogener Emissionen auf die Bildung von sekundärem organischem Aerosol (SOA).

OSTERLOH, Victoria: Analyzing temporal variability of meteorological and air quality records of Medellin, Colombia.

RADENZ, Martin: Observation of in-cloud vertical air motion with a combination of Doppler lidar, cloud radar and radar wind profiler - Results of the COLRAWI campaign.

REDELSTEIN, Johanna: Statistische Analyse

zur Korrelation zwischen Warnzeitraum und Wetterprognose im Rahmen von Vorbeugemaßnahmen der Landestalsperrenverwaltung des Freistaates Sachsen.

RÖRUP, Birte: Analysis of airborne Black Carbon measurements with the micro-Aethalometer AE51.

SCHUBERT, Jan: Multi-model-analysis of Arctic climate trends.

TATZELT, Christian: Characterization of weather states over Germany using cloud-typing and textural features from satellite remote sensing.

ULRICH, Max: Interactions of mineral Dust and tropical Storms on the North Atlantic.

VILLANUEVA ORTIZ, Diego Santiago: Luftgetragene Ausbreitung von Infektionskrankheiten.

ZIMMER, Stefan: Variabilität des Niederschlags im Großraum Leipzig für den Zeitraum 1998 - 2015. Statistische Analyse stündlicher Stationsdaten unter Beachtung der Landnutzungsänderung sowie der RADOLAN-Daten des Deutschen Wetterdienstes.

Dissertationen

BAUDITZ, Stefanie: Immersion freezing experiments of biological, mineral dust and dust-bio-mixed particles with the Leipzig Aerosol Cloud Interaction Simulator.

BLEY, Sebastian: Investigation of warm convective cloud fields with Meteosat observations and high resolution models.

CHEN, Ying: Evaluation and Improvement of Particle Number/Mass Size Distribution Modelling in WRF-Chem over Europe.

FOTH, Andreas: Optimal Estimation of Water Vapour Profiles using a Combination of Raman Lidar and Microwave Radiometer.

MERK, Daniel: Uncertainties in the Quantification of Aerosol-Cloud Interactions.

Universität Mainz

Bachelorarbeit

PROPACH, Vanessa: Charakterisierung der synoptischen Situation während der Messkampagne PAMARCMiP 2017.

Masterarbeiten

BUBEL, Pascal: Die Rolle von Windgeschwindigkeit und Windscherung für die Bildung von Bannerwolken und Lee-wirbel.

GUTMANN, Robert: Konstruktion des flugzeuggetragenen Absorptionsspektrometers Q2 und Wavelet-Analyse periodischer Störungen.

KAISER, Katharina: Einfluss von Clear-Air-Turbulenz auf Mischungsprozesse in der Tropopausenregion.

LÜTTMER, Tim: Einfluss der Mikrophysik auf Eiskristallgrößenverteilungen.

URBICH, Isabel: Vorhersagbarkeit der Sturmstruktur von Hurrikans während der außertropischen Umwandlung im ECMWF Ensemble.

Dissertationen

CABRERA PÉREZ; Carlos David: Simple monocyclic aromatic compounds from a global scale perspective.

JOST, Alexander: A Wind Tunnel Investigation on the Effects of Accretional Growth of Ice Hydrometeors: Implications on Microphysics and Organic Chemistry.

NEIS, Patrick Rudolf: Water vapour in the UTLS - climatologies and transport.

ZÖRNER, Jan: Remote sensing study of NOx emissions from soils using space- and ground-based DOAS instruments.

Habilitation

KONOPKA, Paul: Lagrangian transport of trace gases in the upper troposphere and lower stratosphere (UTLS).

Universität München

Dissertationen

AUGST, Ayla Isabel: Analyse und Vorhersage eines aus verschiedenartigen Messdaten gewonnenen dreidimensionalen Windfeldes.

BIERDEL, Lotte Beata: On the relevance of rotational and divergent modes of motion to mesoscale dynamics and upscale error growth.

EHARD, Benedikt: Horizontal and vertical propagation of mountain waves from New Zealand into the polar night jet.

ENGLBERGER, Antonia: Response of the wind-turbine wake to a turbulent atmospheric boundary-layer flow.

FORSTER, Linda: Information Content of Halo Displays for Remote Sensing of Ice Crystal Properties.

GRAF, Phoebe: The Impact of Very Short-Lived Substances on the Stratospheric Chemistry and Interactions with the Climate.

HETTRICH, Sebastian: Validation and Verification of the Atmospheric Radionuclide Transport Model (ARTM).

