

**Charakterisierung der sommerlichen Schmelzperiode  
auf antarktischem Meereis  
durch Fernerkundung und Feldmessungen**

**Characterization of the snowmelt period  
on Antarctic sea ice during summer  
through remote sensing and field measurements**

Sascha Willmes

Verfasser:

Sascha Willmes  
E-Mail: [sascha.willmes@web.de](mailto:sascha.willmes@web.de)

Beteiligte Institutionen:

Universität Trier  
Fachbereich VI - Geographie / Geowissenschaften  
Fach Klimatologie  
D-54286 Trier  
<http://klima.uni-trier.de>

Stiftung Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung  
Forschungsstelle Bremerhaven  
Sektion Meereisphysik  
Bussestr. 24  
D-27570 Bremerhaven  
<http://www.awi-bremerhaven.de>

Internetzugriff:

Online-Publikationsserver der Universität Trier (<http://www.ub.uni-trier.de>):  
URL: <http://obt.opus.hbz-nrw.de/volltexte/2007/>

Das vorliegende Dokument ist die inhaltlich unveränderte und um einige Anhänge gekürzte Fassung einer Dissertation zur Erlangung des Grades eines Doktors der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.), die im April 2007 von der Universität Trier im Fachbereich VI Geographie/Geowissenschaften angenommen wurde.

# Inhaltsverzeichnis

<b>Zusammenfassung</b>	<b>IV</b>
<b>Summary</b>	<b>VI</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1 Stand der Forschung und Motivation . . . . .	1
1.2 Zielsetzung . . . . .	6
1.3 Untersuchungsgebiet . . . . .	8
1.4 Grundlegende Beobachtungsgrößen . . . . .	9
1.4.1 Oberflächen-Strahlungstemperatur $T_B$ . . . . .	10
1.4.2 Oberflächen-Rückstreuoeffizient $\sigma^0$ . . . . .	11
<b>2 Datengrundlage</b>	<b>12</b>
2.1 Satellitendaten . . . . .	12
2.1.1 Daten passiver Mikrowellensensoren . . . . .	12
2.1.2 Daten aktiver Mikrowellensensoren (Scatterometer) . . . . .	15
2.1.3 Daten passiver optischer Sensoren . . . . .	16
2.2 Feldmessungen (ISPOL) . . . . .	17
2.3 Reanalyse-Daten . . . . .	20
2.4 Stationsdaten . . . . .	21
<b>3 Theoretische Grundlagen und Methoden</b>	<b>22</b>
3.1 Saisonale und hemisphärische Eigenschaften von Meereis und Schnee	22
3.2 Methoden . . . . .	24
3.2.1 Vorverarbeitung der Satellitendaten . . . . .	25
3.2.2 Berechnung abgeleiteter meteorologischer Größen . . . . .	27
3.2.3 Modellierung des Mikrowellenemissionsvermögens . . . . .	28
3.2.4 Theorie und Prinzip bestehender Methoden zur Bestimmung des Schmelzbeginns aus Satellitendaten . . . . .	30
<b>4 Charakterisierung des Untersuchungsgebietes</b>	<b>35</b>
4.1 Langjährige Variabilität von Meereisparametern . . . . .	35
4.1.1 Untersuchung ausgewählter Regionen . . . . .	36
4.1.2 Hemisphärische Besonderheiten . . . . .	42
4.1.3 Saisonale Zyklen von $T_B$ und $\sigma^0$ in der ISPOL-Region . . . . .	42
4.2 Veränderung von Meereisparametern im ISPOL-Sommer 2004/2005 . . . . .	44
4.2.1 Satellitenbeobachtungen des Messgebietes während der Drift- station . . . . .	44

4.2.2	Meteorologische Rahmenbedingungen während der Feldmessungen . . . . .	44
4.2.3	Schnee- und Eiseigenschaften während der Feldmessungen . . . . .	47
4.2.4	Räumliche Variabilität von $T_B$ und $\sigma^0$ während ISPOL . . . . .	50
4.2.5	NDSII-Beobachtungen im Weddellmeer . . . . .	58
<b>5</b>	<b>Untersuchung und Bestimmung des Schmelzbegins im ISPOL-Sommer</b>	<b>63</b>
5.1	Modellierung des Mikrowellen-Emissionsvermögens . . . . .	63
5.1.1	Ansatzmöglichkeiten . . . . .	66
5.1.2	Interpretation der $T_B$ -Indizes XPGR, HR, GR und PR . . . . .	67
5.2	Diskussion der Zeitreihen . . . . .	70
5.3	Anwendung herkömmlicher Algorithmen . . . . .	72
5.4	Alternative Ansätze . . . . .	75
5.4.1	Untersuchung der Sommerphase . . . . .	75
5.4.2	Verlauf der Beobachtungsgrößen im Merkmalsraum . . . . .	77
5.4.3	Verwendung neuronaler Netze . . . . .	82
5.4.4	Anstieg der Lufttemperatur als Vorbedingung für Schmelzen . . . . .	83
5.5	Zwischenbilanz . . . . .	85
<b>6</b>	<b>Neuer Ansatz: Tagesbasierte Schmelz-Gefrier-Zyklen</b>	<b>87</b>
6.1	Theoretische Erörterungen . . . . .	87
6.1.1	Saisonalität der Schnee-Eigenschaften . . . . .	88
6.1.2	Eignung eines tagesbasierten Index . . . . .	90
6.2	Einfluss der zeitlichen Auflösung . . . . .	90
6.3	Rolle der $DT_{BA}$ -Beobachtungsfrequenz . . . . .	92
6.4	Raum-zeitliche Charakteristik von $DT_{BA}$ . . . . .	92
6.5	Algorithmus MeDeA . . . . .	96
<b>7</b>	<b>Ergebnisse</b>	<b>99</b>
7.1	Schmelzbegins auf antarktischen Meereis . . . . .	99
7.2	Anomalien und Trends . . . . .	103
7.3	Abschätzung atmosphärischer Einflüsse . . . . .	109
7.3.1	Vorbedingungen . . . . .	109
7.3.2	Jährliche Anomalien . . . . .	109
7.3.3	Sektorelle Betrachtung der jährlichen Anomalien . . . . .	118
7.4	Schlussbemerkungen . . . . .	120
<b>8</b>	<b>Fazit und Ausblick</b>	<b>122</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>133</b>
	<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>137</b>
	<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>138</b>
	<b>Symbole und Abkürzungen</b>	<b>139</b>

<b>A Anhang</b>	<b>141</b>
<b>Danksagung</b>	<b>150</b>

## Zusammenfassung

Die polare Kryosphäre stellt einen Schlüsselfaktor für die Erforschung des Klimawandels dar. Insbesondere das Meereis und seine Schneebedeckung, die sich durch eine äußerst hohe und Zeitskalen-übergreifende Sensitivität gegenüber atmosphärischen Einflüssen auszeichnen, können als diagnostische Parameter für die Abschätzung von Veränderungen im Klimasystem herangezogen werden. Die komplexen Rückkopplungsmechanismen, durch die das Meereis mit der globalen Zirkulation der Atmosphäre und des Ozeans in Wechselwirkung steht, werden durch eine zusätzliche Schneeeauflage deutlich verstärkt. Insofern tragen die saisonalen Veränderungen der physikalischen Eigenschaften des Schnees, und insbesondere der Beginn der Schneeschmelze, maßgeblich zur lokalen und regionalen Energiebilanz sowie zur Meereismassenbilanz bei.

In dieser Arbeit wird nun erstmals auf der Basis langjähriger Daten der satellitengestützten Mikrowellenfernerkundung, in Kombination mit Feldmessungen aus dem Weddellmeer während des Sommers 2004/2005, die Charakteristik der sommerlichen Schmelzperiode auf antarktischem Meereis untersucht. Die sommertypischen Prozesse zeichnen sich hier durch deutliche Unterschiede im Vergleich zu arktischem Meereis aus. Wie die Messungen vor Ort zeigen, kommt es während des antarktischen Sommers nicht zu einem kompletten Abschmelzen des Schnees. Vielmehr dominieren ausgeprägte Schmelz-Gefrier-Zyklen im Tagesgang, die eine Abrundung und Vergrößerung der Schneekristalle sowie die Bildung interner Eisschichten verursachen. Dies führt radiometrisch zu Mikrowellensignalen, deren Erfassung im Vergleich zu bestehenden Schmelzerkennungs-Methoden neue Ansätze erfordert. Durch den Vergleich von zeitlich hoch aufgelösten in-situ Messungen der physikalischen Schneeeigenschaften mit parallel dazu erfassten Satellitendaten, sowie durch eine Modellierung der mikrowellenradiometrischen Eigenschaften der Schneeeauflage, konnte ein neuer Indikator entwickelt werden, über den das Einsetzen der typischen sommerlichen Schmelzperiode auf antarktischem Meereis identifiziert werden kann. Der  $DT_{BA}$ -Indikator beschreibt die Tagesschwankung der radiometrischen Eigenschaften des Schnees und zeichnet sich durch ein Werteverhalten aus, das eine eindeutige Hervorhebung der Sommerphase innerhalb eines saisonalen Zyklus erkennen lässt. Der Indikator wurde verwendet, um mittels des neu entwickelten Schwellwertalgorithmus MeDeA das Einsetzen der sommerlichen Schmelzperiode für das gesamte antarktische Meereisgebiet zu bestimmen.

Durch die Anwendung der neuen Methode auf die langjährigen Reihen der Satellitenmessungen konnte ein umfassender Datensatz erstellt werden, der für den Zeitraum von 1988 bis 2006 die räumliche und zeitliche Variabilität des Einsetzens der sommerlichen Schmelzperiode auf antarktischem Meereis beinhaltet. Die Ergebnisse

---

zeigen, dass im Untersuchungszeitraum keine signifikanten Trends im Beginn des Schmelzens der Schneeaufgabe festzustellen sind, und dass das Schmelzen im Vergleich zur Arktis deutlich schwächer ausgeprägt ist. Eine Untersuchung der atmosphärischen Antriebe durch die Auswertung meteorologischer Reanalysen zeigt den grundlegenden Einfluss der zirkumpolaren Strömungsmuster auf die interannualen Schwankungen des Einsetzens und der Stärke der sommerlichen Schneeschmelze.

## Summary

### Characterization of the summer melt period on Antarctic sea ice by means of remote sensing and field measurements

The polar cryosphere represents a key factor for the monitoring of climate change. Especially sea ice and its snow cover, with their strong and timescale-spanning sensitivity to atmospheric impacts, can be utilized as diagnostic parameters to estimate shifts in the climate system. The complex feedback mechanisms through which sea ice interacts with the global circulation of the atmosphere and the ocean are considerably amplified by an additional snow cover. Thereby, seasonal variations of the physical snow properties, and the onset of snowmelt in particular, make a significant contribution to the local and regional energy budget as well as the to the sea-ice mass balance.

This work provides the first long-term investigations of the trait of snowmelt on Antarctic sea ice based on satellite microwave imagery in combination with field data from the Weddell Sea during the summer of 2004/2005. In the Antarctic, the typical sea-ice surface processes during summer differ significantly from the Arctic. As revealed by the field measurements, the snow cover is not melting completely during summer. Instead, pronounced diurnal freeze-thaw-cycles are prevailing, causing a growth and rounding of snow grains as well as the formation of internal ice layers. This leads to radiometric signals, whose identification requires approaches different from those applied in conventional melt-detection methods. Through a careful examination of in-situ measurements together with coincident satellite observations, as well as through modelling of microwave emissivity of the snow cover, a new indicator to identify summer melt on Antarctic sea ice could be derived. The  $DT_{BA}$  indicator describes diurnal variations of the microwave emissivity of snow and clearly highlights the summer period within the seasonal cycle of snow on sea ice. The indicator was used in the new threshold algorithm MeDeA to derive snowmelt-onset maps for the entire sea-ice area in the Antarctic.

By applying the new method to long time series of satellite data, a comprehensive data set could be prepared, resuming the spatial and temporal variability of snowmelt onset on Antarctic sea ice from 1988 to 2006. Results show, that no significant trends in the onset of melt can be observed in the observational period and that snowmelt is considerably weaker as compared to the Arctic. An investigation of atmospheric forcing through the examination of meteorological reanalysis data reveals the general impact of circumpolar atmospheric patterns on the interannual variations of the onset and the strength of snowmelt during summer.

# 1 Einleitung

Meereis und Schnee stellen Komponenten des Systems der Kryosphäre dar, die sich durch eine äusserst hohe zeitliche und räumliche Variabilität auszeichnen. Ihre optischen und thermodynamischen Eigenschaften unterscheiden sich sehr deutlich von denen einer offenen Wasserfläche. Aus diesem Grund ist die räumliche Ausdehnung von Meereis und der aufliegenden Schneebedeckung von hoher Bedeutung für die globale Energiebilanz. Umgekehrt stellen Meereis und Schnee durch ihre Wechselwirkung mit atmosphärischen und ozeanischen Prozessen wiederum einen sensiblen Indikator für Veränderungen im globalen Klimasystem dar und eignen sich somit als diagnostische Parameter für die Beobachtung des Klimawandels. Die flächendeckende Erfassung der saisonalen und interannualen Veränderungen von Meereis und Schnee sind für die Erdsystem- und Klimaforschung damit von grosser Bedeutung.

Die in dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen befassen sich mit den grundlegenden Möglichkeiten zur Beobachtung von Schneeschmelzprozessen auf antarktischem Meereis und erörtern die sich daraus ergebenden Ansätze für eine langjährige und flächendeckende Erfassung der sommerlichen Schmelzperiode.

## 1.1 Stand der Forschung und Motivation

### Meereis in der Südhemisphäre

Das Meereis des Südpolarmeeres bedeckt zum jährlichen Maximum seiner Ausdehnung eine Fläche von etwa 19 Millionen km<sup>2</sup> und reicht dabei nach Norden hin bis zu Breiten von 55° Süd (Gloersen et al., 1992). Dieses Meereis stellt keine homogene Fläche dar, sondern zeichnet sich bezüglich seiner Eigenschaften (Alter, Eisdicke, Porosität, Salzgehalt, Schneebedeckung, Rheologie, Rauigkeit) durch deutliche räumliche Gradienten aus (u.a. Lange und Eicken, 1991; Lange et al., 1989; Haas et al., 2001). Weiterhin unterbrechen offene Wasserflächen in Form von Polynjen und Rissen variabler Grösse das gesamte Meereisgebiet mit regional unterschiedlichem Flächenanteil.

Meereis repräsentiert eine raumzeitlich hochvariable Grenzschicht zwischen Ozean und Atmosphäre, die den vertikalen Austausch von Energie, Impuls und Masse deutlich verringert. Der latente und fühlbare Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre, der besonders im Winter durch den grossen Temperaturgradienten mehrere hundert Watt pro Quadratmeter betragen kann, wird durch die Bildung von Meereis sehr stark abgeschwächt (Maykut, 1978; Lytle und Ackley, 1996). Weiterhin wird ein Grossteil der kurzwelligen solaren Einstrahlung von Meereis reflektiert

(Perovich, 1998; Brandt et al., 2005), wodurch sich ein selbst verstärkender Rückkopplungseffekt, das sogenannte *Eis-Albedo-Feedback* (Curry et al., 1995) ergibt. Das alljährliche Gefrieren der Ozeanoberfläche in den hohen Breiten spielt damit vor allem für die Energie- und Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche eine bedeutende Rolle (Hanesiak et al., 2001).

Im Sommer geht die Meereisausdehnung im Südpolarmeer bis auf durchschnittlich 4 Millionen km<sup>2</sup> zurück und zeichnet sich damit durch eine ausgeprägte saisonale Variabilität aus. Im Zeitraum von 1979 bis 1998 war insgesamt eine leichte Zunahme der Eisausdehnung von  $0,98 \pm 0,37\%$  pro Dekade zu verzeichnen (Zwally et al., 2002; Cavalieri et al., 2003). Damit zeigt sich in der Südhemisphäre ein gegensätzlicher Trend zur Arktis, wo Abnahmen der Eisausdehnung von  $-2,7\%$  pro Dekade beobachtet werden (Parkinson und Cavalieri, 2002). Der Klimabeirat der Vereinten Nationen prognostiziert in seinem vierten Sachstandsbericht auch für die Südhemisphäre in Zukunft eine rückläufige Eisausdehnung (IPCC, 2007).

Ein grundlegender Antrieb für die interannuale Variabilität der Meereisausdehnung ist die Verschiebung grossräumiger atmosphärischer Zirkulationsmuster und im Besonderen die Lage des zirkumpolaren Tiefdruckgürtels (Cavalieri und Parkinson, 1981). Über komplexe Rückkopplungsmechanismen steht das Meereis in Wechselwirkung mit der allgemeinen atmosphärischen und ozeanischen (thermohalinen) Zirkulation. Dabei sind weitreichende, teils hemisphärenübergreifende, Fernwirkungen zu verzeichnen (Yuan und Martinson, 2000; Simmonds und King, 2004).

### **Schnee auf antarktischem Meereis**

Das Meereis der Antarktis zeichnet sich im Vergleich zur Arktis durch eine im Durchschnitt höhere Schneebedeckung aus (Warren et al., 1999; Massom et al., 2001). Satellitengestützte Untersuchungen von Markus und Cavalieri (2007) zeigen, dass im langjährigen Durchschnitt der tiefste Schnee auf dem Meereis des Weddell- und Rossmeeres sowie in der Bellingshausen- und Amundsensee zu finden ist, wobei insgesamt im Zeitraum von 1992 bis 2003 eine hohe interannuale Variabilität der Schneehöhen auftritt.

Schnee hat im Vergleich zu Meereis eine noch höhere Albedo und verstärkt somit dessen Einfluss auf die regionale und globale Strahlungsbilanz. Eine Schneebedeckung verändert den thermodynamischen Charakter des Wirkungsgefüges Ozean-Meereis-Atmosphäre, beeinflusst dadurch Eisbildungs- und Eisschmelz-Raten, und wirkt sich somit in mehrfacher Hinsicht auf die saisonale Meereis-Massenbilanz aus (Maykut und Untersteiner, 1971).

Durch seine isolierenden Eigenschaften behindert Schnee den vertikalen Transport von Wärme und ist dadurch in der Lage, das Wachstum von Meereis zu hemmen. Einen positiven Beitrag zur Meereismassenbilanz hat Schnee hingegen über die Bildung von *Schnee-Eis* und *Aufeis*. Schnee-Eis bildet sich vornehmlich im Winter, wenn die Meereisoberfläche aufgrund einer schweren Schneelast unterhalb des Meeresspiegel-Niveaus liegt (*negatives Freibord*, Haas et al., 2001; Lange und Eicken, 1991), so dass Meerwasser die Eisoberfläche flutet und zusammen mit dem

Schnee wieder gefriert (Massom et al., 2001). Der Anteil von Schnee-Eis am Meereis-Gesamtvolumen in der Antarktis kann bis zu 25% betragen (Jeffries et al., 1997). Aufeis hingegen bezeichnet jene Eisschicht, die sich bildet wenn Schmelzwasser im Schnee abwärts sickert und an der kalten Grenzschicht zwischen Meereis und Schnee wieder gefriert (Eicken, 1998; Nicolaus et al., 2003). Untersuchungen von Haas et al. (2001) zeigen, dass dabei insbesondere auf dem perennierenden Meereis der Antarktis Süßwassereisschichten von mehreren Zentimetern Dicke entstehen können.

Antarktisches Meereis ist durch eine sehr hohe kleinskalige Variabilität der Schneehöhen charakterisiert. Feldmessungen zeigen eine gute Korrelation der Schneehöhe mit der Eisdicke, wobei die Deutlichkeit dieser Beziehung mit zunehmender Eisdicke und stärkerer Eisdeformation abnimmt (Massom et al., 2001).

### **Saisonale Charakteristik der Schneebedeckung**

Im Laufe eines saisonalen Zyklus verändern sich die optischen und thermodynamischen Eigenschaften eines Schneevolumens aufgrund ausgeprägter Metamorphoseprozesse. Es kommt zu Kompaktion sowie zu Massenverlusten durch Verdunstung, Sublimation und Schmelzen. Auf Meereis der Antarktis ist im Vergleich zur Arktis deutlich schwächeres Schmelzen zu verzeichnen, wobei der Anteil der Schnee-Verdunstung am saisonalen Schnee-Massenverlust in der Antarktis etwa 5 mal höher ist (Nicolaus et al., 2007).

Der Schnee auf dem perennierenden Meereis schmilzt im Sommer nicht komplett ab; stattdessen sind Veränderungen der Schnee-Mikrophysik und die Bildung von Aufeis festzustellen (Massom et al., 2001; Haas et al., 2001). Durch Lufttemperaturen, die auch im Sommer durchschnittlich unter dem Gefrierpunkt liegen, sowie durch hohe mittlere Windgeschwindigkeiten und eine relativ geringe Luftfeuchtigkeit, kommt es nach Andreas und Ackley (1982) auf antarktischem Meereis nur sporadisch und räumlich stark begrenzt (Drinkwater und Liu, 2000) zu der für arktisches Meereis sehr typischen Entstehung von Schmelztümpeln (Fetterer und Untersteiner, 1998). Dadurch bleibt die Albedo der Meereisoberfläche den Sommer hindurch hoch (Pirazzini, 2004) und die Absorption kurzweiliger solarer Strahlung wird kaum verstärkt, sodass intensives oberflächliches Schmelzen nur in Ausnahmefällen auftritt. Es kommt stattdessen zu wiederholten Zyklen von kurzfristigem Schmelzen und Wiedergefrieren des Schnees (*melt-freeze-cycles*, Colbeck, 1997). Diese Zyklen verursachen eine Abrundung und Vergrößerung der Schneekristalle im Laufe des Sommers (Willmes et al., 2007a; Nicolaus et al., 2007).

Schnee wird wahrscheinlich eine zunehmend bedeutende Rolle beim zukünftigen Verständnis von Rückkopplungsmechanismen im Klimasystem und bei deren Modellierung spielen. Der Einfluss einer Schneebedeckung auf die Energie- und Meereismassenbilanz sowie auf die damit verbundenen Wechselwirkungen mit der allgemeinen atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation wurde besonders in den letzten Jahren hervorgehoben (u.a. Nicolaus et al., 2007; Massom et al., 2001; Haas et al., 2001; Massom et al., 1997).

Klimamodelle sagen eine Zunahme des Schneefalls über dem Südpolarmeer, bedingt durch ansteigende Lufttemperaturen und die damit verbundene erhöhte Aufnahmekapazität der Atmosphäre für Wasserdampf voraus (u.a. Trenberth und Shea, 2005). Untersuchungen von Markus und Cavalieri (2007) zeigen bereits eine leichte Zunahme der Schneebedeckung auf antarktischem Meereis im Zeitraum 1992 bis 2003.

### **Fernerkundung von Schnee und Meereis**

Die grosse Ausdehnung der Meereisflächen und die geringe Dichte von Beobachtungs- und Messnetzen in den Polargebieten stellten lange Zeit ein Problem für eine flächendeckende Beobachtung von Meereis und dessen Eigenschaften dar. Bis heute sind in-situ erfasste Daten von ausserordentlicher Bedeutung für eine Verbesserung des Verständnisses von Prozesszusammenhängen in den Polargebieten und für die Kenntnis der räumlichen und zeitlichen Variabilität meteorologischer, glaziologischer und ozeanografischer Zustandsgrößen. Mit der Entwicklung der Weltraumfahrt und der daraus hervorgegangenen satellitengestützten Fernerkundung haben sich jedoch ganz neue Möglichkeiten der grossflächigen Beobachtung von Meereis ergeben. Die regelmässige Erfassung der globalen Meereisbedeckung begann 1978 mit dem Start des NIMBUS-7 Satelliten. Weiterentwicklungen des passiven Mikrowellensensors auf dieser Plattform liefern seither kontinuierlich Messdaten der Meereisoberfläche. Radarsysteme ergänzen die operationelle Meereisbeobachtung seit dem Start der ERS-Satelliten im Jahr 1991.

Der saisonale Zyklus der physikalischen Eigenschaften von Meereis- und Schneeoberflächen wurde bislang in zahlreichen Studien mit Hilfe aktiver und passiver Fernerkundung untersucht. Dabei steht oft insbesondere der Beginn des oberflächlichen Schmelzens im Mittelpunkt.

Satelliten- und flugzeuggestützte Beobachtungen von Meereis in der Kanadischen Arktis ermöglichten die Identifizierung des Schmelzbeginns mittels einer Kennwertbildung aus der Oberflächenreflexion im sichtbaren und infraroten Wellenlängenbereich (DeAbreu, 1996; DeAbreu et al., 2001). Anderson (1987) wertete die Mikrowellensignaturen verschiedener arktischer Meereisoberflächen aus und identifizierte dabei einen charakteristischen Anstieg der Oberflächen-Emissivität, der in Verbindung mit der Bildung von Schmelzwasser steht. Seine Untersuchungen zeigen das Potenzial der Daten passiver Mikrowellensensoren für die Beobachtung der sommerlichen Schmelzperiode auf Meereis. Serreze et al. (1993) nutzten diese Erkenntnis, um erstmals flächendeckend für mehrere Jahre den Schmelzbeginn auf arktischem Meereis zu identifizieren. Ihre Untersuchungen ergeben eine hohe räumliche Variabilität des Schmelzbeginns mit späterem Einsetzen in höheren Breiten und dem deutlichen Einfluss von Wolken- und Windverhältnissen. Dass sich das Signal des Auftretens von Flüssigwasser im Schnee auch in Radardaten niederschlägt, konnte von Winebrenner et al. (1994) gezeigt werden. Ihre Untersuchungen basieren auf der gleichzeitigen Erfassung der Radar-Rückstreuung von Meereis in der Beaufort-See in der Arktis sowie der Veränderungen der Lufttemperatur an Driftbojen in dieser Region. Demnach äussert sich der Schmelzbeginn durch einen deutliches Absinken

des Rückstreuvermögens der Oberfläche im C-Band Radar des ERS-1 Satelliten.

Weiterführende Untersuchungen des Schmelzbegins auf arktischem Meereis erörtern die Möglichkeiten erweiterter Kanalkombination der passiven Mikrowellensensoren (Anderson und Crane, 1994; Anderson, 1997; Smith, 1998; Drobot und Anderson, 2001b; Belchansky et al., 2004a). Auf langjährige Datensätze angewendet, zeigen diese neuen Methoden die Tendenz zu einer verlängerten Schmelzperiode mit früherem Einsetzen des Schmelzens im Zeitraum 1979 bis 1998 (Drobot und Anderson, 2001a; Anderson und Drobot, 2001), bzw. 1979 bis 2001 (Belchansky et al., 2004b). Untersuchungen der saisonalen Charakteristik von Schnee-Eigenschaften wurden auch für Grönländisches Inlandeis (Abdalati und Steffen, 1997; Ashcraft und Long, 2003) und für kontinentale Schneeflächen (u.a. Koskinen et al., 1997) durchgeführt. Auch hierbei sind es jeweils charakteristische Veränderungen der Mikrowellen-Emissivität, bzw. der Radarrückstreuung, die als Indikator für das erstmalige Auftreten von Schmelzwasser herangezogen werden.

### **Schmelzbegins auf antarktischem Meereis**

Das Meereis der Südhemisphäre wurde bislang in vergleichsweise wenigen Untersuchungen bezüglich des Beginns der Sommerperiode behandelt.

Es zeigen sich deutliche hemisphärische Differenzen in den saisonalen Mikrowellensignaturen von Meereis. Dieser Sachverhalt wurde von Comiso et al. (1992) und Garrity (1992) auf Unterschiede in den physikalischen Eigenschaften von Meereis der Arktis und Antarktis sowie auf verschiedenartige sommertypische Prozesse zurückgeführt.

Drinkwater und Lytle (1997) beobachteten einen Anstieg der Radarrückstreuung auf Meereis im Weddellmeer gegen Ende der Sommerperiode. Das Auftreten der höchsten Rückstreuung im Jahresverlauf während des Sommers wurde durch Untersuchungen von Drinkwater (1998) bestätigt.

Drinkwater und Liu (2000) entwickelten die bislang einzige Methode zur Bestimmung des Schmelzbegins auf antarktischem Meereis, die auf der Identifizierung kurzfristiger Ereignisse mit deutlich absinkenden Rückstreuoeffizienten beruht. Sie stützen ihre Methode auf die fernerkundliche Beobachtung solcher Ereignisse im nördlichen Weddellmeer parallel zu einem Anstieg der Lufttemperatur. Die Ergebnisse zeigen das Auftreten von sommerlichem Schmelzen lediglich für eine kurze Dauer und nur auf den Bereichen der äusseren Eisrandzone.

Haas (2001) zeigte in seinen Untersuchungen, dass der saisonale Zyklus der Oberflächen-Rückstreuung von perennierendem Meereis in der Antarktis sich durch einen markanten Anstieg während des Sommers deutlich von arktischem Meereis unterscheidet. Diese hemisphärisch gegensätzliche Tendenz kann ebenso in den Daten passiver Mikrowellensensoren beobachtet werden (Kern und Heygster, 2001). Nicolaus et al. (2007) bestätigten die Unterschiede in den sommertypischen Veränderungen der Schneedecke zwischen Arktis und Antarktis durch numerische Simulationen der physikalischen Eigenschaften des Schnees.

Willmes et al. (2007a) zeigten durch Feldmessungen und parallele Satellitenbeobachtungen, dass Schmelz-Gefrier-Zyklen auf Tagesbasis zu einer starken Metamorphose des Schnees führen. Hierdurch werden das für perennierendes antarktisches Meereis typische Absinken der Mikrowellenemissivität und das Ansteigen der Oberflächenrückstreuung verursacht. Schmelzen tritt demnach vorwiegend nur im Tagesgang auf, was die grundlegenden Beobachtungen von Massom et al. (2001) bestätigt. Zu persistentem Schmelzen über einen oder mehrere Tage kommt es nach Willmes et al. (2007b) nur in den Bereichen der Eisrandzone, die unter dem Einfluss von warmer und feuchter Meeresluft stehen.

Ein konsistenter, mehrere Jahre umfassender Datensatz des Einsetzens der sommerlichen Schmelzperiode auf antarktischem Meereis lag bislang nicht vor.

### 1.2 Zielsetzung

Die vorliegenden Untersuchungen beschäftigen sich mit dem saisonalen Zyklus der fernerkundlich erfassten Signale der antarktischen Meereisoberfläche. Auf Basis langer Zeitreihen dieser Messungen und unter Verwendung verschiedener Mess-Systeme, sollen in Kombination mit Feldmessungen aus dem Sommer 2004/2005 neue Ansätze entwickelt werden, mit denen der Beginn und die Dauer der sommerlichen Schmelzperiode auf antarktischem Meereis objektiv charakterisiert werden können. Verbunden mit dieser Aufgabenstellung stehen folgende Fragen im Vordergrund:

1. Wie kann die sommerliche Schmelzperiode der antarktischen Meereisoberfläche bzgl. der dort typischerweise ablaufenden Prozesse charakterisiert werden?
2. Wie schlägt sich der Beginn des sommerlichen Schmelzens in den beobachteten Fernerkundungssignaturen nieder?
3. Wie kann der Beginn des sommerlichen Schmelzens mittels objektiver Verfahren aus den zur Verfügung stehenden Satellitendaten identifiziert werden?
4. Wie gestaltet sich die zeitliche und räumliche Variabilität der sommerlichen Schmelzperiode auf antarktischem Meereis? Gibt es Trends und regionale Besonderheiten und wodurch werden diese verursacht?

Der Fokus liegt dabei in erster Linie auf den methodischen Aspekten. Folgende Einzelschritte werden durchgeführt, um die formulierten Fragestellungen zu beantworten:

- Die Untersuchung der saisonalen Zyklen der Daten aktiver und passiver Fernerkundungssysteme in Bezug auf das Einsetzen der Schmelzperiode.
- Die Verknüpfung charakteristischer Signale in den Fernerkundungsdaten mit physikalischen Prozessen an der Meereis- und Schneeoberfläche unter Zuhilfenahme von Bodenmessungen.

- Die Entwicklung eines objektiven Verfahrens zur Identifikation der einsetzenden Sommerschmelze aus Satellitendaten.
- Die Anwendung des Verfahrens auf das gesamte antarktische Meereisgebiet für den größtmöglichen Zeitraum.
- Die Untersuchung der regionalen und zeitlichen Variabilität der Ergebnisse und deren Zusammenhänge mit atmosphärischen Einflüssen.

Das Gesamtziel der Untersuchungen ist die Anfertigung eines umfassenden Datensatzes, der für einen möglichst langen Beobachtungszeitraum das Einsetzen sowie die Dauer der sommerlichen Schmelzperiode auf dem antarktischen Meereisgebiet beinhaltet.

### 1.3 Untersuchungsgebiet

Abbildung 1.1 liefert eine allgemeine Übersicht von Antarktika sowie der mittleren Lage der Meereiskante im Sommer und im Winter. Als geografische Grenze der Antarktis gilt die antarktische Konvergenz bei etwa 50° südlicher Breite, wo das kalte antarktische unter das wärmere subtropische Oberflächenwasser absinkt. Der Gesamtbereich der Antarktis kann weiterhin räumlich unterteilt werden in Westantarktis (0° bis 180° West) und Ostantarktis (0° bis 180° Ost).



**Abbildung 1.1:** Übersicht von Antarktika sowie der Lage der Eiskante zur mittleren maximalen (gepunktete Linie) und mittleren minimalen Ausdehnung (graue Linie) im Zeitraum 1978-2002 (nach Zwally et al., 2002)

Im Bereich der Küsten von Antarktika befinden sich die Eismassen der Schelfe, die von den Inland-Gletschern gespeist werden; dazu zählen das Amery-Schelfeis, das Larsen-Schelfeis, das Ronne-Filchner-Schelfeis sowie das Ross-Schelfeis. Zum Zeitpunkt seiner maximalen Ausdehnung in den Monaten September/Oktober erstreckt sich das Meereis im Mittel meridional bis zu der in Abbildung 1.1 rot gekennzeichneten Linie.

Im Februar zieht sich das Meereis bis zu der grau markierten Grenze zurück. Dabei ist vor allem im Rossmeer ein ausgedehnter Bereich offenen Wassers bis zur Kante

des Ross-Schelfeises zu verzeichnen. In der Ostantarktis erreicht der Kontinent, abgesehen von der Antarktischen Halbinsel, seine grösste meridionale Ausdehnung, so dass das Meereis hier im Sommer nur einen schmalen Streifen an der Küste bedeckt.

Um regionale Besonderheiten der Meereisbedeckung zu studieren, wurde das gesamte Meereisgebiet von Gloersen et al. (1992) in verschiedene Sektoren eingeteilt. Diese Sektoren orientieren sich an den Bereichen des Weddellmeeres, des Rossmeeres, der Amundsen- und Bellingshausensee sowie der Bereiche des westlichen Pazifiks und Indischen Ozeans. Die westlichen und östlichen Grenzen der einzelnen Sektoren sind in Tabelle 1.1 aufgelistet.

**Tabelle 1.1:** Übersicht der Einteilung der süd-zirkumpolaren Meereisgebiete in Sektoren nach Gloersen et al. (1992).

Sektor	westl. Grenze	östl. Grenze
Indischer Ozean	20°E	90°E
Westpazifik	90°E	160°E
Rossmeer	160°E	130°W
Bellingshausen-/Amundsensee	130°W	60°W
Weddellmeer	60°W	20°E

## 1.4 Grundlegende Beobachtungsgrößen

Die vorliegenden Untersuchungen stützen sich hauptsächlich auf Messungen aus der aktiven und passiven Mikrowellenfernerkundung. Die beiden grundlegenden Messinstrumente hierbei sind das Mikrowellenradiometer und das Radar. Ein Radiometer ist ein Instrument zur Messung von Strahlung, die von einer Oberfläche emittiert wurde. Ein Radar hingegen sendet aktiv Mikrowellenimpulse aus und zeichnet die Rückstreuung des Signals von einer Oberfläche auf. Bei einem Streuungsmesser (Scatterometer) handelt es sich um einen speziellen Radarmodus, in dem die Intensität der zurückgestreuten Energie gemessen wird (u.a. Woodhouse, 2006).

Die passive Radiometrie basiert auf der Tatsache, dass jeder Körper mit einer Temperatur  $T_0$  über dem absoluten Nullpunkt elektromagnetische Strahlung emittiert. Das PLANCK'sche Strahlungsgesetz beschreibt die spektrale Strahldichte eines idealen (schwarzen) Strahlers als Funktion der Wellenlänge und der Temperatur des Körpers. Natürliche Oberflächen wie Ozean, Meereis und Schnee sind bezogen auf ihre Strahlungseigenschaften als „graue Körper“ zu betrachten. Das heisst, sie zeichnen sich im Vergleich zu idealen Strahlern aufgrund ihrer Körpereigenschaften durch eine Unterschreitung der maximal möglichen Abstrahlung aus. Das frequenzabhängige Emissionsvermögen  $\varepsilon_f$  eines Körpers charakterisiert das Verhältnis der tatsächlich emittierten Strahlung  $M_{(f)}$  zur Schwarzkörperstrahlung  $M_{s(f)}$ .

$$\varepsilon_f = \frac{M_{(f)}}{M_{s(f)}} \quad (1.1)$$

$\varepsilon_f$  nimmt damit Werte zwischen 0 und 1,0 an.

Terrestrische Körper strahlen aufgrund ihrer Temperatur meist nur im Wellenlängenbereich über  $4 \mu\text{m}$ . Im infraroten Wellenlängenbereich von 4 bis  $100 \mu\text{m}$  wird  $\varepsilon_f$  meist als integraler Wert  $\varepsilon_{ir}$  über das gesamte infrarote Spektrum angegeben, wohingegen im Mikrowellenbereich  $\varepsilon_m$  das Emissionsvermögen bei einer bestimmten Wellenlänge, bzw. Frequenz, charakterisiert.

Nach dem KIRCHHOFF'schen Strahlungsgesetz entspricht das Emissionsvermögen  $\varepsilon_f$  eines realen (grauen) Körpers seinem Absorptionsvermögen  $\alpha_f$ .

Der genaue Wert von  $\varepsilon_f$ , und entsprechend  $\alpha_f$ , hängt von den physikalischen Eigenschaften des grauen Körpers ab. Die Messung zeitlicher Änderungen der spektralen Ausstrahlung  $M_{(f)}$  einer Oberfläche lässt demnach Rückschlüsse über die Veränderungen der Temperatur  $T_0$  der Oberfläche, sowie ihrer emissionsbestimmenden Eigenschaften (vgl. Kap. 3.1) zu.

#### 1.4.1 Oberflächen-Strahlungstemperatur $T_B$

Bei der praktischen Anwendung der dargestellten Gesetzmässigkeiten durch die passive Mikrowellenfernerkundung wird die am Sensor gemessene Strahldichte der emittierten Strahlung eines grauen Körpers mit der Temperatur  $T_0$  als Funktion der Mikrowellenfrequenz  $m$  in eine äquivalente Strahlungstemperatur  $T_B$  umgewandelt (u.a. Sharkov, 2003). Dabei lässt sich  $T_B$  über den dimensionslosen Mikrowellen-Emissionskoeffizienten ( $\varepsilon_m$ ) mit  $T_0$  des grauen Strahlers in Verbindung stellen (Gl. 1.2).

$$T_{Bm} = \varepsilon_m \times T_0 \quad (1.2)$$

Zeitliche Variationen von  $\varepsilon_m$  werden durch Veränderungen der dielektrischen Körpereigenschaften (zusammengefasst durch die komplexe Dielektrizitätskonstante) und seine Oberflächenrauigkeit verursacht (Ulaby et al., 1982 1986).

Die vollständige Bezeichnung der für diese Arbeit verwendeten  $T_B$ -Werte setzt sich im Folgenden aus der Frequenz und der Polarisation zusammen ( $T_{B19H} = T_B$  bei 19GHz, horizontal polarisiert;  $T_{B19V} = T_B$  bei 19GHz, vertikal polarisiert;  $T_{B37H}$  und  $T_{B37V}$  entsprechend), wobei die Verwendung von  $T_B$  ohne Index sich auf Strahlungstemperaturen im gesamten Mikrowellenbereich bezieht.

### 1.4.2 Oberflächen-Rückstreukoeffizient $\sigma^0$

Die von einem Radar emittierten Mikrowellenimpulse werden an Oberflächen zu einem gewissen Teil reflektiert und zurückgestreut. Die Intensität der reflektierten Strahlung wird am Scatterometer gemessen und mittels des differentiellen Rückstreukoeffizienten ( $\sigma_{tr}^0$ ) als Verhältnis aus dem einfallenden ( $E_t^i$ ) und zurückgestreuten elektrischen Feld ( $E_r^s$ ) beschrieben (Gl. 1.3).

$$\sigma_{tr}^0 = \frac{4\pi R^2 |E_r^s|^2}{A |E_t^i|^2} \quad (1.3)$$

Hierbei kennzeichnen  $t$  und  $r$  jeweils die Polarisierung des ausgestrahlten, bzw. empfangenen Feldes und  $R$  die Distanz zwischen Radar und Zielobjekt (Ulaby et al., 1982 1986).

Der Rückstreukoeffizient  $\sigma^0$  einer Oberfläche wird gewöhnlich in der Einheit Dezibel verwendet und berechnet sich aus Gleichung 1.4. Durch die Messung der Intensität der zurückgestreuten Strahlung im Verhältnis zu den emittierten Mikrowellenimpulsen, können Rückschlüsse auf die Beschaffenheit und den Typ der reflektierenden Oberfläche gezogen werden (Ulaby et al., 1986).

$$\sigma^0 = 10 \times \log_{10}(\sigma_{tr}^0) \quad (1.4)$$

Die Wechselwirkungen zwischen elektromagnetischer Strahlung und realen Körpern sind äusserst komplex und im Detail oftmals nicht deterministisch zu beschreiben. Die bisherigen Ergebnisse empirischer Untersuchungen (u.a. Barber et al., 1998) und numerischer Modelle (u.a. Wang et al., 2001) lassen jedoch Rückschlüsse von den beobachteten  $\sigma^0$ -Werten auf die strukturellen Eigenschaften und den Zustand einer Oberfläche zu.

## 2 Datengrundlage

Die Datengrundlage der vorliegenden Untersuchungen lässt sich im Wesentlichen in drei Teilbereiche untergliedern. Den wichtigsten und umfangreichsten Datensatz stellt der Bereich der Satellitendaten. Dieser bietet mit einer zeitlichen Abdeckung von bis zu 35 Jahren für das gesamte antarktische Meereisgebiet eine optimale Grundlage für die Bearbeitung der wissenschaftlichen Fragestellung.

In-situ Messungen von Zustandsgrößen der Atmosphäre sowie der Schnee- und Eisoberfläche stellen den zweiten wesentlichen Datenbereich. Diese Daten sind insofern besonders wichtig, als die Dichte des meteorologischen und glaziologischen Messnetzes in der Antarktis aufgrund der extremen Bedingungen sehr gering ist.

Da die in situ Messungen einen punktuellen Charakter haben, werden weiterhin Daten aus Reanalysen herangezogen. Diese realisieren die Übertragung von Punktmessungen auf die Fläche mit Hilfe von numerischen Modellen und stellen somit ein potentiell Bindeglied zwischen den fernerkundlich erfassten Größen und den Bodenmessungen dar.

### 2.1 Satellitendaten

Zur flächendeckenden Analyse der Meereisoberflächeneigenschaften in der Antarktis wurden die Daten mehrerer satellitenbasierter Sensorsysteme herangezogen.

Es wurden verwendet:

- Daten passiver Mikrowellensensoren (*ESMR, SMMR, SSM/I*)
- Daten aktiver Mikrowellensensoren (*SeaWinds, AMI-Wind*)
- Daten optischer Sensoren (*AVHRR*)

Die durch die angeführten Sensoren gewonnenen Datenkollektive unterscheiden sich in ihrer geometrischen und zeitlichen Auflösung sowie durch den jeweils erfassten Spektralbereich. Dies verlangt einerseits eine umfangreiche Vorprozessierung um die Daten vergleichbar zu machen, andererseits bietet der multispektrale Charakter des Gesamtdatensatzes die Möglichkeit, Synergieeffekte zu erzielen.

#### 2.1.1 Daten passiver Mikrowellensensoren

Die wichtigste Basis für die Untersuchung dieser Arbeit bilden die Daten passiver Mikrowellensensoren. Die Verwendung solcher Daten bietet sich für die Meereisforschung aus mehreren Gründen an:

Die Daten passiver Mikrowellensensoren sind in der Lage, die horizontale und vertikale Variabilität von Meereisparametern räumlich und zeitlich abzubilden (Grenfell,

1986). Weiterhin kann Strahlung im Mikrowellenbereich unabhängig von solarer Einstrahlung aufgezeichnet werden und wird nicht von Wolken beeinflusst, da diese für Mikrowellen quasitransparent sind (Onstott et al., 1987).

Das hier verwendete Datenkollektiv der Strahlungstemperaturen von passiven Mikrowellensensoren liegt für den Zeitraum von 1972 bis dato vor und wurde von insgesamt 3 verschiedenen Sensoren aufgezeichnet: dem *Electronically Scanning Microwave Radiometer* (ESMR; Parkinson et al., 1999), dem *Scanning Multichannel Microwave Radiometer* (SMMR; Njoku, 1996) sowie dem *Special Sensor Microwave Imager* (SSM/I; Maslanik und Stroeve, 1990). Die jeweiligen Trägersatelliten, die Operationszeiträume der Sensoren sowie die jeweils für diese Arbeit verwendeten Kanäle sind in Tabelle 2.1 zusammengefasst.

**Tabelle 2.1:** Übersicht der verwendeten passiven Mikrowellensensoren, deren Operationszeitraum, die in der vorliegenden Untersuchung verwendeten Aufnahmefrequenzen (H=horizontale Polarisierung, V=vertikale Polarisierung), sowie die geometrische Auflösung im jeweils zur Verfügung stehenden Datensatz.

Sensor	Satellit	Op.-Zeitraum	Aufnahmefrequenz	geom. Auflösung
ESMR	Nimbus-5	12/1972 - 05/1977	19 GHz (HV)	25×25 km <sup>2</sup>
SMMR	Nimbus-7	10/1978 - 08/1987	18 GHz (HV)	25×25 km <sup>2</sup>
			37 GHz (HV)	25×25 km <sup>2</sup>
SSM/I	DMSP	07/1987 - dato	19 GHz (HV)	25×25 km <sup>2</sup>
			37 GHz (HV)	25×25 km <sup>2</sup>
			85 GHz (HV)	12,5×12,5 km <sup>2</sup>

Für die Auswertungen dieser Arbeit wurden verschiedene  $T_B$ -Datensätze herangezogen, die jeweils auf Messungen der in Tabelle 2.1 genannten Sensoren beruhen. Dabei unterscheiden sich die einzelnen Datensätze in der zeitlichen Auflösung und zeitlichen Abdeckung sowie in der räumlichen Datenprojektion (s. Tab. 2.2).

#### „MSFC SSM/I SCHWAD-“ STRAHLUNGSTEMPERATUREN

Dieser Datensatz umfasst global alle einzelnen SSM/I -Aufzeichnungen und steht für den Zeitraum von Juni 1995 bis dato beim *Global Hydrological Resource Center* (GHRC)<sup>1</sup> der U.S. *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) zur Verfügung. Die operationelle Vorprozessierung unterteilt den SSM/I-Datenstrom in einzelne Aufnahmestreifen (Schwade), wobei jeder dieser Streifen die Messwerte zwischen den beiden Polen beinhaltet und in eine separate Datei geschrieben wird. Die so entstehenden Datenpakete stellen jeweils die während eines halben Orbits aufgezeichneten  $T_B$ -Werte über einen etwa 1400 km breiten Schwad dar und werden unterteilt in ansteigende Aufnahmen (Aufnahmerichtung von Süd nach Nord)

<sup>1</sup><http://datapool.nsstc.nasa.gov/>

und absteigende Aufnahmen (Aufnahmerichtung von Nord nach Süd). Die DMSP-Satelliten umrunden die Erde einmal in 102 Minuten, so dass zwischen dem ersten und letzten Messwert jedes Schwads eine Zeit von 51 Minuten liegt.

Es werden somit für jeden Tag 28 bis 29 Aufnahmen erstellt, die als Rasterdatei mit  $61 \times 801$  Messwerten für die Kanäle 19 und 37 GHz, bzw. mit  $122 \times 1602$  Messwerten für die 85 GHz-Kanäle zusammen mit der entsprechenden Georeferenz (geogr. Länge und Breite der Bildpunktzentren) beim GHRC zur Verfügung gestellt werden. Die SSM/I Schwad  $T_B$ -Daten werden vor der Bereitstellung beim GHRC keiner räumlichen Projektion unterzogen. Durch die Schwad-Konvergenz der polar-umlaufenden DSMP-Satelliten in den hohen Breiten werden mit diesem Datensatz in den Polarregionen bis zu 6 Messwerte pro Bildpunkt und Tag bereitgestellt.

### „SSM/I PATHFINDER EASE-GRID“ STRAHLUNGSTEMPERATUREN

Mit diesem Datensatz aus dem *pathfinder*-Programm der NASA werden seit Juli 1987 kontinuierlich  $T_B$ -Daten beim U.S. *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC)<sup>2</sup> zur Verfügung gestellt. Durch die oben erwähnte Schwad-Konvergenz werden die Polargebiete durch mehrere Umläufe der DMSP-Satelliten zu verschiedenen Tageszeiten erfasst. Im *Pathfinder* Datensatz werden jeder Gitterzelle aus den insgesamt zur Verfügung stehenden Messungen eines Tages pro Kanal zwei Werte zugewiesen. Als Kriterium für die Auswahl dieser Werte dient deren zeitliche Nähe zu zwei vorab definierten Uhrzeiten die sich um genau 12 Stunden unterscheiden. Damit ergeben sich zwei  $T_B$ -Werte pro Tag, Kanal und Bildpunkt, die in einem zeitlichen Abstand von etwa 12 Stunden aufgezeichnet wurden.

Die Messwerte werden für die Süd- und Nordhemisphäre auf ein azimutales flächentreues Gitter (*Equal-Area Scalable Earth*, EASE) projiziert. Dabei wird durch die verwendete Interpolationsmethode (Backus-Gilbert), unter Beibehaltung der Originalmesswerte, eine künstliche Erhöhung der räumlichen Auflösung erreicht und jeder EASE-Gitterzelle durch ein *nearest-neighbour* Interpolationsverfahren ein  $T_B$ -Wert zugewiesen. Dies resultiert in einer räumlichen Auflösung von  $25 \times 25$  km<sup>2</sup> für die Kanäle 19 und 37 GHz, bzw.  $12,5 \times 12,5$  km<sup>2</sup> für die 85 GHz-Kanäle.

### „DAILY POLAR GRIDDED“ STRAHLUNGSTEMPERATUREN UND MEEREISKONZENTRATION

Dieser Datensatz umfasst mit 35 Jahren (seit 1972) den grössten Zeitraum operationell zur Verfügung gestellter  $T_B$ -Daten der antarktischen Meereisoberfläche. In ihm sind die Aufzeichnungen der Sensoren ESMR, SMMR sowie SSM/I vereint (s. Tab. 2.1). Dabei wird jeder Gitterzelle pro Tag und Kanal ein  $T_B$ -Wert zugewiesen, der als Mittelwert aller verfügbaren Aufzeichnungen der jeweiligen Gitterzelle aus den einzelnen Schwaden eines 24-stündigen Zeitraumes bestimmt wurde. Die resultierenden Rasterdaten werden dabei auf ein polarstereographisches Gitter abgelegt, dessen Projektionsebene tangential bei 70° südlicher Breite anliegt (SSM/I-Standardgitter). Dies minimiert die Verzerrung bei dieser Breite, mit dem Hintergrund, dass ungefähr dort die mittlere Lage der Meereisrandzone einzuordnen ist. Die resultierende Datenmatrix beinhaltet für jeden Tag und Kanal  $332 \times 316$  Git-

---

<sup>2</sup><http://www.nsidc.org/>

terzellen mit einer Auflösung von  $25 \times 25 \text{ km}^2$  für die Kanäle 19 und 37 GHz, bzw.  $664 \times 632$  Gitterzellen mit  $12,5 \times 12,5 \text{ km}^2$  Auflösung für die 85 GHz-Kanäle.