NÜTZEL, Matthias: The Asian summer monsoon and its influence on the upper troposphere and lower stratosphere.

REITER, Anja: Two Case Studies of Long-

Range Transport of Sulfur Dioxide in the Upper Troposphere.
WINDMILLER, Julia Miriam: Organization of Tropical Convection

Technische Universität München

Bachelorarbeit

MEYER, Benjamin: Spring Phenology and Climate Change: Assessing the Impact of Temperature on Leaf Development in the Bavarian Alps.

Masterarbeit

HEINZMANN, Verena: Frostsensitivität und Frühjahrsphänologie 2015 von verschiedenen Laubgehölzen.

Dissertationen

MARTINEZ SANCHO, Elisabet: Physiological and anatomical acclimation of contrasting tree functional types under climate change along their southern range limits in Europe.
MATIU, Michael: Climate extremes and variability, and their ecological impacts.

Universität Trier

Bachelorarbeiten

HOFFMANN, Jaqueline: Fernerkundung von Phytoplankton in Polynjen des Weddellmeeres.
KÜHNLEIN, Laura: Vergleichende Auswertung von Turbulenzmessungen am Tereno-Standort Wüstebach.
PAIXÃO, Felicitas: Verifikation eines lokalen Klimamodells in der Arktis anhand gemessener Oberflächen-Flussdichten.

Masterarbeiten

KNOPP, Laura: Topographically induced winds and foehn warming effects at the Antarctic Peninsula.
KRAUSE, Kai: Wind field over an urban environment using wind LIDAR measurements.

Dissertation

PREUSSER, Andreas: Multi-sensor remote sensing of long-term circumpolar polynya characteristics in the Arctic.

Universität Wien

Bachelorarbeiten

BAIER, Katharina: Auswertung der Tempera-

turzeitreihe im Grünloch von 2004-2016.
BAUMGARTNER, Verena: Der Vergleich von Sensordaten mit manuellen Beobachtungen an den österreichischen Flughäfen in Bezug auf Sichtweite und Wolkenuntergrenze.

DUNKEL, Markus: Einzelstationsmethoden der Datenqualitätskontrolle - eine Potentialanalyse anhand von Messreihen der TAWES-Stationen.

FRANK, Fabian Georg: Verifikation von Windprognosen verschiedener Modelle an österreichischen Flughäfen.

HITTMEIR, Sabine: Derivation of a conservative and continuous remapping algorithm for precipitation data.

JANK, Cosima: Datenqualität meteorologischer Daten der Radionuklid-Messstationen der CTBTO.

JUNGWIRTH, Florian: Berechnung der Energiebilanz des Kleinfleißkees und der Pasterze mit Hilfe von Daten einer automatischen Wetterstation.

KOPFENSTEINER, Cathrin: Entwicklung einer Verifikationsmethode für Windrichtung und -geschwindigkeit.

KRAINER, Peter: Meteorologische Effekte zur Bildung von Kaltluftseen am Beispiel Grünloch.

KUGLER, Lukas: Parametrisierung der Bodentemperatur.

KULT, Jessica: Modifikation des Gewitterindex CAPE.

LEHNER, Sebastian: Entwicklung eines Stauniederschlagfingerprints für VERA.

MANSBERGER, Andreas: Klimatologische Trends von Bodenwinden anhand von Datenzeitreihen der Messstationen an österreichischen Flughäfen.

MARTH, Sabrina Marlene: Atypisches Blitzverhalten am Gaisberg in Bezug auf synoptische Großwetterlagen.

PERNY, Katharina: Neuschnee - Klimatologie aus ERA-Interim.

SEITNER, Vanessa: Plausibilitätsüberprüfung und Qualitätskontrolle wissenschaftlicher Daten im Aichfeld.

SEMPER, Viola Rosa: Nutzen von privaten Wetteraufzeichnungen zur Ergänzung wissenschaftlicher Messnetze am Beispiel Horn.

SVACINA, Judith: Entropie in der Thermodynamik.

ZOLLES, Anita: Lorenz'scher Energiezyklus im baroklinen Zwei-Schichten Modell.

Masterarbeiten

KAINZ, Astrid Barbara: Modelling of the initiation of deep moist convection in relation to upper level moisture gradients.

KOIBER, Simon Wolfgang: Verification in complex terrain with ensemble-analysis.

Dissertation

BRAZDA, Katharina: The elastic-gravitational equations in global seismology with low regularity.

Universität Würzburg

Bachelorarbeiten

MAHR, Lisa: Bevölkerungsumfrage zum Thema „Klimaproblem“.
RENN, Johannes: Untersuchung extremer Wetterereignisse an den Standorten deutscher Großflughäfen im Zuge des anthropogenen Klimawandels.