Aus diesem  $T_B$ -Datensatz wird beim NSIDC kontinuierlich die prozentuale Meereisbedeckung jeder Gitterzelle (Meereiskonzentration,  $c_{ice}$ ) berechnet. Hierzu stehen der Bootstrap- (Comiso, 1990) und NASA TEAM-Algorithmus (Cavalieri et al., 1990) zur Verfügung. In dieser Arbeit werden Bootstrap-Meereiskonzentrationen verwendet, da sich gezeigt hat, dass der NASA-TEAM Algorithmus eine höhere Sensitivität bezüglich der vertikalen Schichtung von Eis und Schnee aufweist und somit dazu neigt, die Eiskonzentration zu unterschätzen (Comiso und Steffen, 2001)<sup>3</sup>.

**Tabelle 2.2:** Übersicht der verwendeten Datensätze von passiven Mikrowellensensoren, deren Abdeckungszeitraum, die Anzahl der Messwerte pro Bildpunkt, Kanal und Tag sowie die räumliche Projektion.

Datensatz	zeitl. Abdeckung	$T_B$ -Werte/Tag	Projektion/Matrix
MSFC SSM/I Schwad	11 (06/1995 - 12/2006)	bis 6	keine Projektion
SSM/I Pathfinder EASE-grid	19 (07/1987 - 12/2006)	2	EASE Gitter ( $701 \times 701$ )
Daily polar gridded	34 (12/1972 - 12/2006)	1	SSM/I Gitter ( $332 \times 316$ )

### 2.1.2 Daten aktiver Mikrowellensensoren (Scatterometer)

In dieser Arbeit wurden die Messdaten zwei verschiedener Scatterometersysteme verwendet (s. Tab. 2.3). Das *Active Microwave Instrument* (AMI, Gohin und Maroni, 1998) an Bord der *Earth Resource* - Satelliten (ERS-1 und ERS-2) in Funktion eines Wind-Scatterometers liefert Daten zur Oberflächenrückstreuung für den Zeitraum 1991 bis 1999. Die Messungen finden mit einer Radarfrequenz von 5,3 GHz statt (C-band) und ergeben einen 400 km breiten Abtaststreifen. Die Daten wurden vor der Bereitstellung, unter der Bildung von wöchentlichen  $\sigma^0$ -Mittelwerten für jede Gitterzelle, auf ein polarstereografisches Gitter abgelegt, das dem SSM/I Standard-Gitter des NSIDC identisch ist (s.o.). Für diese Arbeit wurde  $\sigma^0$  bei einem Einfallswinkel von  $40^\circ$  aus dem Gesamtdatensatz des ERS-Scatterometers extrahiert.

Für den Zeitraum von 1999 bis 2006 stammen die Daten aktiver Mikrowellensensoren vom *SeaWinds*-Scatterometer (Ezraty und Piolle, 2001) auf dem QuikSCAT-Satelliten. SeaWinds arbeitet mit einer Frequenz von 13,4 GHz (Ku-Band) und liefert für diese Arbeit tägliche  $\sigma^0$ -Werte für einen Einfallswinkel von  $54^\circ$ . Die SeaWinds-Messungen wurden vor der Bereitstellung ebenfalls auf das SSM/I Standard-Gitter mit einer räumlichen Auflösung von  $25 \times 25 \text{ km}^2$  abgelegt.

Während der ISPOL-Expedition (Kap. 2.2) standen weiterhin Envisat-SAR Daten für den Bereich des westlichen Weddellmeeres zur Verfügung.

<sup>3</sup>Mittlerweile steht ein modifizierter NASA-TEAM Algorithmus zur Verfügung, dessen Ergebnisse besser mit dem Bootstrap-Algorithmus übereinstimmen

**Tabelle 2.3:** Übersicht der verwendeten aktiven Mikrowellensensoren, deren Abdeckungszeitraum, Anzahl der Messwerte pro Bildpunkt, Kanal und Tag sowie die räumliche Projektion im verwendeten Datensatz.

Datensatz	zeitl. Abdeckung	$\sigma^0$ -Werte/Tag	Projektion/Matrix
AMI Wind (ERS-1/-2)	9 (06/1991 - 12/1999)	1/Woche	SSM/I Gitter (332×316)
SeaWinds (QuikSCAT)	7 (07/1999 - 12/2006)	1	SSM/I Gitter (332×316)

### 2.1.3 Daten passiver optischer Sensoren

Zur Untersuchung der von der Schneeoberfläche reflektierten Strahlung im sichtbaren und Nahinfrarot-Bereich wurden Messdaten des *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) verwendet. Der AVHRR-Sensor befindet sich an Bord der polarumlaufenden NOAA-Satelliten und liefert Messungen in 4 bis 6 Spektralkanälen (je nach Missionsnummer) vom sichtbaren bis zum thermalen Infrarot-Bereich (Kidwell, 1991). Für den Zeitraum von 1980 bis 2005 wurden archivierte AVHRR-Daten im *Global Area Coverage* (GAC) - Format vom *Comprehensive Large Array-data Stewardship System* (CLASS)<sup>4</sup> der NASA herangezogen. Diese Daten sind durch eine räumliche Auflösung von ca. 4×4 km<sup>2</sup> gekennzeichnet und liefern im Normalfall mehrere Aufnahmen je Gitterzelle und Tag.

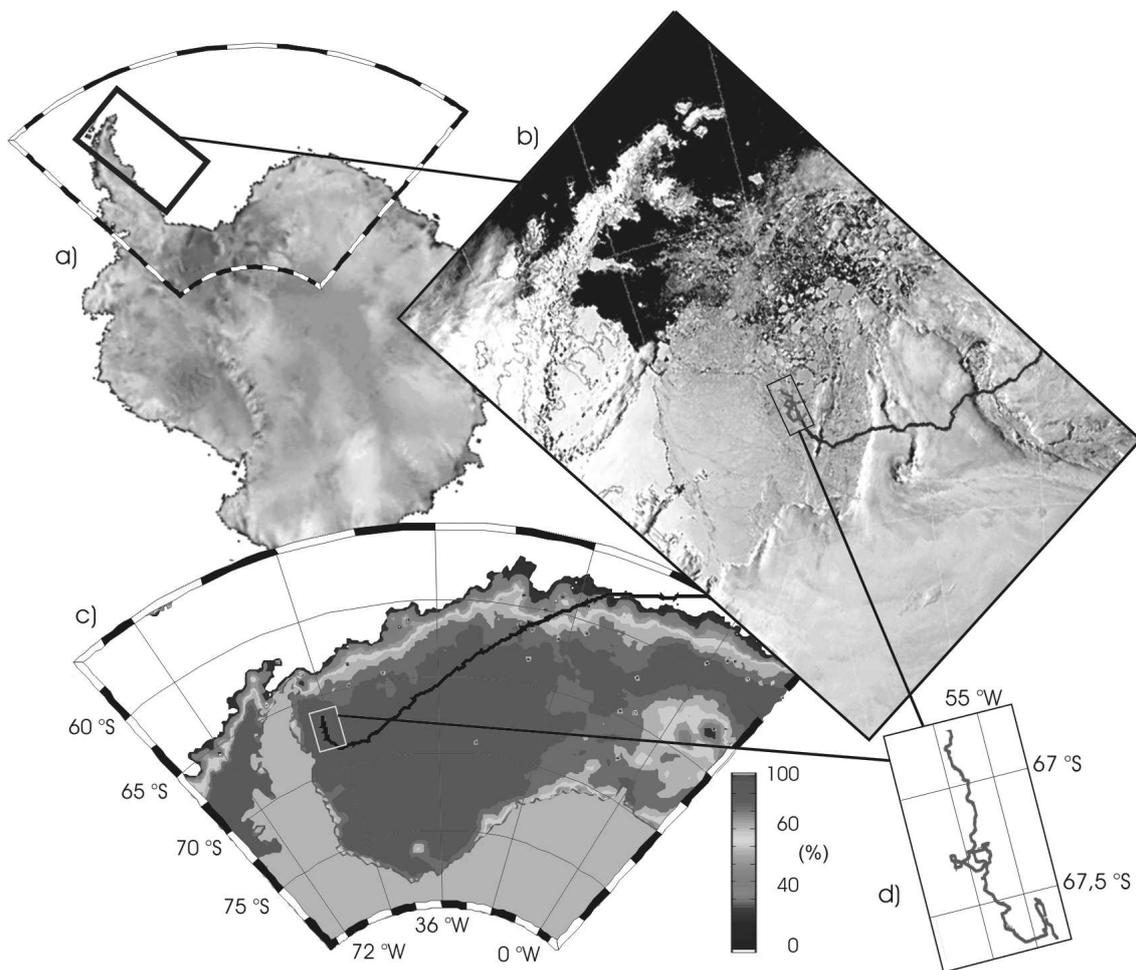
Für diese Arbeit standen weiterhin AVHRR-Aufnahmen des Weddellmeeres zur Verfügung, die zwischen November 2004 und Januar 2005 während zeitgleich stattfindender Bodenmessungen an Bord des Forschungsschiffes Polarstern im *Local Area Coverage*-Format (LAC) empfangen wurden. Dieses Format zeichnet sich im Vergleich zum GAC-Format durch eine höhere räumliche Auflösung von 1,1×1,1 km<sup>2</sup> aus.

---

<sup>4</sup><http://www.class.noaa.gov/nsaa/products/welcome.html>

## 2.2 Feldmessungen (ISPOL)

Feldmessungen auf antarktischem Meereis wurden im Rahmen der Expedition *Ice Station POLarstern* (ISPOL) durchgeführt. ISPOL führte eine internationale, interdisziplinär ausgerichtete Gruppe von etwa 60 Wissenschaftlern mit dem Forschungsschiff FS Polarstern in der Zeit zwischen dem 6.11.2004 und dem 19.1.2005 in das Meereis des westlichen Weddellmeeres (Hellmer et al., 2006). Der Schwerpunkt lag dabei auf der Untersuchung der Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre, Ozean und Meereis sowie der damit verbundenen Veränderungen physikalischer und biologischer Veränderungen in Meereis und Schnee während des Übergangs zu sommerlichen Schmelzbedingungen.



**Abbildung 2.1:** Fahrtroute der ISPOL-Expedition. a) Übersicht von Antarktika (AVHRR-Kompositbild) mit markierten Vergrößerungen; b) AVHRR, Kanal 2, Szene vom 16.12.2004 mit dem Kurs von FS Polarstern (schwarz) und den Positionen der Driftstation (Markierung); c) Meereiskonzentration aus SSM/I-Daten im Weddellmeer am 14.11.2004 mit dem Kurs von FS Polarstern (schwarz) und d) Vergrößerung der Drift vom 28.11.2004 bis zum 2.1.2005

Der Zentrale Bestandteil dieser Forschungsfahrt war eine 35-tägige Driftstation vom 28.11. 2004 bis zum 2.1.2005, bei der FS Polarstern an einer Eisscholle verankert und ohne eigenen Antrieb der mittleren Eisdrift folgte. Damit wurde die Möglichkeit zu kontinuierlichen Messungen an einer driftenden Oberfläche unter sich verändernden äusseren Bedingungen geschaffen („Freiluftlabor“). Das Forschungsschiff legte während der Drift eine Strecke von etwa 290 km insgesamt und 98 km netto in nördliche Richtung zurück (Abb. 2.1). Die Driftstation startete bei 68,2°S und 54,8°W und endete bei 67,4°S und 55,4°W. In der Zwischenzeit zerbrach die Ankerscholle, deren ursprüngliche Größe bei etwa 10×10 km<sup>2</sup> lag, nach und nach in mehrere Teilstücke, wobei die ursprüngliche Fläche sich bis zum 26.12.2004 auf etwa 0,7×0,8 km<sup>2</sup> reduzierte.

Die Messungen der Meereis-Arbeitsgruppe beinhalteten die kontinuierliche Erfassung meteorologischer Grössen inklusive der einzelnen Srahlungskomponenten (Tab. 2.4) mittels einer Automatischen Wetterstation (AWS), die zu Beginn der Drift auf der Ankerscholle aufgebaut wurde und im Laufe der Messungen aufgrund des Bruchs der Scholle zweimal umpositioniert werden musste (Abb. 2.2).

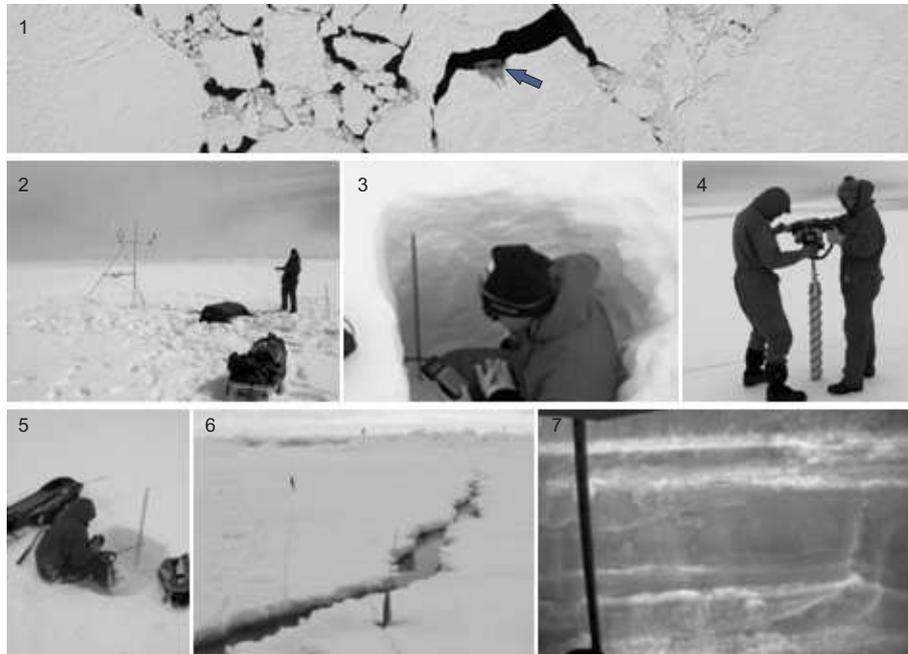
**Tabelle 2.4:** An der AWS gemessene Grössen, Konfiguration sowie verwendete Sensoren. Das Abtastintervall beträgt für alle Messungen 10 Sekunden, wobei 5-Minuten-Mittelwerte am Logger gespeichert wurden.

Parameter	Höhe (m)	Sensor
Lufttemperatur	2	Hygro-thermogeber (unbelüftet)
rel. Feuchte	2	Hygro-thermogeber (unbelüftet)
Windgeschwindigkeit	2	Schalensternanemometer
Globalstrahlung	1	Kipp&Zonen CM22 Pyranometer (0,2 - 3,6 μm)
Reflexstrahlung	1	Kipp&Zonen CM22 Pyranometer (0,2 - 3,6 μm)
Langw. Ausstrahlung	1	Eppley PIR-Pyrgeometer (3,5 - 50 μm)
Atm. Gegenstrahlung	1	Eppley PIR-Pyrgeometer (3,5 - 50 μm)

Neben den meteorologischen Messungen an der AWS standen für diese Arbeit die Aufzeichnungen der bordeigenen Wetterwarte auf Polarstern zur Verfügung. Diese beinhalten neben der Messung der Windrichtung und -geschwindigkeit in 37 m Höhe, der Lufttemperatur (belüftet), Luftfeuchte, dem Luftdruck und der Globalstrahlung in 27 m Höhe auch sechsstündliche synoptische Wetterbeobachtungen sowie die Daten zweimal täglich durchgeführter Radiosondenaufstiege.

Im Verlauf der Driftstation wurden weiterhin Messungen zur Erfassung der Veränderungen physikalischer Zustandsgrössen von Schnee und Meereis durchgeführt. Vertikale Schneeprofil- und Schneehöhenmessungen wurden entlang örtlich fester Messlinien mit einer Länge von 50 m durchgeführt, wobei auf beiden vorhandenen Eistypen (einjähriges Eis, kurz: FYI und zweijähriges Eis, kurz: SYI) eine solche Messlinie angelegt wurde. Insgesamt gab es 4 Messlinien (P5, P6, P8, P9, s. Tab. 2.5), die jeweils auf ebenen Eisflächen („level ice“) ohne Inhomogenitäten (z.B. Presseisrücken) ange-

legt wurden und sich durch den Eistyp und die mittlere Schneeauflage unterschieden. Schneehöhen ( $z_s$ ) wurden alle 3 bis 4 Tage im horizontalen Abstand von 1 m mittels eines Zollstocks an allen Messlinien erfasst.



**Abbildung 2.2:** Fotos der Feldarbeiten während der ISPOL-Expedition. 1) Polarstern an der Ankerscholle (Pfeil); Komposit aus Helikopter-Einzelaufnahmen, ca. 200m Höhe (Foto: T. Worby). 2) Der Autor beim Aufbau der Wetterstation. 3) Messung eines vertikalen Schneetemperatur-Profiles. 4) Eiskernbohrung. 5) Messung von Schneedicke und -feuchte. 6) Messlinie mit Markierungsfähnchen und Schollenbruch. 7) Erfassung der Schichtung des Schnees in einem Lichtschacht.

Die Messung vertikaler Profile der Schneetemperatur ( $T_s$ ), -dichte ( $D_s$ ) und -feuchte ( $W_s$ ) erfolgte mehrmals täglich an festen Positionen aller Messlinien, wobei jede Messung in einem neu ausgehobenen Schneeschacht durchgeführt wurde um die Beeinflussung durch alte Schneeschächte zu verhindern.

**Tabelle 2.5:** Messlinien, Eistyp und mittlere Schneehöhe auf der Driftscholle. Alle Messlinien (Bezeichnung: *patch* P 5 bis 9) hatten eine Länge von 50 m.

Messlinie	Eistyp	mittl. Schneehöhe
P5	SYI	90 cm
P6	FYI	35 cm
P8	SYI	80 cm
P9	FYI	14 cm

Als Sensor für die Messung der Schneetemperatur  $T_s$  diente ein Pt-100 Handgerät

mit einer Messgenauigkeit von etwa  $0,1^{\circ}\text{C}$ , dessen Sensorpunkt ca. 10 cm horizontal in den Schnee geschoben wurde. In Oberflächennähe wurde auf eine Abschattung der direkten Einstrahlung geachtet.

Feuchte- und Dichtemessungen erfolgten parallel zu den Temperaturmessungen mittels einer sog. *Snow Fork*<sup>5</sup>. Das Messprinzip dieses Instruments basiert auf der Erfassung der dielektrischen Eigenschaften des Schnees über die Ermittlung des Real- und Imaginärteils der komplexen Permittivität (Dielektrizitätskonstante) bei 1 GHz mittels des Radiowellensensors einer Resonatorsonde (Shivola und Tiuri, 1986). Die Genauigkeit der Feuchtemessung mit dieser Methode wird auf ca. 1% geschätzt, wobei die grössten Ungenauigkeiten bei inhomogenem Schnee, in der Nähe von Eisschichten sowie bei sehr feuchtem Schnee zu erwarten sind.

Weiterhin wurden optische Untersuchungen zur Schneestratigraphie und -korngröße in den Schneeschichten durchgeführt. Die Klassifikation der Schneetypen richtete sich dabei nach Colbeck et al. (1990). Korngrößen wurden mittels eines Schneerasters gemessen und für die jeweilige Schneeschicht als optisch ermittelter Modalwert aufgezeichnet.

Zu den kontinuierlichen Erhebungen der Eiseigenschaften nach der Bohrung von Eiskernen auf verschiedenen Positionen der Scholle zählten die regelmäßige Erfassung vertikaler Profile des Salzgehaltes sowie der Eistemperatur und -stratigraphie (durch Anfertigung und Interpretation von Dünnschnitten). Da für die Untersuchungen dieser Arbeit jedoch in erster Linie die Veränderungen der Schneesigenschaften diskutiert werden, sei bezüglich weiterer Details zu den Eiseigenschaften während ISPOL an Nicolaus (2006) verwiesen.

Neben den fortlaufenden Messungen auf der Ankerscholle wurden auch Messungen auf entfernteren Schollen durchgeführt, die mittels Helikopter (*floe hopping*) angefliegen wurden.

Zur Validierung der Analyse von Satellitendaten aus dem sichtbaren Spektralbereich sollte während ISPOL die Veränderung der spektralen Albedo über dem Schnee gemessen werden. Hierzu diente ein tragbares SE 590 Spektroradiometer (Spectron Engineering, Denver, USA). Allerdings lieferte das Instrument über Schnee und Meereis unplausible Werte, deren Zustandekommen nicht erklärt werden konnte. Aus diesem Grund werden die Messungen hier nicht weiter diskutiert.

### 2.3 Reanalyse-Daten

Da Messungen der atmosphärischen Rahmenbedingungen für das Auftreten von Schmelzereignissen nicht für einen größeren Zeitraum zur Verfügung stehen, bietet sich die Hinzunahme von meteorologischen Reanalysen für die Untersuchungen dieser Arbeit an. Die Reanalysen assimilieren die Daten von Satelliten, Bojen-, Radiosonden-, Schiffs- und Flugzeugmessungen, um auf deren Basis global meteorologische Zustandsgrößen zu festgelegten Zeitpunkten zu modellieren. Reanalysen

---

<sup>5</sup>TOIKKA, Finnland

liefern somit annähernd konsistente Zeitreihen atmosphärischer Felder.

Zur Untersuchung von relevanten Antriebsgrößen für Schmelzprozesse wurden Daten des *U.S. National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR) Reanalyse-Projekts vom *U.S. Climate Diagnostics Center* (CDC) (Kistler et al., 2001) herangezogen<sup>6</sup>. Dieses Reanalyse-Projekt liefert atmosphärische Felder für den Zeitraum von 1957 bis dato. Bodennahe Größen werden mit einer Gittermaschenweite von  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  und einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden bereitgestellt.

Im Laufe der vorliegenden Untersuchungen wurden verbesserte Reanalysen (NCEP/DOE) beim CDC bereitgestellt. Diese unterscheiden sich von NCEP/NCAR Reanalysen durch die Verwendung eines verbesserten Vorhersagemodells, verbesserte physikalische Parametrisierungen und eine bessere Qualitätskontrolle der assimilierten Daten. NCEP/DOE-Reanalysen liegen in 6-stündlicher Auflösung für den Zeitraum von 1979 bis 2005 auf einem globalen  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  Gitter und einem irregulären T62 Gauss-Gitter (zonal  $1,875^\circ$ ) vor<sup>7</sup>. NCEP/DOE-Daten wurden in dieser Arbeit zur Abschätzung atmosphärischer Einflüsse (s. Kap. 6) verwendet.

Zu Beginn der vorliegenden Untersuchungen wurden auch die ERA-40 Reanalysen des *European Centre for Medium Range Weather Forecasts* (ECMWF) ausgewertet. Da diese jedoch momentan nur bis August 2002 zur Verfügung stehen, wurde letztendlich von deren Verwendung abgesehen.

## 2.4 Stationsdaten

Zum Vergleich mit Satellitenmessungen und Reanalysen wurden weiterhin die Aufzeichnungen Automatischer Wetterstationen, die beim *Antarctic Meteorological Research Centre* (AMRC) archiviert werden, herangezogen. Das AMRC sammelt die Daten aller dauerhaft installierter Wetterstationen auf dem antarktischen Eisschild und Schelfeis, korrigiert diese und stellt die Ergebnisse als Dreistundenwerte beim *AWS Data Archive* zur Verfügung<sup>8</sup>.

---

<sup>6</sup><http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/>

<sup>7</sup><http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis2.html>

<sup>8</sup><http://amrc.ssec.wisc.edu/archiveaws.html>

## 3 Theoretische Grundlagen und Methoden

### 3.1 Saisonale und hemisphärische Eigenschaften von Meereis und Schnee und deren Relevanz für Fernerkundung im Mikrowellenbereich

Die Antarktis zeichnet sich im Vergleich zur Arktis durch eine höhere saisonale Variabilität der Eisausdehnung aus, da die Land-Meer-Verteilung in der Südhemisphäre höhere Advektionsraten von Eisbildungs- zu Eisschmelzgebieten zulässt (Ackley und Holt, 1984). Weiterhin sind die zu erwartenden mittleren Eisdicken für einjähriges Eis (FYI) und mehrjähriges Eis (MYI) in der Antarktis geringer (Lange und Eicken, 1991; Bilello, 1980) und die Bildung von Eisrücken ist weniger ausgeprägt (Lytle und Ackley, 1991). MYI überdauert in der Antarktis aufgrund der effektiven Advektion äusserst selten mehr als eine Sommerperiode (Gow und Tucker, 1990) und wird aus diesem Grund auch als zweijähriges Eis (SYI) bezeichnet. Insgesamt ist der Anteil von SYI an der gesamten Meereisfläche der Antarktis geringer als der von MYI in der Arktis. Unterschiede in den physikalischen Eigenschaften von Meereis der Arktis und Antarktis kommen zum einen durch unterschiedliche Wachstumsbedingungen zustande (Tucker et al., 1987; Lange et al., 1989; Comiso et al., 1992), und zum anderen durch die Andersartigkeit der thermodynamischen Prozesse, die im Verlauf eines saisonalen Zyklus die Meereiseigenschaften beeinflussen.

#### Saisonal bedingte Oberflächenveränderungen

Vor allem in der Schmelzsaison kommt es zu gravierenden Veränderungen der Oberflächeneigenschaften, die insbesondere für die  $T_B$ - und  $\sigma^0$ -Charakteristik von Meereis verantwortlich sind. Die Zunahme der Temperatur an der Eisoberfläche und der Abfluss von Schmelzwasser im Sommer resultieren in einer starken Abnahme des Salzgehaltes in der oberen Eisschicht. Dies geht einher mit einer erhöhten Porosität und damit geringeren Eisdichte. Für Eisflächen, die eine Schmelzsaison überdauert haben (MYI/SYI) bedeutet dies radiometrisch, dass sie sich durch eine erhöhte Volumenstreuung auszeichnen (Winebrenner et al., 1994) und damit im Vergleich zu FYI höhere  $\sigma^0$ - und geringere  $T_B$ -Werte aufweisen. Dieser Kontrast zwischen FYI und MYI/SYI ist in der Antarktis jedoch sehr viel weniger ausgeprägt, da eine im Mittel mächtigere Schneeauflage (Warren et al., 1999; Massom et al., 2001) in Kombination mit niedrigeren Sommertemperaturen im Vergleich zur Arktis das Ausspülen von Sole und die Erwärmung der oberen Eisschicht abschwächen (Tucker et al., 1992).

Die Art und Weise, in der Schmelzprozesse die Mikrowellensignatur von Schnee beeinflussen und inwiefern Mikrowellendaten verwendet werden können um Schneeigenschaften zu erfassen, ist für diese Arbeit von besonderer Bedeutung.

Eine Schneedecke besteht aus einer Matrix von Eiskörnern und dazwischenliegenden luftgefüllten Hohlräumen. Die Dielektrizitätskonstante von Schnee wird bestimmt durch die dielektrischen Eigenschaften der Schneekristalle, sowie deren Form und Packungsdichte. Die elektromagnetischen Eigenschaften von feuchtem Schnee sind zusätzlich von Wasser geprägt (u.a. Haykin et al., 1994). Da die Dielektrizitätskonstante von Wasser bedeutend grösser ist als die von Eis und Luft, wird das dielektrische Verhalten von feuchtem Schnee massgeblich von seinem volumetrischen Anteil an Flüssigwasser geprägt (Hallikainen und Winebrenner, 1992; Ulaby et al., 1986). Colbeck (1982) unterscheidet zwei Stadien des Schneeschmelzens: Im pendularen Schmelzregime, das bei geringen volumetrischen Wassergehalten auftritt, liegen die Wassertröpfchen in Nadelform vor, und im funicularen Regime, bei dem der Gesamtwassergehalt höher ist, haben die Wassertröpfchen eine Scheibenform. Dieser geometrische Unterschied wirkt sich auf die Dielektrizität des feuchten Schnees aus und wechselt bei einem volumetrischen Wassergehalt von 3% (Hallikainen und Winebrenner, 1992) bis 4% (Wang et al., 2001).

Durch Schmelzen und Wiedergefrieren sowie den Transport von Wasserdampf in den Poren (Josberger und Mognard, 2002) kommt es zur allmählichen Metamorphose von Schnee und damit verbunden zu einer Änderung seiner Mikrostruktur. Die Eiskristalle werden dabei abgerundet und beginnen nach mehreren Zyklen von Schmelzen und Wiedergefrieren Cluster zu bilden. Dabei nimmt die Dichte des Schnees durch eine Minimierung des Verhältnisses von Oberfläche zu Volumen während dieser Zyklen langsam zu.

Durch wiederholtes Schmelzen und Gefrieren können sich im Schnee Eis-Schichten ausbilden (Onstott et al., 1987). Diese Schichten beeinflussen die Emissivität  $\varepsilon_m$  zwischen 5 GHz und 37 GHz bei horizontaler Polarisation (Mätzler et al., 1984). Als wichtigste Parameter, welche die Emissivität  $\varepsilon_m$  des schneebedeckten Meereises beeinflussen, werden von Johnsen (1998) die Schneedicke, der Flüssigwassergehalt und die Schneekorngröße genannt. Die Schneekorngröße beträgt typischerweise zwischen 0,7 und 2 mm und die mittlere Dichte des Schnees beträgt zwischen 290 und 410 kg m<sup>-3</sup> (Massom et al., 2001). Die wichtigsten Eigenschaften von Meereis und Schnee bezüglich deren mikrowellenradiometrischer Charakteristik sind in Tabelle 3.1 zusammengefasst.

Die hohe zeitliche und räumliche Variabilität der mikrophysikalischen Eigenschaften der Schneeeauflage verursacht eine ebenso hohe Variabilität der Emissions- und Rückstreueigenschaften des schneebedeckten Meereises (Barber et al., 1992a 1998). Trockener, neuer Schnee ist für Mikrowellen einer Frequenz von kleiner als 37 GHz nahezu durchlässig. Bei höheren Frequenzen kann die Volumenstreuung der Schneedecke jedoch zu einer Veränderung der passiven Mikrowellensignatur führen, insofern als die  $T_B$ -Werte sinken (Hallikainen et al., 1987). Bei niedrigeren Frequenzen (höheren Eindringtiefen), wie z.B. dem C-Band (5,6 GHz) und Ku-Band (13,4 GHz) Scatterometer spielt die Volumenstreuung von trockenem Schnee nur eine untergeordnete Rolle (Onstott, 1992). Eine volumetrische Schneefeuchte von etwa 1% bis 2% reicht aus, um eine Schneeschicht von nur 10 cm opak für die meisten Wellenlängen des

**Tabelle 3.1:** Wichtige Einflussgrößen für die radiometrischen Eigenschaften von Eis und Schnee im Mikrowellenbereich (nach Eppler et al., 1992; Garrity, 1992).

Meereis	Form und Größe der Poren und Risse Geometrische Eigenschaften der Sole-Kanäle Oberflächenrauigkeit Salinität
Schnee	Korngröße und -form Anteil und Verteilung von Wasser Salinität Korrelationslänge (interne Rauigkeit)

Mikrowellenspektrums zu machen. Durch eine erhöhte Mikrowellenemission bzw. -absorption verursacht Flüssigwasser demnach einen deutlichen Anstieg von  $T_B$  bzw. einen Rückgang von  $\sigma^0$  (Hallikainen und Winebrenner, 1992). Diese Veränderung fällt umso deutlicher aus, je höher  $\sigma^0$  bzw. geringer  $T_B$  vor dem Schmelzereignis war.

Auf der Basis der saisonalen Variation von Mikrowellensignaturen in der Arktis deklarieren Livingstone et al. (1987) 5 Stadien eines Meereis-Jahres: a) *Winter* (WI), b) *frühes Schmelzen* (early melt, EM), c) *Schmelzbeginn* (melt onset, MO), d) *Fortgeschrittenes Schmelzen* (advanced melt, AM) und e) *Wiedergefrieren* (freeze up, FU). Im EM-Stadium beginnt  $T_B$  aufgrund der jahreszeitlichen Erwärmung allmählich zu steigen. Tagesbasierte Schmelz-Gefrier-Zyklen verstärken den Prozess der Schnee-Metamorphose. Hiernach (MO) folgt das Einsetzen starken Schmelzens. Der Schnee wird durch den zunehmenden Flüssigwassergehalt zu einem nahezu schwarzen Strahler und verursacht einen sehr starken Anstieg von  $T_B$ . Spätestens jetzt werden  $T_B$ - und  $\sigma^0$ -Kontraste, die sich durch unterschiedliche Eistypen ergeben, ausmaskiert. Im AM-Stadium bilden sich Schmelztümpel und es kommt zum kompletten Abschmelzen des Schnees. (Eppler et al., 1992).

Das Verhalten von  $T_B$  und  $\sigma^0$  in Relation zu einer homogenen FYI-Fläche ist in Tabelle 3.2 zusammengefasst. Tatsächlich sind mit stratifiziertem Schnee, der Bildung von Eislinsen und dem Vorhandensein von Flächen offenen Wassers im Subpixel-Bereich weitere Störgrößen vorhanden, die eine deterministische Beziehung von beobachteten Mikrowellensignaturen und tatsächlichen Oberflächeneigenschaften stark verkomplizieren (Garrity, 1992).

## 3.2 Methoden

Die Analyse der im vorangegangenen Kapitel beschriebenen Daten verlangt im Sinne der Optimierung ihrer weiteren Verwertbarkeit eine gezielte Vorprozessierung. Hierzu zählen neben einer geo- und radiometrischen Kalibrierung der optischen Satellitendaten auch der Gitterangleich der verschiedenen Daten aus der Mikrowellen-

**Tabelle 3.2:** Änderungen von  $T_B$  und  $\sigma^0$  (+ Zunahme; ++ starke Zunahme, – Abnahme, -- starke Abnahme) in Relation zu einer homogenen FYI-Fläche (nach Comiso et al., 1992; Garrity, 1992).

Oberflächentyp	$\Delta T_B$	$\Delta \sigma^0$
FYI ohne Schnee		
FYI mit trockenem Schnee	–	+
MYI ohne Schnee	–	+
MYI mit trockenem Schnee	–	++
MYI/FYI mit Aufeis	--	++
MYI/FYI geflutet	+	--
MYI/FYI mit feuchtem Schnee	++	--
MYI/FYI mit metamorphem Schnee	–	++

fernerkundung. Weiterhin werden aus den vorhandenen Daten Sekundärparameter abgeleitet und bestehende Auswertungsmethoden übernommen, bzw. auf der Grundlage der Fragestellungen dieser Arbeit modifiziert.

### 3.2.1 Vorverarbeitung der Satellitendaten

#### Prozessierung der AVHRR-Daten

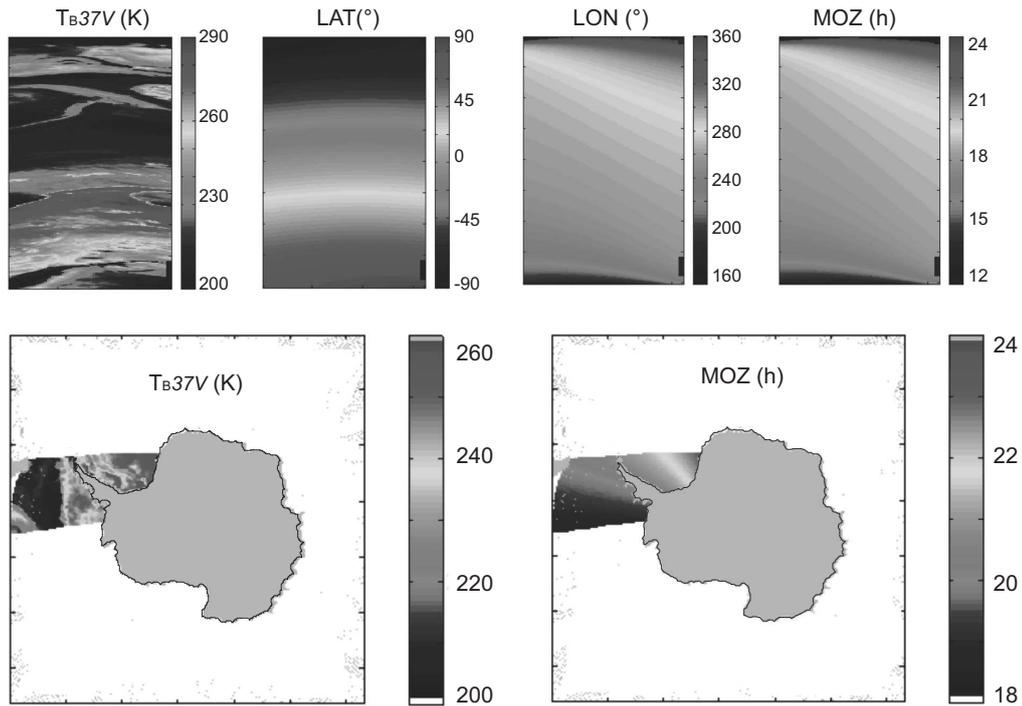
Die Rohdaten der AVHRR-Kanäle 1 (rot), 2 (nahes Infrarot) und 5 (thermales Infrarot) wurden mit dem Softwarepaket TeraScan<sup>1</sup> in *top-of-atmosphere* Reflexionswerte umgewandelt. Dabei wurden die GAC-, bzw. LAC-Daten auf der Basis ihrer Metainformationen georeferenziert, radiometrisch kalibriert und auf ein südpolarstereographisches Gitter projiziert. Um die visuelle Auswahl geeigneter Bilder für weitergehende Analysen zu vereinfachen, wurde daraufhin eine Datenbank mit JPG-Bildern von Kanal 2 jeder Aufzeichnung angefertigt. Eine Atmosphärenkorrektur war in Anbetracht der dafür notwendigen aber nicht verfügbaren Eingabeparameter für den hier untersuchten Zeitraum nicht möglich.

Insgesamt wurden ca. 18.000 AVHRR-Szenen des Weddellmeeres im GAC-Format bearbeitet.

#### Umformung der SSM/I Schwad-Daten

Als grundlegendes Zielgitter für alle  $T_B$  und  $\sigma^0$ -Daten wurde das SSM/I Standardgitter als Raster mit  $332 \times 316$  Gitterpunkten (s. Kap. 2) ausgewählt. SSM/I Schwad-Daten wurden aufgrund ihres großen Datenvolumens und der sehr zeitaufwendigen Prozessierung (s.u.) lediglich für das Sommerhalbjahr vom 1. Oktober 2004 bis zum 31. März 2005 analysiert. Dieser Zeitraum wurde ausgewählt, da zeitgleich im Rahmen von ISPOL Feldmessungen durchgeführt wurden. Die Analyse der Schwad-Daten dient in erster Linie dem Vergleich mit der Aussagekraft der *Pathfinder*-Daten bezüglich der  $T_B$ -Variation im Tagesgang.

<sup>1</sup><http://www.seaspace.com>



**Abbildung 3.1:** Umformung eines SSM/I Schwades. Obere Reihe: Strahlungstemperatur-Aufzeichnung eines halben Orbits ( $T_{B37V}$ , 1. aufsteigende Abtastung am 1. Oktober 2004), entsprechende geogr. Breite (LAT), geogr. Länge (LON), sowie die aus UTC und LON berechnete Ortszeit. Untere Reihe: Umprojizierte Werte der Strahlungstemperatur und entsprechende Ortszeit auf dem SSM/I-Standardgitter.

Der eigentliche Vorteil des Schwad-Datensatzes liegt neben der hohen zeitlichen Auflösung in der Verfügbarkeit von  $T_B$  zu mehreren verschiedenen Tageszeiten. Die Metadaten jedes Aufnahmestreifens beinhalten den Zeitpunkt der Aufzeichnung in Dezimalstunden des *Universal Time Coordinated* (UTC). Um die Zeitinformation bei der Projektion der Schwad-Daten auf das SSM/I-Standardgitter für jedes Pixel zu übernehmen, wurde mit Hilfe der UTC-Zeit die Bildpunkt-Ortszeit (MOZ) zum Zeitpunkt der Aufnahme bestimmt (Gl. 3.1).

$$MOZ_{(Pixel)} = UTC + LON \times \frac{24h}{360^\circ} \quad (3.1)$$

Danach wurden die  $T_B$ -Werte anhand ihrer jeweiligen Koordinaten auf das SSM/I Standardgitter projiziert (Abb. 3.1). Die Projektion erfolgte durch einen Suchalgorithmus zur Ortung der entsprechenden Positionen im Zielgitter. Da die Ursprungs- und Zielpositionswerte nicht auf eine Dezimalstelle genau übereinstimmen, musste zur Transformation eine Unschärfe von  $0,2^\circ$  definiert werden. Ein Resampling nach

der Umformung wurde nicht vorgenommen, da dadurch die eigentliche Datenqualität nicht verbessert wird. Nach diesen Arbeitsschritten lagen  $T_B$ 37V-Werte für jeden Aufnahmestreifen zusammen mit der mittleren Ortszeit der Aufnahme auf dem Zielgitter vor. Wie Abbildung A.1 zeigt, erhält man dadurch je nach geographischer Breite im Bereich des Südpolarmeeres zwei bis sechs  $T_B$ -Werte pro Tag, die über Gleichung 3.1 jeweils der Ortszeit ihrer Aufnahme zugeordnet werden können.

### Umformung der SSM/I Pathfinder Daten

Die SSM/I *Pathfinder* Daten liegen tageweise in Form einer  $701 \times 701$  Gitterzellen umfassenden Rasterdatei mit einer Zellengröße von  $25 \times 25 \text{ km}^2$  vor. Die Umformung auf das SSM/I-Standardgitter erfolgt mittels einer Zuordnungstabelle. Diese Tabelle enthält für jede Position des Zielgitters die entsprechende Matrixkoordinate aus dem Ursprungsgitter und wurde über einen eigens hierfür erstellten Suchalgorithmus ermittelt. Die Zuordnungstabelle musste für die *Pathfinder* Daten nur einmal erstellt werden, da hier - anders als bei den Schwad-Daten - ein konstantes Gitter zugrunde liegt. Bei der Umformung läuft ein Skript die Tabelle zeilenweise ab und schreibt die Ausgangswerte auf die entsprechenden Positionen im Zielgitter.

### Umformung der Reanalysefelder

Die Ausgangsdaten der NCEP/NCAR- und NCEP/DOE-Reanalysen liegen auf einem Globalgitter mit einer Auflösung von  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  ( $144 \times 73$  Zellen) vor und wurden ebenfalls mittels Zuordnungstabellen (s.o.) auf das SSM/I-Standardgitter umgeformt. Entstehende Datenlücken im Zielgitter wurden über eine *nearest-neighbour* Interpolation geschlossen.

### 3.2.2 Berechnung abgeleiteter meteorologischer Größen

Zum Vergleich der in-situ Messdaten mit zeitlichen Veränderungen der fernerkundlich gemessenen Größen wurden weitere abgeleitete Größen aus den meteorologischen Messungen der AWS bestimmt. Die Temperatur  $T_0$  der Schneeoberfläche wurde mittels Gleichung 3.2 berechnet.

Die Bestimmung von  $T_0$  dient dem Vergleich mit  $T_B$  und zur Bestimmung der turbulenten atmosphärischen Flüsse nach Launiainen und Cheng (1995). Diese sind wiederum zur Berechnung der Ennergiebilanz (Gl. 3.3) notwendig.

$$T_0 = \sqrt[4]{\frac{L_{\uparrow}}{\varepsilon_{ir} \times \sigma_{SB}}} \quad (3.2)$$

Hierbei bezeichnen  $\varepsilon_{ir}$  das dimensionslose infrarote Emissionsvermögen der Oberfläche,  $L_{\uparrow}$  die langwellige Ausstrahlung in  $\text{W m}^{-2}$  und  $\sigma_{SB}$  die Stefan-Boltzmann-

Konstante ( $\sigma_{SB}=5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ).  $\varepsilon_{ir}$  steht im Unterschied zu dem frequenzabhängigen  $\varepsilon_m$  des Mikrowellenbereiches (vgl. Gl. 1.2) für das integrale Emissionsvermögen im infraroten Wellenlängenbereich. Für frischen Schnee kann nach Geiger et al. (1995) ein  $\varepsilon_{ir}$  von 1,0 angenommen werden.

Gleichung 3.2 erzeugt unter dieser Annahme und unter Verwendung der Strahlungsdaten von ISPOL  $T_0$ -Werte über  $0^\circ\text{C}$ . Solche Werte sind für eine Schneeoberfläche als unrealistisch zu betrachten und wahrscheinlich das Ergebnis von Strahlungseffekten am Messgerät. Dennoch besteht für die verwendete Messkonfiguration keine andere Möglichkeit,  $T_0$  aus AWS-Daten zu bestimmen. Aus diesem Grund wurde die maximal mögliche Oberflächentemperatur im Ergebnisdatensatz auf  $0^\circ\text{C}$  begrenzt.

Die Energiebilanz ( $Q^*$ ) an der Schneeoberfläche hat einen hohen Aussagewert für die Bewertung von Veränderungen im Schneevolumen. Ist  $Q^*$  über längere Zeit hin positiv, ist mit Schmelzen zu rechnen.  $Q^*$  setzt sich zusammen aus der kurzwelligeren Strahlungsbilanz ( $Q_s$ ), der langwelligeren Strahlungsbilanz ( $Q_l$ ) sowie dem fühlbaren ( $Q_h$ ) und latenten ( $Q_e$ ) Wärmefluss. Die Werte von  $Q_h$  und  $Q_e$  wurden nach einem aerodynamischen Ansatz aus der Lufttemperatur, der relativen Feuchte, der Oberflächentemperatur sowie der Windgeschwindigkeit berechnet (Launiainen und Cheng, 1995). Der Eintrag von Energie durch Niederschläge ( $Q_p$ ) ist korrekterweise ebenfalls als Komponente von  $Q^*$  zu betrachten. Niederschläge sind jedoch bis auf wenige Ausnahmen während ISPOL nicht gefallen und wurden dementsprechend nicht in der Berechnung von  $Q^*$  berücksichtigt. Der Wärmeleitungsstrom ( $Q_g$ ) ist für die im Sommer zu erwartenden geringen vertikalen Temperaturgradienten im Schnee sehr klein und wird aus diesem Grund vernachlässigt.

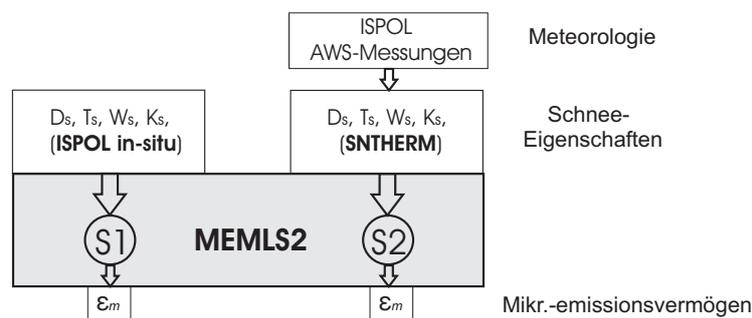
$$Q^* = Q_s + Q_l + Q_h + Q_e + (Q_p + Q_g) \quad (3.3)$$

#### 3.2.3 Modellierung des Mikrowellenemissionsvermögens

Die vorliegenden Untersuchungen beruhen zum größten Teil auf  $T_B$ -Werten. Da die untersuchten saisonalen Veränderungen dieser Größe jedoch nur zu einem geringeren Teil durch Veränderungen der physikalischen Temperatur der beobachteten Oberfläche ( $T_0$ ) zustande kommen, ist es hauptsächlich - und vor allem in der Sommersaison - die Variabilität des Mikrowellenemissionsvermögens  $\varepsilon_m$ , welche Schwankungen in  $T_B$  verursacht (vgl. Gl. 1.2). Um ein besseres Verständnis zwischen  $\varepsilon_m$ ,  $T_B$  sowie der tatsächlichen Oberflächentemperatur  $T_0$  bei der Interpretation der Ergebnisse gewährleisten zu können, wurde  $\varepsilon_m$  der Schneeoberfläche während der ISPOL-Messungen modelliert. Dieser Schritt ist auch dazu gedacht, beobachtete saisonale Veränderungen von  $T_B$  mit kurz- und mittelfristigen Veränderungen der Schnee-Eigenschaften in einen funktionalen Zusammenhang stellen zu können. Als Werkzeug hierzu dient ein Mikrowellen-Emissionsmodell für geschichtete Schneedecken

(*microwave emission model of layered snowpacks* MEMLS2; Wiesmann und Mätzler, 1998) für den Frequenzbereich zwischen 5 und 100 GHz. MEMLS2 berechnet  $T_B$  eines mehrschichtigen Schneevolumens und basiert auf einem *six-flux* Strahlungstransfermodell, das Mehrfach-Volumenstreuung und Absorption berücksichtigt. Das Modell benötigt als Antriebsparameter die Dichte, Temperatur, Feuchte und mittlere Korngröße jeder einzelnen Schneesicht.

MEMLS2 wird in dieser Arbeit mit zwei verschiedenen Datensätzen alternativ angetrieben (Abb. 3.2): Zum einen mit den Ergebnissen von in-situ Messungen der Scheephysik während der ISPOL-Expedition (S1) und zum zweiten mit simulierten Schnee-Eigenschaften auf der Basis meteorologischer Messungen (S2). Die S2-Simulation beruht dabei auf den AWS-Messungen während ISPOL. Mit diesen Messungen wurden von Nicolaus (2006) die Veränderungen der physikalischen Schnee-eigenschaften mittels des Schneemodells SNTHERM (Jordan, 1991) simuliert. SN-THERM ist ein eindimensionales Massen- und Energiebilanzmodell dessen Modellphysik die Aggregatzustände des Wassers separat behandelt. Dadurch eignet es sich gut für Simulationen unter Schmelzbedingungen. Die in dieser Arbeit verwendeten SN-THERM-Simulationen wurden von Nicolaus (2006) mit einer von ihm auf die Bedingungen der ISPOL-Expedition angepassten Parametrisierung der Albedo erstellt.



**Abbildung 3.2:** Schematische Darstellung der beiden Simulationen (S1 und S2) des Mikrowellenemissionsvermögens ( $\varepsilon_m$ ) der ISPOL-Schneeoberfläche auf Basis zwei verschiedener Antriebsdatensätze, jeweils bestehend aus Schneedichte ( $D_s$ ), -temperatur ( $T_s$ ), -feuchte ( $W_s$ ) und -korngröße ( $K_s$ ).

### 3.2.4 Theorie und Prinzip bestehender Methoden zur Bestimmung des Schmelzbegins aus Satellitendaten

Methoden, die bisher zur Bestimmung des Schneeschmelzbegins aus Satellitendaten entwickelt wurden (vgl. Kap. 1.1), kommen in den Untersuchungen dieser Arbeit teils unverändert und teils leicht modifiziert zur Anwendung. Die grundlegende Theorie sowie das Funktionsprinzip der einzelnen Ansätze wird im Folgenden kurz erläutert.

#### Methoden auf der Basis optisch/infraroter-Satellitendaten

##### *Normalized Difference Snow/Ice Index (NDSII)*

Bei dem NDSII handelt es sich um einen Index, der sich aus der Differenz der Messwerte im ersten und zweiten Kanal des AVHRR-Sensors, relativ zu deren Summe ergibt (DeAbreu, 1996, Gl. 3.4).

$$NDSII = \frac{AVHRR_{ch1} - AVHRR_{ch2}}{AVHRR_{ch1} + AVHRR_{ch2}} \quad (3.4)$$

Der Index basiert damit auf der Oberflächenreflexion im roten und nahen Infrarotspektralbereich und kann theoretisch Werte zwischen -1,0 und 1,0 annehmen. Trockener Neuschnee weist eine Abnahme der spektralen Albedo vom sichtbaren zum infraroten Wellenlängenbereich auf (Hall und Martinec, 1985), wodurch sich bei Schneeoberflächen üblicherweise NDSII-Werte zwischen 0,0 und 1,0 ergeben. Eine Reduktion der Gesamtreflexion sowie eine Zunahme der Differenz zwischen Kanal 1 und 2 bewirken einen NDSII-Anstieg. Das Einsetzen der Schmelzmetamorphose verursacht durch das hohe Absorptionsvermögen von Wasser im nahen Infrarotbereich einen starken Rückgang der Reflexion in Kanal 2 und führt demnach zu einem deutlichen Anstieg des Indexwertes.

Die Wahl der Eingangsgrößen zur Bestimmung des NDSII (Grauwerte, Albedo (*top-of-atmosphere*) oder Albedo (*bottom-of-atmosphere*)) hat einen Einfluss auf den berechneten Indexwert und kann somit zu unterschiedlichen Ergebnissen führen. Für eine Identifizierung des Schmelzbegins (Schmelzmetamorphose) genügen jedoch die atmosphärisch unkorrigierten TOA-Werte (DeAbreu, 1996; DeAbreu et al., 2001). Zur Beobachtung weiterer Stadien im Eisalterungsprozess, wie beispielsweise der Bildung von Rissen und verwittertem Eis eignet sich der Index weniger, da sich hier ähnliche Werte wie bei schmelzendem Schnee ergeben. Der NDSII stellt somit keinen optimalen Index für die Erkennung der verschiedenen Metamorphosestadien des Schnees dar, sondern beschränkt sich auf die Identifizierung von Wasser in der flüssigen Phase während sommerlichen Schmelzperiode (DeAbreu et al., 2001). Ein Problem für den Einsatz des NDSII ergibt sich bei kontaminierten Schneeoberflächen (Gerland et al., 1999). Staub-, Sand-, oder Rußpartikel senken vor allem die

Reflexion im sichtbaren Spektralbereich, wodurch der Index negative Werte annehmen kann oder die Differenz zwischen der Reflexion in Kanal 1 und 2 nivelliert wird und somit eine Aussage über das Schmelzstadium des Schnees nicht mehr möglich ist.

### Methoden auf Basis der Daten passiver Mikrowellensensoren

Die Bildung von Flüssigwasser im Schnee verursacht deutliche Signale in den Aufzeichnungen passiver Mikrowellensensoren. Diese Signale werden vornehmlich durch die hohe Dielektrizität des Wassers hervorgerufen. Diese führt zu einem Anstieg von  $\varepsilon_m$  (Ulaby et al., 1986), was wiederum den abgeleiteten  $T_B$ -Wert der Oberfläche beeinflusst (vgl. Gl. 1.2).

Da die verschiedenen Frequenzen und Polarisierungen der Sensorkanäle nicht in gleichem Maße von den  $\varepsilon_m$ -Veränderungen durch Schmelz- und Gefrierprozesse betroffen sind, kann der  $T_B$ -Wert einzelner Kanäle derart kombiniert werden, dass hieraus Sekundärinformationen entstehen, in denen sich Oberflächenprozesse wie Schmelzen und Gefrieren deutlicher abbilden als in den Ausgangs- $T_B$ -Messwerten.

Die Bestimmung geeigneter Kanalkombinationen für passive Mikrowellensensoren und die Herleitung von Methoden zur Erkennung der beginnenden Schneeschmelze in den Zeitreihen dieser abgeleiteten Werten wurde bislang in zahlreichen Forschungsarbeiten weiterentwickelt (u.a. Anderson, 1987; Smith, 1998; Drobot und Anderson, 2001a; Drinkwater und Liu, 2000; Belchansky et al., 2004a).

#### *Indikator P1*

Smith (1998) hat unter Zuhilfenahme von Vergleichsdaten aus Radar-Analysen in der Arktis (Winebrenner et al., 1994) einen Indikator entwickelt, der das Schmelzsignal in  $T_B$ -Daten optimiert (Gl. 3.5).

$$P1 = T_B19V + 0.8 \times T_B37V \quad (3.5)$$

Die Besonderheit der Kombination aus  $T_B19V$  und  $T_B37V$  liegt darin, dass hierdurch das Signal des beginnenden Schmelzens gegenüber den  $T_B$ -Schwankungen vor dem Schmelzbeginn hervorgehoben wird (Smith, 1998). Der Indikator P1 wird in dieser Arbeit dazu verwendet, die  $T_B$ -Schwankungen auf antarktischem Meereis während des Übergangs zum Sommer auf Schmelzsignale zu untersuchen. Drobot und Anderson (2001a) weisen darauf hin, dass P1 nur zuverlässige Ergebnisse liefert, wenn am beobachteten Gitterpunkt eine Konzentration mehrjährigen Eises von mindestens 40% vorliegt.

#### *Advanced Horizontal Range Algorithm AHRA*

Eine Kanalkombination aus der als *Horizontal Range* (HR) bezeichneten Differenz von  $T_B19H$  und  $T_B37H$  (Gl. 3.6) wurde erstmals von Anderson (1997) verwendet um das Datum des Schmelzbeginns für arktisches Meereis aus SMMR- und SSM/I-Daten abzuleiten.

$$HR = T_B 19H - T_B 37H \quad (3.6)$$

Die Ausprägung der  $T_B$ -Änderungen im Frühjahr und Sommer ist abhängig von der beobachteten Frequenz. Die Bildung von Schmelzwasser verursacht eine Abnahme dieser Frequenzabhängigkeit. Dies äussert sich im HR-Indikator derart, dass sein Wert zum Sommer hin abnimmt, wobei auch ein Vorzeichenwechsel auftreten kann. Anderson (1997) definiert den Schmelzbeginn als den Zeitpunkt, an dem HR kleiner als 2 Kelvin wird. Aufgrund der Verwendung von zwei Kanälen im HR wird der spektrale Einfluss des Eistyps verringert, so dass ein fester Schwellwert anstelle eines dynamischen angewendet werden kann (Forster et al., 2001).

Der *Advanced Horizontal Range Algorithm* (AHRA, Drobot und Anderson, 2001a) ist insofern als Weiterentwicklung zur HR-Verwendung von Anderson (1997) zu verstehen, als das zeitliche Muster des HR-Wertes als zusätzliche Information zur Bestimmung des Schmelzbegins mit einfließt. Der AHRA erweitert die Verwendung des HR um die Definition von unteren und oberen Schwellwerten ( $HR_u = -10$  K und  $HR_o = 4$  K), zwischen denen weitere Kriterien herangezogen werden, um die Oberfläche als schmelzend oder nicht schmelzend zu charakterisieren. In dem unsicheren HR-Wertebereich zwischen  $HR_u$  und  $HR_o$  wird die HR-Variabilität innerhalb eines Zeitfensters von 20 Tagen um das fragliche Datum herum untersucht. Zeichnet sich das untersuchte Datum durch den Beginn einer deutlich erhöhten zeitlichen HR-Variabilität aus, so wird der Schmelzbeginn zugewiesen. Die Entscheidung erfolgt über den Vergleich der maximalen Schwankungsbreiten der  $T_B$ -Tagesmittel in den 10 Tagen vor und nach dem untersuchten Datum und der Anwendung eines Differenzschwellwertes von  $HR_{var} = 7,5$  K.

#### *Passive Microwave and Surface Temperature Analysis* PMSTA

Der PMSTA- Algorithmus (Belchansky et al., 2004a) erweitert den AHRA (s.o.) zusätzlich um die Einbeziehung räumlich interpolierter Messungen der bodennahen Lufttemperatur aus Bojendaten in der Arktis. Dabei wird ein Minimalwert der Lufttemperatur von  $-5^\circ\text{C}$  als weiteres Kriterium  $T_{air(krit)}$  eingeführt, um die Identifizierung eines zu frühen Schmelzbegins zu vermeiden. In dieser Arbeit werden statt interpolierter Bojendaten NCEP/NCAR Lufttemperatur-Reanalysen zur Verwendung des PMSTA auf antarktischem Meereis verwendet.

#### *Mean Differences and Standard Deviation Analysis* MDSDA

Im MDSDA-Algorithmus (Belchansky et al., 2004a) werden Distanzen in einem zweidimensionalen Merkmalsraum als Kriterium für die Identifizierung des Schmelzbegins herangezogen. Als Merkmalsvariablen dienen dabei das über 17 Tage gleitende Mittel des HR (Gl. 3.6) sowie die Standardabweichung des HR in einem Zeitfenster von 17 Tagen um das untersuchte Datum herum. Der Schmelzbeginn hat deutliche Verschiebungen der Position eines Tages in diesem Merkmalsraum zur Folge. Demnach wird ein euklidischer Distanzparameter  $D$  bei der Suche nach dem Datum des Schmelzbegins verwendet. Als Schmelz-Identifikationskriterium werden ein unterer und ein oberer Schwellwert des Distanzparameters definiert. Zur Festlegung dieser

Schwellwerte dienten in Studien von Belchansky et al. (2004a) Analysen der bodennahen Lufttemperatur in der Arktis aus Bojendaten. Als Alternativkriterium kann statt oberen und unteren Schwellwerten auch das Maximum des Distanzparameters im Untersuchungszeitraum herangezogen werden.

*Gradient Ratio* (GR) und *Polarization Ratio* (PR)

GR (Gl. 3.7) und PR (Gl. 3.8) dienen als Variablen zur Berechnung der Meereiskonzentration im *NASA Team-Algorithmus* (Cavalieri et al., 1984). Aufgrund der unterschiedlichen Empfindlichkeit der einzelnen SSM/I-Kanäle gegenüber dem ersten Auftreten von Flüssigwasser im Schnee, können auch diese Kanalkombinationen zur Analyse des Schmelzbeginns versuchsweise verwendet werden (Anderson, 1997).

$$GR = \frac{T_B37V - T_B19H}{T_B37V + T_B19H} \quad (3.7)$$

$$PR = \frac{T_B19V - T_B19H}{T_B19V + T_B19H} \quad (3.8)$$

Es ist zu beachten, dass GR und PR eine deutliche Abhängigkeit vom Meereistyp aufweisen. Da mit ansteigender Feuchte der Einfluss des unterliegenden Eistyps jedoch zunehmend ausmaskiert wird, empfiehlt es sich, GR und PR für diese Untersuchungen heranzuziehen.

*Cross-Polarization Gradient Ratio* (XPGR)

Als eine Kombination aus der Frequenz- (GR) und der Polarisationsabhängigkeit (PR) der  $T_B$ -Empfindlichkeit gegenüber der Schmelzwasserbildung versteht sich der XPGR. Durch einen Vergleich der zeitlichen Entwicklung des XPGR mit Messungen der bodennahen Lufttemperatur und der Schneefeuchte auf Grönländischem Inlandeis definierten Abdalati und Steffen (1997) einen XPGR-Schwellwert, dessen Überschreitung auf schmelzenden Schnee hindeutet. Schwellwerte und Methoden zur Ableitung des Schmelzbeginns mittels des XPGR können nicht einfach übernommen werden, da man auf antarktischem Meereis andere Bedingungen und Prozesse vorfindet als auf dem Inlandeis. Jedoch wird in der vorliegenden Arbeit der nach Ashcraft und Long (2003) leicht abgewandelte XPGR in Quotientenform (Gl. 3.9) verwendet, um dessen saisonale Entwicklung auf antarktischem Meereis mit anderen Kenngrößen zu vergleichen.

$$XPGR = \frac{T_B19H}{T_B37V} \quad (3.9)$$

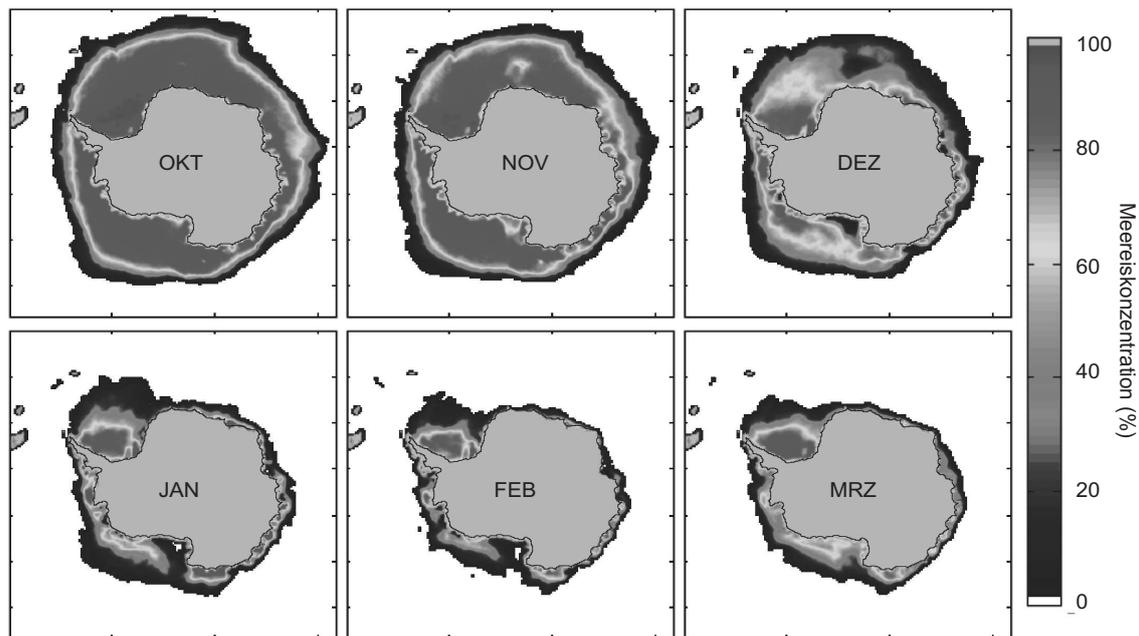
#### **Methoden auf Basis der Daten aktiver Mikrowellensensoren**

Studien zur Untersuchung von satellitengestützten SAR- und Scatterometerdaten in Kombination mit in-situ Messungen haben gezeigt, dass Flüssigwasser im Schnee die Radarrückstreuung signifikant reduziert (Barber et al., 1992b; Winebrenner et al., 1998; Long und Drinkwater, 1999). Auch dieses Merkmal kann dazu verwendet werden, Schmelzprozesse auf Meereis zu identifizieren.

##### *Backscatter-Algorithm (BSA)*

Ein Algorithmus zur Bestimmung des Schmelzbeginns auf antarktischem Meereis auf der Basis von NASA-Scatterometer (NSCAT)-Daten wurde von Drinkwater und Liu (2000) eingesetzt. Dieser Algorithmus definiert den Schmelzbeginn als den Tag, an dem die Abnahme des Rückstreukoeffizienten an den beiden Folgetagen mindestens 0,5 dB und die Gesamtabnahme über 6 Tage mindestens 6 dB betragen muss. Der BSA wird in dieser Arbeit auf der Basis von zeitlich höher auflösenden QuickSCAT Scatterometer-Daten verwendet.





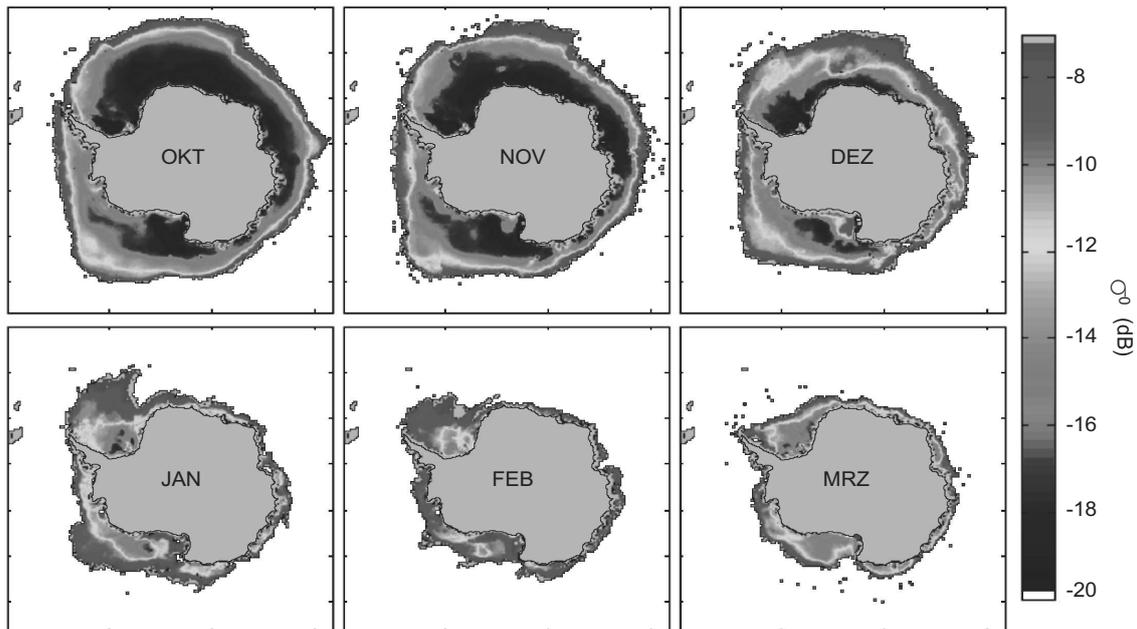
**Abbildung 4.1:** Mittlere monatliche Meereiskonzentration im Südpolarmeer aus SSM/I-Daten (bootstrap-Algorithmus) der Jahre 1990 bis 2004 (Okt., Nov., Dez.) bzw. 1991 bis 2005 (Jan., Feb., Mrz.).

besondere im Oktober treten im nördlichen Bereich der geschlossenen Meereisfläche relativ niedrige  $T_B$ -Werte auf. Auf den perennierenden Meereisflächen im südlichen Weddellmeer sinkt  $T_B$  im Verlaufe des Sommers bei etwa gleichbleibender Meereisbedeckung (Abb. 4.2) um bis zu 60 Kelvin ab.

#### 4.1.1 Untersuchung ausgewählter Regionen

Um die beginnende Schneeschmelze auf antarktischem Meereis identifizieren zu können, müssen die saisonalen Zyklen der hier verwendeten Fernerkundungsparameter, insbesondere deren Entwicklung im Sommerhalbjahr (Oktober - März), untersucht werden. Um den Einfluss der sinkenden Meereiskonzentration zu minimieren, werden hierzu die Daten aus Gebieten verwendet, die im Monatsdurchschnitt (1990-2005) bis zum Februar eine Meereiskonzentration von mehr als 80% aufweisen. Auf Basis dieses Kriteriums wurden 8 verschiedene Regionen (R1 bis R8) ausgewählt, die zur genaueren Untersuchung des Verlaufs von  $T_B$ ,  $\sigma^0$  sowie abgeleiteter Parameter dienen sollen (Abb. 4.4).

R1 liegt im westlichen Weddellmeer und beinhaltet die Positionen der ISPOL-Drift. R2, R3 und R4 liegen ebenfalls im Weddellmeer, R5 in der Bellingshausensee, R6 in der südlichen Amundsensee, R7 im zentralen Rossmeer und R8 an der Küste zum



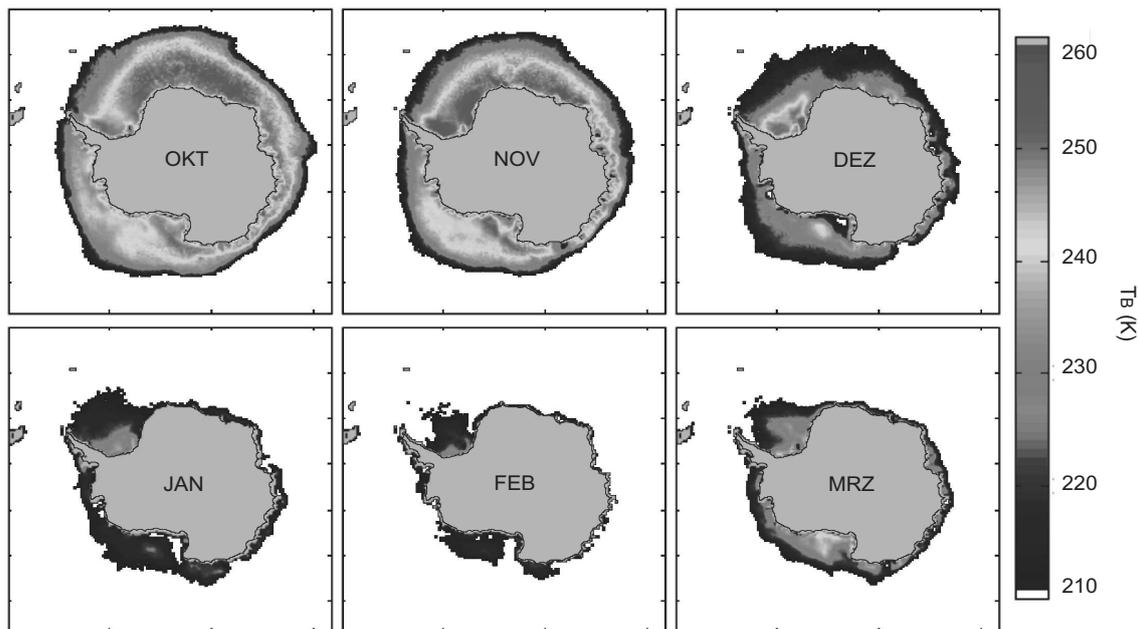
**Abbildung 4.2:** Mittlere monatliche QuikSCAT-Rückstreukoeffizienten ( $\sigma^0$ ) im Südpolarmeer für meereisbedeckte Flächen in den Jahren 1999 bis 2004 (Okt., Nov., Dez.) bzw. 2000 bis 2005 (Jan., Feb., Mrz.).

Westindischen Ozean (Abb. 4.4 und Tab. A.1). R3, R6 und R7 wurden bewußt außerhalb der durchschnittlich auch im Februar mit mehr als 80% meereisbedeckten Fläche gewählt, um einen Eindruck von dem Einfluss zunehmender Flächen offenen Wassers innerhalb des Untersuchungsgebietes auf die Fernerkundungssignale zu bekommen.

In R1 sind im Mittel sinkende  $T_B$ -Werte in allen Kanälen festzustellen, wobei die mittlere Abnahme von Oktober bis zum Minimum im Februar etwa 20 bis 40 K beträgt (Abb. 4.5 R1-a). Die Meereiskonzentration (Abb. 4.5 R1-c) fällt in diesem Gebiet nur auf Tagesbasis unter 90%. Parallel zu den sinkenden  $T_B$ -Werten ab Anfang Dezember steigt  $\sigma^0$  des Meereises in R1 deutlich an (Abb. 4.5 R1-b). Hier ist nach leicht sinkenden Werten von Oktober bis Anfang Dezember ein Sprung von bis zu 9 dB auf den Maximalwert von -8 dB im Februar zu verzeichnen. Diese beiden Merkmale ( $T_B$ -Abnahme,  $\sigma^0$ -Anstieg) sind der theoretischen Erwartung entgegengesetzt, nach der im Sommer mit zunehmendem Schmelzwassergehalt  $\varepsilon_m$  und das Mikrowellenabsorptionsvermögen ansteigen (Ulaby et al., 1986), was wiederum zu der umgekehrten Entwicklung von  $T_B$  und  $\sigma^0$  führen würde (vgl. Kap. 3).

XPGR und HR (Abb. 4.5 R1-d, -e) zeigen beide ein Maximum wenn die höchsten Lufttemperaturen von etwa  $0^\circ\text{C}$  (Abb. 4.5 R1-c) erreicht werden, wobei XPGR zu diesem Zeitpunkt einen Wert von 1,0 überschreitet. PR nimmt zum Sommer hin leicht ab und GR steigt leicht an, wobei bei beiden Indizes kein Vorzeichenwechsel auftritt.

R2 (Abb. 4.5 R2) zeigt eine zu R1 vergleichbare Entwicklung der dargestellten Werte



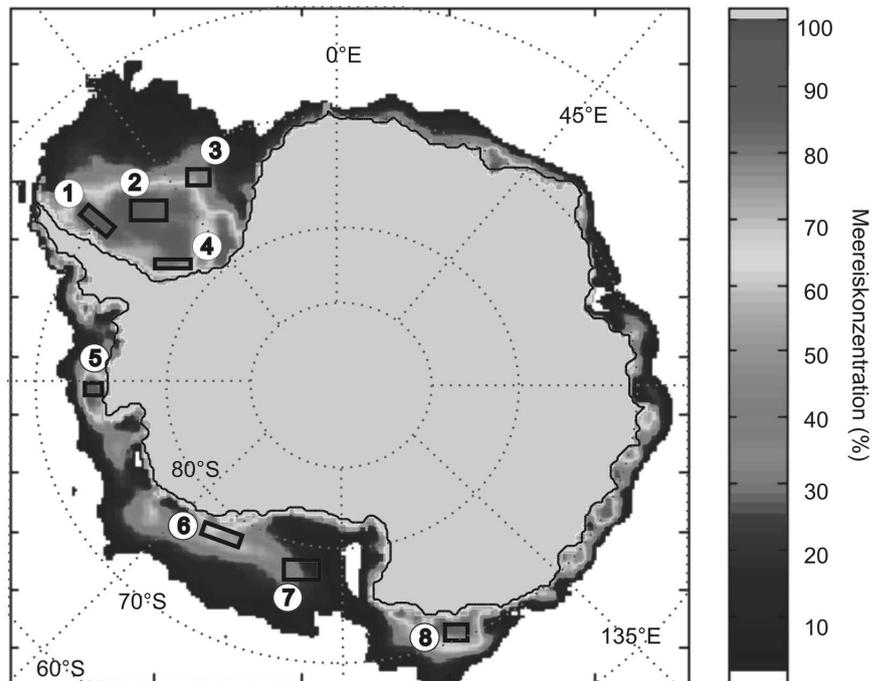
**Abbildung 4.3:** Mittlere monatliche Strahlungstemperaturen ( $T_{B37V}$ ) im Südpolarmeer aus SSM/I-Daten für meereisbedeckte Flächen in den Jahren 1990 bis 2004 (Okt., Nov., Dez.) bzw. 1991 bis 2005 (Jan., Feb., Mrz.).

mit dem Unterschied, dass ab Ende Januar die Meereiskonzentration hier kurzfristig unter 60% sinkt und die Veränderungen von  $T_B$  und  $\sigma^0$  noch etwas stärker ausgeprägt sind.

Deutlich anders zeigen sich die Entwicklungen in R3. Hier fällt die mittlere Meereiskonzentration im Februar auf unter 20% (Abb. 4.5 R3-c). Dies beeinflusst vor allem den Verlauf der Indizes XPGR und HR (Abb. 4.5 R3-d, -e). Die in R1 und R2 bei diesen beiden Parametern beobachteten Maxima sind in R3 nicht feststellbar. Es kommt stattdessen vielmehr zu einer starken Abnahme dieser Werte parallel zur sinkenden Meereiskonzentration. XPGR steigt hier nicht über Werte von 1,0 und HR sinkt auf Werte von bis zu -20 K wenn die mittlere Meereiskonzentration deutlich zu sinken beginnt.

Im Vergleich zu R1 und R2 steigt GR in R3 deutlich stärker an und PR entwickelt sich mit einer Tendenz zu positiven Werten gegensätzlich zu R1 und R2 (Abb. 4.5 R3-f). Die Abnahme von  $T_B$  beträgt hier bis zu 90 K und die Zunahme von  $\sigma^0$  etwa 10 dB wobei das  $T_B$ -Minimum und  $\sigma^0$ -Maximum jeweils zum Zeitpunkt der minimalen Meereisbedeckung erreicht wird (Abb. 4.5 R3-a, -b).

Im südlichen Weddellmeer (R4) ähneln die Entwicklungen von  $T_B$  und  $\sigma^0$  (Abb. 4.5 R4-a,-b) denen des westlichen (R1) und zentralen Weddellmeeres (R2). Die Meereiskonzentration schwankt hier jedoch stärker zwischen Werten von 70 und 100%. XPGR sinkt hier zum Sommer hin ab (Abb. 4.5 R4-d). HR sinkt zuerst ebenfalls, übersteigt dann jedoch ab Anfang Januar wieder Werte von 1,0.



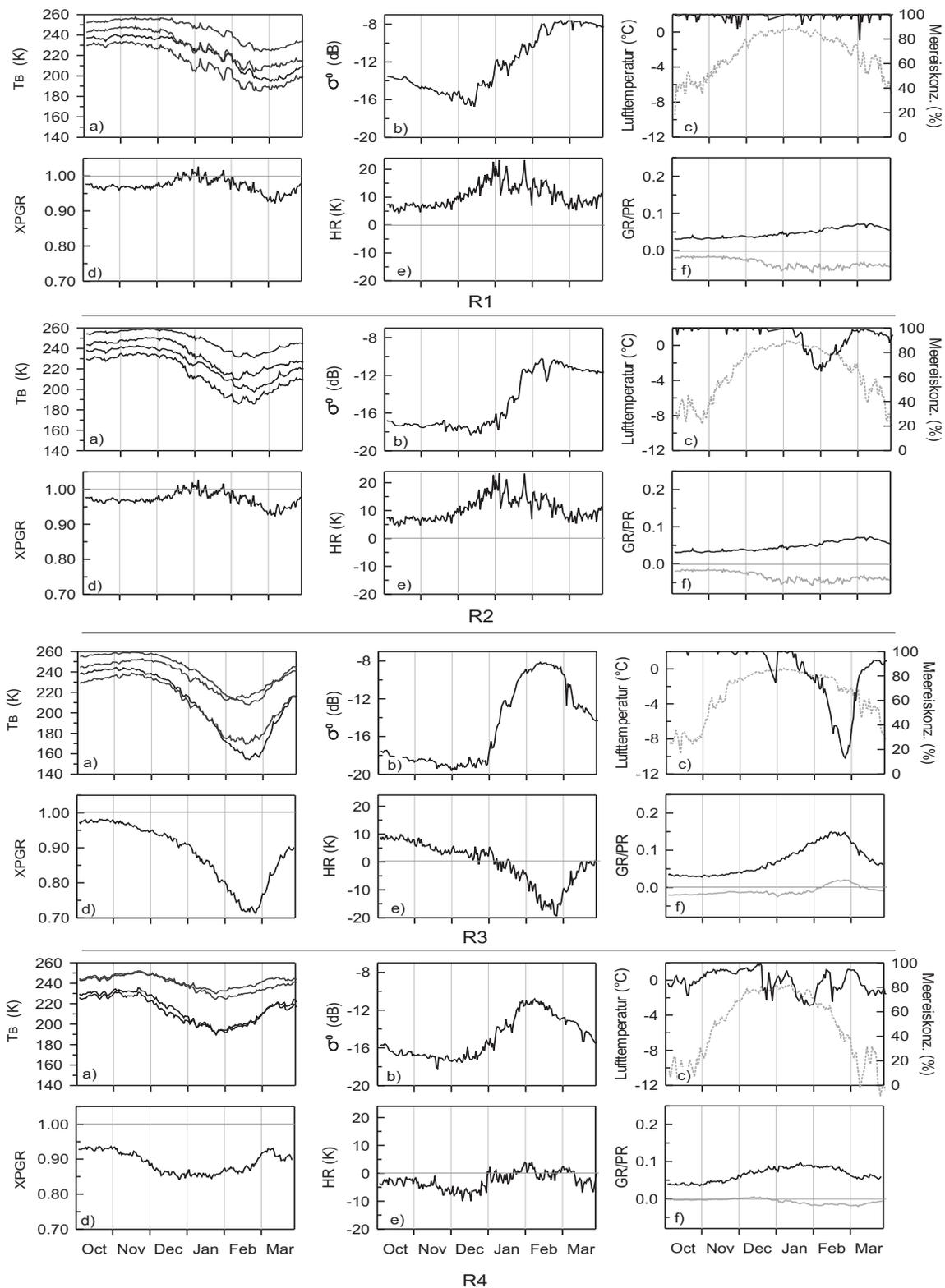
**Abbildung 4.4:** Mittlere Meereiskonzentration im Südpolarmeer im Februar (1990-2005) aus SSM/I-Daten (bootstrap-Algorithmus) und 8 ausgewählte Beobachtungsgebiete, R1 bis R8.

R5 zeigt Meereiskonzentrationen, die im Mittel bei etwa 70% liegen, jedoch sehr stark schwanken und episodisch für wenige Tage bis auf 20% absinken. Insgesamt ist über das Sommerhalbjahr jedoch kein signifikanter Trend der Eisbedeckung festzustellen.  $T_B$  und  $\sigma^0$  sowie die abgeleiteten Größen sind dennoch mit der Entwicklung in R1 und R2 vergleichbar (Abb. 4.6 R5).

R6 ist im Verlauf der dargestellten Werte vergleichbar mit R4. Es ist kein Sommermaximum bei XPGR zu verzeichnen und HR steigt nur sehr schwach an. Da R4 und R6 Gebiete mit ausgeprägter Eisproduktion sind, ist davon auszugehen, dass der geringe SYI-Anteil im Vergleich zu beispielsweise R1 hier einen Einfluss auf den saisonalen Verlauf der dargestellten Parameter nimmt.

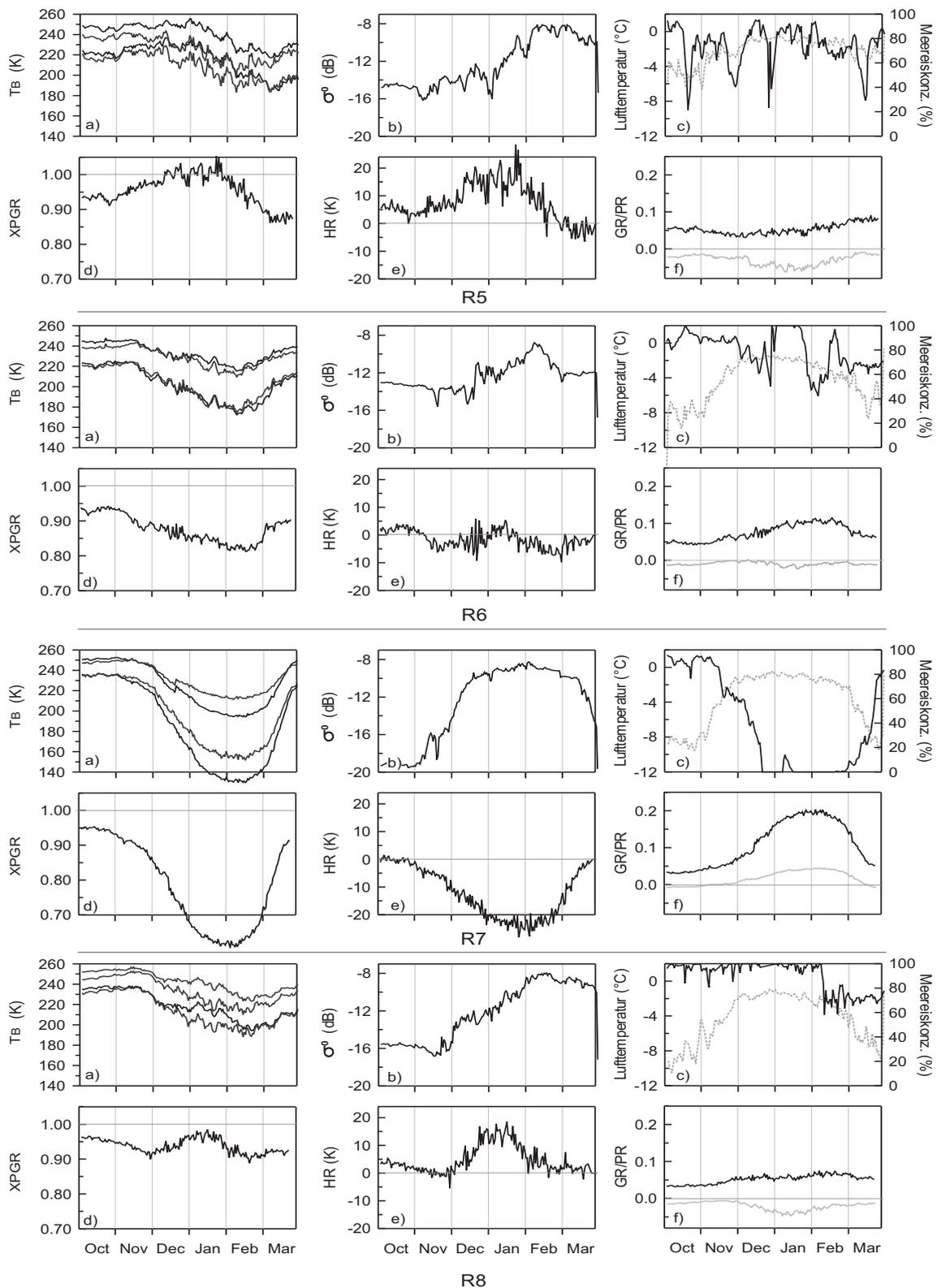
Im zentralen Rossmeer (R7) dominiert eindeutig der Verlauf der Meereiskonzentration die Fernerkundungssignale (Abb. 4.6 R7). Die komplette Rückbildung des Meereises bis Mitte Dezember in dieser Region verursacht eine Abnahme der  $T_B$  von bis zu 110 K und einen Anstieg von  $\sigma^0$  von bis zu 12 dB. Gleichzeitig sinken XPGR und HR signifikant von ihrem Frühsommerniveau und bleiben permanent unter Werten

#### 4 Charakterisierung des Untersuchungsgebietes



**Abbildung 4.5:** Region 1, 2, 3 und 4: Mittlerer Verlauf a) von  $T_B$  in den SSM/I-Kanälen 19H, 19V, 37H und 37V, b) von  $\sigma^0$ , c) der Lufttemperatur aus NCEP/NCAR Reanalysen (grau) und Meereiskonzentration (schwarz), d) des XPGR Parameters, e) des HR Parameters sowie f) der GR (schwarz) und PR (grau) Parameter; in den Sommerhalbjahren des Zeitraumes 1990/1991 (1999/2000 für  $\sigma^0$ ) bis 2005/2006.

## 4.1 Langjährige Variabilität von Meereisparametern



**Abbildung 4.6:** Region 5, 6, 7 und 8: Mittlerer Verlauf a) von  $T_B$  in den SSM/I-Kanälen 19H, 19V, 37H und 37V, b) von  $\sigma^0$ , c) der Lufttemperatur aus NCEP/NCAR Reanalysen (grau) und Meereiskonzentration (schwarz), d) des XPGR Parameters, e) des HR Parameters sowie f) der GR (schwarz) und PR (grau) Parameter; in den Sommerhalbjahren des Zeitraumes 1990/1991 (1999/2000 für  $\sigma^0$ ) bis 2005/2006.

von 1,0 bzw. 0 (Abb. 4.6 R7-d, -e). Die offenen Wasserflächen verursachen einen starken Anstieg in GR und leicht steigende PR-Werte. R8 (Abb. 4.6 R8) ist wiederum vergleichbar mit R1, wobei der grösste Unterschied darin liegt, dass das Sommermaximum von XPGR hier unter Werten von 1,0 bleibt und die Lufttemperatur im Sommer durchschnittlich nur Werte von weniger als 0°C erreicht.

#### 4.1.2 Hemisphärische Besonderheiten der Mikrowellensignatur von Meereis und Schnee

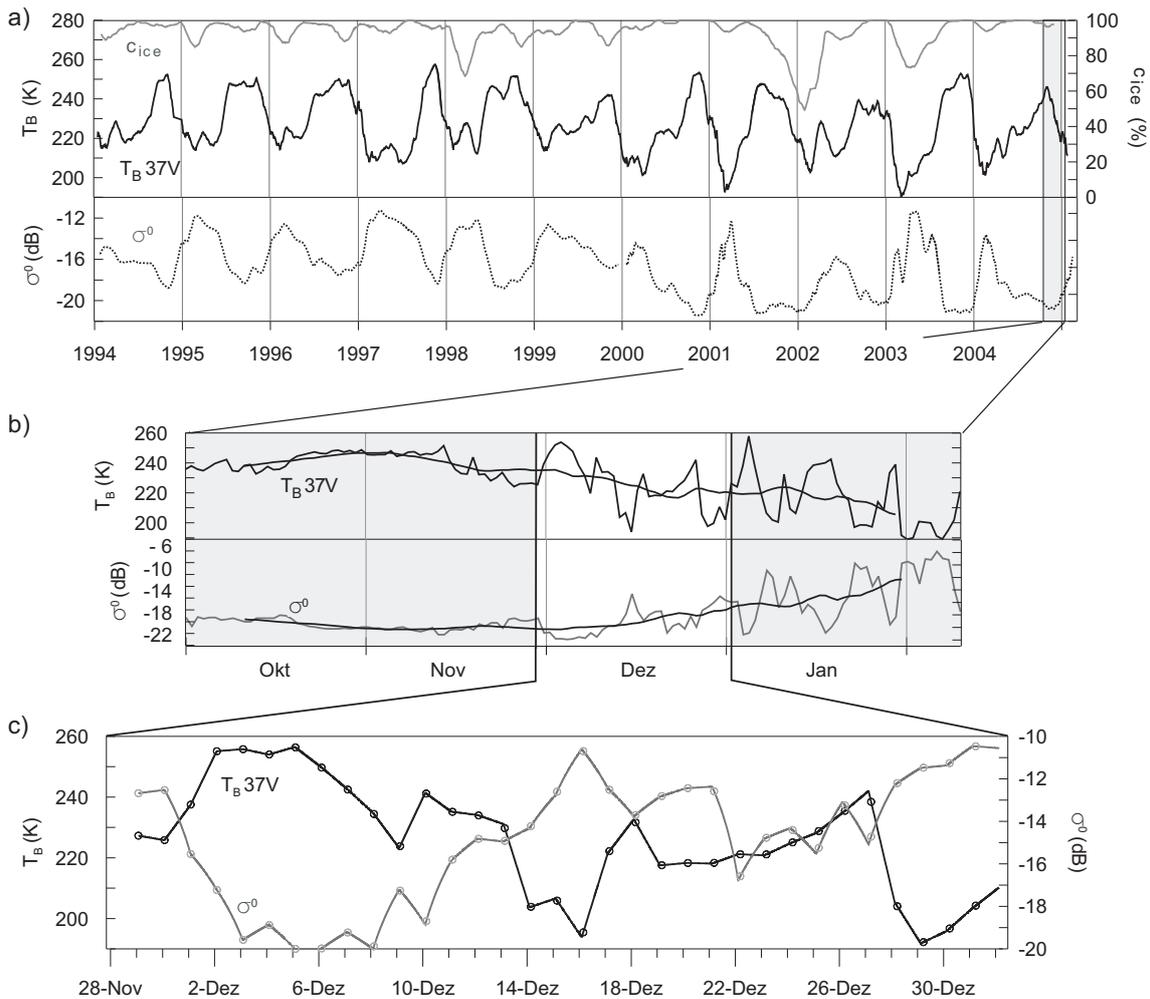
Die beobachteten Mikrowellensignaturen der Meereisoberfläche weisen eine Saisonalität auf, die vorwiegend durch ein starkes Absinken der  $T_B$ -Werte im Sommer gekennzeichnet ist (Abb. 4.5, 4.6 und 5.3). In der Arktis gehen niedrige  $T_B$ -Werte im Sommer einher mit sinkenden Meereiskonzentrationen und dem dadurch bedingten Einfluss offener Wasserflächen auf das Mischsignal des beobachteten Bildpunktes (offene Ozeanflächen zeichnen sich durch eine geringes  $\varepsilon_m$  aus). Dem sommerlichen Rückgang von  $T_B$  geht in der Arktis jedoch ein deutlicher Anstieg voraus, der durch den zunehmenden Gehalt von Schmelzwasser mit hohem Emissionsvermögen verursacht wird (Eppler et al., 1992). Die hier dargestellten Eisgebiete der Südhemisphäre zeigen im Gegensatz dazu ein Absinken von  $T_B$  bereits bei noch geschlossenen Meereisflächen. Die rückläufigen Werte der Meereiskonzentration verstärken dabei lediglich die Tendenz sinkender  $T_B$ . In der Zeit vor dem Eisaufruch treten also offensichtlich unterschiedliche Prozesse auf dem Meereis beider Hemisphären auf: In der Arktis erhöht sich das Emissionsvermögen der Oberfläche durch das Einsetzen der Schneeschmelze (Comiso, 1983) und die damit verbundene Bildung von Flüssigwasser; in der Antarktis hingegen dominieren Prozesse, die zu einem Rückgang der Oberflächenemissivität im Mikrowellenbereich führen. Diese hemisphärischen Gegensätze müssen bei der Anwendung bestehender Methoden zur Identifizierung des Schmelzbeginns in der Antarktis berücksichtigt werden.

Die Tendenz der  $T_B$ - und  $\sigma^0$ -Werte im Sommer wird durch eine Betrachtung der linearen Trends dieser Werte auf der gesamten Meereisfläche bestätigt (Abb. A.2). Die offensichtlichen Unterschiede in den sommertypischen Oberflächenprozessen und damit verbundenen Fernerkundungssignalen zeigen sich auch in weiteren fernerkundlich abgeleiteten Parametern (Abb. A.3). In der Antarktis kommt es tendenziell zu einem Anstieg der Radar-Rückstreuung und des XPGR-Index, und damit gegensätzlich zum Verlauf auf dem Meereis der Nordhemisphäre.

#### 4.1.3 Saisonale Zyklen von $T_B$ und $\sigma^0$ in der ISPOL-Region

Das Meereis der ISPOL-Region zeichnet sich durch einen ausgeprägten saisonalen Zyklus von  $T_B$  und  $\sigma^0$  aus (Abb. 4.7-1). Dabei fällt die Meereiskonzentration in diesem Gebiet nur selten unter 80% (vgl. Region 1, Kap. 4.1.1). Das dominanteste Merkmal in den tiefpass-gefilterten Zeitreihen von  $T_B$  und  $\sigma^0$  ist ein signifikantes Absinken von  $T_B$  zu Beginn jeden Sommers, das parallel zu einem starken Anstieg von  $\sigma^0$  auftritt. Gegen Ende des Sommers steigt  $T_B$  wieder an, während  $\sigma^0$  auf das

Niveau des vorhergehenden Winters absinkt. Die Ausprägung dieses Entwicklungsmusters unterscheidet sich von Jahr zu Jahr. In den Sommerhalbjahren 1997/1998 sowie 2001/2002 nimmt die Meereiskonzentration stärker ab als in den übrigen Jahren zwischen 1994 und 2005, was sich jedoch nicht auffallend in der Ausprägung der  $T_B$ - und  $\sigma^0$ -Entwicklung niederschlägt. Die niedrigeren  $\sigma^0$ -Werte ab dem Jahr 2000 kommen durch einen Wechsel der Beobachtungsfrequenz von 5,6 GHz (ERS) zu 13,4 GHz (QuikSCAT) zustande.



**Abbildung 4.7:** a) Langjähriger Verlauf der Meereiskonzentration  $c_{ice}$ , der SSM/I-Strahlungstemperatur  $T_B$ 37V und der Radarrückstreuung  $\sigma^0$  (ERS/QuikSCAT), 1994 bis 2005, 31-Tage gleitende Mittelwerte; b) Verlauf der Tagesmittelwerte und 31-Tage gleitenden Mittelwerte von  $T_B$ 37V und  $\sigma^0$  zwischen Oktober 2004 und Februar 2005 und c) Verlauf der Tagesmittelwerte von  $T_B$  und  $\sigma^0$  im Zeitraum der ISPOL-Feldmessungen: Die Zeitreihenwerte stammen jeweils von dem Bildpunkt, der die Startposition der ISPOL-Drift beinhaltet.

## 4.2 Veränderung von Meereisparametern im ISPOL-Sommer 2004/2005

### 4.2.1 Satellitenbeobachtungen des Messgebietes während der Driftstation

Im ISPOL-Sommer 2004/2005 kam es im westlichen Weddellmeer zu der für dieses Gebiet typischen Entwicklung von  $T_B$  und  $\sigma^0$ . Wie die zeitlichen Ausschnitte in Abbildung 4.7-2 zeigen, fanden die Feldmessungen während der Driftstation parallel zu dem alljährlichen Absinken von  $T_B$  und der Zunahme von  $\sigma^0$  statt.  $T_B$  lag ab Mitte November 2004 bei etwa 245 K bevor die Werte bis Anfang Februar 2005 bis auf ca. 190 K sanken. Dieses Absinken war ab Dezember weiterhin durch starke  $T_B$ -Oszillationen von bis zu 60 K auf der Basis von 1 bis 5 Tagen gekennzeichnet. Die  $\sigma^0$ -Werte entwickelten sich exakt gegensätzlich:  $\sigma^0$  begann ab Mitte November tendenziell zu steigen und erreichte das Sommermaximum von etwa -6 dB ab Anfang Februar.

Der Zeitraum der Driftstation (Abb. 4.7-3) zeichnete sich bezüglich der fernerkundlich beobachteten Größen durch einen deutlichen  $T_B$ -Anstieg zu Beginn und ein lokales  $T_B$ -Minimum zur Mitte des Messzeitraumes aus, die jeweils von der gegensätzlichen Entwicklung von  $\sigma^0$  begleitet wurden.

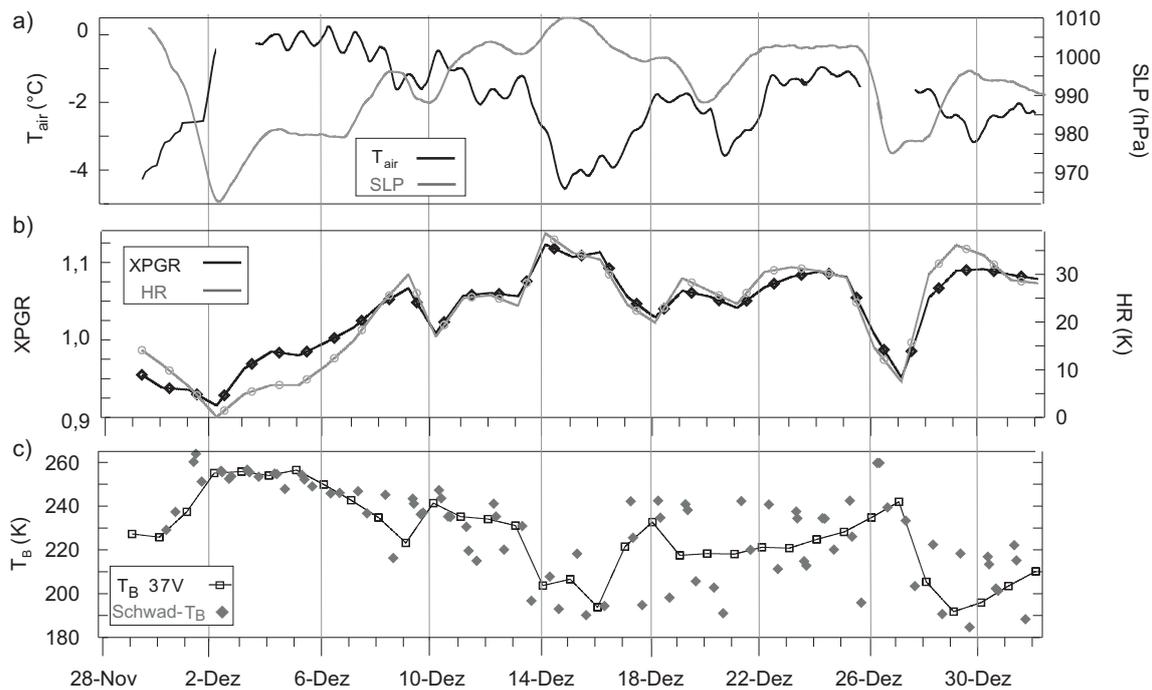
Der Verlauf von  $T_B$  orientierte sich dabei stark an dem Verlauf der bodennahen Lufttemperatur aus AWS-Messungen vor Ort ( $T_{air}$ , Abb. 4.8-a).