Masterarbeiten

ABEL, Daniel: Influence of snow water equivalent on droughts and their predictability in the USA and Central Asia.
HARTMANN, Christian: Dekadische Vorhersagbarkeit der atlantischen Hurrikanaktivität und ihrer Parameter mit regionalen Klimamodellen.
SCHUHMANN, Heidi: Germany as a potential location for Mediterranean crops - an analysis based on different climate models.
ZIEGLER, Katrin: Statistische Modellierung der Phänologie anhand von verschiedenen meteorologischen Parametern in Bayern.

Dissertation

RING, Christoph: Entwicklung und Vergleich von Gewichtungsmetriken zur Analyse probabilistischer Klimaprojektionen aktueller Modellensembles.

Fachhochschule Zürich

Bachelorarbeiten

DÖBELIN, Sven und SAHLI, Sven: Nebelprognosen für den Flughafen Pristina (BKPR).
LÜDI, Lorenz und MÜHLEMATTER, Jasmin: Kurzfristprognosen für den Wind auf dem Flughafen Madeira Funchal (LPMA).

Universität Zürich

Dissertationen

ARSENOVIC, Pavle: The Influence of spectral solar irradiance and energetic particle precipitation on climate.
BASTELBERGER, Sandra: Diffusion of water and volatile organics in highly viscous

aerosol particles.

BECK, Alexander: Observing the microstructure of orographic clouds with HoloGondel.

BEERLI, Remo: Sources of sub-seasonal predictability for energy industry-relevant weather events.

BINDER, Hanin Verena: Warm conveyor belts: cloud structure and role for cyclone dynamics and extreme events.

BORODINA, Aleksandra: Uncertainties in climate projections: the role of observational constraints.

BÜELER, Dominik: Potential vorticity diagnostics to quantify effects of latent heating in extratropical cyclones: methodology and application to idealized climate change simulations.

COULON, Ancelin: The drivers of atmospheric methane fluctuations over the last three decades.

CREZEE, Bas: Potential vorticity anomalies related to clouds and precipitation in extratropical cyclones.

DÜTSCH, Marina Lara: Stable water isotope fractionation processes in weather systems and their influence on isotopic variability on different time scales.

GASPARINI, Blaž: Cirrus clouds and their geoengineering potential.

HAUSER, Mathias: Attributing climate extremes to anthropogenic climate change

and land-atmosphere coupling.

HENNEBERG, Olga: Orographic Mixed-phase Clouds in the Swiss Alps - Occurrence, Persistence and Sensitivity.

KLASA, Christina: Sensitivity of ensemble weather predictions to perturbations of model physics and boundary conditions. A study with the convection-permitting ensemble COSMO-E for three precipitation events in Switzerland.

MCMAHON, Rosemarie: An interdisciplinary study on scientific visual communication in the context of climate change.

MOUSAVI-FARD, Mehrnough: Morphology and optical properties of liquid-liquid phase separated particles.

RUGENSTEIN, Maria: Limits of linear forcing-feedback frameworks.

SAFFIOTI, Claudio: The impact of atmospheric circulation variability on observed and simulated climate trends.

SIPPEL, Sebastian: Climate Extremes and their Impact on Ecosystem-Atmosphere Interactions.

Nachträge für das Jahr 2015

Universität Bonn

Bachelorarbeit

BUSCHOW, Sebastian: Lösung eines sto-

chastischen Lorenz '96 Modells mittels Polynomial Chaos Expansion.

Nachträge für das Jahr 2016

Universität Bonn

Bachelorarbeiten

RITZHAUPT, Nicole: Mechanismen der Polartiefenentwicklung.

SZEMKUS, Svenja: Regionale Klimatologie: Niederschlagsföhneffekt in Bonn.

WAGNER, Niklas: Fallstudienbezogene Validierung objektiver Frontenanalyse.

Dissertationen

LUTZ, Julia: Improvements and application of the Statistical Analogue Resampling Scheme STARS.

THOMA, Benno Michael: Palaeoclimate reconstruction in the Levant and on the Balkans.

Universität Frankfurt

Bachelorarbeiten

GESSNER, Claudia: Einfluss der Meeresoberflächentemperatur auf hochreichende Konvektion über Korsika.

SCHMID, Fabienne: Untersuchungen zur numerischen Effizienz eines WKB-Schwerewellenmodells.

- Der Kohlenstoffkreislauf
- Außertropische Zyklonen
- Regionale Klimamodellierung II (Anwendungen)