Das  $T_{air}$ -Minimum in der Dezembermitte bildet sich in niedrigen  $T_B$ - und hohen  $\sigma^0$ -Werten ab (Abb. 4.7-3). XPGR und HR (vgl. Kap. 3.2.4) stiegen mit sinkender  $T_{air}$  ab dem 3. Dezember deutlich an und erreichten Maximalwerte zu dem Zeitpunkt des  $T_{air}$ -Minimums am 15. Dezember (Abb. 4.8-b). Hiernach bewegten sich die Werte auf einem höheren Niveau im Vergleich zu Ende November. Diese Beobachtung stimmt überein mit der Untersuchung des Verlaufs von XPGR und HR in Region 1 (Kap. 4.1.1), die ein sommertypisches Maximum der beiden Parameter zu etwa diesem Zeitpunkt ergab (Abb. 4.5).

Parallel zu den Feldmessungen wurden über die Satelliten-Empfangsanlage an Bord von FS Polarstern mehrmals täglich aktuelle SSM/I-Schwadaufnahmen des Untersuchungsgebietes empfangen und ausgewertet. Dies ermöglichte die Beobachtung der Oberflächen- $T_B$  mit einer höheren zeitlichen Auflösung im Vergleich zu den für langfristige Beobachtungen zur Verfügung stehenden  $T_B$ -Tagesmittelwerten. Bei der Untersuchung der Schwad- $T_B$  (Abb. 4.8-c) fällt auf, dass die tägliche  $T_B$ -Amplitude im Untersuchungszeitraum kontinuierlich anstieg.

### 4.2.2 Meteorologische Rahmenbedingungen während der Feldmessungen

Der Zeitraum der Driftstation zeichnete sich bezüglich der meteorologischen Rahmenbedingungen durch den Einfluss eines Tiefdruckgebietes zu Beginn der Messungen, einen Hochdruckeinfluss zur Mitte der Messungen und sinkenden Luftdruck mit einzelnen verstärkten Tiefdruckeinflüssen im weiteren Verlauf der Messungen aus (Abb. 4.8-a). Die Lufttemperatur in 2 m Höhe lag im Messzeitraum auf der

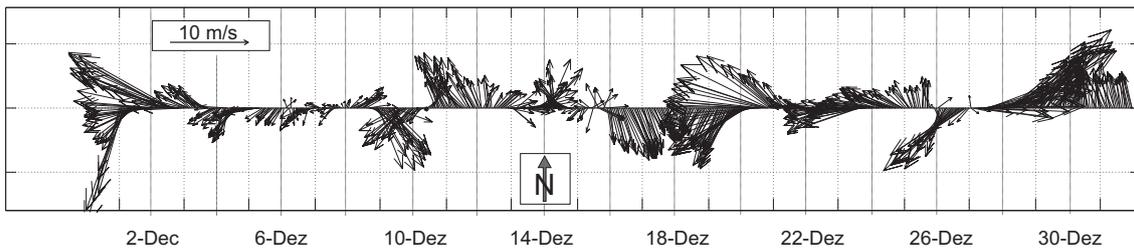


**Abbildung 4.8:** Verlauf der Lufttemperatur, des Luftdrucks sowie fernerkundlich abgeleiteter Parameter an der ISPOL-Position während der Bodenmessungen vom 29.11.2004 bis 01.01.2005. Auflösung der Zeitachse: 5 Minuten; Tagesmittelwerte auf 12 Uhr positioniert, 5-Minutenwerte (AWS) zeitgenau positioniert.

a) Lufttemperatur ( $T_{air}$ ) und Bodenluftdruck (SLP) aus 5-Minuten-Mittelwerten, laufendes Mittel ( $n=289$ ); b) XPGR- und HR-Parameter, aus SSM/I Tagesmittelwerten; c) Tagesmittelwerte von SSMI/  $T_B$ 37V und tageszeitlich genau positionierte Schwad- $T_B$ 37V. AWS-Verlagerungen nach Schollenbrüchen führten zu den dargestellten Messlücken am 02. bis 03.12. und 26. bis 27.12.

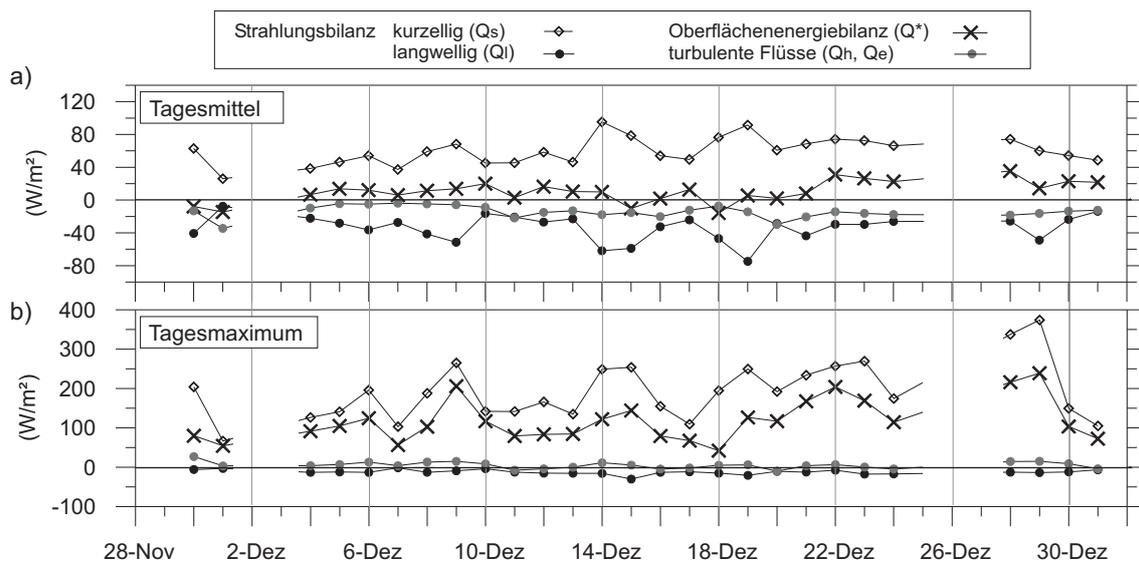
ISPOL-Scholle durchschnittlich zwischen  $-3,0^{\circ}\text{C}$  und  $0^{\circ}\text{C}$ , wobei in der ersten Dezemberwoche mit  $-0,9^{\circ}\text{C}$  im Mittel eine höhere Lufttemperatur als mit  $-2,4^{\circ}\text{C}$  im vorbeibenden Messzeitraum zu verzeichnen war. Insgesamt war der Himmel an den meisten Tagen bedeckt und es herrschten mittlere Windgeschwindigkeiten von 1 bis  $5\text{ m s}^{-1}$  vor. Stärkere Winde mit bis zu  $11\text{ m s}^{-1}$  traten parallel zu den verstärkten Tiefdruckeinflüssen am 2.12., 20.12. und 26. bis 27.12. auf (Abb. 4.9). Im erst- und letztgenannten Zeitraum führten die hohen Windgeschwindigkeiten zu starken Eispresungen im Untersuchungsgebiet, so dass die Ankerscholle mehrfach zerbrach und die AWS daraufhin umpositioniert werden musste.

Das auffällige  $T_{air}$ -Minimum am 15.12. resultierte aus dem Einfluss eines Hochdruckgebietes im südwestlichen Weddellmeer und der damit verbundenen Advektion kalter Luftmassen. Schwache Winde und wolkenloser Himmel verursachten zu diesem Zeitpunkt eine Strahlungswetterlage, die durch eine sehr negative langwellige Strahlungsbilanz (Abb. 4.10) eine negative Energiebilanz und damit eine Auskühlung der Oberfläche verursachte. Dies äussert sich auch in den niedrigen Werten der Ober-



**Abbildung 4.9:** Verlauf der Windrichtung und -geschwindigkeit aus Messungen am Schiffsmast von FS Polarstern zwischen dem 1.12. und 31.12.2004

flächentemperatur  $T_0$  zu diesem Zeitpunkt (s.u.). Radiosondenaufstiege, die zwei mal täglich von Bord von FS Polarstern durchgeführt wurden, zeigten, dass die Abnahme des Luftdrucks ab dem 16.12. mit einem Luftmassenwechsel gekoppelt war, der bei einer Änderung der Windrichtung von Süd auf Nord wärmere Luft mit einer höheren Feuchte in das Messgebiet transportierte.



**Abbildung 4.10:** Verlauf des Tagesmittelwertes (a) und des Tagesmaximums (b) der kurzwelligen und langwelligen Strahlungsbilanzen ( $Q_s$ ,  $Q_l$ ), der turbulenten Flüsse ( $Q_h + Q_e$ ) sowie der Oberflächenenergiebilanz ( $Q^*$ ) im Zeitraum der ISPOL-Feldmessungen, jeweils berechnet aus 5-Minuten-Mittelwerten der AWS-Messungen.

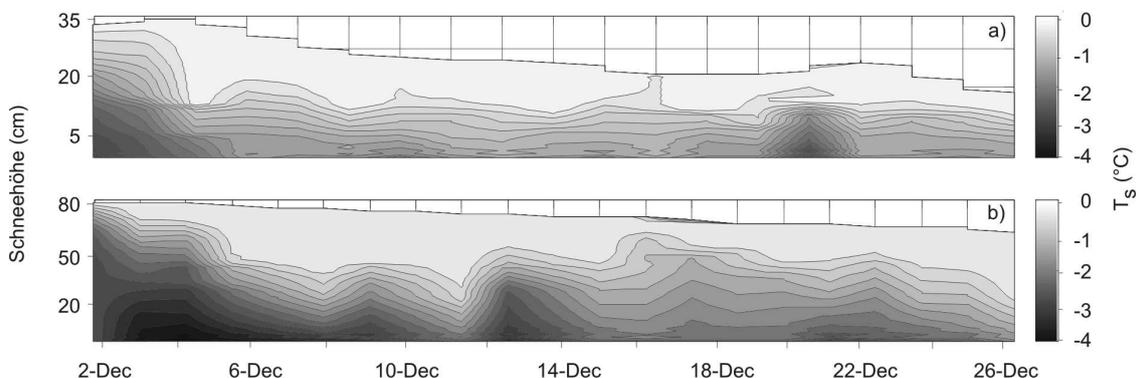
Die mittlere langwellige Strahlungsbilanz im Messzeitraum lag bei ca.  $-30 \text{ W m}^{-2}$ , wobei Variationen vornehmlich durch Veränderungen der atmosphärischen Gegenstrahlung hervorgerufen wurden. Maximale 5-Minuten Mittelwerte der Globalstrahlung von mehr als  $900 \text{ W m}^{-2}$  konnten an wolkenlosen Tagen (9., 15. und 18.12.) gemessen werden, was sich für diese Tage auch in erhöhten Werten der kurzwelligen Strahlungsbilanz niederschlug. Die mittlere kurzwellige Strahlungsbilanz lag bei ca.

$60 \text{ W m}^{-2}$  im Zeitraum der Feldmessungen. Die turbulenten atmosphärischen Flüsse waren im Tagesmittel permanent aufwärts gerichtet und beliefen sich im Mittel auf  $-12,0 \text{ W m}^{-2}$ . Die Energiebilanz an der Schneeoberfläche war erst nach dem 21.12. dauerhaft positiv und zeichnete sich durch einen Mittelwert  $7,9 \text{ W m}^{-2}$  aus.

### 4.2.3 Schnee- und Eiseigenschaften während der Feldmessungen

Die Scholle, auf der die Feldmessungen durchgeführt wurden, stellte ein Komposit aus mehreren Eistypen dar. Durch Bohrungen und elektromagnetische Dickenmessungen konnten vorwiegend zweijähriges Eis (SYI) mit einer mittleren Dicke von 2,4 m bis 2,9 m und einjähriges Eis (FYI) mit einer mittleren Dicke von 1,2 m bis 2,1 m festgestellt werden, wobei die jeweils mittlere Schneeaufgabe etwa 25 cm (FYI), bzw. 75 cm (SYI) betrug (Haas et al., 2007).

Die stratigrafische Schichtung des Schnees zeigte deutliche Unterschiede auf FYI und SYI. Tiefenreif, der sich bei ausgeprägten vertikalen Temperaturgradienten bildet, hatte auf SYI neben feinkörnigem, vereistem Schnee einen mittleren Anteil von 30% am Gesamtvolumen und war nur in den unteren Schneeschichten zu finden. Auf FYI hingegen war hauptsächlich weicher Schnee ohne ausgeprägte Vereisungen zu verzeichnen. Im Tageszyklus erreichte die Schneeoberfläche die höchste Temperatur gegen 13 Uhr Ortszeit. Dieser Zyklus korrespondiert in etwa mit den Tagesschwankungen der solaren Einstrahlung und der Lufttemperatur.



**Abbildung 4.11:** Interpolierter Verlauf der nachmittäglichen vertikalen Schneetemperaturen ( $T_s$ ) an der ISPOL-Position während der Bodenmessungen vom 02.12.2004 bis 26.12.2004 auf FYI (a) und SYI (b).

Bereits ab dem 1.12. wurden Temperaturen von  $0^\circ\text{C}$  an der Schneeoberfläche im Tagesgang gemessen. Die  $0^\circ\text{C}$ -Isotherme drang nach dem 2.12. tiefer in den Schnee ein, erreichte im gesamten Messzeitraum jedoch nicht die Grenzfläche zwischen Schnee und Meereis. Die Temperatur an der Meereisoberfläche war bei SYI deutlich niedriger als bei FYI. Im Verlauf der ersten Tage der Messungen stieg die Temperatur

an der Schnee/Eis-Grenze von etwa  $-3,0^{\circ}\text{C}$  auf  $-1,5^{\circ}\text{C}$  bei FYI und von  $-4,0^{\circ}\text{C}$  auf  $-2,3^{\circ}\text{C}$  bei SYI (Abb.4.11).

Die vertikal gemittelte volumetrische Schneefeuchte, die in Abbildung 4.12-a zeitpunktgenau (Zeitachse: 5-Minuten Auflösung) als Durchschnitt der verschiedenen Messlinien (vgl. Tab. 2.5) dargestellt ist, zeigt deutliche Parallelen zu dem Verlauf der Schwad- $T_B$  in Abbildung 4.8-c, wobei sich insbesondere die Tagesschwankungen der beiden Werte gleichen. Nach dem 16.12. stieg der durchschnittliche volumetrische Wassergehalt im Schnee von ca. 1% auf etwa 6% an und schwankte fortan deutlich stärker auf Tagesbasis.

Aus den Schwad  $T_B$ -Daten und der Information zur Tageszeit ihrer Aufzeichnung konnte nun für die Position der ISPOL-Drift die Stärke des  $T_B$ -Tagesgangs (*diurnal brightness temperature amplitude*  $DT_{BA}$ , Willmes et al., 2007a) zum einen aus der Differenz des maximalen und minimalen  $T_B$ -Wertes (Gl. 4.1) und zum anderen aus der Differenz der Mittelwerte von Aufnahmen zwischen 5 und 12 Uhr (vm) sowie 14 und 22 Uhr Ortszeit (nm, Gl. 4.2) berechnet werden<sup>1</sup>.

$$DT_{BA(maxmin)} = T_{B(max)} - T_{B(min)} \quad (4.1)$$

$$DT_{BA(nmvm)} = T_{B(nm)} - T_{B(vm)} \quad (4.2)$$

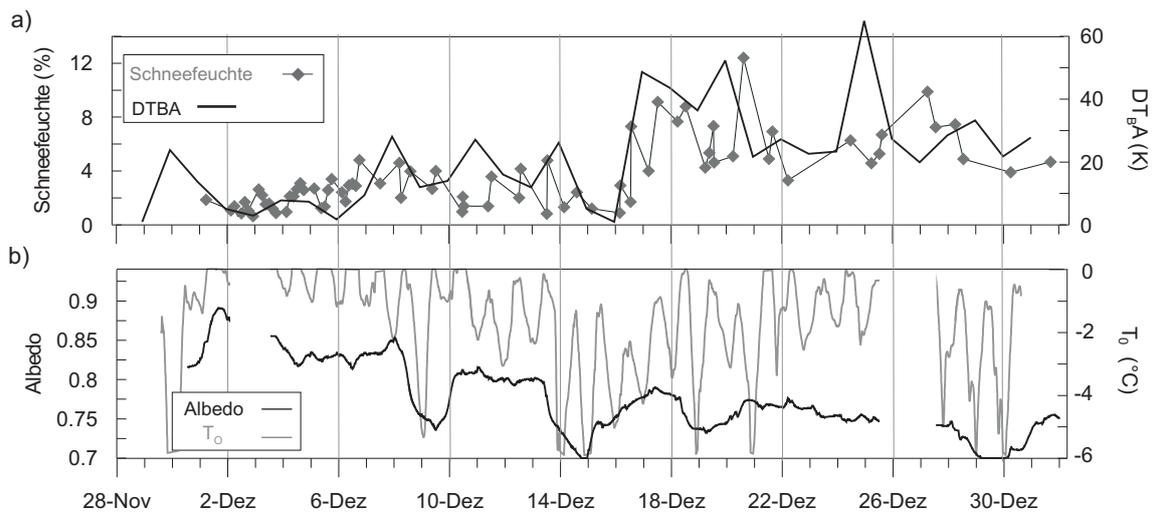
Der  $DT_{BA}$ -Index (Abb. 4.12-a, vgl. Gl. 4.1) zeigte vor allem im Anschluss an das in Abbildung 4.8-a beobachtete  $T_{air}$ -Minimum am 15.12. einen deutlichen Anstieg, der durch niedrige  $T_B$ -Werte zu Beginn des Tages und hohe Werte in den Abendstunden verursacht wurde.

Die Albedo der Schneeoberfläche sank im Messzeitraum nur unwesentlich von 0,87 auf 0,73 im Tagesmittel (Abb. 4.12-b), was im Allgemeinen nicht ausreicht um signifikante Schneeschmelz-Albedo-Rückkopplungsmechanismen auszulösen. Stattdessen wurden zunehmende Korngrößen des Schnees und die Bildung von Eisschichten im Schnee beobachtet.

Die aus Strahlungsdaten berechnete Oberflächentemperatur des Schnees  $T_0$  (Abb. 4.12-b, vgl. Gl. 3.2) fiel von etwa  $-0,5^{\circ}\text{C}$  im Tagesmittel bis zum 6.12. auf ein Minimum von ca.  $-4^{\circ}\text{C}$  im Tagesmittel am 15. Dezember und stieg danach wieder an. Abgesehen von dem Zeitraum zwischen dem 14.12. und 17.12. erreicht  $T_0$  im Tagesgang

---

<sup>1</sup> $DT_{BA}$ -Nennungen ohne erweiterte Kennzeichnung beziehen sich im Folgenden immer auf  $DT_{BA(maxmin)}$



**Abbildung 4.12:** Verlauf der Schneefeuchte, -albedo und -Oberflächentemperatur sowie des  $DT_{BA}$ -Index an der ISPOL-Position während der Bodenmessungen vom 29.11.2004 bis 01.01.2005. Auflösung der Zeitachse: 5 Minuten; Tagesmittelwerte auf 12 Uhr positioniert, 5-Minutenwerte (AWS) zeitgenau positioniert. a) volumetr. Wassergehalt im Schnee und Tagesamplitude der  $T_B$ -Schwankung (aus Schwad-Daten), jeweils tageszeitlich positioniert; b) Oberflächenalbedo und -temperatur ( $T_0$ ) aus 5-Minuten-Mittelwerten (AWS), gleitende Mittelwerte ( $T_0:n=13$ , Albedo:n=289). AWS-Verlagerungen nach Schollenbrüchen führten zu den dargestellten Messlücken am 02. bis 03.12. und 26. bis 27.12.

permanent den Schmelzpunkt von  $0^\circ\text{C}$ . Mess-Fehler können durch Strahlungseffekte am Pyrgeometer sowie durch Schwankungen von  $\varepsilon_{ir}$  des Schnees hervorgerufen werden (vgl. Gl. 3.2).

Zusammenfassend können die Ergebnisse der Feldmessungen während der ISPOL Driftstation folgendermassen beschrieben werden:

Die Schneeaufgabe überdauerte aufgrund einer mittleren Lufttemperatur von  $-1,9^\circ\text{C}$  und einer geringen mittleren Energiebilanz den gesamten Messzeitraum. Es kam weder auf FYI, noch auf SYI zu einem kompletten Abschmelzen des Schnees. Insgesamt nahm die mittlere volumetrische Feuchte im Schnee im Messzeitraum zwar um etwa  $5\%_{vol}$  zu, jedoch wurde starkes, kontinuierliches Schmelzen nicht beobachtet.

Die Energiebilanz an der Oberfläche war erst nach der Hälfte der Bodenmessungen dauerhaft positiv. Der mittlere Energiegewinn der Oberfläche im Messzeitraum entspricht einem Wert von  $0,78 \text{ MJ m}^{-2}\text{d}^{-1}$ . Dies reicht bei der Annahme einer latenten Schmelzwärme von  $L_{melt}=333,5 \text{ kJ kg}^{-1}$  (Nicolaus, 2006) aus, um 21 cm Schnee pro Monat zu schmelzen. Tatsächlich wurden jedoch weniger als 50% der eingetragenen Energie bei Schmelzprozessen umgesetzt, wie Simulationen von Nicolaus et al. (2007b) und die geringe Eindringtiefe der  $0^\circ\text{C}$ -Isotherme zeigen. Da der Schnee und das Eis zu Beginn der Messungen noch relativ kalt waren, wurde ein Grossteil der Energie (vor allem beim Eis durch die hohe Wärmekapazität) für die Erwärmung

verbraucht. Die beobachtete Abnahme der Schneehöhe resultierte demnach zu einem grossen Teil aus Kompaktion und Verdunstung, wobei letztgenannter Prozess sich in den negativen Werten der turbulenten Flüsse widerspiegelt (Abb. 4.10).

Zu den Tageszeiten des maximalen Strahlungsangebotes war die Schneeoberflächentemperatur  $T_0$  bereits zu Anfang der Messungen am Schmelzpunkt. Da die  $0^\circ\text{C}$ -Isotherme jedoch nicht tief in den Schnee eindrang, kam es zu Schmelz-Gefrier-Zyklen des oberen Schneevolumens im Tagesgang. Diese Zyklen verstärkten sich vor allem mit der Advektion feuchtwarmer Luftmassen am 16.12., die eine Erhöhung der Schneefeuchte in den Nachmittagsstunden im Vergleich zum vorhergehenden Zeitraum verursachten. Die in situ beobachteten Schmelzgefrier-Zyklen äusserten sich in den Schwad- $T_B$ -Daten des Untersuchungsgebietes durch eine Zunahme der Amplitude im  $T_B$ -Tagesgang ( $DT_{BA}$ )

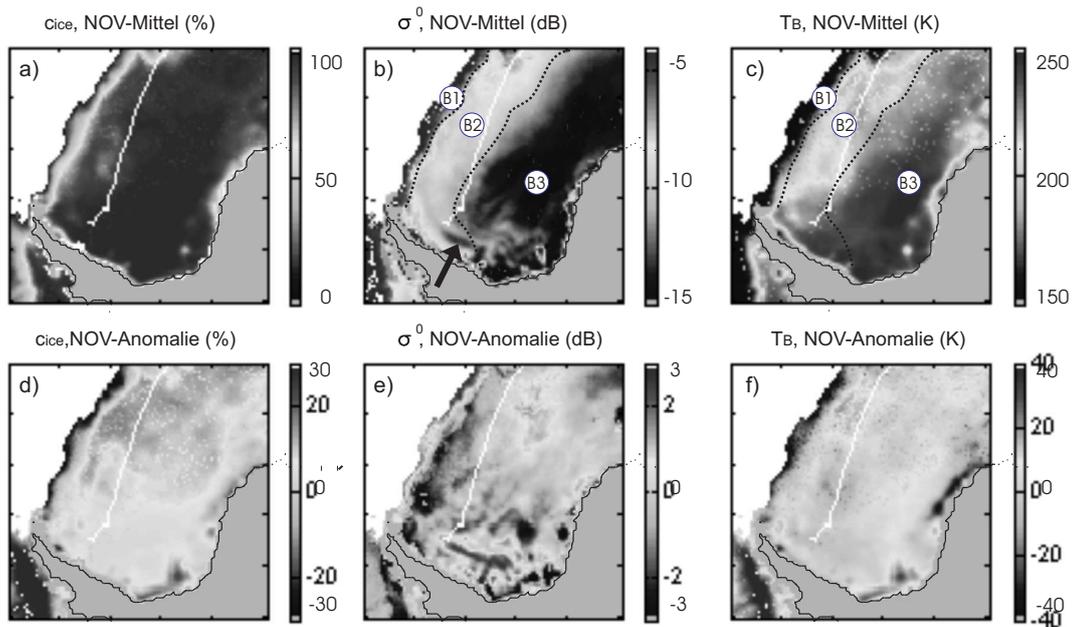
Weitere, detaillierte Ergebnisse der Messungen physikalischer Veränderungen im Schnee und Eis während der ISPOL-Drift werden in Haas et al. (2007), Willmes et al. (2007a) und Nicolaus et al. (2007b) dargestellt, sind hier jedoch nicht aufgeführt, da sie für die Thematik dieser Arbeit von untergeordneter Bedeutung sind.

### 4.2.4 Räumliche Variabilität von $T_B$ und $\sigma^0$ während ISPOL

Im November 2004 durchquerte FS Polarstern auf dem Weg zu der angestrebten Driftposition das nördliche Weddellmeer (vgl. Abb. 2.1). In dieser Zeit wurden täglich die Schnee- und Eiseigenschaften auf den umgebenen Eisflächen erfasst. Im Dezember 2004 fanden die Feldmessungen während der Drift mit der Ankerscholle parallel zum Larsen-Schelfeis statt.

Die Abbildungen 4.13 und 4.14 zeigen die räumliche Variabilität der Meereiskonzentration  $c_{ice}$  sowie von  $T_B$  und  $\sigma^0$  während dieser beiden Monate im Vergleich zu dem Referenzzeitraum 1990-2005 (1999-2005 für  $\sigma^0$ ).

Im November 2004 deuten negative  $c_{ice}$ -Anomalien an der Eiskante auf eine im Vergleich zum Mittel geringere Eisausdehnung hin. Positive  $c_{ice}$ -Anomalien vor dem Ronne-Schelfeis lassen auf eine abgeschwächte Polynja-Aktivität im November 2004 schließen.  $\sigma^0$  zeigt im November einen Nord-Süd-Gradienten mit abnehmenden Werten von der Eiskante zum Festland. Dabei lassen sich drei deutliche Teilbereiche B1, B2 und B3, durch jeweils charakteristische  $\sigma^0$ -Werte unterscheiden. Zum einen gibt es den Bereich B1 in der nördlichen Eisrandzone, der sich durch hohe  $\sigma^0$ -Werte zwischen -7 und -3 dB auszeichnet. Die sich im Süden daran anschliessende Eisfläche mit  $c_{ice}$ -Werten von mehr als 80% ist durch einen Bereich B2 mit Werten von -10 dB bis -7 dB sowie den verbleibenden Meereisbereich B3 ( $\sigma^0$  kleiner als -10 dB) gekennzeichnet (Abb. 4.13-b). Die räumliche Variabilität von  $T_B$  verhält sich mit geringen Werten an der Eiskante und einer Zunahme nach Süden hin in etwa gegensätzlich zu den  $\sigma^0$ -Werten, zeigt jedoch weniger Kontrast hinsichtlich der zuvor identifizierten Teilbereiche (B1, B2, B3).  $\sigma^0$  war im November 2004 durch auffallend hohe Werte



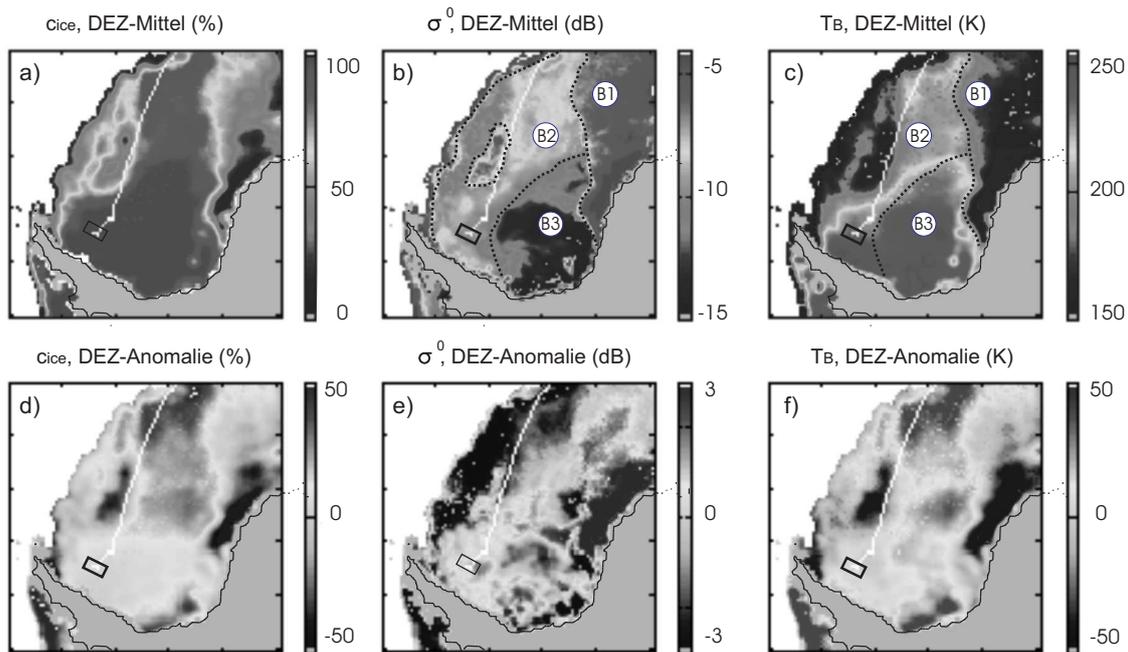
**Abbildung 4.13:** Monatsmittel der Meereiskonzentration  $c_{ice}$ , Radar-Rückstreuung  $\sigma^0$  (QuikSCAT) und Strahlungstemperatur  $T_{B37V}$  (SSM/I) im November 2004 (a-c). Anomalien der Monatsmittel der Meereiskonzentration  $c_{ice}$  (1990-2005), der Radar-Rückstreuung  $\sigma^0$  (1999-2005) und Strahlungstemperatur  $T_{B37V}$  (1990-2005) im November 2004 (d-f), jeweils für meereisbedeckte Flächen im Weddellmeer. Der Kurs von FS Polarstern vom 16.11. bis zum 28.11.2004 ist als weiße Linie markiert. B1, B2 und B3 markieren die im Text angesprochenen Meereisbereiche

entlang der südöstlichen Küste der Antarktischen Halbinsel gekennzeichnet (Abb. 4.13-e). Überdurchschnittlich hohe  $T_B$ -Werte traten im südlichen Weddellmeer auf. Diese wurden offenbar durch die oben bereits erwähnte positive  $c_{ice}$ -Anomalie in diesem Gebiet hervorgerufen (Abb. 4.13-d und -f).

Im Dezember nahm  $c_{ice}$  erwartungsgemäß von Nordosten her ab. Auch in diesem Monat befindet sich vor dem Ronne-Schelfeis ungewöhnlich viel Meereis. Nördlich vom Kurs der FS Polarstern befand sich in diesem Monat ein Polynja-ähnlicher Bereich, der durch vergleichsweise geringe  $c_{ice}$ -Werte gekennzeichnet war. Entsprechend der veränderten Meereisverteilung im Vergleich zum November verschiebt sich der Übergang der oben definierten Bereiche B1 und B2 südwärts und B2 nimmt ein insgesamt grösseres Gebiet ein.

FS Polarstern befand sich in diesem Zeitraum im westl. Weddellmeer (s. Abb. 4.14, schwarzes Rechteck), und damit in einer Region relativ hoher  $\sigma^0$ -Werte. Die Anomalien lassen für diesen Bereich hinsichtlich  $c_{ice}$ ,  $\sigma^0$  und  $T_B$  auf typische Verhältnisse schließen.

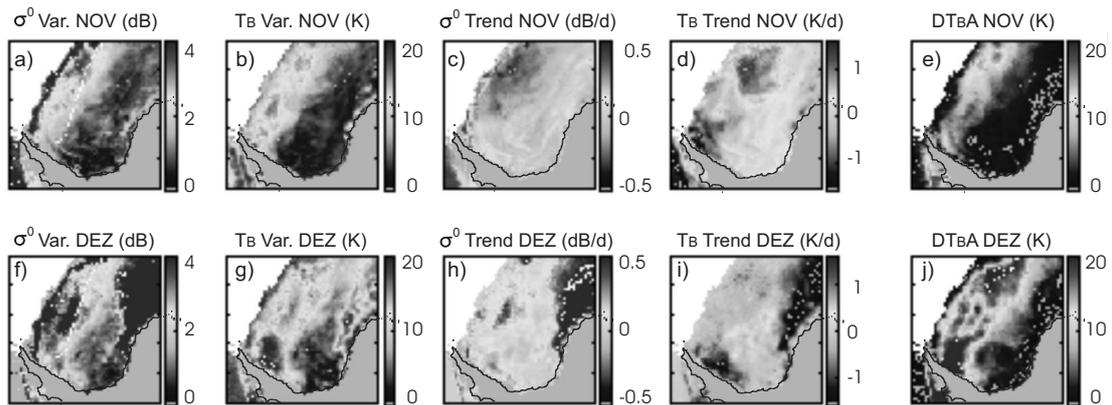
Die zeitliche Variabilität von  $\sigma^0$  und  $T_B$ , berechnet als monatliche Standardabweichung der Tagesmittelwerte, weist in den Monaten November und Dezember 2004 einen starken Nord-Süd-Gradienten auf (Abb. 4.15). Als besonders ausgeprägt er-



**Abbildung 4.14:** Monatsmittel der Meereiskonzentration  $c_{ice}$ , Radar-Rückstreuung  $\sigma^0$  (QuikSCAT), Strahlungstemperatur  $T_B$ 37V (SSM/I) im Dezember 2004 (a-c). Anomalien der Monatsmittel der Meereiskonzentration  $c_{ice}$  (1994-2005), der Radar-Rückstreuung  $\sigma^0$  (1999-2005) und Strahlungstemperatur  $T_B$ 37V (1995-2005) im Dezember 2004 (d-f), jeweils für meereisbedeckte Flächen im Weddellmeer. Der Kurs der FS Polarstern vom 16.11. bis zum 28.11.2004 ist als weiße Linie markiert. Die schwarze Box markiert das Gebiet der ISPOL-Drift; B1, B2 und B3 markieren die im Text angesprochenen Meereisbereiche

weist sich dabei die Schwankung der  $T_B$ - und  $\sigma^0$ -Werte in der zuvor als B2 definierten Unterregion des Meereises im Weddellmeer (Abb. 4.15 a, b, f, g). Was die monatlichen linearen Trends von  $\sigma^0$  und  $T_B$  betrifft, so kommt es im November v.a. zu einer  $T_B$ -Zunahme im nordwestlichen Weddellmeer. Im Dezember nimmt  $\sigma^0$  generell deutlich zu, während die  $T_B$ -Werte sinken. Diese Beobachtung ist an der Ostküste der Halbinsel und in Gebieten deutlich sinkender  $c_{ice}$  besonders stark ausgeprägt. Die mittlere Stärke des  $T_B$ -Tageszyklus ( $DT_{BA}$ , Abb. 4.15 e, j) zeigt sich wiederum als besonders hoch in den vorher als B2 ausgewiesenen Gebieten mit relativ hohem mittlerem  $\sigma^0$  und niedriger  $T_B$ . Im Dezember steigt  $DT_{BA}$  in B2 außerdem deutlich an und das hiervon betroffene Gebiet dehnt sich nach Süden hin aus.

Im November wurden während der Fahrt durch das Weddellmeer täglich Messungen der Eis- und Schneeeigenschaften auf repräsentativen Eisschollen in der Nähe des Schiffs durchgeführt. Wie die Abbildungen 4.13 und 4.14 zeigten, verlief der Kurs von FS Polarstern in diesem Monat genau durch das als B2 gekennzeichnete Gebiet mit relativ hohen  $\sigma^0$ - und niedrigen  $T_B$ -Werten. Das Tagesmittel der  $T_B$  ist für 14 aufeinander folgende Tage im November für den Gitterpunkt der jeweiligen FS Polarstern-Position dargestellt (Abb. 4.16-a).  $T_B$  schwankt zwischen 210 K und 250

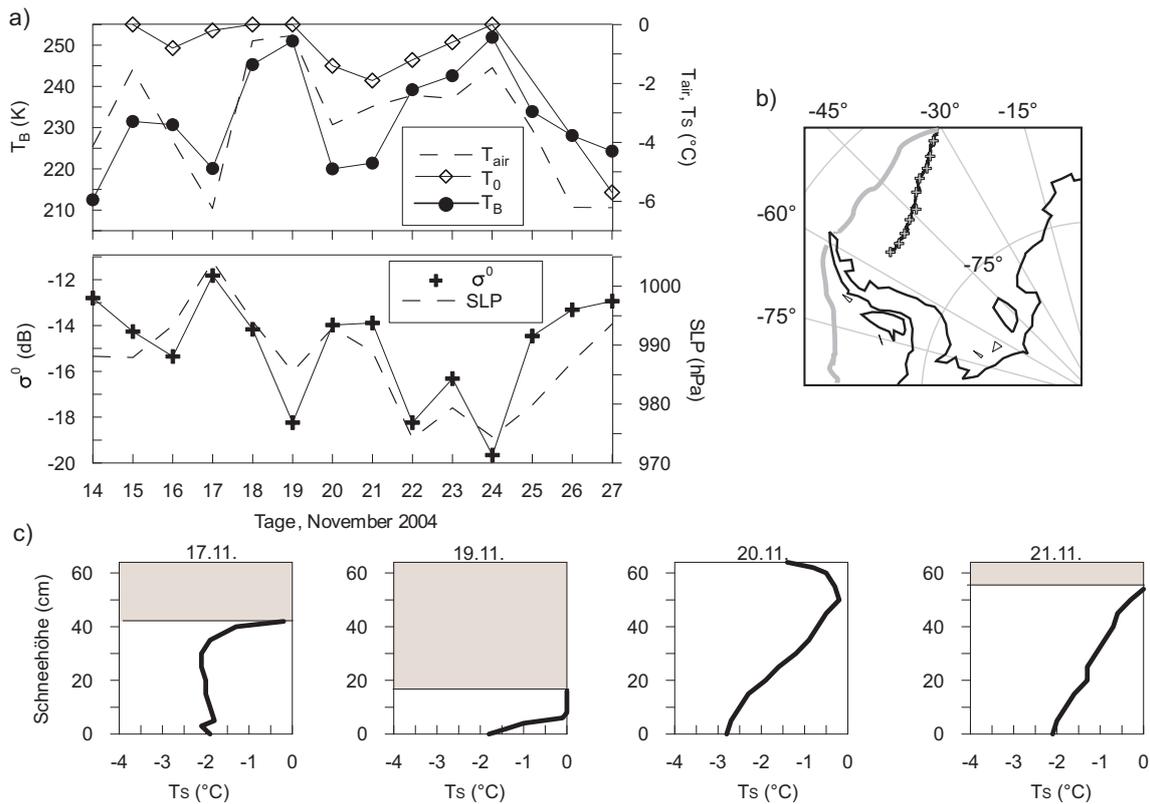


**Abbildung 4.15:** Monatliche Standardabweichung von  $\sigma^0$  (a),  $T_B$  (b), linearer Trend von  $\sigma^0$  (c) und  $T_B$  (d) und Mittelwert von Schwad- $DT_{BA}$  (e) im November und Dezember (f-j) des Jahres 2004.

K und zeigte eine hohe Übereinstimmung mit dem Verlauf der am Schiffsmast gemessenen Lufttemperatur. Die Schneeoberflächen-Temperatur  $T_0$  erreichte  $0^\circ\text{C}$  an 4 Tagen zwischen dem 14.11. und 27.11.2004. Am 15.11., 18.11., 19.11. und 24.11. herrschten Schmelzbedingungen an der Schneeoberfläche. Abgesehen vom 15.11. waren diese Tage auch durch die höchsten  $T_B$ - und  $T_{air}$ -Werte im dargestellten Zeitraum gekennzeichnet.  $\sigma^0$  verläuft gegensätzlich zu  $T_B$  und ähnelt dem Verlauf des Luftdrucks in Meeresniveau (SLP).

Ausgewählte vertikale Profile der Schneetemperatur zeigen die parallel zu den Satellitenbeobachtungen erfassten Oberflächenbedingungen im Detail: Am 17.11. befand sich FS Polarstern in einem Gebiet relativ niedriger  $T_B$  und hoher  $\sigma^0$ . Das vertikale Schneetemperaturprofil wurde in 42 cm tiefem Schnee gemessen und zeigt, dass sich nur die oberste Schicht bis auf knapp unter  $0^\circ\text{C}$  erwärmt hatte. Am 19.11. betrug die Höhe der Schneedecke am Ort der Messung 18 cm und die oberen 10 cm waren mit einer Temperatur von  $0^\circ\text{C}$  am Schmelzen. Es zeigt sich, dass an diesem Tag in der dem Messgebiet entsprechenden Gitterzelle  $\sigma^0$  sehr gering (-18 dB) und  $T_B$  sehr hoch (250 K) im Vergleich zu den Werten des 14-tägigen Zeitraums sind. Einen Tag später lag die Temperatur der Schneeoberfläche bei  $-1,5^\circ\text{C}$ .  $T_B$  war in dem entsprechenden Gitterpunkt an diesem Tag mit 220 K bedeutend niedriger und  $\sigma^0$  (-15 dB) auffallend höher als bei der Messung einen Tag zuvor. Ein Schneeprofil vom 24.11. bestätigt den Zusammenhang von hoher  $T_B$ , niedrigem  $\sigma^0$  und oberflächlichem Schmelzen des Schnees.

Die Abbildung 4.17 (links) zeigt die räumliche Verteilung von  $\sigma^0$  auf Meereis im Weddellmeer an fünf aufeinander folgenden Tagen aus dem in Abbildung 4.16 dargestellten Zeitraum im November 2004. Offensichtlich kommt es in dem betrachteten Zeitraum in B2 zu der Bildung und Auflösung von räumlich begrenzten Gebieten mit sehr hohen  $\sigma^0$ -Werten ( $\sigma^0$ -spots). Die parallele Beobachtung des oberflächenna-



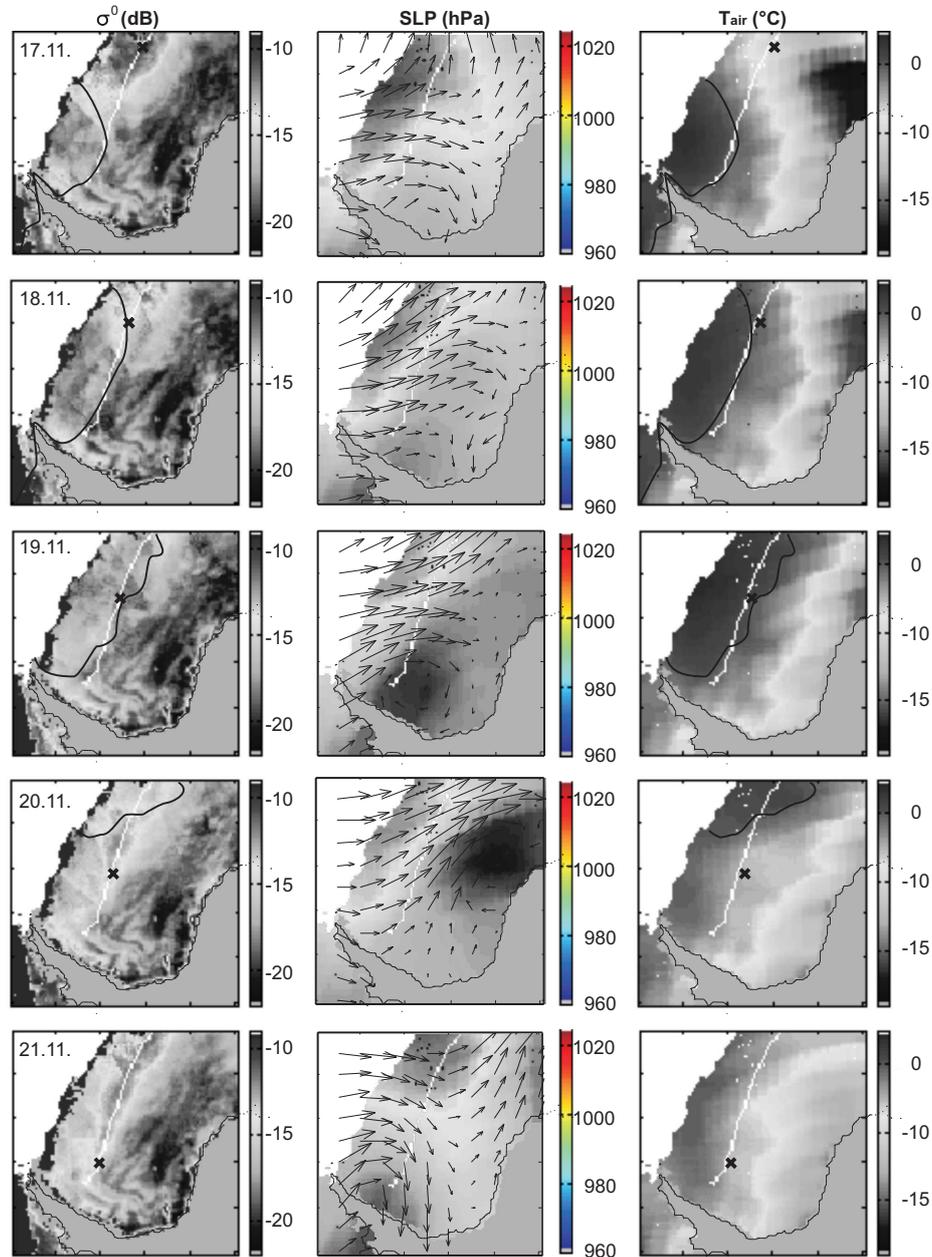
**Abbildung 4.16:** a) Tagesmittelwert von  $T_{B37V}$  und  $T_{air}$  (Schiffmast) sowie  $T_0$  zum Zeitpunkt der Messung und Tagesmittelwert von  $\sigma^0$  sowie SLP an der jeweiligen Position von FS Polarstern im Zeitraum 14.11. bis 27.11.2004. b) Positionsübersicht im November. c) Ausgesuchte Vertikalprofile der Schneetemperatur  $T_S$  aus dem in (a) dargestellten Zeitraum.

hen Windvektors und des Luftdrucks in Meeresniveau aus NCEP/NCAR Reanalysen (Abb. 4.17, Mitte) deuten darauf hin, dass die Auflösung des am 17.11. im nordwestlichen Weddellmeer beobachteten  $\sigma^0$ -spots mit einem aus Westen herannahenden Tiefdruckgebiet am 18.11. in Zusammenhang steht. Als das Tief am 19.11. das zentrale Weddellmeer erreicht, reicht die  $0^\circ\text{C}$ -Isotherme der Lufttemperatur (Abb. 4.17, rechts) bis zum südlichen Rand von B2 und der  $\sigma^0$ -spot verschwindet vollständig. Diese Beobachtung findet Bestätigung in den in-situ Daten, die am 19.11. eine hohe Lufttemperatur und oberflächliches Schmelzen anzeigen (Abb. 4.16). Nachdem sich das Tief weiter ostwärts bewegt hat, sinken die Temperaturen wieder und  $\sigma^0$  steigt zunehmend in Gebieten an, in denen sich die  $0^\circ\text{C}$ -Isotherme nach Norden verschiebt.

Diskussion der räumlichen Variabilität von  $T_B$  und  $\sigma^0$

Die räumliche Variabilität von  $T_B$  und  $\sigma^0$ , die nicht durch räumliche Unterschiede in den Anteilen offener Wasserflächen erklärt werden kann, wird hauptsächlich durch den Eistyp (FYI/SYI), und damit durch Unterschiede der Oberflächenrauigkeit und mittleren Schneedicke, sowie durch regionale meteorologische Einflüsse hervor-

gerufen. In den Sommermonaten spielen letztere eine besonders gewichtige Rolle, da die Bildung von Flüssigwasser im Schnee durch Schmelzprozesse drastische Veränderungen von  $T_B$  und  $\sigma^0$  hervorruft (Ulaby et al., 1986, vgl. Kap. 3).



**Abbildung 4.17:** Räumliche Verteilung von  $\sigma^0$  (linke Spalte), 12 Uhr-Wert des Luftdruckes in Meeressniveau (SLP) und des Bodenwind-Vektors aus NCEP/NCAR-Reanalysen (mittlere Spalte) und  $T_{air}$  in Bodennähe aus NCEP/NCAR-Reanalysen (rechte Spalte), zusammen mit der  $0^{\circ}\text{C}$  Isotherme (schwarze Linie) vom 17. bis zum 21. November 2004 (Reihe 1 bis 5) im Weddellmeer. Die jeweilige Position von FS Polarstern ist durch schwarze Kreuze markiert.

Die Eisrandzone (B1) mit Eisschollen, deren Größe die räumliche Auflösung der Sensoren bei weitem unterschreitet, zeichnet sich durch eine hohe Rauigkeit aus und verursacht dadurch die für Meereis dieser Jahreszeit maximalen  $\sigma^0$ - und minimalen  $T_B$ -Signale. In B1 dominieren also Wasserflächen offensichtlich die Ausprägung der Satellitensignale. Wenn das Meereis sich im Dezember zurückzieht, dehnt sich B1 nach Südwesten aus, was sich wiederum in steigenden  $\sigma^0$ - und sinkenden  $T_B$ -Werten niederschlägt. Der dominante Einfluss der offener Wasserflächen macht es damit quasi unmöglich, in B1 anhand von Satellitendaten Aussagen über Prozesse an der Meereisoberfläche zu treffen.

Anders verhält es sich in B2 und B3. Die Tatsache, dass diese beiden Meereisgebiete sich jeweils durch  $c_{ice}$ -Werte von 80% bis 100% auszeichnen, lässt darauf schließen, dass die im Mittel höheren  $\sigma^0$ - und niedrigeren  $T_B$ -Werte in B2 im Vergleich zu B3 durch andere Einflüsse zu Stande kommen.

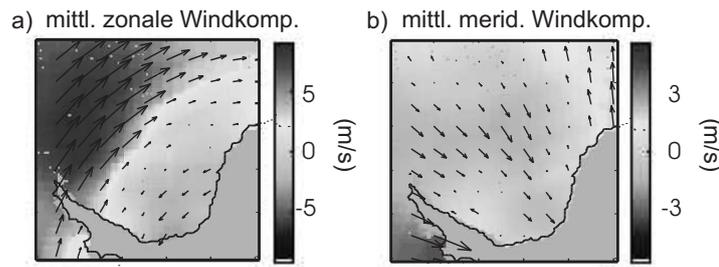
Der scharfe Übergang von B2 nach B3 kann durch Schmelzprozesse erklärt werden: Hohe  $\sigma^0$ -Werte und die hohe zeitliche Variabilität von  $T_B$  in B2 resultieren aus der wiederholten Advektion warmer Luftmassen aus dem Norden. Dies wird durch den Tiefdruckgürtel hervorgerufen, der westliche Winde nördlich von etwa 65°Süd von einer östlichen Strömung im südlichen Weddellmeer trennt (Simmonds und Keay, 2000; Venegas und Drinkwater, 2001). Die räumliche Variabilität der mittleren zonalen Windkomponente im November (Abb. 4.18) veranschaulicht, dass der Übergang westlicher zu östlicher Strömung nahezu parallel zu dem Übergang von B2 zu B3 verläuft.

Aus den oben beschriebenen Beobachtungen lässt sich schlussfolgern, dass die  $\sigma^0$ -spots, die hohe zeitliche  $\sigma^0$ - und  $T_B$ -Variabilität und hohe  $DT_BA$ -Werte in B2 durch metamorphen Schnee zustande kommen. Ursächlich für die Metamorphose sind Schmelz-Gefrier-Zyklen, die durch Temperaturschwankungen verursacht werden.

Tabelle 4.1 fasst die wechselnden Bedingungen in der obersten Schneesicht für den beobachteten Zeitraum noch einmal zusammen und zeigt die wiederholte Abfolge von Schmelzen und Wiedergefrieren des Schnees in B2. Der resultierende metamorphe Schnee verursacht durch eine Korngrössenzunahme und die damit verbundene Erhöhung der Volumenstreuung und Abnahme des Emissionsvermögens  $\varepsilon_m$  (Ulaby et al., 1986) hohe  $\sigma^0$ - und niedrige  $T_B$ -Werte.

Die Dichtemessungen aus Tabelle 4.1 sind mit Vorsicht zu interpretieren, da die Schnee-Messgruben eine unterschiedliche Tiefe hatten und die kleinskalige Variabilität dieser Größe äußerst hoch sein kann. Weiterhin muss berücksichtigt werden, dass die Messungen an veränderlichen Positionen durchgeführt wurden, wobei jedoch alle Messpositionen während des Transekts innerhalb von B2 lagen.

B2 zeichnet sich dadurch aus, dass die typischen Lufttemperaturwerte im Frühjahr und Sommer hier um 0°C schwanken, wohingegen weiter südlich in B3 Schmelzeignisse, durch die Lage in höheren Breiten, mit viel geringerer Frequenz auftreten. Die Nord-Süd-Ausdehnung des typischen zirkumpolaren Tiefdruckgürtels (Venegas und Drinkwater, 2001) verstärkt diesen Effekt zusätzlich.



**Abbildung 4.18:** Die räumliche Verteilung des Monatsmittels des zonalen (a) und meridionalen (b) bodennahen Windvektors aus NCEP/NCAR-Reanalysen im Weddellmeer, November 2004.

**Tabelle 4.1:** Stratigraphie der obersten Schneeschicht sowie deren Temperatur  $T_0$ , Dichte und Feuchte während der Messungen am 17., 19., 20. und 24. November 2004.

Datum	Beobachtung	$T_0(^{\circ}C)$	Dichte ( $kg\ m^{-3}$ )	Feuchte (%)
17.Nov	komprimierter, vereister Schnee	-0,2	240 - 340	0
19.Nov	feuchter, weicher Schnee	0,0	401 - 470	4
20.Nov	wiedergefr. Schmelzcluster	-1,4	290 - 355	0
24.Nov	feuchter, weicher Schnee	0,0	188 - 306	5

Die Tatsache, dass die räumliche Verteilung der  $T_B$ -Werte einen geringeren Kontrast beim Übergang von B2 nach B3 aufweist könnte aus den unterschiedlichen Beobachtungs-Wellenlängen resultieren. Die Emissionstiefe von Strahlung bei einer Frequenz von 37 GHz ist geringer als die Eindringtiefe des 13,4 GHz QuikSCAT-Scatterometers, solange der Schnee nicht zu feucht und damit undurchlässig für Mikrowellenstrahlung wird.

Im westlichen Weddellmeer, parallel zum Larsen-Schelfeis, verursacht eine Konvergenz der Meereisdrift die Bildung von deformiertem und dickem Eis (Eicken, 1998), das sich durch hohe  $\sigma^0$ -Werte auszeichnet (Drinkwater, 1998). Weiterhin trifft dies für SYI zu, das in dieser Region oft zu finden ist (Haas et al., 2007).

Ein deutliches Band einjährigen Eises, das aus dem südlichen Weddellmeer nach Norden driftet ist in Abbildung 4.13-b zu erkennen (Pfeil). Die geringere Porosität und die im Allgemeinen ebenere Oberfläche verursachen die relativ geringen  $\sigma^0$ -Werte dieses Eistyps. Die Tatsache, dass diese Struktur im Dezember nicht mehr zu erkennen ist, lässt darauf schließen, dass ab diesem Zeitpunkt die Schneeeigenschaften das  $\sigma^0$ -Signal gegenüber dem darunter liegenden Eis dominieren und Unterschiede des Eistyps damit ausgeblendet werden.  $T_B$  zeigt im Vergleich zu  $\sigma^0$  aufgrund der geringeren Emissionstiefe eine geringere Sensitivität gegenüber dem Eistyp.

Das mehrjährige Eis mit seiner höheren mittleren Schneedicke scheint von den Schmelz-Gefrier-Zyklen stärker als einjähriges Eis betroffen zu sein. Darauf lassen eine starke  $T_B$ -Abnahme,  $\sigma^0$ -Zunahme und die maximale zeitliche Variabilität im

westlichen Weddellmeer schließen (Abb. 4.15). Diese Beobachtungen treten vor allem im Dezember auf, also wenn die Lufttemperatur und solare Einstrahlung zunehmen. Jedoch kommt es aufgrund der Tatsache, dass der Wärmefluss in den Schnee wenige  $W m^{-2}$  nicht übersteigt (vgl. ISPOL-Feldmessungen, Kap. 4.2), eher zu der Bildung metamorphen Schnees als zu einer kompletten Durchfeuchtung und der Bildung von Schmelztümpeln. Aus diesem Grund zeigen sich die sommerlichen Tendenzen von  $\sigma^0$  (steigend) und  $T_B$  (sinkend) hier gegensätzlich zu Beobachtungen in der Arktis (Nicolaus et al., 2007). Dies wird von den Feldmessungen während ISPOL bestätigt (Willmes et al., 2007a).

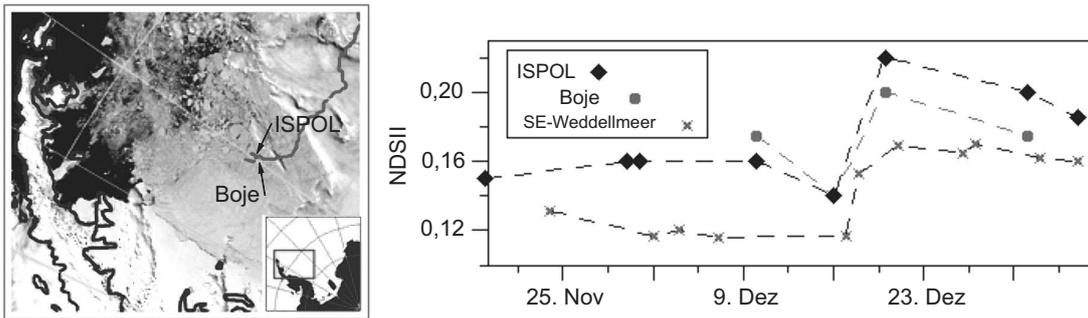
Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die B2-Meereisregionen im Weddellmeer von kurzfristigen Schmelzereignissen betroffen sind, während das übrige Meereis (B3) sich meist durch Advektion und basales Schmelzen auflöst bevor es zu signifikantem oberflächlichem Schmelzen kommt. Die räumliche Verteilung von B2 und B3-Bereichen wird durch die allgemeinen atmosphärischen Zirkulationsmuster und die damit verbundene Variabilität der Lufttemperatur bestimmt (Willmes et al., 2007b).

#### 4.2.5 NDSII-Beobachtungen im Weddellmeer

Im Verlauf der ISPOL-Expedition wurde kontinuierlich die Entwicklung des NDSII auf wolkenfreien Flächen in der Umgebung der ISPOL-Scholle sowie im restlichen Weddell-See beobachtet. Aktuelle AVHRR-Aufnahmen konnten in Echtzeit über die bordeigene HRPT-Satellitenempfangsanlage auf FS Polarstern empfangen werden. Nach einer Extraktion der gewünschten Kanäle und anschließenden Projektion des Bildes auf ein polarstereographisches Gitter wurde mit eigens dafür entwickelter *Matlab*-Programme der NDSII für optisch identifizierte Meereisflächen ohne Wolkenbedeckung berechnet. Diese Analysen sollten auch zur Auswahl interessanter Gebiete für Feldmessungen mittels Helikopter (*floe hopping*) dienen. Tatsächlich konnten aufgrund der beschränkten Reichweite der Helikopter jedoch nur Eisflächen in einem Umkreis von etwa 150 km um die Driftstation angefliegen werden.

Für die Position der ISPOL-Ankerscholle konnten für den Zeitraum der Drift insgesamt 7 NDSII-Werte aus wolkenfreien AVHRR-Bildern im hochaufgelösten LAC-Format berechnet werden. Diese 7 Werte sind relativ gleichmässig über den Messzeitraum verteilt (Abb. 4.19).

Der NDSII an der ISPOL-Position wurde als Mittelwert einer  $3 \times 3$  AVHRR-Bildpunkte grossen Box (entspricht einer Fläche von etwa  $11 \text{ km}^2$ ) mit dem Startpunkt der Drift im Zentrum berechnet. Die Abbildung 4.19 enthält weiterhin die NDSII-Verläufe an der Position einer Driftboje, die etwa 60 km südlich der Ankerscholle abgesetzt wurde. Es ist deutlich zu erkennen, dass der Indexwert sich bis zum 16.12.2004 kaum verändert und bei etwa 0,16 liegt. Für die Bojenposition liegen vor dem 10.12.2004 keine Werte vor. In beiden Kurven ist jedoch nach dem 16.12.2004 ein deutlicher Sprung auf Werte über 0,2 für die ISPOL-Position und über 0,19 bei der Boje zu finden. Die Abbildung zeigt weiterhin die Entwicklung des NDSII auf einer wolkenlosen Meereisfläche im südöstlichen Weddellmeer. Diese Werte wurden jedoch



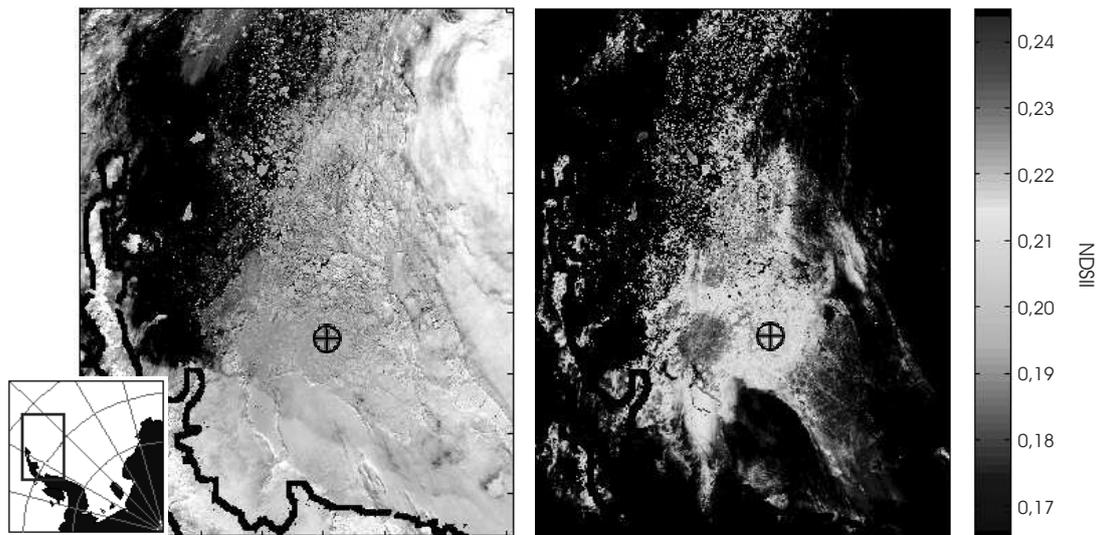
**Abbildung 4.19:** Links: AVHRR-Ausschnitt (Kanal 2) vom 18.12.2004. Fahrtverlauf und Drift der FS Polarstern. Rechts: Verlauf der ermittelten NDSII-Werte an der ISPOL-Startposition, an einer ISPOL-Boje 60 km weiter südlich sowie einer Eisscholle im südöstlichen Weddellmeer (Position nicht in der Abbildung) während der ISPOL-Messungen im Dezember 2004.

nicht für eine feste Position, sondern als Mittelwert einer optisch gut identifizierbaren Eisscholle bestimmt (*floe tracking*). Dabei wurde diese Scholle in den täglichen Satellitenbildern verfolgt, um für jeden wolkenlosen Tag ihren mittleren NDSII-Wert berechnen zu können. Diese Kurve zeichnet sich durch insgesamt niedrigere Werte aus, zeigt jedoch ebenso einen deutlichen Anstieg nach dem 16.12.2004.

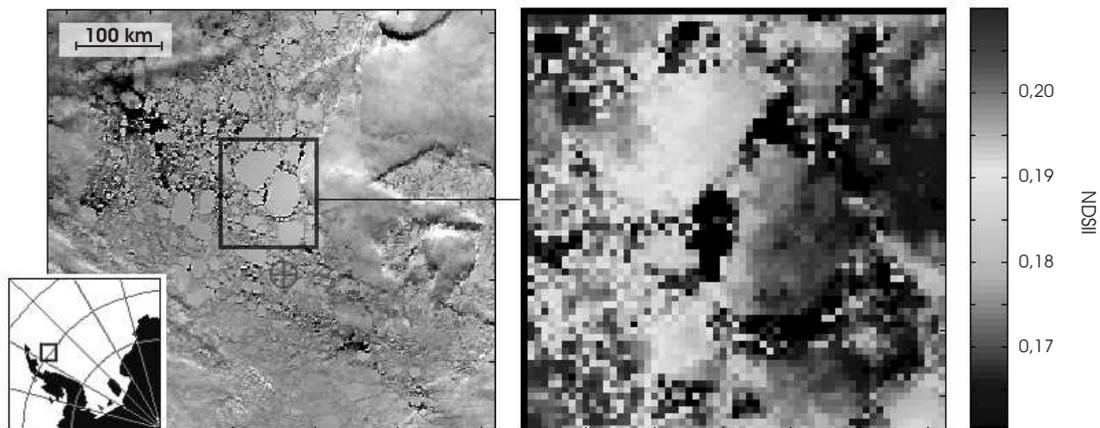
### NDSII-Karten

In Abbildung 4.20 wird der NDSII für den 29.12.2004 räumlich dargestellt. Es ist gut zu sehen, dass die ISPOL-Ankerscholle (Markierung) zu diesem Zeitpunkt am südlichen Rand eines Gebietes mit NDSII-Werten über 0,22 liegt, während die Werte allgemein von der Eiskante nach Süden hin abnehmen. Die höchsten Werte sind über einzelnen Schollen in der äusseren Eisrandzone zu finden.

Bildpunkte mit dichter Bewölkung fallen deutlich aus dem vorab definierten Farbwertebereich des NDSII für wolkenlose Flächen (0,1 bis 0,3) heraus. Problematisch hingegen ist die Ableitung des Index auf Flächen mit Nebel oder Dunst. Hier kann es durchaus zu Indexwerten kommen, die fälschlicherweise mit feuchtem Schnee in Verbindung gebracht werden können (DeAbreu, 1996). Die NDSII-Karten wurden auf Tagesbasis erstellt. Oftmals hat sich jedoch verbreitete Bewölkung als limitierender Faktor bei der grossräumigen Analyse des NDSII gezeigt, so dass nur etwa alle 5 bis 6 Tage eine NDSII-Karte für einen Bereich abgeleitet werden konnte, der gross genug war die Umgebung von ISPOL in ausreichender Ausdehnung darzustellen. Stellenweise zeigen auch einzelne Eisschollen, die genügend gross sind, um im AVHRR-Bild als solche erkannt zu werden, einen deutlichen räumlichen NDSII-Gradienten (Abb. 4.21). Leider war es für solche Flächen aufgrund der begrenzten Helikopterreichweite nicht möglich, in-situ-Messdaten zu bekommen.



**Abbildung 4.20:** Links: AVHRR-Ausschnitt (Kanal 2) des nordwestlichen Weddellmeeres am 29.12.2004. Rechts: Entsprechende räumliche Verteilung des NDSII. Die Position der FS Polarstern zu diesem Zeitpunkt ist durch ein schwarzes Kreuz markiert.

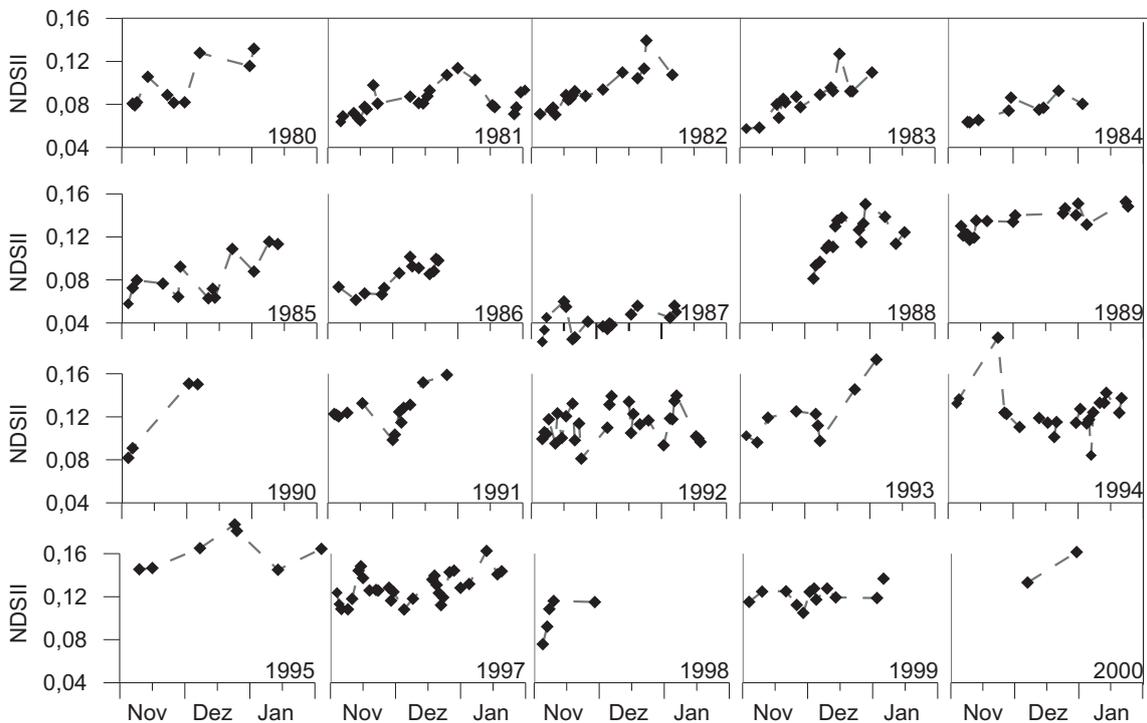


**Abbildung 4.21:** Links: AVHRR-Ausschnitt (Kanal 2) der näheren Umgebung der ISPOL-Messungen am 29.12.2004. Rechts: Vergrößerung und NDSII-Darstellung zwei markanter Eisschollen nördlich der ISPOL-Position.

### Langjährige NDSII-Entwicklung im Weddellmeer

Zur Untersuchung der langjährigen Entwicklung der saisonalen NDSII-Variabilität im Weddellmeer wurden AVHRR-Aufnahmen im GAC-Format der Monate November bis Januar für den Zeitraum von 1980 bis 2000 analysiert. Nach einer automatisierten Vorprozessierung, die eine radiometrische Kalibrierung und Projektion der Daten auf das polarstereographische Gitter des Untersuchungsgebietes beinhaltet,

wurden für Szenen mit optisch identifizierbaren wolkenlosen Meereisflächen NDSII-Werte berechnet.



**Abbildung 4.22:** Langjährige Entwicklung der NDSII-Werte im Weddellmeer. Die Werte wurden aus der Reflexion von (optisch identifizierbaren) wolkenfreien Eisflächen im Zeitraum November bis Januar der Jahre 1980 bis 2000 berechnet.

Aufgrund der Abhängigkeit der NDSII-Analysen von wolkenlosen Bedingungen kann der zeitliche Verlauf des Index kaum für Punkte fester Koordinaten berechnet werden, sondern muss als Mittelwert eines grösseren Gebietes aus wechselnden Flächen ohne Wolkenbedeckung bestimmt werden. Aus diesem Grund wurde für die langjährige NDSII-Analyse das Weddellmeer in 3 Sektoren - einen nördlichen, mittleren und südlichen Bereich - unterteilt. Für jeden Sektor wurden hiernach wolkenfreie Meereisflächen ausgesucht, anschliessend der räumliche NDSII-Mittelwert dieser Flächen berechnet und das Ergebnis in die zeitliche Entwicklung des NDSII im betreffenden Sektor übertragen. Jedoch wurde aufgrund der verbreiteten Bewölkung im Weddellmeer selbst mit diesem Verfahren keine Wertedichte erreicht, die je Sektor eine Möglichkeit zur Bewertung des NDSII-Verlaufs zwischen Oktober und März erlaubt hätte. Somit wurden alle abgeleiteten Indexwerte der drei Sektoren für die Entwicklung des NDSII im gesamten Weddellmeer zusammengefasst.

Wie in Abbildung 4.22 zu sehen ist, ergeben sich dabei wesentlich unstrukturiertere Verläufe als auf Basis der höher aufgelösten LAC-Daten (Abb. 4.19). Die Notwendigkeit der Zusammenfassung von Werten aus verschiedenen Gebieten des Weddellmeeres, die aus der verbreiteten Präsenz von Bewölkung und der niedrigeren räumlichen Auflösung der GAC-Daten resultiert, führt zu nicht interpretierbaren

NDSII-Verläufen in allen untersuchten Jahren. In vielen Jahren ist tendenziell eine Zunahme der Werte im Untersuchungszeitraum festzustellen (1980, 1981, 1982, 1983, 1986). Markante Sprünge des Index wie in Abbildung 4.19 sind jedoch nicht identifizierbar.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die Untersuchung der langjährigen saisonalen Variabilität des NDSII-Wertes auf Basis der zur Verfügung stehenden GAC-Daten sich als nicht aussagekräftig erweist. Eine höhere räumliche Auflösung würde die Identifizierung selbst kleiner wolkenfreier Flächen erleichtern und somit eine grössere Anzahl von Werten für ein begrenztes Gebiet ermöglichen. Jedoch konnte auch auf Basis der GAC-Daten ein allgemeines räumliches NDSII-Muster ähnlich dem in Abbildung 4.20 festgestellt werden: Die NDSII-Werte nehmen generell zur Eiskante und zum Larsen-Eisschelf hin zu.

## 5 Untersuchung und Bestimmung des Schmelzbegins im ISPOL-Sommer 2004/2005

Die Satellitenbeobachtungen des ISPOL-Messgebietes im Sommer 2004/2005 zeigen im Vergleich zu den Jahren 1994 bis 2005 (Abb. 4.7), dass man die Feldmessungen als repräsentativ im langjährigen Kontext einstufen kann.

Ein optisch und messtechnisch deutlich erfassbarer Schmelzbeginn war während ISPOL nicht festzustellen. Es ist auch nicht davon auszugehen, dass es im Nachhinein zu einem deutlichen Schmelzen des Schnees kam, da die fernerkundlich erfassten Oberflächensignale nach den Feldmessungen keine signifikanten Änderungen mehr zeigten.

Lediglich bei einer deutlichen und andauernden Erhöhung von  $T_B$  im Sommer kann davon ausgegangen werden, dass es sich dabei um starkes, anhaltendes Schmelzen handelt. Solche Ereignisse sind jedoch auf der gesamten Meereisfläche der Antarktis kaum zu finden, wie die Abbildungen 4.5, 4.6 und auch die mittleren saisonalen Trends von  $T_B$  und  $\sigma^0$  (Abb. A.2) zeigen.

ISPOL hat die Erwartung bestätigt, dass starkes Schmelzen und eine komplette Durchfeuchtung des Schnees auf antarktischem Meereis nicht auftreten (Massom et al., 2001; Haas et al., 2001). Jedoch kommt es zu einer allmählichen Zunahme der Schneefeuchte, verbunden mit ausgeprägten Tagesgängen.

Inwiefern diese Änderungen deutlich genug sind, um Schmelzen auf der Basis von Satellitendaten zu identifizieren, soll in den folgenden Untersuchungen festgestellt werden.

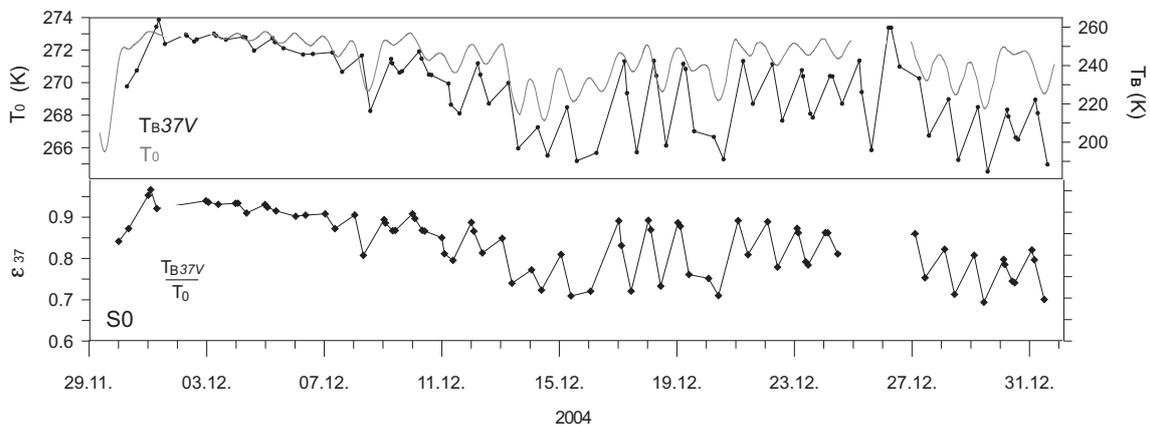
### 5.1 Modellierung des Mikrowellen-Emissionsvermögens

Der Vergleich von Boden- und Satellitendaten während der ISPOL-Expedition hat eine Verstärkung des Tagesgangs der Schneefeuchte und parallel dazu ansteigende  $DT_{BA}$ -Werte ab dem 16.12. gezeigt (Abb. 4.12). Um die Interpretation dieser Beobachtung zu unterstützen, soll hier die Veränderung des Mikrowellenemissionsvermögens der Schneeoberfläche bei 37 GHz ( $\varepsilon_{37}$ ) während der ISPOL-Messungen untersucht werden. Dazu wird  $\varepsilon_{37}$  zum Einen aus dem Vergleich der Strahlungstemperatur  $T_{B37V}$  mit der tatsächlichen Oberflächentemperatur  $T_0$  berechnet, und zum Anderen mittels eines numerischen Modells simuliert.

Der Wert von  $T_B$  setzt sich aus der physikalischen Temperatur  $T_0$  des betrachteten Körpers und seinem  $\varepsilon_m$  zusammen (vgl. Gl. 1.2). In Bezug auf die während ISPOL beprobte Schneefläche ergibt sich demnach

$$\varepsilon_{37} = \frac{T_{B37V}}{T_0} \quad (5.1)$$

Die aus AWS-Daten berechnete Temperatur der Schneeoberfläche  $T_0$  (vgl. Gl. 3.2) schwankte im Zeitraum der ISPOL-Messungen zwischen 265 und 273 K (Abb. 4.12), während die parallel beobachtete  $T_{B37V}$  zwischen 180 und 265 K variierte (Abb. 4.8). Das aus den beiden Größen nach Gleichung 5.1 berechnete  $\varepsilon_{37}$  nimmt bis zum 15.12. tendenziell ab und schwankt hiernach deutlich auf Tagesbasis (Abb. 5.1). Hierin spiegelt sich der Einfluss der erhöhten Schneefeuchte in den Abendstunden nach dem 15.12. wieder. Die hohe Dielektrizitätskonstante von flüssigem Wasser verursacht hohe  $\varepsilon_{37}$ -Werte, wobei ein Wiedergefrieren zum Gegenteil führt. Die schwankenden Emissivitätswerte verdeutlichen damit das Auftreten starker Schmelz-Gefrier-Zyklen auf Tagesbasis und deren Zunahme im Verlauf der Feldmessungen.

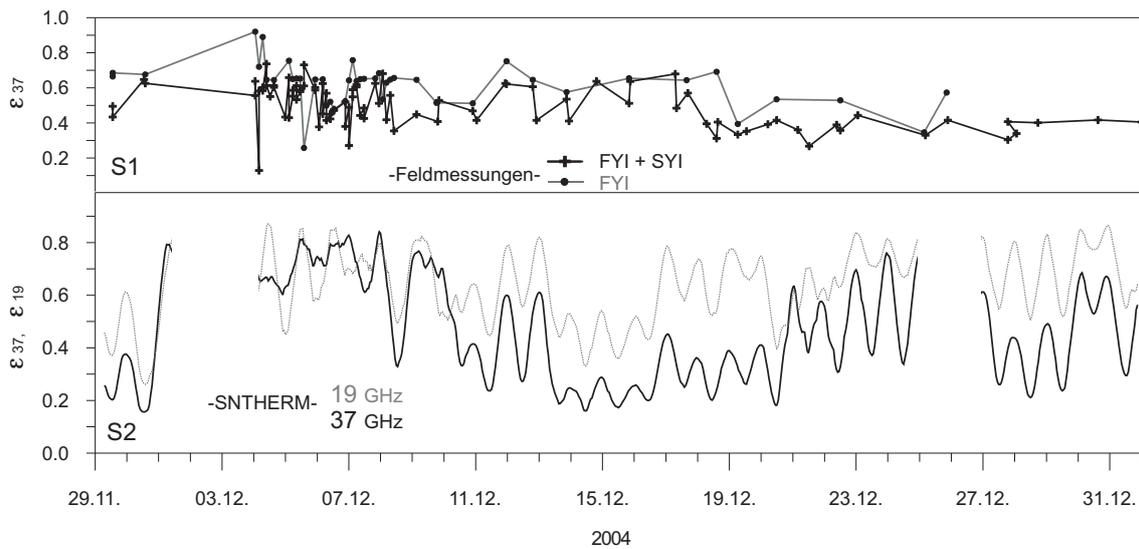


**Abbildung 5.1:** Oben: Verlauf von  $T_{B37V}$  (schwarz) und Oberflächentemperatur  $T_0$  (grau). Unten: Verlauf des Mikrowellenemissionsvermögens der Oberfläche nach Gl. 5.1 an der ISPOL-Position während der Feldmessungen

Um dies näher zu verdeutlichen wird  $\varepsilon_{37}$  mittels des Modells MEMLS2 (Wiesmann und Mätzler, 1998, Kap. 3.2.3) vorwärtsmodelliert (vgl. Kap. 3.2.3).

Vom 4.12. bis 8.12.2004 wurden Schneeprofilmessungen sechs mal täglich durchgeführt, hiernach nur noch ein bis zwei mal pro Tag. Für die Anfertigung einer Datei mit Abtriebsdaten für MEMLS2 wurden alle Profilmessungen auf Einheitshöhe normiert und in 50 Schichten vertikale unterteilt, wobei der Wert jeder Schicht aus den tatsächlichen Messungen linear interpoliert wurde. Bei zeitgleichen Messungen an unterschiedlichen Stellen wurde ein Mittelwert gebildet. So ergab sich nach Zusammenfassung aller Profilmessungen eine Antriebsdatei mit 109 Profilen (Spalten) und 50 Schichten (Zeilen).

Das Ergebnis der Simulation von  $\varepsilon_{37}$  auf Basis dieser Datei ist in Abbildung 5.2 (S1) dargestellt. Weiterhin wurde eine Simulation für die Schneeprofile durchgeführt, die



**Abbildung 5.2:** Oben: Verlauf der aus Feldmessungen der physikalischen Schneeeigenschaften modellierten  $\varepsilon_{37}$ -Werte über einjährigem Eis (FYI, grau) und aus allen Messwerten (schwarz). Unten: Verlauf des aus SNTHERM-Ausgaben modellierten  $\varepsilon_{37}$  (schwarz) und  $\varepsilon_{19}$  (grau) der Oberfläche an der ISPOL-Position während der Bodenmessungen

ausschließlich auf einjährigem Eis (Messlinie 6) erhoben wurden. Diese basiert auf 44 Profilen und 50 Schichten und ist ebenfalls in Abbildung 5.2 (S1) dargestellt. Der Verlauf von  $\varepsilon_{37}$  zeigt für beide Antriebsdateien ein ähnliches Bild: Die Werte sinken langsam im Verlauf des Messzeitraumes und zeigen einen Tagesgang, wenn die Messfrequenz hierzu hoch genug war (4.12. bis 8.12.).

Um die zeitliche Auflösung der Simulation verbessern zu können, wurde MEMLS2 alternativ mit modellierten Schnee-Eigenschaften angetrieben. Diese basieren auf dem Modell SNTHERM (Nicolaus, 2006, vgl. Kap. 3.2.3) und beruhen auf Messungen der kurzwelligen Strahlungsbilanz und weiterer meteorologischer Parameter der AWS-Daten während ISPOL und liefern die für MEMLS2 erforderlichen Eigenschaften des Schnees mit einer zeitlichen Auflösung von 5 Minuten. Zur Anfertigung einer Antriebsdatei wurden Stundenmittel der SNTHERM-Ausgaben verwendet, wodurch sich für den Messzeitraum 796 Schneeprofile mit je 23 simulierten Schichten ergaben. Die daraus modellierten  $\varepsilon_{19}$ - und  $\varepsilon_{37}$ -Werte sind in Abbildung 5.2 (S2) dargestellt.

Auf den ersten Blick unterscheidet sich der Verlauf von  $\varepsilon_{37}$  in dieser Simulation (S2) recht deutlich von dem auf Basis der Feldmessungen (S1). Die Tendenz zu sinkenden  $\varepsilon_{37}$ -Werten ist in beiden Kurven erkennbar.  $\varepsilon_{37}$ -Werte auf Basis von SNTHERM-Ausgaben (S2) zeigen aufgrund der höheren zeitlichen Auflösung den Tagesgang mit großer Deutlichkeit. Außerdem tritt hier parallel zu dem Temperaturminimum am 15.12. (Abb. 4.8-a) ein Minimum der Emissivität, verbunden mit geringen Tagesschwankungen auf. Ab dem 16.12. steigt die Stärke der Tagesgänge jedoch wieder

deutlich an.  $\varepsilon_{19}$  scheint den Tagesschwankungen gegenüber etwas unempfindlicher zu sein als  $\varepsilon_{37}$  (Abb. 5.2-S2). SN THERM-  $\varepsilon_{37}$  (S2) stimmt recht gut mit dem berechneten  $\varepsilon_{37}$  (S0, Abb. 5.1) überein. In beiden tritt deutlich ein lokales Minimum am 15.12. auf. S2 zeigt starke  $\varepsilon_{37}$ -Tageszyklen auch schon ab Anfang Dezember, während diese in S0 erst nach dem 15.12. auftreten. Das Fehlen dieser Merkmale in  $\varepsilon_{37}$  aus Feldmessungen (S1) kommt wahrscheinlich durch eine Kombination aus der geringen zeitlichen Auflösung sowie die fehlerbehaftete Messung der Dichte durch die *Snow Fork* (Kap. 2.2) in grobkörnigem Schnee zu Stande.

Insgesamt verdeutlichen sowohl die Berechnung (S0), als auch die Modellierung von  $\varepsilon_{37}$  (v.a. S2), dass die beobachteten  $T_B$ -Tagesschwankungen während der ISPOL-Messungen größtenteils durch Schwankungen von  $\varepsilon_{37}$  und damit durch Veränderungen der Schneefeuchte verursacht wurden, nicht jedoch durch Schwankungen der Schneetemperatur  $T_0$ .

### 5.1.1 Ansatzmöglichkeiten für eine objektive Identifikation des Schmelzbeginns

Auf der Suche nach deutlichen Übergängen im physikalischen Zustand der Schnee- und Eisoberfläche in den Zeitreihen von  $T_B$  und  $\sigma^0$  sowie abgeleiteter Parameter ergibt sich das Problem der Deklaration schmelzrepräsentativer Kriterien, die unabhängig von Einflüssen wie Eistyp und Schneeeauflage sein müssen.

Prinzipiell ergeben sich durch die dargestellten Zusammenhänge saisonal bedingter Veränderungen der Schneeeigenschaften und damit verbundener Mikrowellensignaturen, in Kombination mit den beschriebenen hemisphärischen Besonderheiten, zwei grundlegende Möglichkeiten zur Identifizierung des sommerlichen Schmelzens auf antarktischem Meereis.

Zum Ersten kann ein Erkennungs-Kriterium für oberflächliches Schmelzen empirisch bestimmt werden. Dabei wird ein physikalischer Prozess in einen deterministischen Zusammenhang mit einer Veränderung von fernerkundlich gemessenen Größen gestellt. Die Empirie stammt dabei entweder aus der Simulation des (idealisierten) Prozesses oder der Messung in-situ. Hierdurch kann über einen Suchalgorithmus der betreffende Prozess in den Zeitreihen der Mikrowellendaten identifiziert werden. Ein Beispiel hierfür ist die Identifikation eines Zeitpunktes zu dem die Feuchte des Schnees so deutlich zunimmt, dass drastische Erhöhungen des Emissionsvermögens  $\varepsilon_m$  festzustellen sind.

Als zweite Möglichkeit steht die Identifizierung statistisch charakteristischer Zeiträume innerhalb des Gesamt-Beobachtungszeitraumes zur Verfügung. Hierbei wird nach zeitlich andauernden Veränderungen in den Oberflächensignalen gesucht, deren Auftreten mit grosser Wahrscheinlichkeit in Verbindung mit Schmelzprozessen steht, und die eine hinreichende Repräsentation der Sommerperiode gewährleisten.

In den vorliegenden Untersuchungen wurde eine Kombination der beiden genannten Prinzipien gewählt. Die Erläuterungen in Kapitel 3.1 und die Feldmessungen

während der ISPOL-Drift (Kap. 4.2) haben gezeigt, dass das Schmelzen auf antarktischem Meereis nicht durch eindeutige Übergänge gekennzeichnet ist und die Definition empirischer Kriterien zur Bestimmung des Schmelzbeginns dadurch erschwert wird. Jedoch wurde aus den Messungen ersichtlich, dass der Sommer durch typische Prozesse wie die Zunahme von Korngrößen, die Bildung von Eisschichten und das Auftreten von Schmelz-Gefrier-Zyklen im Schnee, charakterisiert wird (Willmes et al., 2007a). Diese Prozesse liefern ein Beobachtungskriterium, das bei einer sinnvollen Definition von Indikatoren in der Lage ist, die Sommerperiode zu identifizieren.

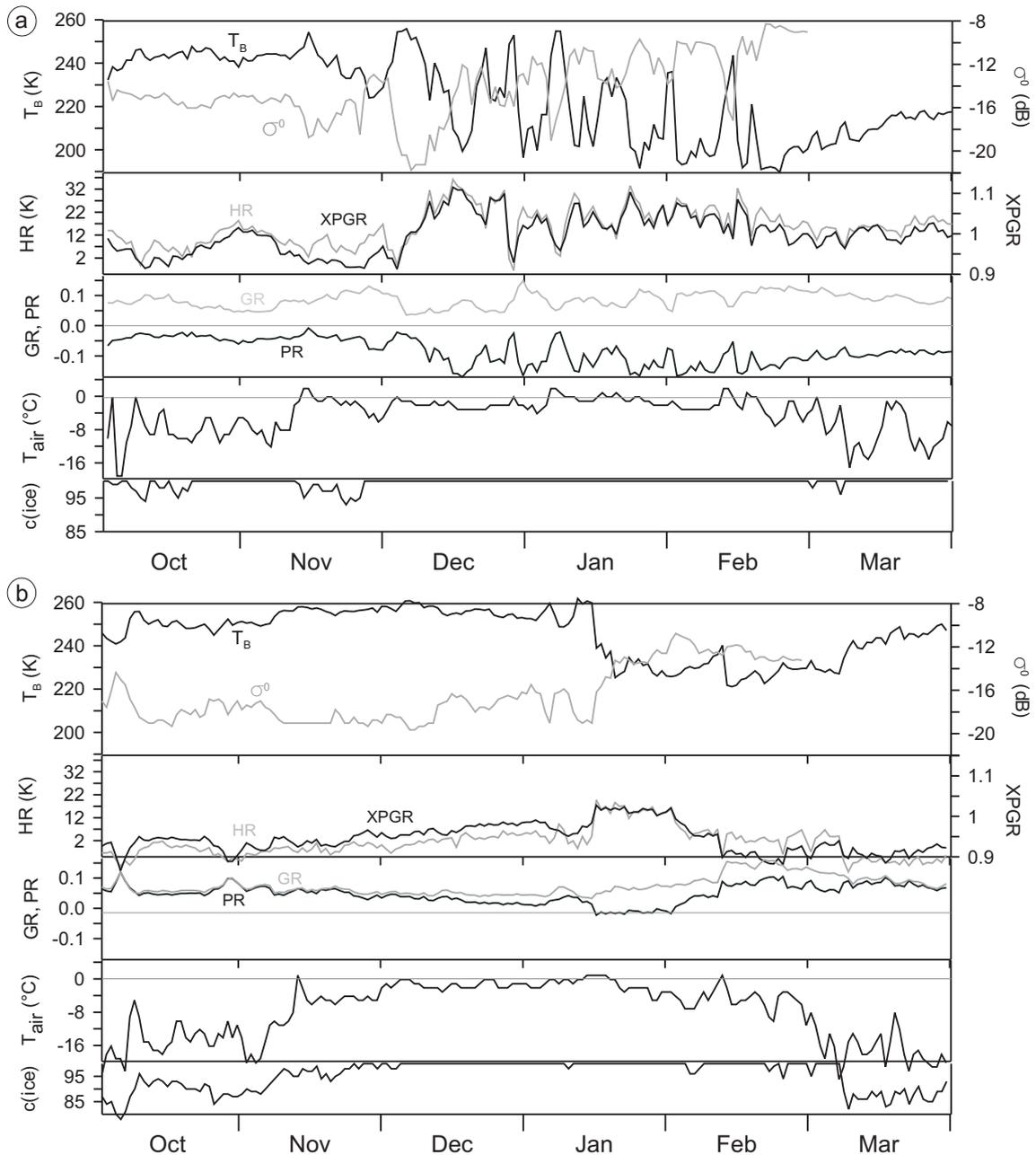
Im Folgenden werden die fernerkundlich gemessenen Oberflächensignale herangezogen, um das sommerliche Schmelzen auf antarktischem Meereis am Beispiel der ISPOL-Sommers 2004/2005 näher zu untersuchen.

### 5.1.2 Interpretation der $T_B$ -Indizes XPGR, HR, GR und PR

Die in Tabelle 3.1 und 3.2 (Kap. 4) dargestellten Zusammenhänge zwischen Meereis- und Schneeigenschaften sowie deren Mikrowellensignatur sind in ihrer Ausprägung frequenz- und polarisationsabhängig. Dies bedeutet, dass sich Veränderungen der thermophysikalischen Eigenschaften von Schnee und Meereis unterschiedlich stark auf die Messwerte in den einzelnen Beobachtungskanälen auswirken. Diesen Sachverhalt kann man sich durch die Bildung sekundärer Werte (Kanalkombinationen) in Form von Differenzen und Verhältnissen (bzgl. Frequenzen und Polarisationen) zu Nutze machen. Verbunden damit sind insbesondere zwei Zusammenhänge wichtig: a) die Frequenz-Abhängigkeit der Tiefe der effektiven Emissionsschicht sowie der Eindringtiefe von Mikrowellenstrahlung (Ulaby et al., 1981), und b) die Polarisationsabhängigkeit der Emissionseffizienz von Schmelzwasser.

Die Mächtigkeit der effektiven Emissionsschicht nimmt mit zunehmender Frequenz ab und kleine Mengen flüssigen Wassers im Schnee verursachen eine stärkere Zunahme der horizontal als der vertikal polarisierten  $T_B$  (Abdalati und Steffen, 1997). Dabei ist zu beachten, dass mit weiter zunehmenden Wassergehalt die Frequenzabhängigkeit der Emissionstiefe abnimmt (Mätzler, 1987; Haggerty und Curry, 2001), da Wasser mit seiner sehr hohen Dielektrizitätskonstante die darunterliegenden Schichten ausmaskiert. Laut Ulaby et al. (1986) beträgt die Emissionstiefe bei 37 GHz nur noch etwa 2 cm und bei 19 GHz etwa 8 cm, wenn die oberste Schneeschicht einen volumetrischen Wassergehalt von 2% oder mehr aufweist. Untersuchungen von Davis et al. (1987) zeigen dass eine 3 cm dicke Schneeschicht mit einer Feuchte von 5% bis 6% bereits am Schwarzkörper-Strahlungslimit ist, und damit ein  $\epsilon_m$  von 1 hat. Es muss berücksichtigt werden, dass die Emissionstiefe bei trockenem Schnee bedeutend höher ist, und in solchen Fällen die Beschaffenheit des Meereises die Werte der Indizes deutlich mit beeinflusst, bzw. sogar dominiert.

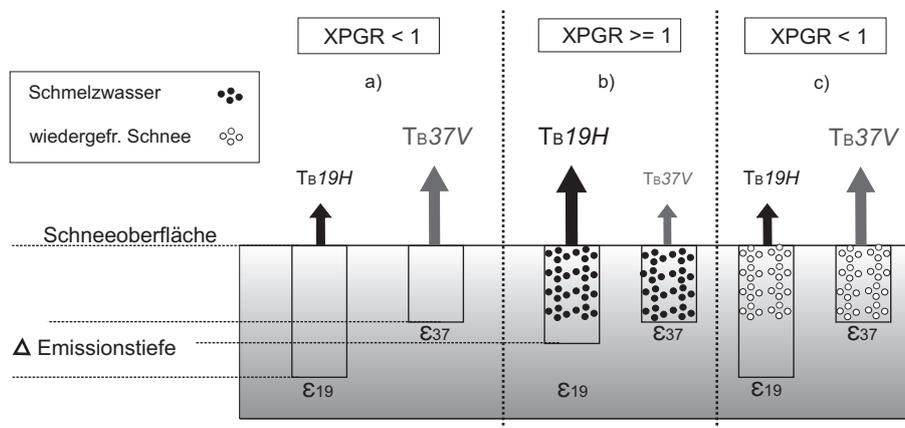
Die Verhältnis- und Differenzbildung von  $T_B$ -Werten aus unterschiedlichen Kanälen (z.B. in XPGR, GR oder PR) bringt den Vorteil mit sich, dass Veränderungen der



**Abbildung 5.3:** Verlauf verschiedener Meereisparameter auf FYI/SYI an der ISPOL-Position (a) und auf FYI im südl. Weddellmeer (b). Zeitlicher Verlauf von a)  $T_{B37V}$  und  $\sigma^0$  (oben), HR und XPGR (zweite Reihe), GR (grau) und PR (schwarz, dritte Reihe) und  $T_{air}$  (unten) an der Startposition der ISPOL-Drift ( $66,54^{\circ}\text{S}$ ,  $54,4^{\circ}\text{W}$ ) und b)  $T_{B37V}$  und  $\sigma^0$  (oben), HR und XPGR (zweite Reihe), GR und PR (dritte Reihe) und  $T_{air}$  (unten) auf FYI im südl. Weddellmeer ( $75,39^{\circ}\text{S}$ ,  $57,2^{\circ}\text{W}$ ), jeweils zwischen Oktober 2004 und März 2005.

Oberflächentemperatur  $T_0$  ausgeblendet und stattdessen nur die Unterschiede des Emissionsvermögens  $\varepsilon_m$  in den verwendeten Kanälen dargestellt werden. Aufgrund der Frequenz- und Polarisationsabhängigkeit der Änderungen von  $\varepsilon_m$  beim ersten Auftreten von Schmelzwasser (s.o.), ist die Untersuchung von Variationen in den kombinierten  $T_B$ -Indizes hilfreich für die Erfassung von Schmelzprozessen.

XPGR zeichnet sich in Abbildung 5.3-a (s. auch Abb. 4.5-R1a und 4.8-b) ab Anfang Dezember durch eine deutliche Wertezunahme aus. Dabei wird auch erstmalig seit Beginn des Sommerhalbjahres ein XPGR-Wert von 1,0 überschritten. Dies bedeutet, dass die Emissivität  $\varepsilon_{19}$  gegenüber  $\varepsilon_{37}$  zunimmt, und diese später sogar übersteigt. Der Zusammenhang dieser Beobachtung mit Veränderungen der Schneeoberfläche ist schematisch in der Abbildung 5.4 dargestellt. In trockenem Schnee überwiegt der Einfluss der unterschiedlichen Emissionstiefe von  $T_B19H$  und  $T_B37V$ , wobei  $\varepsilon_{19}$  dadurch niedriger als  $\varepsilon_{37}$  ausfällt.  $\varepsilon_{19}$  steigt stärker als  $\varepsilon_{37}$  beim ersten Auftreten von oberflächlichem Schmelzen. Ausserdem verringert sich der Unterschied der Emissionstiefe. Beides resultiert in einem Anstieg von XPGR. Gefriert die Oberfläche wieder, kommt es erneut zu einer Erhöhung der Emissionstiefe bei 19 GHz, wodurch  $\varepsilon_{19}$ , und damit auch XPGR wieder sinken. Wiederholte Zyklen aus Schmelzen und Gefrieren äussern sich in dem Verlauf von XPGR in Abbildung 5.3 durch die Schwankungen um einen Wert von  $XPGR = 1,0$  nach dem XPGR-Anstieg ab Anfang Dezember.



**Abbildung 5.4:** Schematische Darstellung der  $T_B$ -Komponenten des XPGR-Index bei a) trockenem Schnee, b) oberflächlich schmelzenden Schnee und c) oberflächlich wiedergefrorenem Schnee.

Ab Mitte Dezember tritt sozusagen ein „Sättigungseffekt“ auf. Die XPGR-Werte schwanken nun auf höherem Niveau (Abb. 5.3-a) mit einer größeren Amplitude bevor sie sich ab Mitte Februar wieder auf das Niveau des beginnenden Sommerhalbjahres einpendeln. Betrachtet man GR und PR parallel, so fällt auf, dass sich der oben erwähnte Anstieg von XPGR wie folgt zusammensetzt: GR geht gegen 0,

was bedeutet, dass Frequenzunterschiede tendenziell eher ausgeglichen werden; PR hingegen wird deutlich negativer. Polarisationsunterschiede nehmen also deutlich ab und pendeln sich zusammen mit dem XPGR-Maximum ab Mitte Dezember auf einem neuen Niveau ein. Alles in allem ist davon auszugehen, dass an dem beschriebenen Verlauf von XPGR, GR und PR beginnende Schmelzprozesse massgeblich beteiligt sind, da eine so deutliche Veränderung der darunterliegenden Eiseigenschaften vor dem primären Einsetzen der Bildung von Flüssigwasser unwahrscheinlich ist.

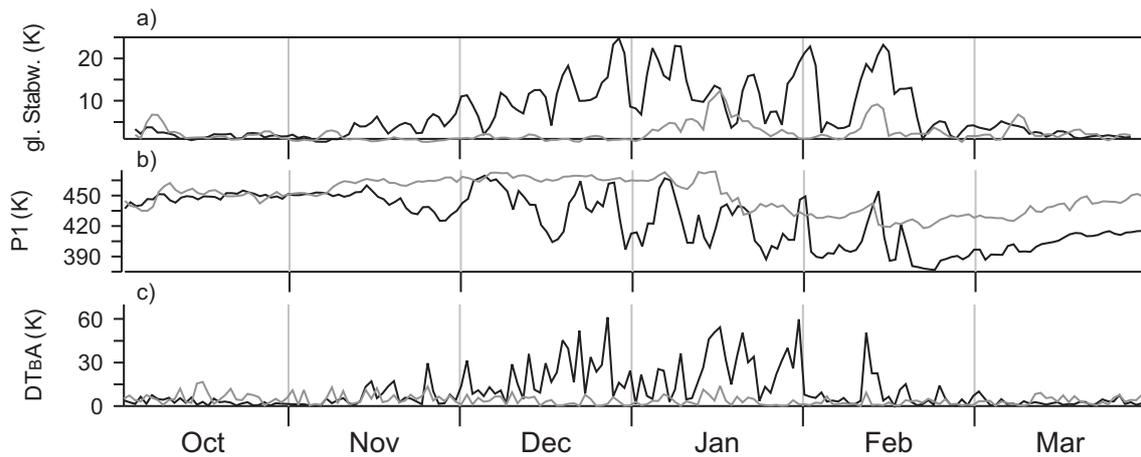
Ein Vergleich dieser Beobachtungen mit dem Verlauf der Indizes auf FYI (Abb. 5.3-b) zeigt jedoch deutliche Unterschiede. Hier steigt XPGR bei insgesamt geringerer Schwankungsbreite nur sehr langsam an, bevor - nach kurzem verstärktem Anstieg und erst im Januar - ein Sommermaximum erreicht wird. Auch hier bleiben die Werte daraufhin zuerst auf höherem Niveau und sinken ab Anfang Februar wieder. Insgesamt fällt die XPGR-Veränderung im Sommer deutlich schwächer aus, als in Abb. 5.3-a. Die dargestellte FYI-Fläche im südlichen Weddellmeer hat ausserdem eine im Vergleich zu der ISPOL-Position gegensätzliche Polarisationsdifferenz vorzuweisen. PR zeigt zuerst positive Werte und sinkt dann langsam mit steigenden XPGR-Werten an.

Die Unterschiede der zeitlichen Entwicklung der  $T_B$ -Indizes auf den beiden dargestellten Eisflächen können durch mehrere Faktoren zustande kommen. Zum Einen handelt es sich im Flächenmittel betrachtet um unterschiedliche Eistypen, zum Anderen ist auf FYI eine dünnere Schneedecke zu erwarten. Die Tatsache, dass es sich in Abb. 5.3-b um eine weiter südlich gelegene Fläche handelt, dient als Erklärung dafür, dass die XPGR-Veränderung im Sommer hier weniger deutlich ausfällt, insofern als dort geringere Lufttemperaturen erreicht werden und Schmelzprozesse damit noch schwächer ausfallen. Die  $T_B$ -Werte liegen hier ausserdem allgemein etwas höher und  $\sigma^0$  etwas niedriger, wie es für FYI zu erwarten ist (Tab. 3.2).

## 5.2 Diskussion der Zeitreihen

Die Zeitreihen der in Abb. 5.3-a dargestellten Größen zeigen mehrere Charakteristika im Verlauf des Sommers 2004/2005.  $T_B$  sinkt tendenziell ab Anfang Dezember und zeichnet sich in dieser Phase durch eine erhöhte zeitliche Variabilität aus.  $\sigma^0$  steigt hingegen im selben Zeitraum deutlich an. Ab Ende Februar ist diese Entwicklung für beide Parameter beendet. Der Zeitraum von Anfang Dezember 2004 bis Ende Februar 2005 zeichnet sich bei allen dargestellten Variablen durch eine Abweichung des Werteverhaltens von der vorhergehenden und nachfolgenden Phase aus. HR und XPGR steigen zu Beginn der Sommerphase (Dez. - Feb.) an und schwanken ab dann mit größerer Amplitude, GR und PR sinken leicht und zeigen ebenfalls eine Zunahme der zeitlichen Variabilität. Die Lufttemperatur aus NCEP/NCAR-Renalsen liegt in dieser Zeit im Bereich von  $0^\circ\text{C}$ .

Auf FYI im südlichen Weddellmeer sieht der zeitliche Verlauf der selben Variablen



**Abbildung 5.5:** Vergleich a) der 5 Tage gleitenden Standardabweichung von  $T_B37V$ , b) des P1-Index und c) des  $DT_{BA}$ -Index, jeweils auf SYI (schwarze Linie,  $66,54^\circ\text{S}$ ,  $54,4^\circ\text{W}$ ) und FYI (graue Linie,  $75,39^\circ\text{S}$ ,  $57,2^\circ\text{W}$ ) zwischen Oktober 2004 und März 2005; vgl. Abb. 5.3.

im Sommer etwas anders aus (Abb. 5.3-b). Das Ansteigen von  $T_B$ , bzw. Absinken von  $\sigma^0$  vollzieht sich später, ist von geringerer Ausprägung und einer schwächeren Werteschwankung geprägt. Das selbe gilt für HR und XPGR sowie GR und PR, wobei PR hier im Verlauf des Sommers sogar eher ansteigt als sinkt (Abb. 5.3-a). Die Meereiskonzentration liegt auch an diesem Punkt bis Anfang März bei nahezu 100% und sollte demnach keinen Einfluss auf die Unterschiedlichkeit der Variablen im Vergleich zu der ISPOL-Position haben. Weiterhin erreicht auch die bodennahe Lufttemperatur aus NCEP/NCAR-Reanalysen auf der dargestellten FYI-Fläche von Ende November bis Mitte Januar Werte, die um den Gefrierpunkt schwanken.

Die Untersuchung der Verläufe verschiedener Parameter in ausgewählten Regionen (Abb. 4.5 und 4.6) hat gezeigt, dass die Meereisflächen sich vornehmlich dadurch unterscheiden, dass die XPGR- und HR-Parameter im Sommer zusammen mit  $\sigma^0$  ansteigen während  $T_B$  deutlich sinkt (R1, R2, R5 und R8), XPGR und HR eher einen flachen Verlauf zeigen (R4 und R6) oder das Absinken von  $c_{ice}$  den Verlauf der Signale eindeutig dominiert (R3 und R7). Der Unterschied zwischen den beiden erstgenannten Regionengruppen ist demnach nicht durch  $c_{ice}$  bedingt sondern entweder auf den Eistyp, die Schneehöhe oder äussere Bedingungen (z.B. unterschiedliche atmosphärischen Einflüsse) zurückzuführen. Dieser Unterschied wird auch in Abbildung 5.5 deutlich. An der ISPOL-Position in R1 kommt es im Sommer zu einer ausgeprägteren Variabilität von  $T_B$ , einem deutlicheren Absinken von  $T_B$  (dargestellt durch Parameter P1), sowie zu einem stärkeren  $T_B$ -Tagesgang im Vergleich zu der weiter südlich gelegenen Position (in R4), die vornehmlich FYI, mit einer zu erwartenden geringeren Schneeaufgabe ausweist.

Ob die offensichtlichen Unterschiede letztendlich tatsächlich durch einen anderen Eistyp hervorgerufen werden, kann nicht mit Sicherheit bestimmt werden. Die Tatsa-

che, dass das Eis in R1 radiometrisch wärmer ist als in R4 und höhere  $\sigma^0$ -Werte aufweist spricht jedoch dafür. Zwar zeigt der Verlauf der NCEP/NCAR-Lufttemperatur für beide Positionen (Abb. 5.3) das Erreichen von  $0^\circ\text{C}$  im Sommer, die südlichere Position der betrachteten FYI-Fläche könnte dennoch schwächere Schmelzprozesse verursachen und dadurch die schwächeren Signalveränderungen im Sommer bedingen.

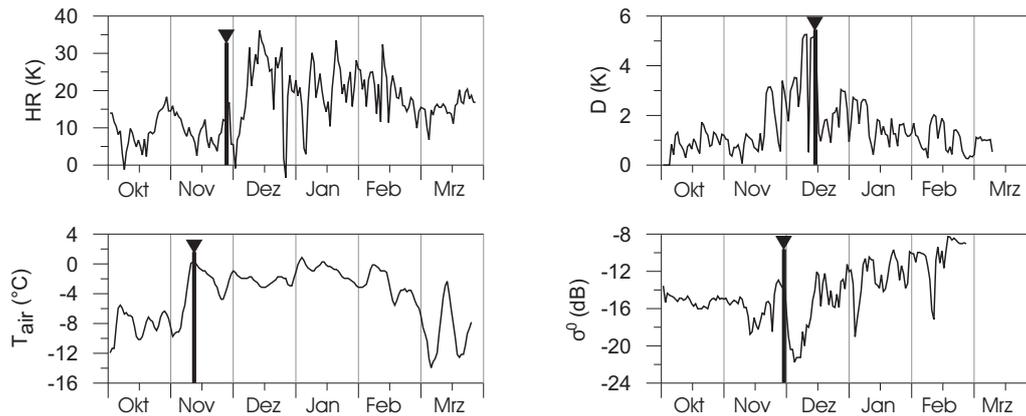
### 5.3 Anwendung herkömmlicher Algorithmen

Am Beispiel des Verlaufs der Fernerkundungssignale an der Startposition von ISPOL (Abb. 5.3-a) werden in diesem Kapitel Analysen des Schmelzbeginns durchgeführt. Die ISPOL-Koordinaten wurden ausgewählt, da die Ergebnisse später mit den Feldmessungen verglichen werden können. Als Testzeitraum dient das gesamte Halbjahr des Südsommers vom 1.10.2004 bis zum 31.3.2005. Es wurden Skripte erstellt, welche die Zeitreihen der betreffenden Größen ( $T_B$ ,  $\sigma^0$ ,  $T_{air}$ , ...) einlesen und mittels der jeweils aufgerufenen Methode ein Datum des identifizierten Schmelzbeginns ausgeben. Schwellwerte und Kriterien innerhalb der Algorithmen wurden variiert, um einen Eindruck vom Einfluss dieser Größen auf das Ergebnis zu bekommen. Die Algorithmen AHRA, PMSTA und MDSDA (s. Kap. 3.2.4) wurden ursprünglich für die Identifizierung des Schmelzbeginns auf arktischem Meereis entwickelt. Der BSA-Algorithmus (Drinkwater und Liu, 2000) wurde bereits für antarktisches Meereis auf der Basis von ERS (5,3 GHz) und NSCAT (13,4 GHz) Scatterometerdaten benutzt. Die Methode soll hier jedoch auf der Basis zeitlich höher aufgelöster QuikSCAT-Daten (13,4 GHz) überprüft und gegebenenfalls verbessert werden.

In einer ersten Näherung werden hier die Kriterien der herkömmlichen Algorithmen zur Bestimmung des Schmelzbeginns übernommen. Demnach wird nach Minima in HR (AHRA), Sprüngen in HR und dessen Standardabweichung (MDSDA), einer Werte-Kombination aus HR und  $T_{air}$  (PMSTA), bzw. Phasen stark absinkenden  $\sigma^0$ -Werten (BSA) gesucht. Jene Kriterien gelten in bisherigen Studien (mit Ausnahme von BSA nur für arktisches Meereis) als Indikator für die beginnende Schneeschmelze.

Bei der Anwendung der verschiedenen Methoden auf die zeitliche Entwicklung der Satellitendaten an der ISPOL-Position im Sommerhalbjahr 2004/2005 werden sehr unterschiedliche Ergebnisse ausgegeben (Abb. 5.6). Alle identifizierten Daten liegen innerhalb eines Zeitfensters von 30 Tagen (14.11.2004 - 14.12.2004, Tab. 5.1). Jedoch kommt es vor allem bei AHRA, MDSDA und PMSTA bei einer nur leichten Veränderung der Schwellwerte zu deutlich unterschiedlichen Ergebnissen. Der Zeitraum, in dem bei geringfügiger Anpassung der editierbaren Parameter (Kriterienschwelle, s. Kap. 3.2.4) ein Schmelzbeginn identifiziert wurde, erstreckt sich insgesamt über 6 Wochen.

Bei einer Anwendung der Methoden auf die Gesamtfläche von antarktischem Meereis zeigen sich unterschiedliche Ergebnisse (Abb. 5.7). AHRA identifiziert Schmel-



**Abbildung 5.6:** Schmelzbeginn in den Zeitreihen der Eingangsparameter für die o.g. Algorithmen, 1.10.2004 bis 31.3.2005; a) HR für AHRA: 25.11.2004; b) Distanzparameter D für MDSDA: 14.12.2004; c)  $T_{air}$  aus Reanalysen, zusammen mit HR für PMSTA: 14.11.2004; d) Radar-Rückstreuung  $\sigma^0$  für BSA: 30.11.2004.

**Tabelle 5.1:** Methode zur Identifizierung des Schneeschmelzbeginns, Ergebnis bei Standardparametrisierung, Variationen der Parametrisierung und deren Einfluss auf das Ergebnis für die ISPOL-Position im Sommer 2004/2005.

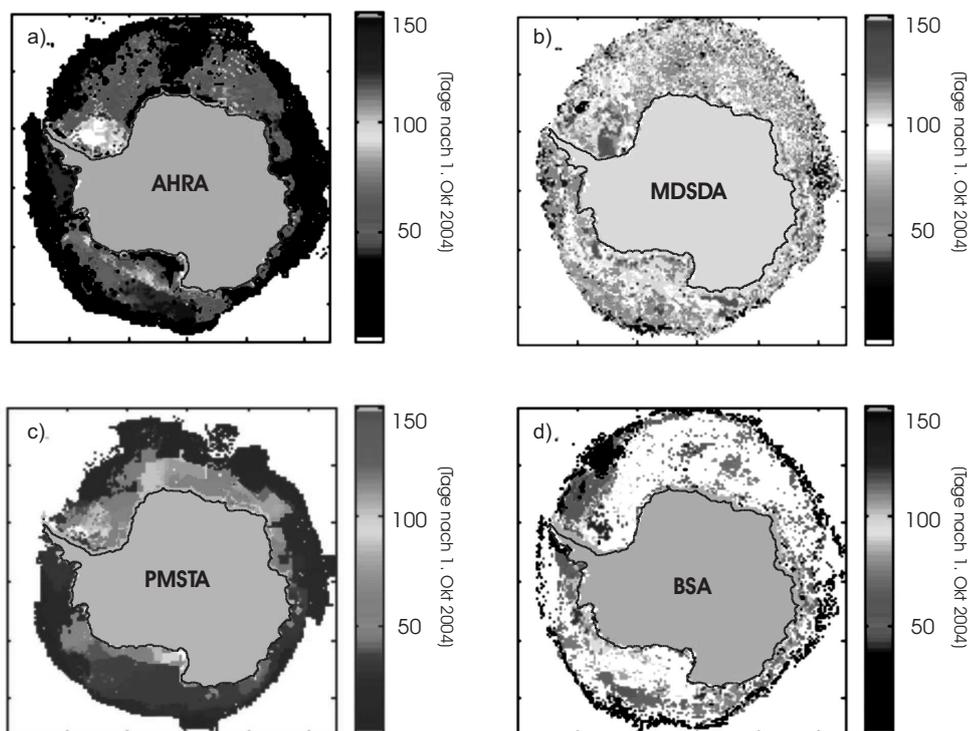
Methode	Datum d. Schmelzbeginns	varierte Parameter	Ergebnisvariation
AHRA	<b>25.11.2004</b>	$HR_{krit}=[-10...10]$	10.11.-20.12.2004
MDSDA	<b>14.12.2004</b>	keine	
PMSTA	<b>14.11.2004</b>	$HR_{krit}=[-10...10]$ , $T_{air(krit)}=[-4...2]$	10.11.-24.12.2004
BSA	<b>30.11.2004</b>	$BS_{krit}=[-5...-2]$	23.11.-18.12.2004

zen tendenziell später in südlichen Bereichen und zeigt ein bzgl. des Schmelzdatums deutlich abgegrenztes Gebiet im südwestlichen Weddellmeer. In den äusseren Eisbereichen greift das Standardkriterium ( $HR_{krit} = 2$  K) direkt zu Beginn des Testzeitraumes (1.10.2004 bis 31.3.2005). Das MDSDA-Ergebnis zeigt ein deutlich undifferenzierteres Bild. Die Eisgebiete in den südlichen Küstenbereichen heben sich hier durch spätes Schmelzen etwas von den übrigen Gebieten ab. Darüber hinaus ist jedoch keine räumliche Struktur angehend meridionaler Ausprägung in der Ergebniskarte auszumachen. Das PMSTA-Ergebnis ähnelt eindeutig dem des AHRA. Dies verwundert insofern nicht, als beide Algorithmen auf den HR-Parameter zurückgreifen. PMSTA nutzt zusätzlich  $T_{air}$  aus NCEP/NCAR-Reanalysen und zeigt auch in der räumlichen Abbildung des Schmelzbeginns noch die grob aufgelöste Struktur der NCEP/NCAR-Daten. Abgesehen davon unterscheidet sich das Bild in Abbildung 5.7-a qualitativ kaum von Abb. 5.7-c.

Der BSA hingegen gibt wieder eine deutlich anderes Ergebnis aus. Hier ist eine deutliche meridionale Struktur in der räumlichen Abbildung des Schmelzbeginns zu

sehen, wie auch ein im Vergleich sehr spätes Schmelzen im südwestlichen Weddellmeer.

In den äussersten Eisgebieten wird sehr früh, aber dafür zirkumpolar ausnahmslos Schmelzen identifiziert, wobei es südlich der Eiskante in vielen Bereichen trotz Vorhandenseins von Meereis zu keinerlei Identifizierung von Schmelzen kommt, wie die weiss markierten Bereiche zeigen. Verwunderlich ist bei der Ergebniskarte von BSA jedoch in erster Linie, dass das Resultat im Vergleich zu den Auswertungen von Drinkwater und Liu (2000) deutlich größere Bereiche mit auftretender Schneeschmelze identifiziert, obwohl hier die selbe Methode lediglich auf der Basis zeitlich höher aufgelöster Daten angewendet wurde.



**Abbildung 5.7:** Räumliche Verteilung des Zeitpunktes der Schmelzbeginns im ISPOL-Sommer 2004/2005, dargestellt in Tagen nach dem 1. Okt. 2004. Charakteristische Beispiele der Anwendung verschiedener herkömmlicher Schmelzidentifikations-Algorithmen; AHRA (a), MDSA (b), PMSTA (c), BSA (d).

## 5.4 Alternative Ansätze

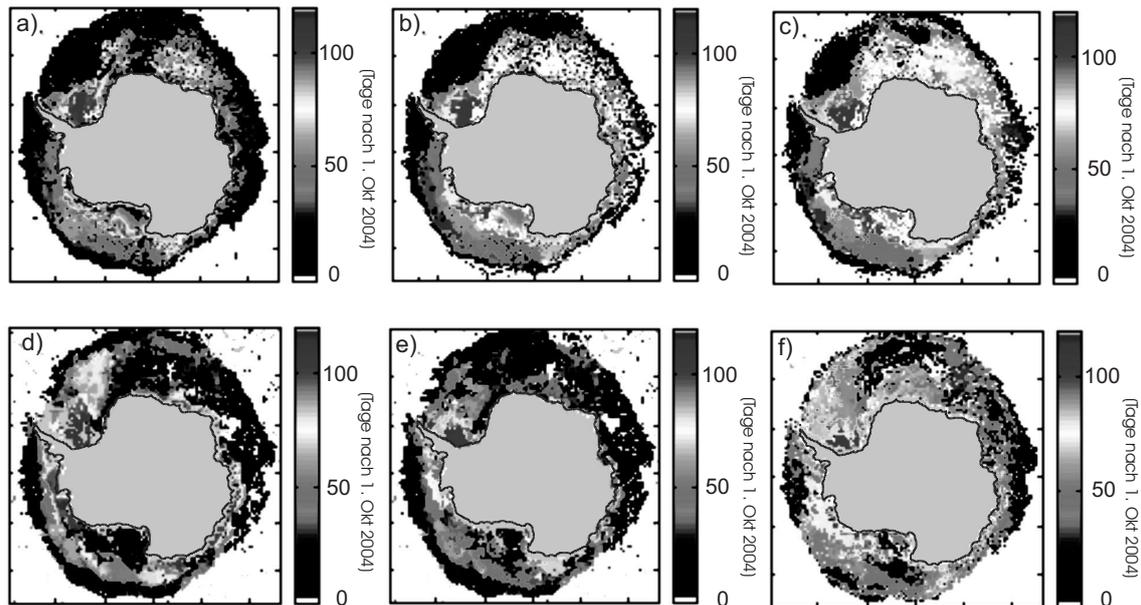
### 5.4.1 Untersuchung der Sommerphase

Insgesamt stellt sich die Frage, ob die oben ermittelten Zeitpunkte tatsächlich als repräsentativ für den Beginn der Schneeschmelze betrachtet werden können, bzw. welchen Prozess die herkömmlichen Algorithmen eigentlich auf antarktischem Meereis zu beobachten im Stande sind. Im Untersuchungsgebiet zeigen sich die Muster, nach denen die Algorithmen suchen, grösseren Strukturen untergeordnet. So ergibt sich ein signifikanter Anstieg der  $T_B$  erst nach einem deutlichen Absinken gegen Ende November. Viel dominanter ist jedoch ein langfristigeres Absinken der  $T_B$  bis zum Ende des Sommers, unterbrochen von vereinzelt starken Anstiegen auf Tagesbasis (Abb. 5.3). Daraus ergibt sich die Frage, ob die von den herkömmlichen Algorithmen verwendeten Kriterien überhaupt auf das Untersuchungsgebiet anwendbar sind, bzw. ob sich der Prozess der beginnenden Schneeschmelze auf antarktischem Meereis im Vergleich zu arktischem Meereis und Inlandeis andersartig in der Entwicklung der in der Abbildung 5.3 dargestellten Parameter abbildet.

**Tabelle 5.2:** Fernerkundungsparameter, Kriterien zur Identifikation der Sommerphase auf Meereis an der ISPOL-Position und Ergebnis der Anwendung in Suchalgorithmen.

Eingangssignal	Identifikationskriterium für Schmelzen	Ergebnisdatum
$T_B$ 19H	Standardabweichung innerhalb eines 5-Tage Intervalls mind. 10 K	<b>02.12.2004</b>
$T_B$ 37V	Standardabweichung innerhalb eines 5-Tage Intervalls mind. 10 K	<b>30.11.2004</b>
HR	Standardabweichung innerhalb eines 5-Tage Intervalls mind. 5 K	<b>29.11.2004</b>
XPGR	Maximum im Sommerhalbjahr	<b>14.12.2004</b>
19H	Maximum im Sommerhalbjahr	<b>04.12.2004</b>
$\sigma^0$	Minimum im Sommerhalbjahr	<b>15.12.2004</b>

Wie oben beschrieben, ist v.a. in Abbildung 5.3-a eine Phase veränderten Signalverhaltens von Anfang Dezember bis etwa Ende Februar auszumachen. Auffällig sind in dem betreffenden Zeitraum vor allem die Nähe von  $T_{air}$  aus NCEP/NCAR-Reanalysen zu  $0^\circ\text{C}$ , eine leicht zeitversetzte erhöhte Variabilität von  $T_B$ , XPGR, HR und GR, eine beginnende tendenzielle Zunahme von  $\sigma^0$  und Abnahme von  $T_B$ , sowie eine deutliche Zunahme von HR und XPGR mit einem Sommermaximum, das etwa 2 Wochen später eintritt. Es bietet sich an, diese Muster zur Untersuchung ihrer räumlichen Variabilität heranzuziehen, da sie mit großer Wahrscheinlichkeit mit dem Einsetzen von oberflächlichen Schmelzprozessen in Zusammenhang stehen, sofern sichergestellt werden kann, dass nicht das Absinken des Meereisbedeckungsgrades an der Signalbildung beteiligt ist. Wie Abb. 5.3 zeigt, treten im Sommer 2004/2005 in diesem Gebiet jedoch keine geringeren Meereiskonzentrationswerte als 90% auf.



**Abbildung 5.8:** Datum des identifizierten Schmelzbeginns durch Defition von Schwellerten (s. Tab. 5.2) in a) der 5 Tage gleitenden Standardabweichung von  $T_B19H$ , b) der 5 Tage gleitenden Standardabweichung von  $T_B37V$ , c) der 5 Tage gleitenden Standardabweichung von HR, sowie durch die Suche nach d) dem Sommermaximum von XPGR, e) dem Sommermaximum von  $T_B19H$  und f) dem Sommerminimum von  $\sigma^0$  im Sommerhalbjahr 2004/2005 auf Flächen mit einer Eisbedeckung von mindestens 20% am 1. Oktober 2004

Zur näheren Untersuchung der oben beschriebenen Signalmuster im Sommer werden verschiedene Kriterien definiert, um den Beginn der offensichtlichen Sommerphase (falls vorhanden) für jeden Punkt zu identifizieren. So kann diese Phase beispielsweise durch das Einsetzen einer erhöhten zeitlichen Variabilität in den  $T_B$ -Werten über die Standardabweichung in einem gleitenden Datenbereich definiert werden. Dies wird zum Vergleich für 2 verschiedene Kanäle (19H und 37V) durchgeführt. Weiterhin wird der HR-Index herangezogen um mittels der gleitenden Standardabweichung das Einsetzen der Sommerphase zu bestimmen. Als Alternative wird nach dem Maximum von XPGR und  $T_B19H$  sowie dem Minimum von  $\sigma^0$  im Verlaufe des Sommers gesucht, da diese Ereignisse ebenfalls den Beginn der Sommerphase markieren (Abb. 5.3). Die Kriterien der Testalgorithmen sind in Tabelle 5.2 zusammengefasst. Entsprechend der Analysen, die zu den in Abb. 5.7 dargestellten Ergebnissen führten, werden die neu definierten Kriterien zur Parametrisierung von Algorithmen verwendet, die jeweils auf die Zeitreihen der Oberflächensignale für jeden Bildpunkt zugreifen und daraus den Beginn der Sommerphase bestimmen.

Bei der Anwendung der alternativen Kriterien auf die gesamte Meereisfläche zeigen sich Ergebnisse mit hoher Ähnlichkeit (Abb. 5.8). Die Suche nach den erhöhten glei-

tenden Standardabweichung in 19H, 37V und HR (Abb. 5.8-a bis -c) ergibt, dass ein Auftreten der Sommerphase (definiert nach Tab. 5.2) auf ausgedehnten Eisflächen auszumachen ist. Mit zunehmender geografischer Breite kommt es tendenziell zu einer zeitlichen Verzögerung des Einsetzens der Sommerphase, wobei dieses besonders spät im südwestlichen Weddellmeer anzutreffen ist. Bei der Verwendung des HR (Abb. 5.8-c) zeigt sich ein allgemein späteres Einsetzen im Vergleich zu Abbildung 5.8-a und -b; vor allem in den Küstenbereichen im Ross-Meer und im Bereich des westlichen Indischen Ozeans.

Die Verwendung der Maximum- und Minimumkriterien hingegen liefert andere Ergebnisse (Abb. 5.8-d bis -f). Definiert durch das Maximum des XPGR-Wertes, zeigt sich der Beginn der Sommerphase in Abb. 5.8-d in einer anderen meridionalen Ausprägung. Im Weddellmeer verzögert sich demnach das Einsetzen von Nordosten nach Südwesten, im zentralen Rossmeer kommt es zu keiner Sommerphase und auf dem Eis der Bellingshausen- und Amundsensee tritt selbige erst etwas später auf. Ein ähnliches, aber weniger kontrastreiches Bild ergibt die Verwendung des Maximums von  $T_B19H$ , wohingegen das sommerliche Minimum von  $\sigma^0$  ein wiederum deutlich anderes Resultat zeigt. Hier zeigt sich ein recht einheitliches Einsetzen des Sommers im Weddellmeer und der Bellingshausen-/Amundsensee und ein spätes Einsetzen nur in den küstennahen Bereichen.

Das Einsetzen der so definierten Sommerphase unterscheidet sich im Sommerhalbjahr 2004/2005 deutlich von den Ergebnissen der herkömmlichen Algorithmen zur Identifizierung der Schneeschmelze, wobei auch die Ergebnisse der unterschiedlichen alternativen Algorithmen wiederum stark voneinander abweichen.

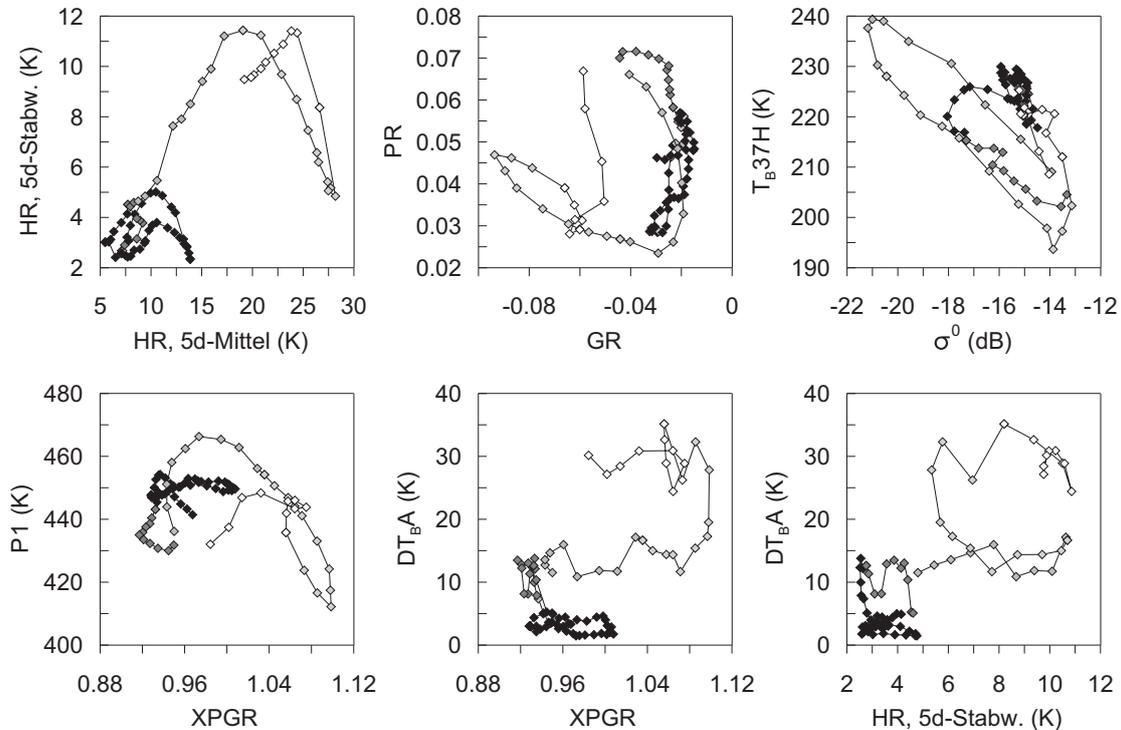
Es bleibt insgesamt die Frage, ob ein schmelzrepräsentatives Kriterium empirisch oder eher statistisch, d.h. unter Berücksichtigung der saisonalen Veränderungen des Schnees, hergeleitet werden kann. Eine empirische Definition bietet sich durch den Vergleich mit den ISPOL *in-situ* Messungen an. Diese offenbarten jedoch, dass es im Untersuchungsgebiet nicht zu solch deutlichen Übergängen in den Schneeeigenschaften kommt, die eine Definition eines empirischen Kriteriums ermöglichen würden. Aus diesem Grund soll in den folgenden Untersuchungen die Ausprägung der jahreszeitlichen Veränderungen des Schnees auf den Verlauf der Mikrowellensignaturen weiter untersucht werden.

#### 5.4.2 Verlauf der Beobachtungsgrößen im Merkmalsraum

Zu einem besseren Überblick der zeitlichen Entwicklung von Oberflächeneigenschaften und der damit verbundenen Fernerkundungssignale kann die Betrachtung des Verlaufs von Bildpunkten im zwei- und auch mehr-dimensionalen Merkmalsraum dienen. Als Basisvariablen (Dimensionen) stehen hierzu die verwendeten Kanäle der Satellitenbeobachtungen sowie die abgeleiteten Parameter zur Verfügung.

Abbildung 5.9 zeigt den zweidimensionalen Merkmalsraum in verschiedenen Kombination für die Position der ISPOL-Drift im Sommer 2004/2005. Einzelne Zeiträume

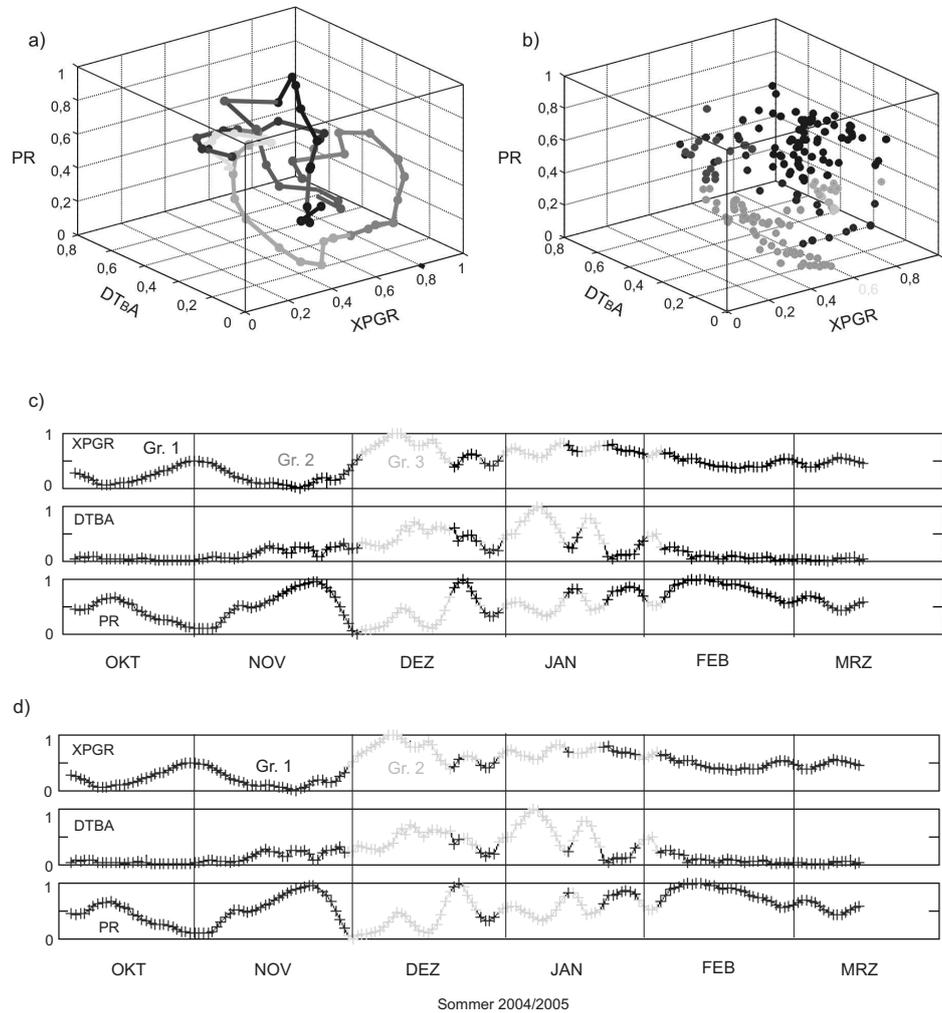
heben sich durch unterschiedlichen Farbgebungen voneinander ab, wobei besonders der Zeitraum vom 21.11. bis zum 31.12. hervorgehoben ist. Bei eigentlich allen dargestellten zweidimensionalen Kombinationen legt die Oberfläche in diesem Zeitraum im Vergleich zu dem vorhergehenden Zeitraum (grau dargestellt) eine deutlich größere Strecke im Merkmalsraum zurück.



**Abbildung 5.9:** Verlauf verschiedener Meereisparameter in deren Merkmalsräumen während der ersten Hälfte des Sommerhalbjahres (1. Okt. bis 31. Dez.), farblich unterteilt in Graustufen in die Zeiträume 1.10.-20.11. (schwarz), 20.11.-30.11., 30.11.-10.12., 10.12.-20.12. und 20.12.-31.12 (weiss).

Dies bietet die Möglichkeit für einen weiteren alternativen Ansatz bei der Bestimmung der Sommerphase auf antarktischem Meereis. Demnach können besonders deutlich von dem Anfangszustand abweichende Werte im Merkmalsraum durch eine Clusteranalyse identifiziert werden, insofern die jeweilige Wertegruppe ausreichend zu isolieren ist. Aufgabe der Clusteranalyse ist es dabei, aus der Gesamtzahl der mittleren täglichen Oberflächenzustände eines Bildpunktes im Laufe eines Sommers verschiedene Gruppen zu bilden. Die Gruppen (Cluster) sollen dabei jeweils eine möglichst geringe interne und eine hohe externe Varianz aufweisen. Verschiedene Oberflächenzustände werden demnach zu jeweils einem Cluster zusammengefasst und Grenzen sich von den Zuständen in anderen Clustern ab.

Ziel ist eine objektive Identifizierung von Merkmalskombinationen, die typisch für die Meereisoberfläche im Sommer sind. Eine *k-means* Clusteranalyse auf der Basis der Merkmalsvektoren mit den Dimensionen (Variablen) PR,  $DT_{BA}$  sowie XPGR wurde beispielhaft für die ISPOL-Position durchgeführt (Abb. 5.10).



**Abbildung 5.10:** Clusteranalyse im dreidimensionalen Merkmalsraum. a) Verlauf des Bildpunktes der Startposition von ISPOL im Merkmalsraum aus normierten Werten von XPGR, DTBA und PR vom 20.11.2004-30.11.2004 (hellgrau) in Graustufen, 30.11.2004-10.12.2004, 10.12.2004-20.12.2004, 20.12.2004-31.12.2004, 31.12.2004-10.01.2005 bis 10.01.2005-20.01.2005 (schwarz); b) Darstellung der durch Clusteranalyse ermittelten Gruppenzuordnung, c) Darstellung der Gruppenzugehörigkeit basierend auf 3 Gruppen und d) Darstellung der Gruppenzugehörigkeit basierend auf 2 Gruppen, jeweils in den Zeitreihen der normierten Merkmalsvariablen: XPGR,  $DT_{BA}$  und PR im Sommerhalbjahr 2004/2005 and der ISPOL-Position. Gruppe 1 markiert die Vorsommerphase, Gruppe 2 die Sommerphase.

Diese Variablen wurden ausgewählt, da eine vorhergehende Untersuchung der maximalen und mittleren euklidischen Distanzen mehrerer Merkmalskombinationen auf eine gute Sensitivität dieser Werte bzgl. der Veränderungen im Sommer schliessen lässt (Abb. A.5). Für die Clusteranalyse wurden die Werte jeder Variablen Gaussnormiert und durch ein 3-Tage gleitendes Mittel tiefpassgefiltert um kurzfristige Schwankungen abzuschwächen. Das so erhaltene Gesamtkollektiv an Merkmalsvektoren (182 Tage  $\times$  3 Variablen) kann anhand seines Varianzverhaltens im dreidimensionalen Merkmalsraum in Gruppen eingeteilt werden.

In erster Näherung wurde bei der hier vorgenommenen Analyse die Suche nach 3 Gruppen vorgegeben, mit dem Hintergrund eine Unterteilung in Vorschmelzphase, Übergangsphase, und Sommerschmelze (Livingstone et al., 1987; Harouche und Barber, 2001) zu erreichen. Bei dem Ergebnis (Abb. 5.10) fällt auf, dass die Werte der Gruppe 1 vorwiegend zum Beginn und zum Ende des Sommers zu finden sind. Gruppe 2 löst Gruppe 1 in der zeitlichen Reihenfolge ab und Gruppe 3-Werte treten besonders gehäuft in der Mitte des Sommers auf. Hierin lässt sich trotz des Vorhandenseins von Unterbrechungen eine signifikante zeitliche Struktur in dem Auftreten der gruppierten Werte erkennen. Entsprechend der oben beschriebenen Sommerphase werden also durch eine Clusteranalyse sommertypische Signalmuster (Gruppe 3-Werte) im dreidimensionalen Merkmalsraum identifiziert.

Eine Untersuchung des Einflusses der Anzahl isolierter Gruppen auf die Trennungsgüte kann mittels einer Silhouetten-Darstellung (Abb. A.4) vorgenommen werden. Dabei ist der Trennungsgütewert eines Punktes jeder Gruppe ein relatives Mass für die Entfernung des Punktes von anderen Gruppen und damit für die Qualität der Gesamttrennung. Ein Wert von 1 bedeutet eine sehr gute, und ein Wert von 0 eine unklare Trennung. Es fällt dabei auf, dass eine Reduzierung der Gruppenzahl auf 2 eine bessere mittlere Trennungsgüte ergibt (Tab. 5.3). Insofern wurden die Beobachtungen des Sommerhalbjahres in 2 Gruppen unterteilt. Abbildung 5.10-d zeigt, dass sich hierbei ein klares Bild in der zeitlichen Abfolge von Gruppe 1 und Gruppe 2 ergibt, wobei sich durch Gruppe 2-Werte in der Mitte des Halbjahres eine deutliche Sommerphase abzeichnet.

**Tabelle 5.3:** Einfluss der Anzahl der vorgegebenen Cluster auf das Gütemass der Trennung im Merkmalsraum.

Anzahl Gruppen	mittl. Trennungsmass
2	<b>0,41</b>
3	0,35
4	0,38
5	0,36

Es kann nun untersucht werden, ob das Hinzufügen einer weiteren Dimension zum Merkmalsraum zu einer Verbesserung des Trennungsergebnisses führt. Wie der Tabelle 5.4 zu entnehmen ist, trägt eine Variation der verwendeten Variablen und ein Erweitern des Merkmalsraumes jedoch nicht zu einer Verbesserung des Ergebnisses

**Tabelle 5.4:** Einfluss der Anzahl der verwendeten Dimensionen und Variablen auf das Trennungsgütemass bei der Identifikation zweier Cluster im Sommerhalbjahr an der ISPOL-Position aus den Variablen XPGR,  $DT_{BA}$  und PR.

Anzahl Dimensionen	Variablen	mittl. Trennungsmass
3	XPGR, $DT_{BA}$ , PR	<b>0,41</b>
4	XPGR, $DT_{BA}$ , PR, $\sigma^0$	0,38
4	XPGR, $DT_{BA}$ , PR, $T_B(37H)$	0,34
5	XPGR, $DT_{BA}$ , PR, $\sigma^0$ , P1	0,35
5	XPGR, $DT_{BA}$ , PR, $\sigma^0$ , Std(HR)	0,38
6	XPGR, $DT_{BA}$ , PR, $\sigma^0$ , Std(HR), GR	0,38
6	XPGR, $DT_{BA}$ , PR, $\sigma^0$ , Std(HR), $T_{air}$	0,34

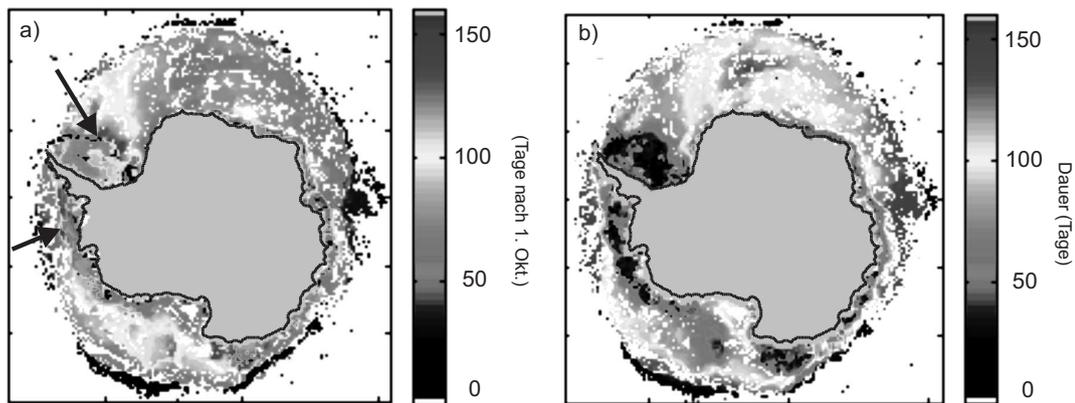
bei der Trennung der 182 Beobachtungen eines Halbjahres in 2 Gruppen bei. Das Maß der Trennungsgüte wird in keinem der erweiterten Fälle im Vergleich zu dem in Abbildung 5.10-d dargestellten Fall überschritten.

Auf Basis dieser Erkenntnisse kann nun eine Klassifizierung der Zeitreihen weiterer Gitterpunkte, entsprechend der beiden an der ISPOL-Position isolierten Gruppen vorgenommen werden. Dazu werden an jedem Bildpunkt die Zeitreihen der Variablen XPGR,  $DT_{BA}$  und PR gebildet, gleitend über 3 Tage gemittelt, Gauss-normiert und auf Basis der oben beschriebenen Cluster als Sommerphase (Gruppe 2) oder Vor-/Nachsaison (Gruppe 1) klassifiziert. Das erste Auftreten der Sommerphase-Gruppe wird dabei als Datum identifiziert und als Ergebniswert für den jeweiligen Gitterpunkt übergeben.

Das Ergebnis (Abb. 5.11) zeigt klare räumliche Strukturen des ersten Auftretens der Sommermerkmalsgruppe. In der äussersten Eiszone werden demnach bereits ab Anfang Oktober Sommermerkmale identifiziert. Im Bereich des Weddellmeeres ist ein zonaler Gradient mit der Tendenz zu späterem Einsetzen der Sommermerkmale hin zur Antarktischen Halbinsel auszumachen. Diese Struktur wird jedoch im zentralen Weddellmeer von einem Übergang hin zu früheren Werten wieder unterbrochen. Eine ähnliche Unterbrechung des Gradienten tritt meridional in der Bellingshausensee auf, wo ein spätes Auftreten der Sommermerkmale zum Süden hin sehr plötzlich durch frühere Werte abgelöst wird (s. Markierung).

Eine Analyse der Dauer der Sommerphase durch Berechnung der Summe der Tage im Zeitraum Oktober bis März, die der „Sommergruppe“ zugeordnet wurden (Abb. 5.11-b) zeigt einen deutlichen meridonalen Gradienten, charakterisiert durch kürzere Sommerphasen mit zunehmender geographischer Breite. Der Bereich des westlichen Weddellmeeres tritt dabei im zonalen Vergleich durch eine deutlich verkürzte Sommerphase hervor.

Ein Vergleich mit der Abbildung 4.1 zeigt, dass eben in jenem Bereich das Eis am längsten besteht bleibt. Dies weist darauf hin, dass der Zeitpunkt des Eisauflaufs die Identifikation der Sommermerkmalsgruppe mit beeinflusst. Weiterhin ist in den dargestellten Bereichen mit kurzer Schmelzdauer ein hoher Anteil von SYI zu erwarten.



**Abbildung 5.11:** a) Räumliche Verteilung des Zeitpunktes des ersten Auftretens (in Tagen nach dem ersten Oktober 2004) der sommertypischen Kombination der Merkmale XPGR,  $DT_{BA}$  und PR (Gruppe 2), ermittelt durch eine *k-means* Clusteranalyse unter Vorgabe der Trennung zweier Gruppen für das Meereis im Sommerhalbjahr 2004/2005. b) Gesamtzahl der Tage, die in diesem Halbjahr der Sommergruppe zugeordnet wurden.

ten. Der Eistyp scheint also auf die Trennung der Gruppen einen deutlichen Einfluss zu nehmen. Darüber hinaus erweist sich die Interpretation der Ergebnisse als schwierig, da die Trennung der metamorphen Phasen des Schnees hier rein statistisch und ohne empirischen Hintergrund vorgenommen wird.

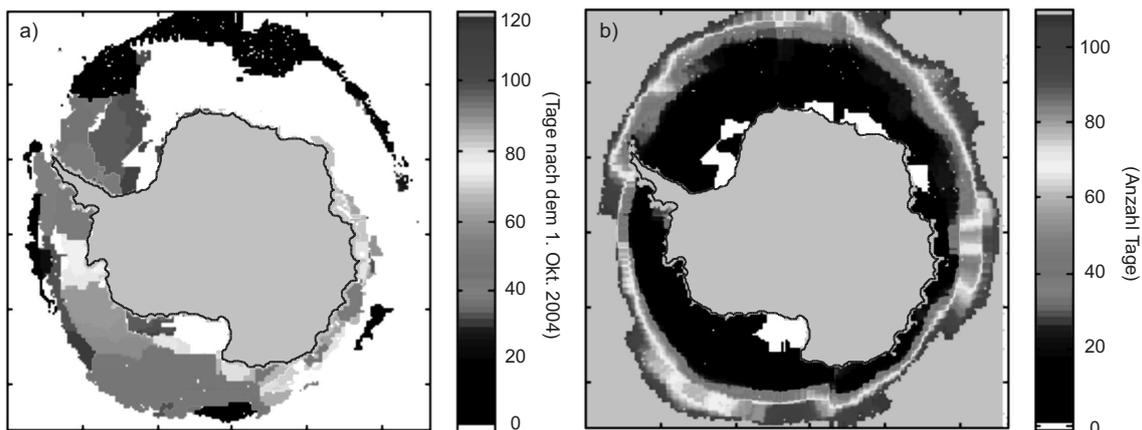
### 5.4.3 Verwendung neuronaler Netze

Die interaktive, Skript-basierte Software *MATLAB* beinhaltet eine Methode zum Aufsetzen, Trainieren und Anwenden neuronaler Netze (*Neural Network Toolbox*). Dieses Werkzeug wurde verwendet, um ein einschichtiges Neuronales Netz zu erstellen, mit dessen Hilfe das beginnende Schmelzen, in Gestalt einer bestimmten Kombination von Fernerkundungsvariablen, identifiziert werden kann. Trainiert wurde das Netz mit Sequenzen kurzer Zeitreihen von  $\sigma^0$  und  $T_B$ , wobei solche Sequenzen, in denen  $\sigma^0$  an drei aufeinanderfolgenden Tagen sinkt während  $T_B$  steigt, als Schmelzsequenz mit 1 markiert wurden. Andere Sequenzen wurden mit 0 markiert. Hiernach wurden dem Neuronalen Netz die Zeitreihen von  $\sigma^0$  und  $T_B$  für jeden Meereis-Gitterpunkt präsentiert, um eine Identifizierung von Schmelzsequenzen innerhalb der Zeitreihen zu erreichen. Die Methode hat auch nach mehrmaligem Anpassen der Trainingsparameter und -sequenzen keine brauchbaren Ergebnisse geliefert und wird diesem Grund hier nicht weiter diskutiert.

#### 5.4.4 Anstieg der Lufttemperatur als Vorbedingung für Schmelzen

Abbildung 5.3 zeigt eine deutliche Phase im Sommerzeitraum, in der die NCEP/NCAR-Lufttemperatur um  $0^{\circ}\text{C}$  schwankt. Die flächenhafte Betrachtung der Lufttemperatur als Einflussgröße für oberflächliches Schmelzen liegt nahe, um die räumliche Verteilung dieser Bedingung, als zweifelsohne wichtigen Antrieb für Schmelzprozesse, zu untersuchen. Dies kann einen Eindruck von dem zu erwartenden Ergebnis der räumlichen Verteilung des Schmelzbegins liefern.

Die Abbildung 5.12-a zeigt den Zeitpunkt des ersten Auftretens einer bodennahen Lufttemperatur von  $0^{\circ}\text{C}$  im Zeitraum 01.10.2004 bis 31.03.2005 auf der Basis von NCEP/NCAR-Daten für Flächen mit einer Meereiskonzentration von mindestens 20%. Am frühesten (Anfang Oktober) kommt es demnach im nördlichen Weddellmeer und westindischen Sektor zum Einsetzen von Schmelzbedingungen. Im südlichen Bereich des westindischen Sektors sind keine Werte angegeben, da hier vor dem Absinken der Meereiskonzentration unter 20% keine Lufttemperatur von  $0^{\circ}\text{C}$  erreicht wird.



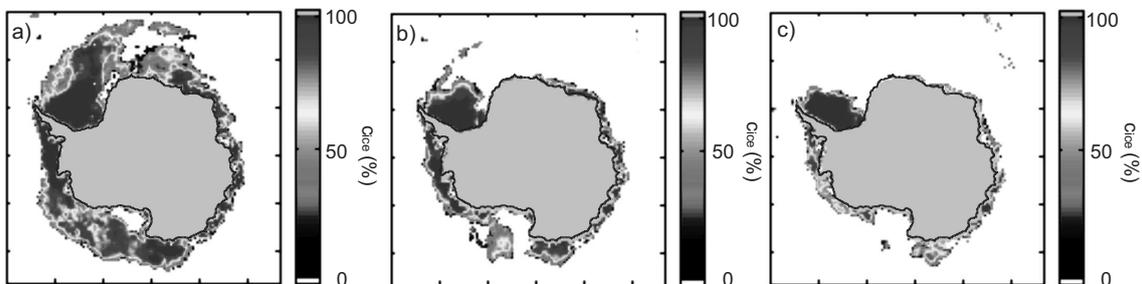
**Abbildung 5.12:** Sommer 2004/2005: a) Zeitpunkt des erstmaligen Überschreitens der  $0^{\circ}\text{C}$ -Marke der bodennahen Lufttemperatur aus NCEP/NCAR-Reanalysen in Tagen nach dem 1. Oktober 2004 für Flächen mit einer Meereiskonzentration von mind. 15%. b) Anzahl der Tage, an denen die  $0^{\circ}\text{C}$ -Marke überschritten wird.

Entsprechend ist ein solcher Bereich im südlichen Rossmeer vorzufinden, wo durch die Rossmeerpolygonja sehr geringe Eiskonzentrationen zu erwarten sind und demnach kein Schneeschmelzen identifiziert werden kann. Weiterhin ist im Rossmeer sowohl ein zonaler als auch ein meridionaler Gradient im Beginn des Einsetzens der Schmelzbedingungen erkennbar. Das identifizierte Datum verzögert sich nach Süden hin und tritt in der südlichen Amundsensee etwa ab Mitte Dezember (ca. Tag 80) und östlich der Rossmeerpolygonja erst gegen Anfang Januar auf (ca. Tag 100). Um die Antarktische Halbinsel herum liegt das identifizierte Datum einheitlich bei etwa Tag 40 (entspricht Anfang November). Ein sehr grosser Bereich mit spät einsetzenden Schmelzbedingungen ist auf einer Nordost-Südwest-Achse durch das zentrale

Weddellmeer, bis hin zu dem Bereich frühen Schmelzens im Norden auszumachen. Hier liegt das identifizierte Datum etwa bei Tag 100. Im süd-pazifischen Küstenbereich werden Schmelzbedingungen auf einem schmalen Meereisband erkannt, die sich tendenziell nach Süden hin verzögern. Die diskreten Übergänge der verschiedenen Bereiche auf den identifizierten Eisflächen kommen durch die grobe Auflösung der in den Reanalysen simulierten Lufttemperaturen zustande. Die Gesamtanzahl der Tage an denen  $0^{\circ}\text{C}$  im Sommerhalbjahr 2004/2005 überschritten werden nimmt erwartungsgemäss nach Süden hin ab und zeigt keine zonale Ausprägung (Abb. 5.12-b).

Insgesamt verlangt eine Betrachtung der grundlegenden Schmelzbedingungen immer auch die Einbeziehung der Meereisbedeckung ( $c_{ice}$ ) und -ausdehnung. So müssen Suchalgorithmen eine Abfrage von  $c_{ice}$  des jeweils untersuchten Gitterpunktes beinhalten, damit nicht fälschlicherweise der Signalanteil offener Wasserflächen zur Identifikation von schmelzenden Flächen beiträgt. Da das Auftreten von Flüssigwasser im Schnee und die Zunahme offener Wasserflächen innerhalb eines Gitterpunktes jedoch einen gegensätzlichen Einfluss auf  $T_B$  und  $\sigma^0$  haben, wurde die Suche nach Schmelzmustern lediglich auf Flächen mit einer Eisbedeckung von mindestens 20% beschränkt da darunter der Anteil der Eisoberfläche an der Signalgenerierung nicht mehr als ausreichend signifikant betrachtet werden kann.

Für die Suche nach ansteigenden  $\sigma^0$ - und absinkenden von  $T_B$ -Werten muss jedoch eine gleichzeitige Betrachtung der zeitlichen Veränderung von  $c_{ice}$  erfolgen und bei einem Rückgang von  $c_{ice}$  davon ausgegangen werden, dass die  $T_B$ , bzw.  $\sigma^0$ -Veränderung hierdurch, und nicht etwa durch Oberflächenprozesse verursacht wird.



**Abbildung 5.13:** Verlauf der räumlichen Verteilung der Meereiskonzentration im Sommer 2004/2005. Meereiskonzentration (bootstrap) a) am 15.12.2004, b) am 15.01.2005 und c) am 15.02.2007.

Die Abbildung 5.13 gibt einen Eindruck davon, wie sich das Eis im Verlauf der Sommers zurückbildet und demnach Flächen entstehen, auf denen es potenziell zu einer Rückbildung von Meereis durch Advektion, basales und laterales Schmelzen kommt, bevor oberflächliches Schmelzen entstehen kann. Dies ist vor allem für den Bereich des westindischen Sektors der Fall, wo sich das Eis mit dem Beginn des Sommers sehr schnell zurückbildet.

Aufgrund des geringen radiometrischen Kontrasts zwischen FYI und SYI in der Antarktis werden Karten der Eistyp-Verteilung in der Südhemisphäre nicht operationell erstellt. Insofern ist es schwer, den Einfluss des Eistyps auf das Signalverhalten der unterschiedlichen Parameter abzuschätzen. Hinzu kommt das Subskalenproblem, das bei einer geometrischen Auflösung von  $25 \times 25 \text{ km}^2$  nicht zu vernachlässigen ist. So hat auch die ISPOL-Expedition gezeigt, dass sogar einzelne Schollen ein Komposit aus verschiedenen Eistypen darstellen. Insgesamt sind jedoch deutliche Unterschiede in der räumlichen Verteilung des Anteils von SYI-Flächen zu erwarten. Dies wiederum verursacht räumliche Gradienten in der Ausprägung des Schmelzsignals, in dem Masse wie der Eistyp das Signal beeinflusst.

Bisher wurde deutlich, dass die Sommerphase auf FYI im südlichen Weddellmeer deutlich schwächer ausgeprägt ist als auf SYI. Auf FYI im nordöstlichen Weddellmeer hingegen ist in den Mikrowellendaten das Signal der sinkenden Eiskonzentrationen dominant und überlagert evtl. Veränderungen, die durch oberflächliche Schmelzprozesse zustande kommen.

## 5.5 Zwischenbilanz

Die Verschiedenartigkeit der Ergebnisse der alternativen Methoden zeigt, dass die in Abbildung 5.3 optisch erkennbare Sommerphase nicht auf der gesamten Eisfläche in entsprechender Deutlichkeit vorzufinden ist. Es ist zu erwarten, dass oberflächliches Schmelzen mit den definierten Kriterien aus der Tabelle 5.2 in Zusammenhang steht. Bislang sind diese Kriterien jedoch mehr oder weniger willkürlich gesetzt und haben noch keine direkte Beziehung zu deterministischen Zusammenhängen von physikalischen Prozessen und damit verbundenen mikrowellen-radiometrischen Oberflächeneigenschaften.

Zur Bestimmung idealer Kriterien für die Identifizierung des Schmelzbeginns auf antarktischem Meereis ergibt sich die Notwendigkeit eines verbesserten Verständnisses der vorherrschenden Veränderungen physikalischer Eigenschaften der Meereis- und Schneeoberfläche. Hierzu bot die ISPOL-Expedition (Kap. 2.2) eine sehr gute Gelegenheit. Es gilt hier zu berücksichtigen, dass ISPOL nur mehrere Punktmessungen innerhalb einer riesigen Eisfläche repräsentiert. Dennoch sind diese Messungen die einzig verfügbaren in-situ Validierungsdaten mit hoher Messgenauigkeit für die Sommersaison.

Wie die Anwendung alternativer Ansätze (5.4) gezeigt hat, ergibt sich bei allen verwendeten Methoden ein räumliches Bild des Auftretens von Mustern, die mit oberflächlichem Schmelzen in Verbindung stehen. Dieses Bild kann jedoch je nach Methode stark variieren und zeigt mit der Variation der Kriterienschwelle deutliche Unschärfen.

Da es in der Antarktis nicht zu einem grossflächigen und dauerhaften Schmelzen kommt, werden Einflussfaktoren wie der Eistyp, die Schneehöhe, oder Grad der Schneemetamorphose nicht ausmaskiert sondern haben quasi permanent einen Anteil an der Generierung der Oberflächensignale im Sommer. ISPOL hat den gemässigt

ten Übergang der Oberflächeneigenschaften vom Frühjahr zum Sommer in jeglicher Hinsicht bestätigt. Es kam im Messzeitraum weder zu einem deutlichen Rückgang der Albedo, noch zu einem starken Schmelzen des Schnees. Die Oberflächenenergiebilanz wies bis Mitte Dezember noch gelegentlich negative Tagesmittelwerte auf. Es wurde jedoch deutlich, dass der kombinierte Tagesgang aus Strahlungsangebot und Lufttemperatur im Zeitraum der Feldmessungen zunehmend wichtiger für die Veränderung der physikalischen Schneeeigenschaften wurde.

Während des Messzeitraumes wurde der Unterschied der Schneeeigenschaften zum Zeitpunkt des Strahlungsminimums und -maximums immer ausgeprägter. Besonders in der zweiten Dezemberhälfte trat oberflächliches Schmelzen in den Mittagsstunden auf. Da die Temperatur jedoch nie dauerhaft über dem Gefrierpunkt lag, kam es mit dem Absinken des Strahlungsangebots jedoch zum Wiedergefrieren des Schnees.

Tagesbasierte Schmelz-Gefrier-Zyklen verursachen eine kontinuierliche Zunahme der Korngrößen und die Bildung von Eisschichten. Diese Metamorphose verursacht eine Abnahme der Volumenstreuung und äussert sich mittelfristig in sinkenden  $T_B$ - und steigenden  $\sigma^0$ -Werten (vgl. Abb. 4.7). Eine Beobachtung zeitlich hoch aufgelöster  $T_B$ -Werte während der Messungen hat gezeigt, dass sich der verstärkte Tagesgang der Schneeeigenschaften in den Mikrowellensignaturen widerspiegelt (Willmes et al., 2007a). Die Tagesamplitude der  $T_B$ -Werte ( $DT_{BA}$ ) nimmt demnach im Messzeitraum deutlich zu und zeigt vor allem einen deutlichen Übergang zu höheren Werten, als die mittlere Schneefeuchte und der Tagesgang der Schneefeuchte am 16.12.2004 (vgl. Abb. 4.12) ansteigen. Die Berechnung des Mikrowellenemissionsvermögens  $\varepsilon_m$  der Schneeoberfläche unter Zuhilfenahme der Oberflächentemperatur  $T_0$  (vgl. Abb. 5.1) zeigt, dass der zunehmende Tagesgang von  $T_B$  durch Schwankungen des Emissionsvermögens  $\varepsilon_m$  und weniger durch Veränderungen der Temperatur  $T_0$  verursacht wird (entspricht Untersuchungen von Harouche und Barber, 2001), was auf den zunehmenden Einfluss von Schmelzwasser im Tagesgang von  $T_B$  hindeutet.

Dies lässt darauf schliessen, dass die sommertypischen Veränderungen der antarktischen Meereisoberfläche im Wesentlichen durch tagesbasierte Schmelz-Gefrier-Zyklen charakterisiert werden können.

## 6 Neuer Ansatz: Tagesbasierte Schmelz-Gefrier-Zyklen

Die Feldmessungen während der ISPOL-Expedition haben einen zunehmenden Tagesgang der Schneefeuchte bei ansteigender mittlerer Schneefeuchte angezeigt. Parallel dazu stieg der  $T_B$ -Tageszyklus im Zeitraum der Driftstation deutlich an. Die Untersuchung von SSM/I-Schwad Daten für den Zeitraum von 1988 bis 2005 zeigt, dass letztere Beobachtung sehr typisch für die ISPOL-Region ist (Abb. 6.1).

Neben der bereits beschriebenen Abnahme der  $T_B$ -Tagesmittel im Verlauf des Sommers kommt es zu einer starken Erhöhung der Schwankungsbreite der Signale. Auch im ISPOL-Sommer 2004/2005 zeigt sich in dieser Darstellung eine Erhöhung der  $T_B$ -Oszillation ab der Dezembermitte. Für die Sommerhalbjahre 2003/2004 sowie 2004/2005 sind neben den SSM/I Schwad-Daten auch die zweimal täglich vorliegenden SSM/I Pathfinder-Daten (in blau) dargestellt. Auch diese Daten geben die erhöhte, v.a. auf Sub-Tagesbasis stattfindende Variabilität von  $T_B$  wieder.

Die Regelmässigkeit des Auftretens der starken  $T_B$ -Schwankungen in den Sommermonaten zeigt, dass die Amplitude der  $T_B$ -Schwankung auf Tagesbasis (*diurnal brightness temperature amplitude*  $DT_{BA}$  Willmes et al., 2007a) offensichtlich in einem deutlichen Zusammenhang mit den Prozessen steht, die den Zustand der Meereisoberfläche am Übergang vom Frühjahr zum Sommer charakterisieren.

### 6.1 Theoretische Erörterungen

Das Mikrowellenemissionsvermögen  $\varepsilon_m$  von Schneeoberflächen unterliegt starken saisonalen Veränderungen (u.a. Haggerty und Curry, 2001; Comiso, 1983), die sich aus Veränderungen der thermophysikalischen Einflussfaktoren (u.a. Dichte, Salzgehalt, Wassergehalt) ergeben (Barber und Nghiem, 1999). Zeitlich hoch aufgelöste  $T_B$ -Daten zeigen, dass insbesondere in der Sommersaison ausserdem ein ausgeprägter Tagesgang von  $\varepsilon_m$ , hervorgerufen durch Variationen der Schneefeuchte, sowohl in der Arktis (Harouche und Barber, 2001) als auch der Antarktis (Willmes et al., 2007a) auszumachen ist.

Untersuchungen von Hanesiak et al. (1999) haben gezeigt, dass eine Einbeziehung des Tagesgangs der Schneeeigenschaften in die Modellierung der saisonalen Meereiseigenschaften in der Arktis eine signifikante Veränderung des Zeitpunkts des Schmelzbeginns und Eisaufbruchs zur Folge hat. Dabei ergibt die Modellierung mit Antriebswerten auf Stundenbasis eine deutlich veränderte Entwicklung der Schnee- und Eiseigenschaften im Vergleich zu der Verwendung von Tagesmittelwerten. Daraus lässt sich schlussfolgern, dass die Ausprägung von Tageszyklen der physikalischen Schneeeigenschaften einen deutlichen Einfluss auf den weiteren Verlauf der Metamorphose des Schnees hat. Es kann somit dazu kommen, dass durch die ausschliessliche Betrachtung von Tagesmittelwerten entscheidende, klimatologisch relevante

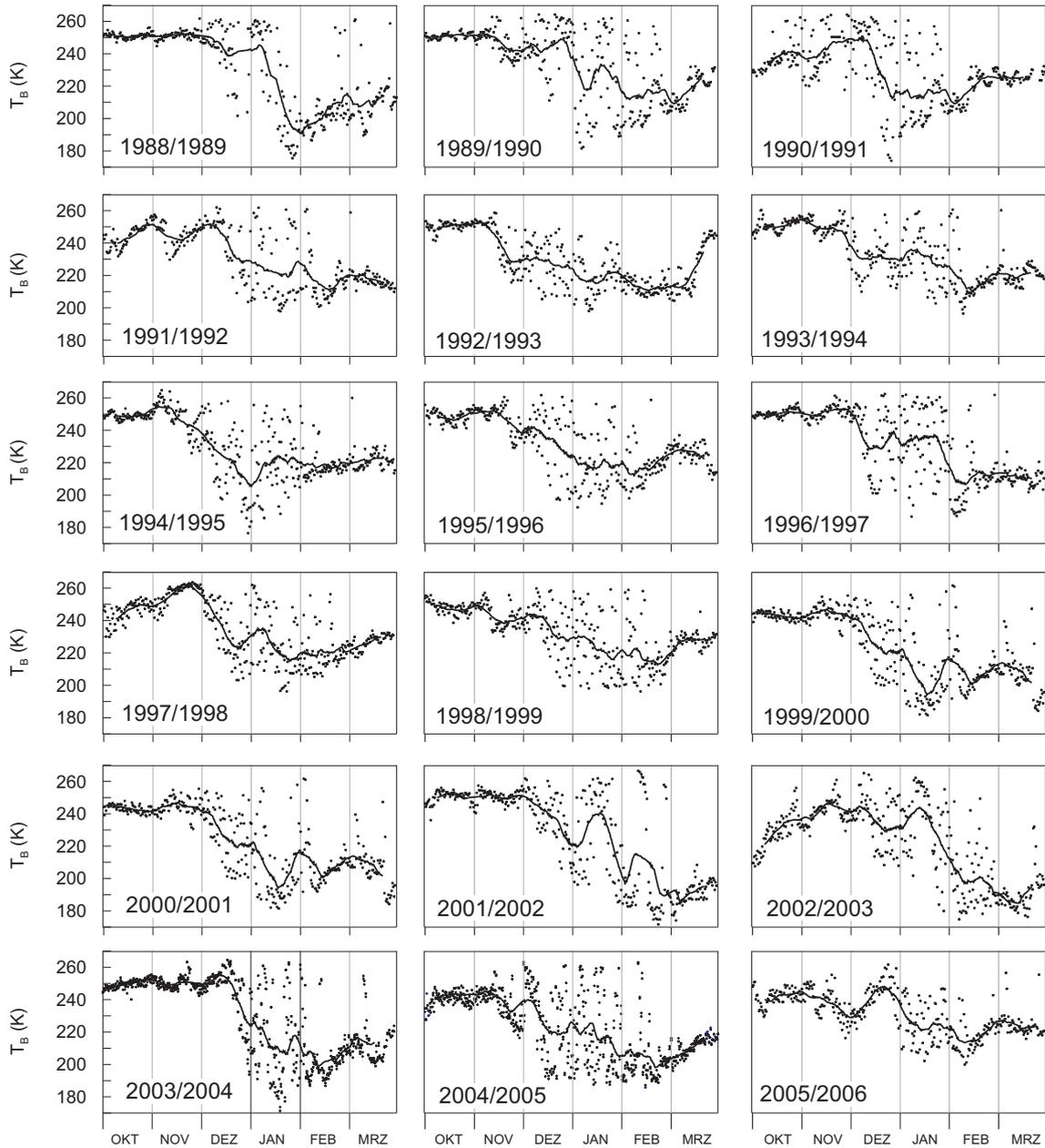
Übergänge im Metamorphosestatus des Schnees nicht erfasst werden. Dies trifft mit Sicherheit insbesondere für antarktisches Meereis zu, wo generell im Vergleich zur Arktis schwächere Schmelzprozesse im Sommer zu erwarten sind (u.a Nicolaus et al., 2007).

### 6.1.1 Saisonalität der Schnee-Eigenschaften

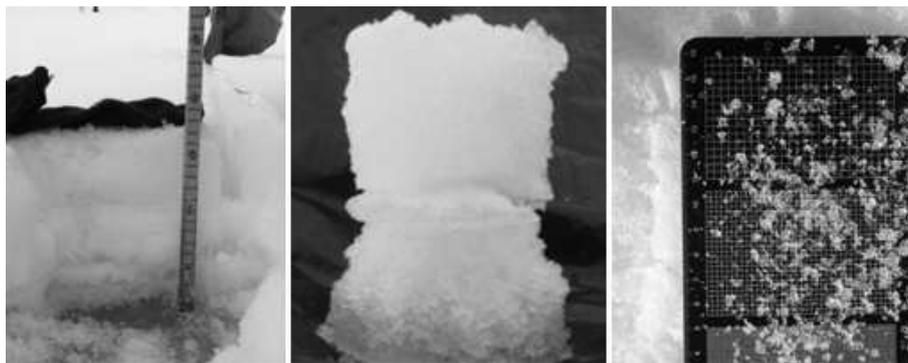
Eppler et al. (1992) zeigen, dass die Klassifizierung der von Livingstone et al. (1987) untersuchten Daten aktiver Mikrowellensensoren in 5 saisonale Stadien (s. Kap. 3) auch auf den saisonalen Zyklus passiver Mikrowellensignaturen übertragen werden kann. Demnach zeichnet sich das Winterstadium (WI) durch einen parallelen Verlauf der 19 GHz und 37 GHz -Kanäle aus, wobei kurzfristige Schwankungen durch Veränderungen der Streueigenschaften des Schnees hervorgerufen werden. Beim frühen Schmelzen (EM) kommt es zu einer Beschleunigung der Schneemetamorphose durch verstärkte Schmelz-Gefrier-Zyklen auf Tagesbasis (Eppler et al., 1992). Zum eigentlichen Schmelzbeginn steigen die  $T_B$ -Werte dann deutlich an und es tritt eine Verringerung der Frequenzunterschiede (HR) auf. Die Tatsache, dass im saisonalen Zyklus der  $T_B$ -Werte auf antarktischem Meereis ein sommerliches Absinken dominiert (Abb. 6.1), weist darauf hin, dass die Schmelzstadien nach Livingstone et al. (1987) nicht auf die Antarktis übertragbar sind. Vielmehr zeigen die Untersuchungen dieser Arbeit, dass der Sommer von starken Schmelz-Gefrier-Zyklen geprägt ist, die wiederum durch die Bildung von Eisschichten und die Zunahme der Schneekorngößen (Abb. 6.2) für eine Tendenz von  $T_B$  und  $\sigma^0$  verantwortlich sind, die dem in der Arktis typischen Schmelzbeginn (MO) entgegengesetzt ist.

Dies führt zu der Vermutung, dass der Übergang vom EM- zum MO-Stadium nach der o.g. Klassifizierung (s. Kap. 3) in der Antarktis nicht, bzw. nur sporadisch und räumlich stark begrenzt stattfindet. Die Tatsache, dass die in dieser Arbeit durchgeführte *kmeans*-Clusteranalyse eine Trennung der Sommerwerte in 2 Merkmalsgruppen zur Folge hatte, während bei Harouche und Barber (2001) auf arktischem Meereis 4 charakteristische Gruppen identifiziert wurden (unter Verwendung einer anderen Merkmalskombination), bestätigt die Verringerung der saisonalen Stadien auf antarktischem Meereis im Vergleich zur Arktis.

In diesem Sinne bietet die Beobachtung der nach Livingstone et al. (1987) definierten EM-Phase (frühes Schmelzen) über die Analyse tagesbasierter Schmelz-Gefrier-Zyklen eine realistische Möglichkeit, Langzeituntersuchungen des Schmelzverhaltens durchzuführen. Die ausgeprägte Stärke des Tagesgangs von  $T_B$  und der Schneefeuchte wurde während der ISPOL-Messungen festgestellt. Der daraufhin abgeleitete  $DT_B A$ -Index hat sich schon beim Vergleich der sommerlichen Variabilität verschiedener abgeleiteter Parameter (Kap. 5.4.2, Abb. A.5) als sehr aussagekräftig erwiesen und kann für die objektive Untersuchung des charakteristischen antarktischen Schmelzens herangezogen werden.



**Abbildung 6.1:** Verlauf aller SSM/I Schwad  $T_{B37V}$ -Werte im Sommerhalbjahr der Jahre 1988/1989 bis 2005/2006 an der ISPOL-Startposition ( $66,54^{\circ}\text{S}$ ,  $54,4^{\circ}\text{W}$ ), sowie jeweils als 31-Tage gleitendes Mittel (durchgezogene Linien); für die Jahre 2003/2004 und 2004/2005 sind ebenfalls SSM/I Pathfinder- $T_{B37V}$  (blau) dargestellt.



**Abbildung 6.2:** Optische Kennzeichnung von Eischichten im Schnee durch Tracer-Experiment auf FYI am 12.12.2004 (links). Oberflächenkern aus Schnee und Aufeis, das sich aus nach unten perkolierendem Schmelzwasser gebildet hat (Mitte). Messung der erhöhten Korngrößen gegen Ende der Driftstation auf einem Schnee-Raster (rechts).

### 6.1.2 Eignung eines tagesbasierten Index

Der  $DT_{BA}$ -Index erfasst die zeitliche Änderung der Amplitude von  $T_B$ -Tageszyklen und stellt damit eine tagesbasierte Kenngröße dar. Da die Schmelz-Gefrier-Zyklen ein starkes  $T_B$ -Signal ergeben und ihr Auftreten meist auf die obere Schneeschicht beschränkt ist (vgl. ISPOL, 4.11), treten grundlegende  $T_B$ -Einflussfaktoren wie die Schneemächtigkeit und der Eistyp in den Hintergrund. Dadurch bietet sich mit dem  $DT_{BA}$ -Index die Möglichkeit der Entwicklung objektiver Verfahren zur operationellen Ableitung eines relativen Schmelzstatus des Schnees auf antarktischem Meereis. Da drastische Übergänge nicht beobachtet werden, bleibt das Problem der Verbindung von Schwellwertkriterien mit physikalischen Prozessen zwar weiterhin bestehen, durch die weitgehende Unabhängigkeit von weiteren Einflüssen ergibt der  $DT_{BA}$ -Index bezüglich der Schneeschmelze jedoch ein sehr gutes Signal. Eine Variation der  $DT_{BA}$ -Schwellwerte hat demnach eher systematische als zufällige Verschiebungen identifizierter Oberflächenübergänge zur Folge.

## 6.2 Einfluss der zeitlichen Auflösung

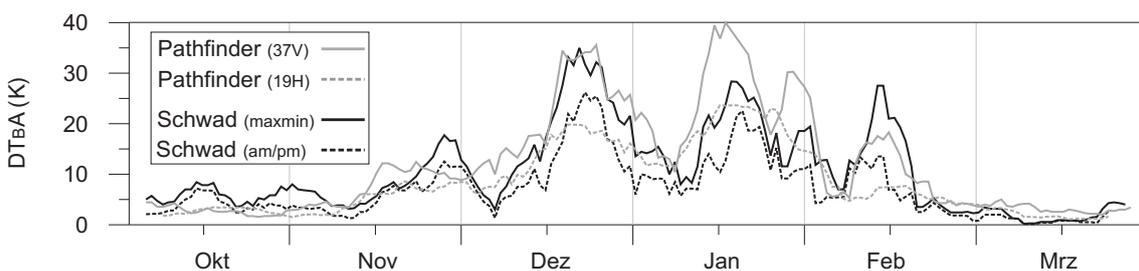
Mit den *SSM/I Pathfinder*-Daten (kurz: „Pathfinder-Daten“) und den *MSFC SSM/I Schwad*-Daten (kurz: „Schwad-Daten“; s. Kap. 2.1) stehen zwei Datensätze zur Verfügung, aus denen sich die Amplitude der  $T_B$ -Werte eines Tages auf der Grundlage von jeweils unterschiedlichen zeitlichen Auflösungen ableiten lässt. Die Datenkollektive wurden vergleichend verwendet, da davon auszugehen ist, dass die Schwad-Daten den tatsächlichen Tagesgang mit einer höheren Genauigkeit wiedergeben. Ein Vergleich der Variabilität der  $T_B$ -Werte beider Datensätze im Sommer (Abb. 6.1) zeigt ein einheitliches Verhalten in dem Sinne, dass jeweils deutliche Tagesschwankungen zu dieser Jahreszeit auftreten.

Der Unterschied der verschiedenen Möglichkeiten zur Berechnung von  $DT_{BA}$  ist

in Abbildung 6.3 dargestellt. Hier wurde der Index aus dem Maximal- und Minimalwert aller Schwad- $T_B$  eines Tages, aus dem Mittelwert von Nachmittags- und Vormittagswerten, sowie aus der Differenz der beiden verfügbaren Pathfinder- $T_B$  eines Tages für die Frequenzen 19H und 37V im Sommerhalbjahr 2004/2005 an der ISPOL-Position berechnet.

Es wird deutlich, dass sich der  $DT_{BA}$ -Verlauf bei allen Berechnungsmethoden sehr ähnelt. Die Werte steigen zum Sommer hin stark an und zeigen im dargestellten Sommer 2004/2005 zwei ausgeprägte Maxima im Zeitraum Dezember/Januar, die von einer temporären Abnahme der Werte unterbrochen sind. Es fällt weiterhin auf, dass die Ausprägung des sommerlichen Anstiegs je nach verwendeter Frequenz und Basisdaten deutlich variiert. So zeigt z.B.  $DT_{BA19H}$  deutlich niedrigere Werte im Sommer als  $DT_{BA37V}$ .

Verwunderlich ist auf den ersten Blick, dass die Schwad-Daten in den meisten Fällen einen niedrigeren Indexwert produzieren als die 37V Pathfinder-Daten. Dies war eigentlich umgekehrt zu erwarten, da Schwad-Daten durch die höhere zeitliche Auflösung den tatsächlichen Maximal- und Minimalwert eines Tages eindeutiger erfassen müssten. Die niedrigeren Werte kommen dadurch zu Stande, dass bei der sehr aufwendigen Erstellung des Schwad-Datensatzes aufgrund des intensiven Datenaufkommens und der notwendigen Vorprozessierung (s. Kap. 2.1) in erster Näherung nur Messungen des DMSP F-13 Satelliten berücksichtigt werden konnten. Bei der operationellen Bereitstellung der Pathfinder-Daten werden jedoch die Messwerte mehrerer Plattformen miteinander kombiniert, so dass selbst durch die Reduzierung auf zwei  $T_B$ -Werte pro Tag die  $T_B$ -Tagesamplitude hier besser erfasst werden kann. Dies ist als positiv zu bewerten, da die Berechnung des Index aus Schwad-Daten ungleich viel zeit- und speicheraufwendiger ist, was insbesondere bei der Analyse langer Zeiträume eine Rolle spielt. Aus Abbildung 6.3 ist demnach zu entnehmen, dass der  $T_B$ -Tagesgang aus Pathfinder-Daten für die Analysen dieser Arbeit mit hinreichender Genauigkeit bestimmt werden kann.



**Abbildung 6.3:** Verlauf des  $DT_{BA}$  Index, berechnet aus  $T_{B37V}$  Pathfinder-Daten (grau),  $T_{B19H}$  Pathfinder-Daten (grau, gepunktet), aus Schwad-Daten als Differenz zwischen Minimal- und Maximalwert (schwarz) sowie aus Schwad-Daten als Differenz zwischen Mittelwert aus Nachmittags- und Vormittagswerten (schwarz, gepunktet), jeweils an der Startposition der ISPOL-Drift im Sommerhalbjahr 2004/2005, 13-Tage gleitendes Mittel.

### 6.3 Rolle der $DT_BA$ -Beobachtungsfrequenz

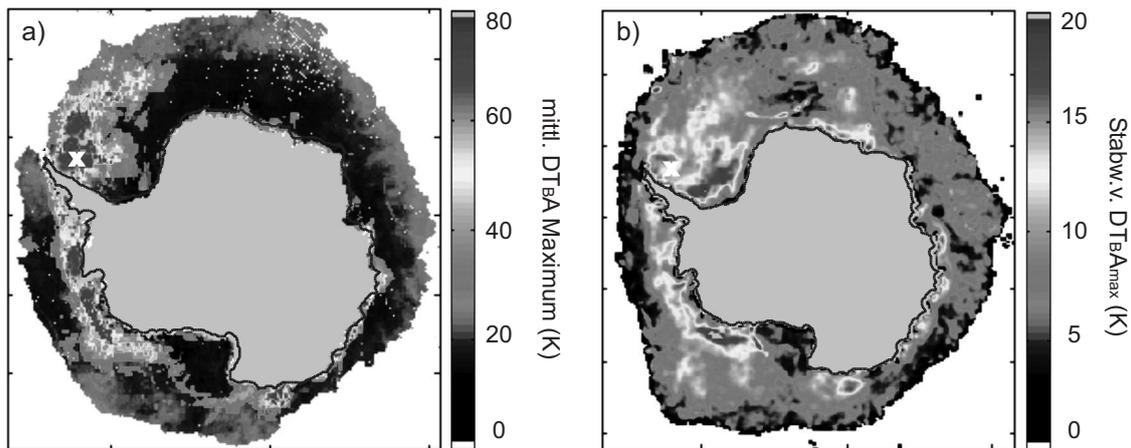
Offensichtlich zeichnen sich tagesbasierte Schmelz-Gefrier-Zyklen bei einer Frequenz von 37 GHz deutlicher ab als bei 19 GHz (die 85 GHz-Kanäle wurden für diese Arbeit nur am Rande verwendet, da sie nachgewiesenermassen durch atmosphärische Effekte beeinflusst werden; Kern und Heygster, 2001). In dieser Tatsache spiegelt sich die Frequenzabhängigkeit der Emissionstiefe wieder. Da der Prozess des Schmelzens und des Gefrierens jeweils von oben nach unten ansetzt und tieferliegende Schichten einen grösseren Einfluss auf  $T_{B19H}$  als auf  $T_{B37V}$  haben, enthält der Tagesgang der  $T_B$ -Werte aus dem 19 GHz-Kanal eine vertikale Unschärfe in der Beobachtung von Schmelzen und Gefrieren, solange es nicht zu einer sehr starken Durchfeuchtung des Schnees kommt. Beim Vergleich mit der modellierten Emissivität  $\varepsilon_m$  der Oberfläche (vgl. Abb. 5.2) fällt auf, dass auch dort eine leicht geringere Sensitivität des 19 GHz Kanals bzgl. der Amplitude des Tagesgangs festzustellen war.

### 6.4 Raum-zeitliche Charakteristik von $DT_BA$

Ausgehend von der am 1. Oktober im Mittel eisbedeckten Fläche, zeigt Abbildung 6.4 die räumliche Variabilität des beobachteten mittleren jährlichen  $DT_BA$ -Maximums und der interannualen Standardabweichung dieser Grösse vom 01.10. bis zum 31.03. der Jahre 1988/1989 bis 2004/2005. Es wird deutlich, dass es vor allem auf dem Meereis der Westantarktis zu ausgeprägten  $T_B$ -Tagesgängen mit Amplituden von bis zu 80 K kommt (vgl. auch Abb. A.6 und A.7). Besonders im Bereich zwischen 30° und 145° West, mit einer meridionalen Ausdehnung von etwa 65° bis 70° südlicher Breite ist ein Meereisband zu verzeichnen, das von ausgeprägten  $T_B$ -Tagesgängen betroffen ist. Darüber hinaus kommt es nur in den unmittelbaren Küstenbereichen der Ostantarktis zu maximalen  $DT_BA$ -Werten von über 50 K. Die übrigen Eisflächen sind durch eher schwache  $T_B$ -Zyklen gekennzeichnet, wobei sich dennoch ein meridionaler Gradient mit zunehmenden  $DT_BA$ -Werten nach Süden hin abzeichnet. Das Gesamtbild lässt darauf schliessen, dass sich die räumliche Verteilung aus einer Kombination aus dem Zeitpunkt des Eisrückgangs und atmosphärischer Einflüsse erklären lässt. In den dunkelblau markierten Gebieten kommt es zu einem schnellen Rückgang der Eisbedeckung im Sommer (vgl. Abb. 5.13), so dass das Eis basal schmilzt und verdriftet bevor es zu ausgeprägten Tagesgängen an der Oberfläche kommen kann. In den Eisrandbereichen sorgen jedoch durch die niederen Breiten atmosphärische Einflüsse schon früher im Jahr für das Zustandekommen starker  $T_B$ -Tageszyklen, so dass hier  $DT_BA$ -Werte von bis zu 40 K auftreten.

Im südlichen Weddellmeer und in der südlichen Amundsensee ist die interannuale Variabilität der Höhe des jährlichen  $DT_BA$ -Maximums (Abb. 6.4) am stärksten ausgeprägt. Die Tatsache, dass die Variabilität der Eisbedeckung in eben jenen Bereichen ebenso sehr gering ist (Abb. A.8) deutet darauf hin, dass atmosphärische Einflüsse hier die interannuale  $DT_BA$  Schwankung verursachen.

Das auffällige Band hoher  $DT_BA$ -Werte im nördlichen Weddellmeer erinnert eindeutig an die in Kapitel 4.2.4 beschriebene Region erhöhter mittlerer Rückstreuko-

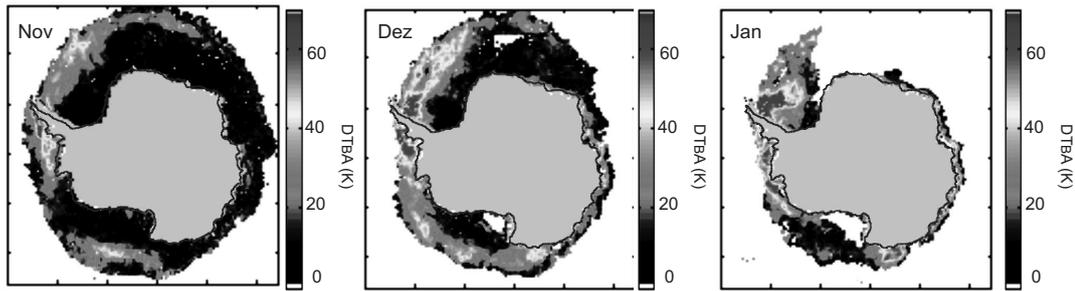


**Abbildung 6.4:** a) Mittleres jährliches Maximum und b) Standardabweichung des  $DT_{BA}$ -Maximums für jede Gitterzelle in den Sommerhalbjahren 1988/1989 bis 2005/2006, dargestellt für im Mittel am 1.10. eisbedeckte Flächen. Schwarze Markierungen zeigen die Position der ISPOL-Drift.

effizienten, die durch metamorphen Schnee verursacht werden. Das Auftreten sehr starker  $T_B$ -Tageszyklen in eben jenem Gebiet bestätigt somit die starke Schneemetamorphose. Wie die Markierungen in Abbildung 6.4 zeigen, fand die ISPOL-Drift in einem Gebiet statt, in dem es im Mittel zu ausgeprägten Tagesgängen der  $T_B$  im Verlaufe des Sommers kommt.

Betrachtet man sich die räumliche Verteilung des  $DT_{BA}$ -Maximums im Verlauf des Sommers als monatliche Maxima von November 2004 bis Januar 2005 (Abb. 6.5) so fällt auf, dass es insbesondere ab Dezember im Bereich der Antarktischen Halbinsel zu einer markanten Zunahme von  $T_B$ -Tageszyklen kommt. Diese Beobachtung stimmt mit der während der ISPOL-Feldmessungen erfassten Zunahme der  $DT_{BA}$ -Werte überein, die nachgewiesenermaßen durch einen verstärkten Tagesgang der Schneefeuchte zustande kam (Kap. 4.2). Zum Januar hin dehnte sich der Bereich hoher  $DT_{BA}$ -Werte nach Süden in das zentrale Weddellmeer und nach Westen in die Amundsensee hin aus, während sich im nördlichen Bereich das Eis bereits zurückbildete.

Noch deutlicher wird die Entwicklung der tagesbasierten Schmelz-Gefrier-Zyklen in einer zeitlich höher aufgelösten Betrachtung für den Bereich des Weddellmeeres (Abb. 6.6). Ende November treten die ersten höheren  $DT_{BA}$ -Werte ( $>50 K$ ) im nordwestlichen Weddellmeer auf und setzen sich bis Mitte Dezember zur Antarktischen Halbinsel hin fort. Ausgeprägte  $DT_{BA}$ -Werte sind ausschliesslich auf dem Meereis nördlich von etwa  $70^\circ$  Süd festzustellen. Der Bereich niedriger Werte innerhalb dieses Meereisbandes kommt durch eine Polynja-ähnliche Struktur niedriger Meereisbedeckung zustande (Markierung 1). Da es über offenem Wasser nicht zu starken  $T_B$ -Tagesgängen kommt, sind Bereiche mit niedriger Eisbedeckung durch geringere  $DT_{BA}$ -Werte gekennzeichnet. Nach dem 16.12. kommt es zu einem deutli-



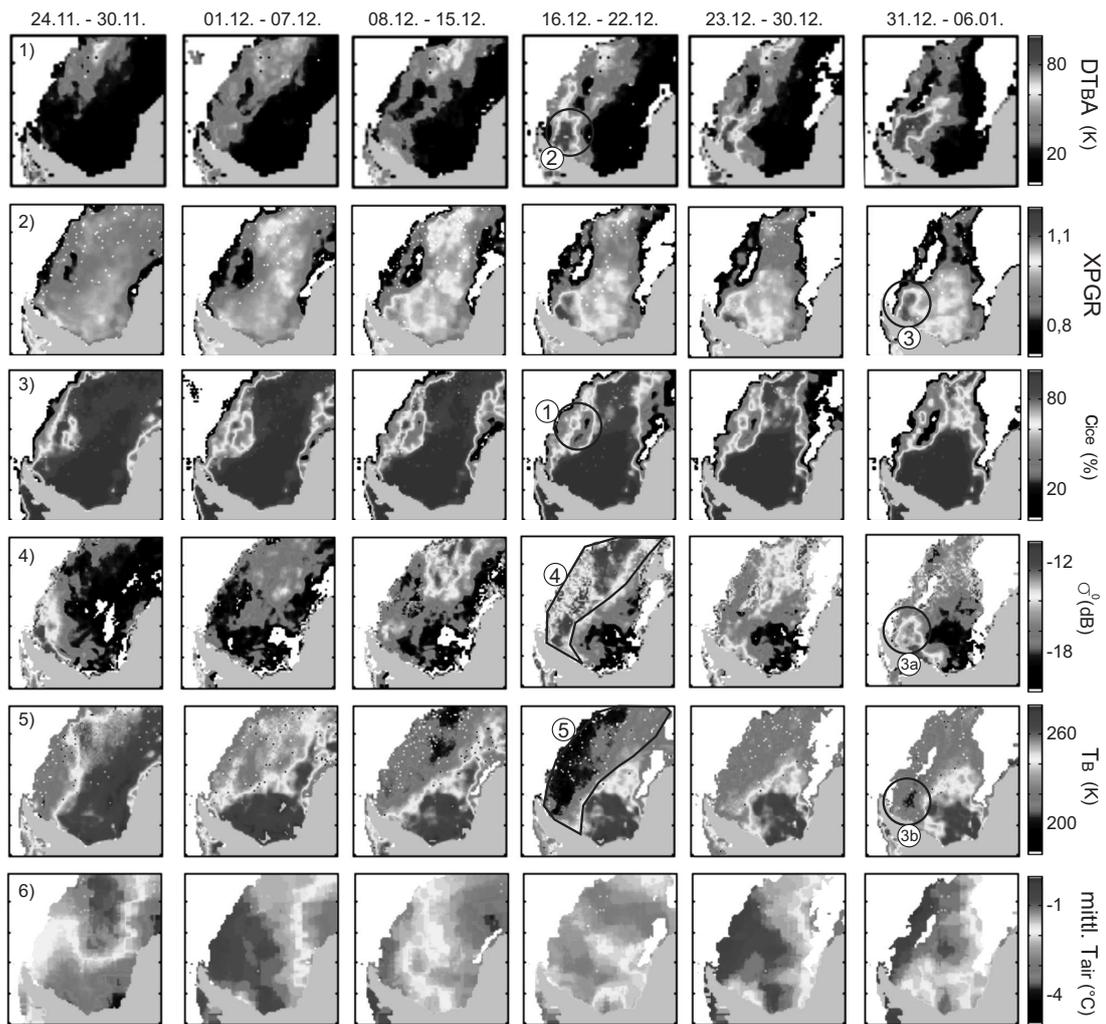
**Abbildung 6.5:** Räumliche Variabilität des Monatsmaximums von  $DT_{BA}$  aus  $T_B(37V)$  in den Monaten November, Dezember und Januar des Sommers 2004/2005, für Gitterpunkte mit einer Eiskonzentration von mind. 15% zum Monatsbeginn.

chen Anstieg von  $DT_{BA}$  ( $>80\text{ K}$ ) östlich der Antarktischen Halbinsel (Markierung 2). Dieses Ereignis stimmt mit der *in-situ* beobachteten Zunahme des Tagesgangs der Schneefeuchte bei einer gleichzeitigen Zunahme der mittleren Feuchte überein (Abb. 4.12).

Der XPGR-Parameter (Abb. 6.6, 2. Reihe) ist ebenfalls zunehmend, jedoch deutlich schwächer als  $DT_{BA}$  im dargestellten Zeitraum. Der XPGR-Wert zeigt sich ausserdem deutlich gleichmässiger über der gesamten Meereisfläche verteilt. Das charakteristische Meereisband nördlich von  $70^\circ$  Süd ist in der räumlichen Verteilung dieses Parameters nicht zu erkennen. Vielmehr scheint XPGR stärker mit der Meereiskonzentration korreliert zu sein. Die verstärkte XPGR-Zunahme östlich der Halbinsel findet auf einer Fläche mit hoher Eisbedeckung statt und geht mit hohen  $\sigma^0$ - und niedrigen  $T_B$ -Werten einher (Markierung 3, 3a, 3b).

In der Woche vom 16.12. bis zum 22.12.2004 kommt es im gesamten nördlichen Weddellmeer zu einer Zunahme von  $\sigma^0$  und einer Abnahme von  $T_B$ , während das Wochenmittel der Lufttemperatur (NCEP/NCAR) im Vergleich zum gesamten Beobachtungszeitraum relativ niedrig ist. Offensichtlich ist der zunehmende Tiefdruckeinfluss nach dem 16.12. mit den Beobachtungen aus Abbildung 4.17 vergleichbar. Steigende  $\sigma^0$ - und sinkende  $T_B$ -Werte resultieren demnach aus metamorphem Schnee. Ab dem 22.12. ist bis Ende Dezember wiederum ein leichtes Absinken von  $\sigma^0$  festzustellen, während die erhöhten  $DT_{BA}$ -Werte im Bereich der Halbinsel andauern. Mit dem erneuten Anstieg der Lufttemperaturen in der Woche vom 23.12. bis zum 30.12.2004 sinken die  $\sigma^0$ -Werte auf dem Meereis nördlich von  $70^\circ$  Süd wieder während die  $T_B$ -Werte dort leicht ansteigen.

Es fällt auf, dass in der räumlichen Verteilung des  $DT_{BA}$ -Parameters der stärkste zeitliche und räumliche Kontrast im Vergleich zu den anderen dargestellten Grössen auftritt.  $T_B$ - und  $\sigma^0$ -Tagesmittel schwanken mit höherer Frequenz und die Veränderungen von XPGR im dargestellten Zeitraum sind insgesamt schwächer ausgeprägt.



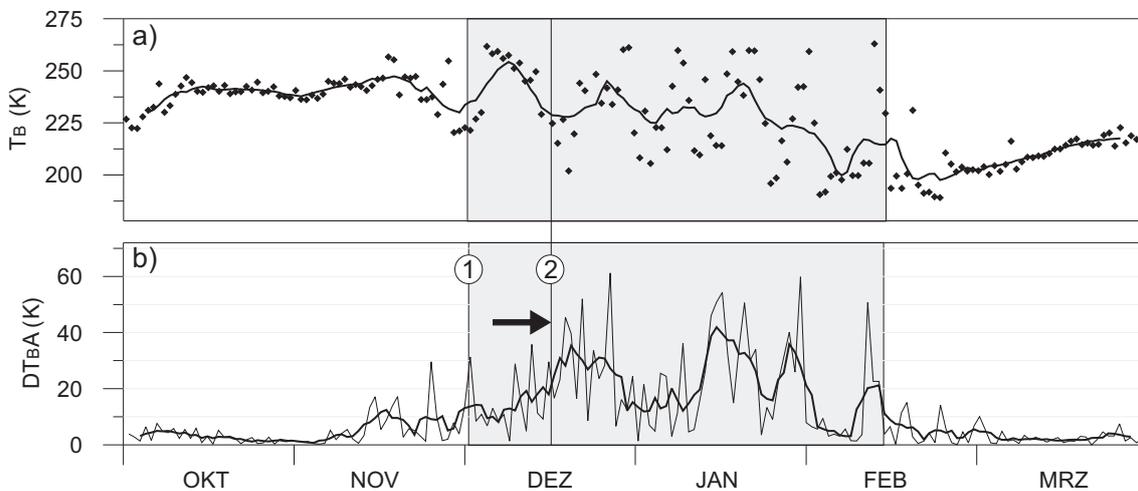
**Abbildung 6.6:** Räumliche Verteilung des wöchentlichen Maximal-/bzw. Mittelwertes verschiedener Parameter im Zeitraum 24.11.2004 bis 06.01.2005 (6 Wochen) im Weddellmeer. Reihe 1) Maximale  $T_B$ -Tagesamplitude ( $DT_{BA}$ ). Reihe 2) Maximaler XPGR-Wert. Reihe 3) mittl. Meereiskonzentration  $c_{ice}$ . Reihe 4) mittl. Rückstreukoeffizient  $\sigma^0$ . Reihe 5) mittl. Strahlungstemperatur  $T_{B37V}$ . Reihe 6) NCEP/NCAR  $T_{air}$  als Wochenmittel.

$T_B$ - und  $\sigma^0$ -Werte tendieren dazu, nach einer wie in der Woche vom 16.12. bis 22.12. im nördlichen Weddellmeer beobachteten Veränderung (Markierung 4 und 5; Abb. 6.6) wieder auf das vorhergehende Niveau zurückzugehen. In diesen beiden Parameter drücken sich sommertypische Oberflächenveränderungen eher in mittelfristigen Trends aus. Der  $DT_{BA}$ -Parameter hingegen weist vielmehr persistente Veränderungen auf. Wie auch aus Abbildung 6.5 zu entnehmen ist, dauern mit dem ersten Einsetzen sehr starker  $DT_{BA}$ -Werte diese Veränderungen bis zum Ende des Sommers, bzw. bis zur Rückbildung des Meereises, an.

## 6.5 Algorithmus MeDeA

Die vorhergehenden Untersuchungen haben gezeigt, dass der  $DT_{BA}$ -Parameter als Indikator verwendet werden kann, um sommerliche Schmelzprozesse auf antarktischem Meereis zu charakterisieren. Er zeigt im Vergleich zu den weiteren untersuchten Größen die besten zeitlichen Kontraste im Verlaufe des Sommers und seine Veränderungen können eindeutig mit *in situ* erfassten Oberflächenveränderungen in Verbindung gebracht werden. Der  $DT_{BA}$ -Wert ist damit in der Lage, empirische und statistische Elemente der Veränderung der Mikrowellensignaturen von Meereisoberflächen in Sommersaison zu erfassen (s. Kap. 5.1.1).

Das Einsetzen des sommerlichen Schmelzens auf antarktischem Meereis soll mit Hilfe des  $DT_{BA}$ -Parameters bestimmt werden. Hierzu wurde ein Datensatz angefertigt, der für die 18 Sommerhalbjahre des Zeitraumes 1988/1989 bis 2005/2006 (Zeitraum verfügbarer *pathfinder*-Daten) für jede Gitterzelle des SSM/I Standardgitters eine Zeitreihe der  $DT_{BA}$ -Werte jeweils vom 1. Oktober bis zum 31. März bereitstellt. Die  $DT_{BA}$ -Werte wurden entsprechend Kapitel 6.2 als Differenz der beiden täglich zur Verfügung stehenden  $T_{B37V}$ -Werte berechnet. Zur automatisierten Erfassung des jährlichen Schmelzbegins wurde ein Algorithmus erstellt, der auf der Suche nach einer Schwellwertüberschreitung ( $DT_{BA_{krit}}$ ) operiert (*Melt Detection Algorithm*, **MeDeA**). Um den Einfluss kurzfristiger Schwankungen zu eliminieren, werden die  $DT_{BA}$ -Zeitreihen, die MeDeA einliest, durch ein 3 Tage gleitendes Mittel tiefpass-gefiltert.



**Abbildung 6.7:** a) Verlauf der Pathfinder  $T_{B37V}$  mit 2 Werten pro Tag (schwarze Punkte) und 7 Tage gleitendes Mittel (schwarze Linie) im Zeitraum 1.10.2004 bis 31.3.2005. b) Verlauf des daraus berechneten  $DT_{BA}$ -Wertes (grau) und 5 Tage gleitenden  $DT_{BA}$ -Mittelwertes (schwarz), jeweils an der Startposition der ISPOL-Drift. Die graue Box markiert den Zeitraum der optisch in der Zeitreihe identifizierten sommerlichen  $T_B$ -Schwankung, mit dem Beginn markiert durch Übergang (1). Der Pfeil und Markierung (2) zeigen den Zeitpunkt des *in-situ* beobachteten Übergangs am 16.12.2004.

Daraufhin wird nach dem Zeitpunkt gesucht, an dem  $DT_{BA_{krit}}$  erstmalig an drei aufeinanderfolgenden Tagen überschritten wird. Um einen Einfluss offener Wasserflächen bei sehr geringen Eiskonzentrationen auszuschliessen, beinhaltet der Algorithmus eine zusätzliche Abfrage der Meereisbedeckung in der jeweils eingelesenen Gitterzelle. Beträgt diese zum Zeitpunkt des identifizierten Schmelzbegins weniger als 20%, so wird das Ergebnis verworfen und der Wert der betreffenden Gitterzelle in der Ergebnismatrix ausmaskiert. Zur Übersicht sind die Eingangsgrößen für MeDeA am Beispiel der Startposition der ISPOL-Drift in Abbildung 6.7 für das Sommerhalbjahr 2004/2005 dargestellt. Die zweimal täglich vorliegenden Pfadfinder  $T_B$ -Werte zeigen eine Phase erhöhter Schwankungsbreite auf Tagesbasis zwischen Anfang Dezember und Mitte Februar, die sich signifikant vom Gesamtzeitraum abhebt (Abb. 6.7-a). Die daraus berechneten  $DT_{BA}$ -Werte (Abb. 6.7-b) verdeutlichen, dass die maximalen  $T_B$ -Tageszyklen gegen Ende Dezember und Mitte Januar auftreten (Abb. 6.7, graue Box). Aufgabe von MeDeA ist es, nach der Wahl eines geeigneten  $DT_{BA_{krit}}$ , das Einsetzen der charakteristischen Sommerphase auf antarktischem Meereis auf Basis der Stärke des  $T_B$ -Tagesgangs zu identifizieren.

### Einfluss von $DT_{BA_{krit}}$

Wie die Markierung 2 in der Abbildung 6.7-b veranschaulicht, liegt der Zeitpunkt der in-situ identifizierten Zunahme des Tagesgangs der Schneefeuchte (16.12.2004) ca. 2 Wochen nach dem offensichtlichen Abweichen der  $DT_{BA}$ -Werte vom Vorsommer-Wertebereich. Es liegt also nahe, den beobachteten Oberflächen-Übergang am 16.12. nicht als initiales Einsetzen des Sommerschmelzens, sondern als eine messtechnisch erfasste Verstärkung der Schmelzsaison zu verstehen. Tatsächlich wurden schon zu Anfang Dezember Schneefeuchten von über 1%<sub>Vol</sub> gemessen (Abb. 4.12). Insofern kann davon ausgegangen werden, dass die Messungen der ISPOL-Drift den tatsächlichen Beginn jener Phase, die in den Satellitendaten als Sommerphase identifiziert werden kann, nicht erfasst haben.

Dennoch bestätigen die Messungen im Allgemeinen, sowie durch den beobachteten Anstieg der Schneefeuchte und die weitere Verstärkung der Tagesgänge ab Mitte Dezember im Besonderen, dass zyklisches Schmelzen und Gefrieren die grundlegenden Oberflächenveränderungen (Korngrößenwachstum, Bildung von Eisschichten und Aufeis) im Sommer antreibt. Insofern gilt es, bei der Wahl des Schwellwertes für die Identifikation des Schmelzbegins in  $DT_{BA}$ -Zeitreihen die charakteristische Sommerphase so zu isolieren, dass der Beginn des Einsetzens auch auf Flächen erkannt wird, die eventuell durch schwächere Tageszyklen der Schneefeuchte gekennzeichnet sind.

In der Tabelle 6.1 ist die Variation des identifizierten Datums in Abhängigkeit der Wahl des Schwellwertes und der Glättung der von MeDeA eingelesenen  $DT_{BA}$ -Zeitreihe dargestellt. Wie zu erwarten, nimmt die Fläche, auf der Schmelzen identifiziert wird, mit einer Erhöhung von  $DT_{BA_{krit}}$  ab und es kommt zu jeweils späterem identifiziertem Schmelzbeginn.

**Tabelle 6.1:** Einfluss der Wahl des Schwellwertes  $DT_{BA_{krit}}$  und der Glättung der  $DT_{BA}$ -Zeitreihe auf die Gesamtzahl der Gitterzellen mit identifiziertem Schmelzbeginn, das Datum des mittleren identifizierten Schmelzbeginns und das Datum des identifizierten Schmelzbeginns an der Startposition der ISPOL-Drift; Sommerhalbjahr 2004/2005.

$DT_{BA_{krit}}$ (K)	Glättung (Tage)	Gesamtzahl Gitterzellen	mittlerer Schmelzbeginn	Schmelzbeginn (ISPOL)
5	3	31.655	07. Nov	12. Nov
	5	31.173	10. Nov	13. Nov
10	3	18.617	26. Nov	13. Nov
	5	15.931	28. Nov	<b>30. Nov</b>
15	3	10.205	05. Dez	<b>02. Dez</b>
	5	9.122	08. Dez	11. Dez
20	3	6.643	13. Dez	<b>16. Dez</b>
	5	5.896	14. Dez	<b>17. Dez</b>

Bei der Betrachtung des identifizierten Datums für die ISPOL-Region fällt auf, dass 4 Kombinationen aus  $DT_{BA_{krit}}$  und Glättung ein passendes Datum zu den in Abbildung 6.7 dargestellten Übergängen 1 und 2 liefern. Zur Identifizierung von Übergang 1 (Abb. 6.7), der sich etwa am 01.12.2004 vollzog, kommt demnach ein  $DT_{BA_{krit}}$  von 10 K bei einer  $DT_{BA}$ -Glättung über 5 Tage (Schmelzbeginn: 30.11.), oder ein  $DT_{BA_{krit}}$  von 15 K bei einer  $DT_{BA}$ -Glättung über 3 Tage (Schmelzbeginn: 02.12.) in Frage. Bei einer erwünschten Identifikation von Übergang 2 (16.12.2004) eignet sich hingegen ein  $DT_{BA_{krit}}$  von 20 K besser (Schmelzbeginn: 16./17. 12.).

Bei der Entscheidung für einen der angegebenen Schwellwerte muss die Annahme erfolgen, dass zeitliche Verschiebungen des Schmelzbeginns, die durch eine Veränderung des Schwellwertes hervorgerufen werden, mit der zeitlichen Verschiebung der Stärke des beobachteten Prozesses in einem systematischen und nicht zufälligen Zusammenhang stehen. In diesem Fall können durch MeDeA zuverlässige Angaben über die räumliche Verteilung des Beginns der sommerlichen Schmelzperiode auf antarktischem Meereis und deren interannuale Variabilität gemacht werden.

Zur Identifikation des Schmelzbeginns wird MeDeA im Folgenden mit einem  $DT_{BA_{krit}}$  von 10 K und einer Glättung der  $DT_{BA}$ -Zeitreihe über 5 Tage parametrisiert. Damit wird nach Übergängen entsprechend der Markierung 1 in Abbildung 6.7 gesucht. Eine Unterschätzung der Sensitivität der MeDeA-Ergebnisse auf Variationen der MeDeA-Parametrisierung wurde auf der Meereisfläche eines Jahres durchgeführt. Da die Deutlichkeit des  $DT_{BA}$ -Anstiegs im Sommer eine grosse räumliche Variabilität aufweist, führt eine Schwellwerterhöhung für  $DT_{BA}$  um 2,5 K zu einer Abnahme der von Schmelzen betroffenen Fläche um ca. 20%. Diese Abnahme betrifft vornehmlich das Meereis in der Eisrandzone, wo  $T_B$ -Tageszyklen schon früh im Sommer auftreten, allerdings nicht sehr stark ansteigen. Auf dem restlichen Meereisbereich zeigen Variationen der Parametrisierung in ähnlicher Grössenordnung nur geringfügige Veränderungen.

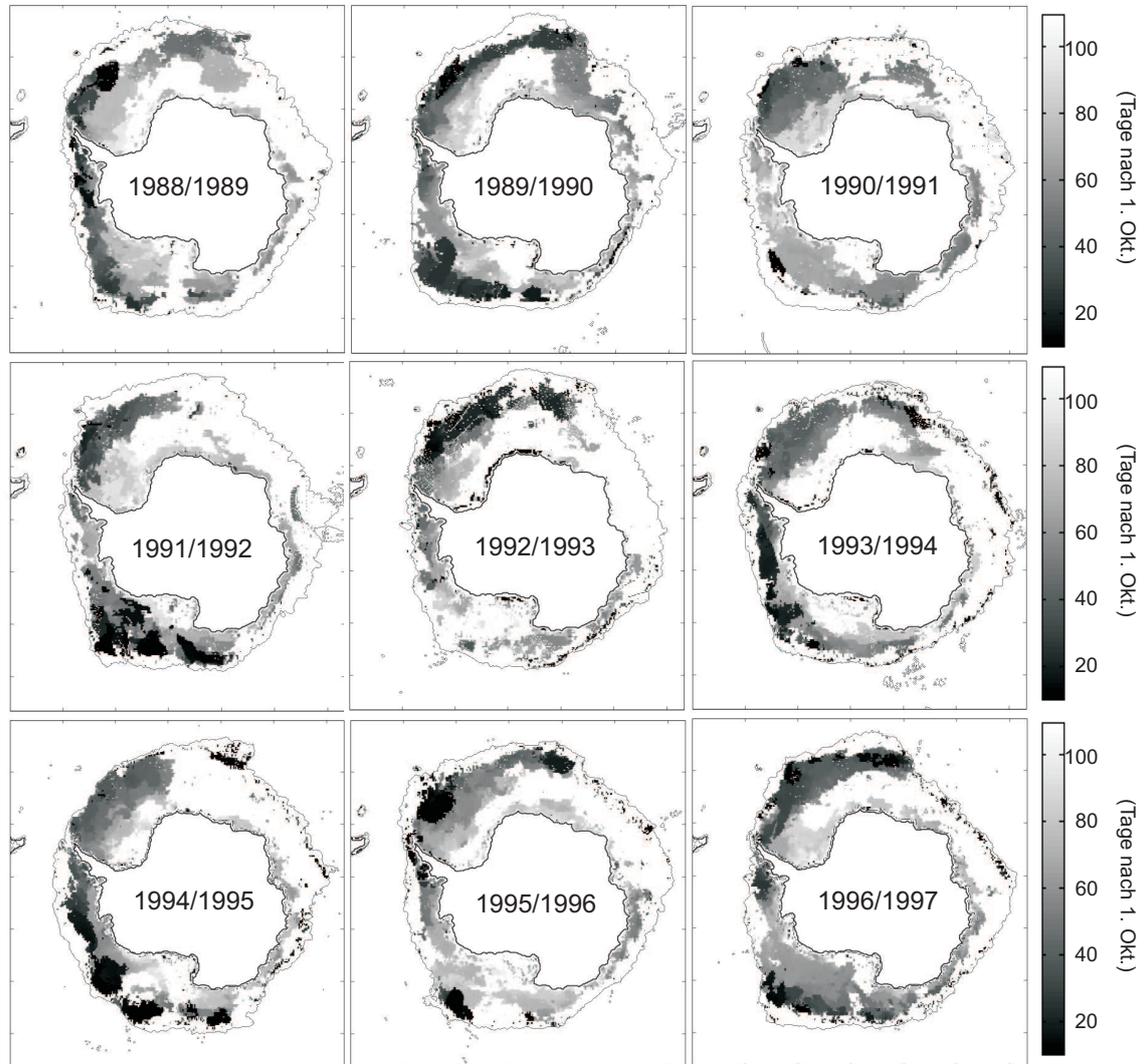
## 7 Ergebnisse

### 7.1 Schmelzbeginn auf antarktischem Meereis

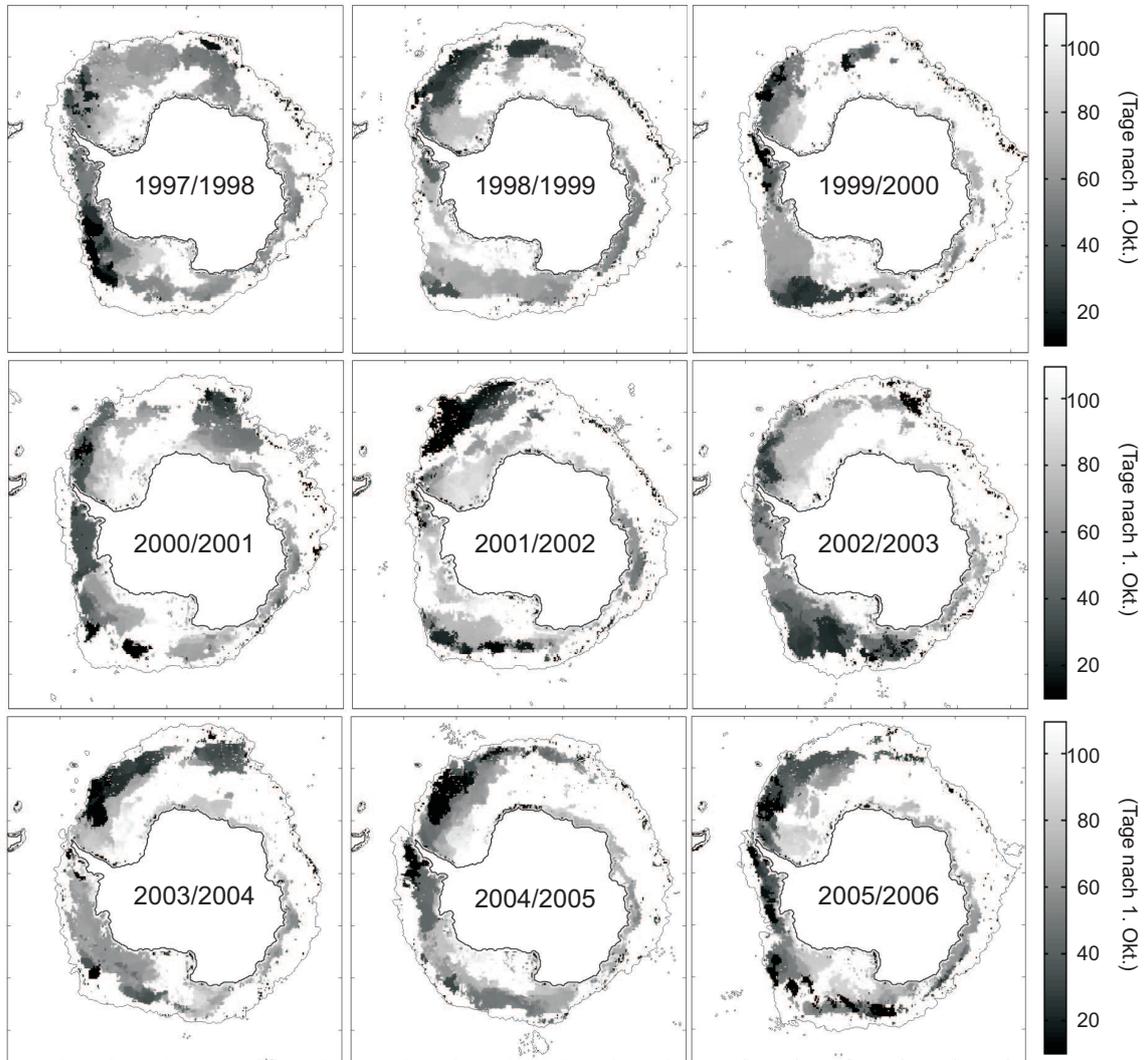
In den vorangegangenen Analysen wurde festgestellt, dass die Amplitude des Tagesgangs von  $T_B37V$  auf der Basis von Pathfinder-Daten herangezogen werden kann, um die typischen Oberflächenprozesse auf antarktischem Meereis während des Sommers zu charakterisieren. Wie die ISPOL-Feldmessungen und vorangegangene Untersuchungen (u.a. Massom et al., 2001; Haas et al., 2001) gezeigt haben, handelt es sich bei diesen Prozessen vorwiegend um eine ausgeprägte Metamorphose des Schnees, verbunden mit der Bildung von Eischichten, Aufeis und der Zunahme der Korngrößen. Willmes et al. (2007a) zeigen, dass tagesbasierte Schmelz-Gefrier-Zyklen im Antrieb dieser Prozesse eine dominante Rolle spielen und dass eine Beobachtung dieser Zyklen mittels der Erfassung täglicher  $T_B$ -Amplituden ( $DT_{BA}$ ) umsetzbar ist. Eine Implementierung dieser Methode im Algorithmus MeDeA wurde angewendet, um den Beginn des sommerlichen Schmelzens auf antarktischem Meereis für alle Sommerhalbjahre, in denen Pathfinder-Daten zur Verfügung stehen (1988 bis 2006), zu bestimmen (Abb. 7.1 und 7.2).

In den damit erstellten Karten zeigt sich ein allgemein deutlich ausgeprägter meridionaler Gradient beim Einsetzen des sommerlichen Schmelzens. Das früheste Schmelzen tritt in den meisten Sommern in den nördlichen Bereichen des Weddellmeeres, des Rossmeeres und in der Amundsensee auf. Auffällig ist, dass um den westlichen Bereich der Antarktis (Weddellmeer, Bellingshausen-/Amundsensee, Rossmeer) herum wesentlich häufiger Schmelzen detektiert wird als im östlichen Bereich. Auf dem Meereis in den Sektoren des südlichen Indischen Ozeans und Westpazifiks kommt es offenbar zum Zerfall des Meereises bevor signifikante oberflächliche Schmelzprozesse auftreten können. Die schnelle Auflösung der Eisflächen in eben diesen Bereichen wurde schon in Abbildung 4.1 und 5.13 deutlich. Dies trifft ebenso für die charakteristische Rossmeer-Polynja zu sowie für einen Meereisgürtel, der sich zonal vom südlichen Indischen Ozean bis ins südliche Weddellmeer erstreckt. Dieser Eisgürtel, der durch fehlendes Schmelzen charakterisiert ist, stimmt räumlich überein mit einer in Abbildung 5.12 erkennbaren Fläche, auf der es nicht zum Erreichen der  $0^\circ\text{C}$ -Marke kommt, bevor das Eis zerfällt.

Es fällt weiterhin auf, dass die meridionalen Übergänge des Schmelzbeginns teilweise sehr abrupt verlaufen. So grenzt sich zum Beispiel in Abbildung 7.1 im Sommer 1988/1989 der Bereich des nördlichen Weddellmeeres durch einen sehr deutlichen Übergang vom zentralen Weddellmeer und dieses wiederum ebenso vom südlichen Weddellmeer ab. Im darauf folgenden Sommer sind die Übergänge des Einsetzens der Schneeschmelze fließender.



**Abbildung 7.1:** Räumliche Verteilung des durch MeDeA auf der Basis von Pathfinder  $T_{B37V}$  ermittelten Schmelzbeginns auf antarktischem Meereis, dargestellt in Tagen nach dem 1. Oktober für die Sommerhalbjahre 1988/1989 bis 1996/1997. Die Meereisausdehnung am 1. Oktober ist durch weiße Flächen gekennzeichnet. Ein Datum des Schmelzbeginns wurde nur bestimmt, wenn die Meereiskonzentration am betreffenden Gitterpunkt zum jeweiligen Datum noch über 20% lag. (Fehlende Daten verursachen eine Lücke im Bereich des Westpazifiks im Sommer 1992/1993).



**Abbildung 7.2:** Räumliche Verteilung des durch MeDeA auf der Basis von Pathfinder  $T_B37V$  ermittelten Schmelzbeginns auf antarktischem Meereis, dargestellt in Tagen nach dem 1. Oktober für die Sommerhalbjahre 1997/1998 bis 2005/2006. Die Eisausdehnung am 1. Oktober ist durch weiße Flächen gekennzeichnet. Ein Datum des Schmelzbeginns wurde nur bestimmt, wenn die Meereiskonzentration am betreffenden Gitterpunkt zum jeweiligen Datum noch über 20% lag.

Im Sommer 1992/1993 liegen keine Daten für den Bereich zwischen etwa 45° und 100° Ost vor. Vergleicht man die dargestellten Jahre untereinander, wird deutlich, dass v.a. im südlichen Weddellmeer eine ausgeprägte interannuale Variabilität des Auftretens von Schmelzereignissen vorliegt. Während in den meisten Jahren kein Schmelzen vor dem Ronne/Filchner-Schelfeis detektiert wird, ist in den Sommerhalbjahren 1991/1992, 1996/1997, 1998/1999 sowie 2001/2002 ein deutliches Auftreten von Schmelzen im gesamten südlichen Weddellmeer festzustellen.

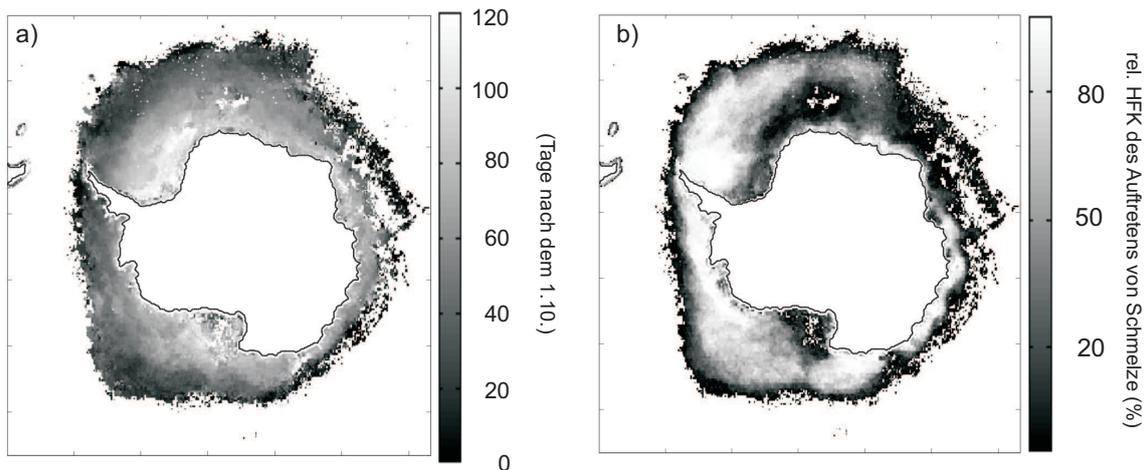
Der Sommer 1993/1994 ist durch ein Meereisband gekennzeichnet, das sich im zentralen Weddellmeer bei etwa 70° Süd zonal erstreckt und sich bezüglich des Einsetzens von Schmelzprozessen deutlich vom Meereis im nördlichen Bereich des Weddellmeeres abhebt. Im Bereich der Ostantarktis wird Schmelzen lediglich auf Meereis in unmittelbarer Nähe des Küstenbereiches identifiziert. Insgesamt zeigt sich, dass ein grosser Teil der Meereisfläche zu Beginn des Sommerhalbjahres am 1. Oktober des jeweiligen Jahres (dargestellt als weisse Fläche), nicht von Schmelzprozessen betroffen ist.

Die Berechnung des Zeitpunkt-Mittelwertes des Einsetzens der Schneeschmelze aus den 18 Sommerhalbjahren von 1988/1989 bis 2005/2006 (Abb. 7.3-a) zeigt einen deutlichen meridonalen Gradienten mit späterem Einsetzen des identifizierten Datums bei zunehmender geografischer Breite. Das späteste Datum der einsetzenden Schmelzprozesse tritt demnach im Mittel am Tag 120 nach Beginn des Sommerhalbjahres, also Ende Januar, auf.

An der Startposition der ISPOL-Drift setzt Schmelzen im Mittel etwa 60 Tage früher ein (Ende November/Anfang Dezember). Damit ist der während der Expedition erhobene Datensatz bezüglich des Zeitpunktes des Einsetzens von Schmelzprozessen als typisch und somit repräsentativ für diese Region zu betrachten.

Die relative Häufigkeit des Auftretens von Schmelzprozessen in den 18 Jahren des Beobachtungszeitraumes ist für jede Gitterzelle in Abbildung 7.3-b dargestellt. Hieraus lässt sich erkennen, dass im Bereich des Weddellmeeres (abgesehen von dem Küstenbereich vor dem Ronne/Filchner-Schelfeis) und der Bellingshausen-/Amundsensee alljährlich Schmelzprozesse zu verzeichnen sind. Dies trifft ebenso für die Meereisflächen im unmittelbaren Küstenbereich der Ostantarktis zu. Dort ist (abgesehen von der Bucht vor dem Amery-Eischelf) ebenfalls regelmässig Schmelzen im Sommer zu erwarten. Im zentralen Rossmeer, im östlichen Weddellmeer sowie im Sektor des südl. Indischen Ozeans treten sommerliche Schmelzprozesse hingegen nur sporadisch auf. Dies ist durch die hohen Advektions- und damit auch Desintegrationsraten des Meereises in diesen Gebieten zu erklären.

In den Meereis-Bereichen vor den Schelfeisen spielt der Effekt katabatischer Winde vom Inlandeis in zweierlei Hinsicht eine Rolle. Die Schelfeise dienen einerseits als Abflussrampe für Kaltluft und können für eine Abkühlung des Schnees sorgen. Zum Zweiten verursachen sie die Entstehung von *latent heat* - Polynjas und damit Bereiche mit geringen Meereiskonzentrationen. Die Bestimmung von Oberflächenzuständen wird hier durch den hohen prozentualen Anteil offenen Wassers und dünnen Eises erschwert.



**Abbildung 7.3:** a) Mittleres Datum des Einsetzens der Schneeschmelze (MeDeA) in Tagen nach dem 1. Oktober im Zeitraum 1988/1989 bis 2005/2006. b) Relative Häufigkeit des Auftretens von Schneeschmelze im Zeitraum 1988/1989 bis 2005/2006 (18 Jahre, 100%=18/18, 0%=0/18).

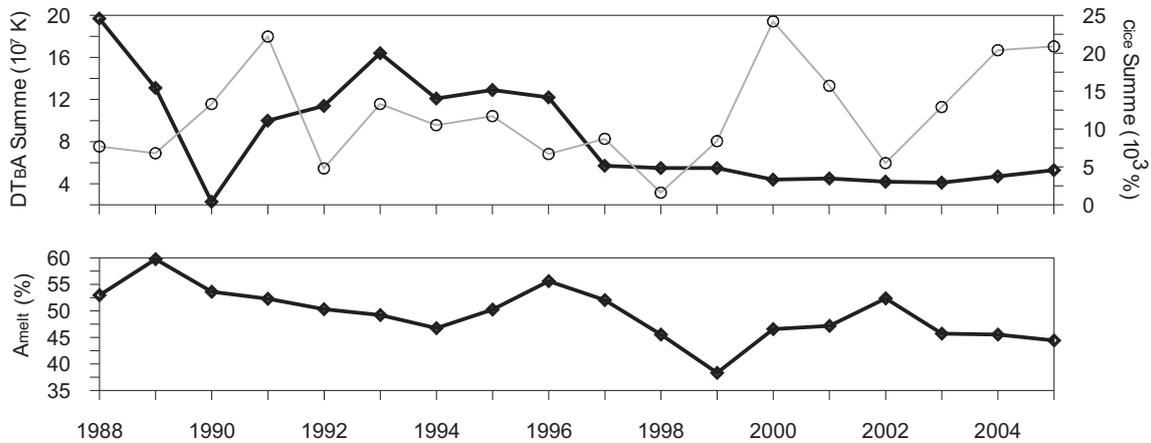
## 7.2 Anomalien und Trends

Um einen quantitativen Vergleich der tagesbasierten Schmelz-Gefrier-Zyklen von Jahr zu Jahr zu ermöglichen, wurden die  $DT_{BA}$ -Werte aller Gitterzellen aufsummiert. Dadurch ergibt sich für jedes Jahr genau ein Wert  $DT_{BA_{sum}}$ , der die Stärke der  $T_B$ -Tagesgänge des jeweiligen Jahres quantifiziert. Hierbei muss berücksichtigt werden, dass die Meereiskonzentration und -ausdehnung die  $DT_{BA}$ -Summe deutlich mit beeinflusst (Abb. A.9). Insofern wurde entsprechend zum Vergleich die jahresweise Summe des prozentualen Meereisbedeckungsgrades gebildet.

Der Verlauf des jährlichen Wertes von  $DT_{BA_{sum}}$  (Abb. 7.4-a) zeigt einen deutlichen Rückgang ab dem Jahr 1997. Dieser wird nicht durch eine geringere Meereisbedeckung ab diesem Zeitpunkt ausgelöst, wie der gleichzeitige Verlauf der jährlichen Meereisbedeckungssumme zeigt. Auch kann ausgeschlossen werden, dass es sich hierbei um den Effekt eines Sensorwechsels bei der Aufzeichnung der  $T_B$ -Werte handelt.  $DT_{BA_{sum}}$  war im ersten Beobachtungsjahr am stärksten. Im Vergleich hierzu nehmen die Werte bis 2005/2006 um mehr als 50% ab.

Der prozentuale Anteil der Gesamtmeereisfläche, auf dem Schmelzprozesse mittels MeDeA identifiziert wurden (im Folgenden als  $A_{melt}$  bezeichnet), schwankt im Beobachtungszeitraum zwischen 37 und 60% (Abb. 7.4-b). Insgesamt ist eine leicht abnehmende Tendenz der identifizierten relativen Schmelzfläche in den 18 Jahren zu vermerken, wohingegen die aufsummierten Meereisbedeckungsgrade leicht zunehmen. Mit 37% der Gesamteisfläche (Eisbedeckung am 1. Oktober), ist der Sommer 1999/2000 eindeutig durch die geringste flächenhafte Ausdehnung von oberflächlichem Schmelzen charakterisiert. Am weitesten verbreitet waren Schmelzprozesse hingegen

im Sommerhalbjahr 1989/1990.

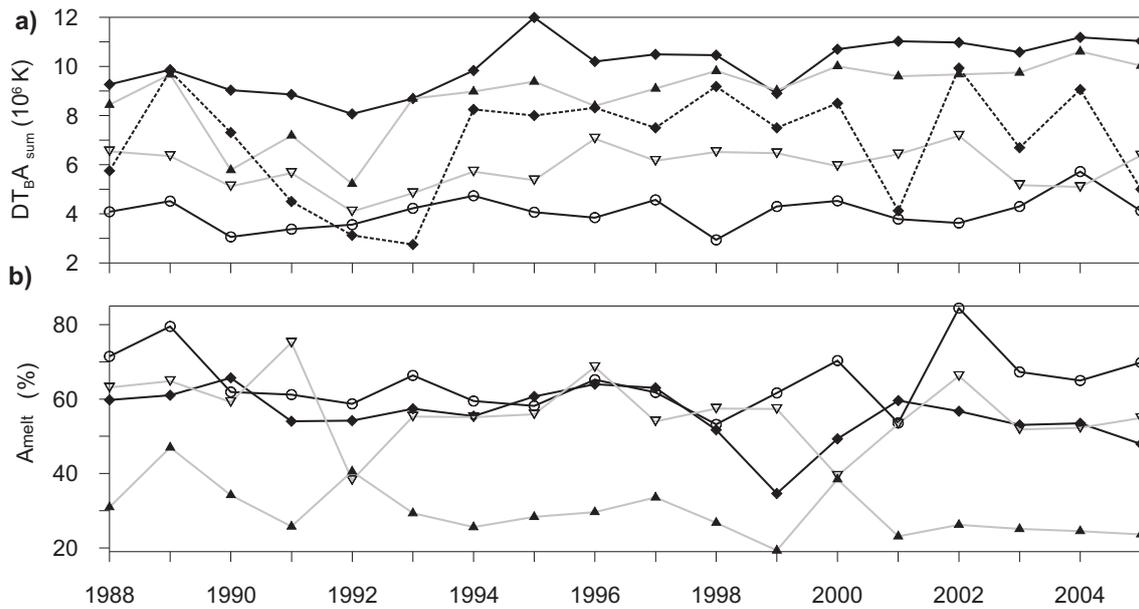


**Abbildung 7.4:** Oben: Verlauf der Gesamtsumme der  $DT_{BA}$ -Werte (schwarz) und der aufsummierten Meereisbedeckungsgrade (grau) jedes Sommerhalbjahres in allen Gitterzellen. Unten: Prozentualer Anteil der Fläche, auf der mittels MeDeA Schmelzprozesse identifiziert wurden; bezogen auf die Meereisfläche am 1. Oktober, jeweils im Zeitraum 1988/1989. Jahreszahlen markieren den Beginn des jeweiligen Sommerhalbjahres.

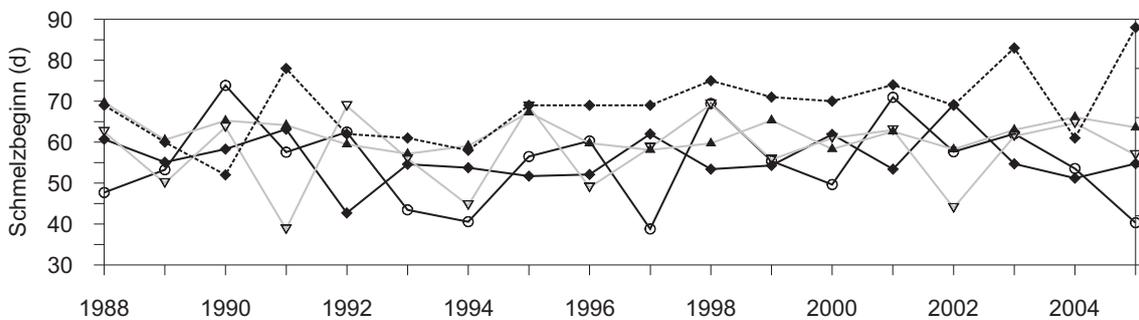
Die insgesamt stärksten integrierten  $T_B$ -Tageszyklen treten im Sektor des Weddellmeeres auf (Abb. 7.5). Im Sektor des Indischen Ozeans und Westpazifiks (vgl. Tab. 1.1) kommt es zu ähnlich stark ausgeprägten Werten von  $DT_{BA_{sum}}$ . In eben jenen Bereich treten oberflächliche Schmelzprozesse auch mit der grössten Regelmässigkeit auf (Abb. 7.3-a). Im Rossmeer und v.a. im Bereich der Bellingshausen-/Amundsensee sind die  $DT_{BA_{sum}}$ -Werte niedriger. Da im letztgenannten Sektor jedoch insgesamt sehr hohe  $DT_{BA}$ -Sommermaxima vorzufinden sind (Abb. A.6 und A.7), sind die geringen  $DT_{BA_{sum}}$ -Werte durch einen früheren Eisaufruch zu erklären.

$A_{melt}$  ist in Abbildung 7.5-b für die einzelnen Sektoren dargestellt. Hier bestätigt sich vor allem die Beobachtung, dass es im Bereich der Ostantarktis am häufigsten zur Desintegration der Meereisflächen kommt, ohne dass vorher oberflächliches Schmelzen festgestellt werden kann.  $A_{melt}$  ist hier am geringsten. In den übrigen Sektoren ist diese Fläche mit einem prozentualen Anteil von durchschnittlich 60% etwa doppelt so hoch. Während der Verlauf von  $A_{melt}$  in den Jahren 1988/1989 bis 1998/1999 in allen Sektoren ohne große Schwankungen verläuft, kommt es seit dem Sommer 1999/2000 zu stärkeren Abweichungen. Im Weddellmeer tritt ein deutliches Minimum von  $A_{melt}$  im Sommer 1999 auf. Ein Jahr später ist  $A_{melt}$  im Rossmeer und in den Sektoren Indischer Ozean/Westpazifik überdurchschnittlich hoch und in der Bellingshausen-/Amundsensee niedrig. Im Sommer 2002 wird sogar auf bis zu 80% der Eisfläche im Rossmeer oberflächliches Schmelzen identifiziert. Diese Abweichungen vom langjährigen Mittel sollen in Kapitel 7.3 weiter untersucht werden.

Für den ISPOL-Sommer 2004/2005 wurde der Schmelzbeginn an der Startposition



**Abbildung 7.5:** a) Verlauf der  $DT_{BA}$ -Gesamtsumme des Sommers in den Sektoren (vgl. Tab. 1.1 und Abb. 1.1) Weddellmeer (schwarz, Karos), Amundsen-/Bellingshausensee (schwarz, Kreise), Rossmeer (grau, weiße Dreiecke) sowie Indischer Ozean/Westpazifik (grau, schwarze Dreiecke) und der Startposition der ISPOL-Drift (schwarz gepunktet, Daten nur relativ zur dargestellten Skala). b) Verlauf des prozentualen Anteils der Meereisfläche, die während des Sommers von oberflächlichem Schmelzen betroffen ist, relativ zur Meereisbedeckung am jeweils 1. Oktober in den Sektoren; 1988/1989 bis 2005/2006.



**Abbildung 7.6:** Verlauf des Schmelzbeginns (in Tagen nach dem 1. Oktober) an der Startposition der ISPOL-Drift (schwarz gepunktet) sowie als räumliches Mittel für die Sektoren Weddellmeer (schwarz, Karos), Amundsen-/Bellingshausensee (schwarz, Kreise), Rossmeer (grau, weiße Dreiecke) sowie Indischer Ozean/Westpazifik (grau, schwarze Dreiecke) im Beobachtungszeitraum 1988/1989 bis 2005/2006.

der Driftstation durch MeDeA an Tag 61 (30.11.2004) identifiziert. Damit trat das Einsetzen der Schmelzprozesse in dieser Region im langjährigen Vergleich überdurchschnittlich früh ein (Abb. 7.6). Im Mittel ist der Schmelzbeginn hier etwa bei Tag 70 (9.12.) zu verzeichnen, wobei insgesamt im Beobachtungszeitraum eine Verschie-

bung des Schmelzbeginns hin zu späteren Zeitpunkten auftritt. Ein vergleichsweise für diese Region sehr später Schmelzbeginn tritt im Sommer 1991/1992 auf (Tag 81; entspr. 20.12.), der früheste im Sommer 1990/1991 und der späteste im letzten Sommer des Beobachtungszeitraumes (2005/2006, Tag 89; entspr. 28. Dezember).

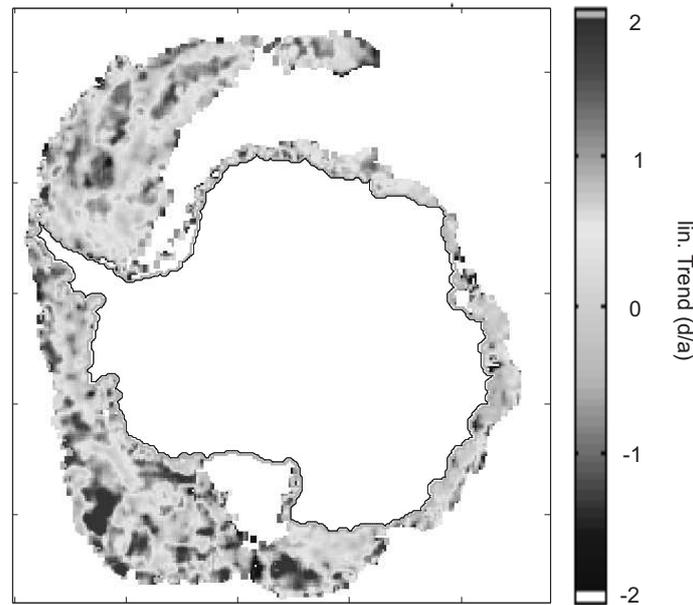
Der lineare Trend des Einsetzens der Schneeschmelze für alle Gitterzellen, die mindestens 10 Werte im Beobachtungszeitraum vorweisen, ist in Abbildung 7.7 dargestellt. Auf dem Grossteil der Meereisfläche ist eine Verzögerung des Schmelzbeginns im Beobachtungszeitraum festzustellen. Dabei ergibt sich ein über die gesamte Meereisfläche gemittelter linearer Trend von 0,3 Tagen pro Jahr. Teilt man die Trendkarte in Sektoren entsprechend Tabelle 1.1 so zeigen sich Trends von 0,21 d/a im Weddellmeer, 0,3 d/a im Bellingshausen-/Amundsensee-Sektor, 0,6 d/a im Rossmeer und 0,003 d/a im Indischen Ozean und Westpazifik. Insgesamt verzögert sich der identifizierte Schmelzbeginn im Beobachtungszeitraum auf der gesamten Meereisfläche also um insgesamt ca. 5 Tage (vgl. Tab. 7.1).

**Tabelle 7.1:** Linearer Trend des Datums des Schmelzbeginns für einzelne Meereissektoren im Beobachtungszeitraum 1988 bis 2006.

Meereissektor	linearer Trend d. Schmelzbeginns (d/a)
Weddellmeer	0,21
Bellingshausen-/Amundsensee	0,30
Rossmeer	0,60
Ind. Ozean/Westpazifik	0,003
Gesamt	0,3

Die Tendenz zu einem späteren Einsetzen von starken  $T_B$ -Tageszyklen im Sommer wirft die Frage auf, ob sich die saisonale Variabilität des Schnees auf antarktischem Meereis im Beobachtungszeitraum geändert hat. Eine Zunahme der Schmelzstärke, bzw. eine Angleichung der Schmelzstadien an arktische Verhältnisse (Livingstone et al., 1987) müsste jedoch ein früheres Auftreten starker  $T_B$ -Tageszyklen zur Folge haben.

Insgesamt deutet der beobachtete Trend also darauf hin, dass sommerliches Oberflächenschmelzen auf antarktischem Meereis, und zwar in allen Sektoren, im Vergleich zur Arktis eher noch schwächer geworden ist. Dies wiederum bedeutet eine Verstärkung des hemisphärischen Kontrasts der sommerlichen Schmelzprozesse. Der positive Trend im Einsetzen von oberflächlichem Schmelzen in der Antarktis ist damit entgegengesetzt zur Arktis, wo Anderson und Drobot (2001) und Belchansky et al. (2004b) eine Verschiebung dieses Übergangs hin zu früheren Zeitpunkten feststellen.



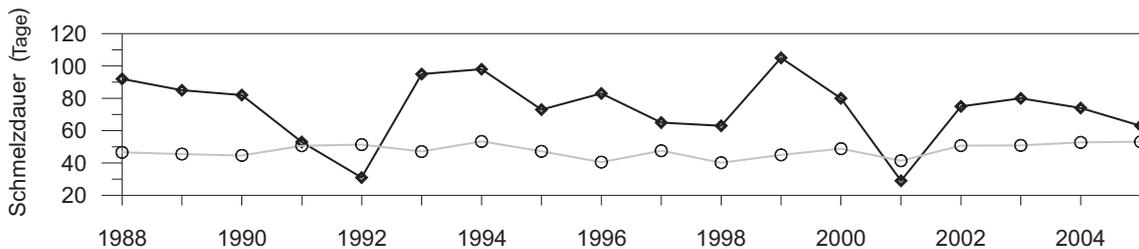
**Abbildung 7.7:** Linearer Trend des Schmelzbeginns (in Tagen nach dem 1. Oktober) für Gitterzellen, die mindestens in 10 Jahren ein MeDeA-Ergebnis aufweisen, 1988/1989 bis 2005/2006.

### Bestimmung der Schmelzdauer

Die Dauer des sommerlichen Schmelzens kann nach den Untersuchungen aus Kapitel 6 über eine Identifizierung des Zeitraumes, in dem die  $T_B$ -Tageszyklen über  $DT_{BA_{krit}}$  liegen, erfolgen. Demnach müssen Zeitpunkte identifiziert werden, an denen  $DT_{BA_{krit}}$  im Sommerhalbjahr nach der erstmaligen Überschreitung wieder dauerhaft unterschritten wird. Dies wurde rechnerisch durch einen Suchalgorithmus umgesetzt, der die tiefpassgefilterte  $DT_{BA}$ -Zeitreihe des jeweiligen Sommers in umgekehrter Reihenfolge (31.3 bis 1.10. des vorhergehenden Jahres) auf das erstmalige dreitägige Überschreiten von  $DT_{BA_{krit}}$  untersucht. Hierdurch ergibt sich ein Datum für das Abklingen der starken  $T_B$ -Tageszyklen, und damit, als Differenz aus diesem Datum und dem identifizierten Schmelzbeginn, die sommerliche Schmelzdauer.

Bei der Bestimmung dieses Zeitraumes ergibt sich ein Problem durch die ausgeprägte saisonale Variabilität der Meereisbedeckung in der Antarktis. Wie die Abbildungen 7.1 und 7.2 zeigen, zerfällt in manchen Regionen das Eis durch Aufbruch, laterales und basales Schmelzen so früh, dass es dort nicht vorher zu oberflächlichem Schmelzen kommt. Eine Identifizierung des Wiedergefrierens ist von dem Einfluss Meereisrückbildung noch stärker betroffen. Das Absinken der  $DT_{BA}$ -Werte einer Meereisfläche im Sommer kommt also meist weniger durch eine Abschwächung von Schmelzprozessen, sondern vielerorts durch den Rückgang der Meereiskonzentration

$c_{ice}$  zustande. Insofern muss die Suche nach dem Zeitpunkt des Wiedergefrierens eine Abfrage von  $c_{ice}$  der untersuchten Gitterzelle zum betreffenden Zeitpunkt beinhalten. Da auf Flächen, die ohnehin schon durch schwaches Schmelzen charakterisiert sind, ein Rückgang von  $c_{ice}$  um nur wenige Prozent bereits ein Unterschreiten von  $DT_{BA_{krit}}$  zur Folge haben kann, sollte die Dauer des sommerlichen Schmelzens lediglich für Regionen bestimmt werden, in denen das Eis den Sommer überdauert (Abb. A.10 und A.11).



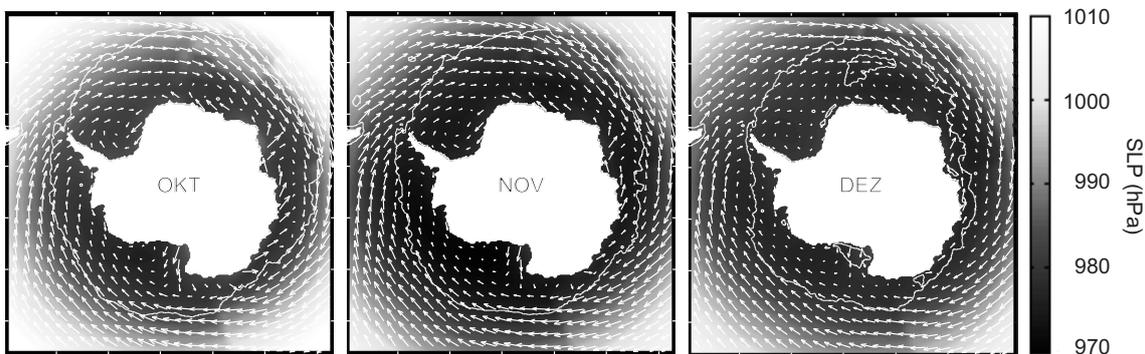
**Abbildung 7.8:** Verlauf der Dauer der sommerlichen Schmelzperiode an der Startposition der ISPOL-Drift (schwarz) und als Mittelwert auf allen Meereisflächen, die über den Sommer bestehen bleiben (grau), 1988/1989 bis 2005/2006.

Somit ergibt sich für die Startposition der ISPOL-Drift der in Abbildung 7.8 dargestellte Verlauf der Dauer der sommerlichen Schmelzperiode im Zeitraum 1988/1989 bis 2005/2006. Im Durchschnitt dauert das Schmelzen hier etwa 70 Tage, wobei es besonders in den Sommerhalbjahren 1992/1993 und 2001/2002 zu einem deutlich verkürzten Schmelzen kommt. Das Maximum im Beobachtungszeitraum tritt mit einer Schmelzdauer von über 100 Tagen im Sommer 1999/2000 auf. Die mittlere Dauer des Schmelzens auf dem im Sommer verbleibenden Meereis liegt bei etwa 50 Tagen und schwankt nur sehr wenig im Beobachtungszeitraum.

## 7.3 Abschätzung atmosphärischer Einflüsse

### 7.3.1 Vorbedingungen

Zur Überprüfung der Ursachen für die interannuale Variabilität des oberflächlichen Schmelzens auf antarktischem Meereis werden NCEP/DOE-Reanalysen (s. Kap. 2.3) des Beobachtungszeitraumes ausgewertet. Diese umfassen die Felder des Bodenluftdrucks, des bodennahen (10m) Windvektors, sowie der bodennahen Lufttemperatur. Die mittleren Felder des Bodenluftdrucks und bodennahen Windvektors sind für die ersten drei Monate der Sommerhalbjahre des Beobachtungszeitraumes 1988 bis 2006 (Okt., Nov., Dez.) in der Abbildung 7.9 auf dem SSM/I-Standardgitter dargestellt. In allen drei Monaten ist deutlich eine ostwärts gerichtete zirkumpolare Luftströmung, angetrieben durch tiefen Druck im Bereich des Kontinentalrandes und hohen Druck in den niederen Breiten, zu erkennen. Katabatische Winde unterbrechen in Küstennähe den zirkumpolaren Strom und bilden separate Tiefdruckzellen im Rossmeer, im Weddellmeer und im Küstenbereich des Indischen Ozeans. Der niedrigste Luftdruck im Oktober ist im Mittel über dem Rossmeer zu finden. Zum November hin verstärken sich die Tiefdruckzellen in den Küstenbereichen Antarktikas, vor allem im Rossmeer. Im Dezember schwächen sich im Mittel sowohl der meridionale Druckgradient als auch die Windgeschwindigkeiten in Küstennähe ab.



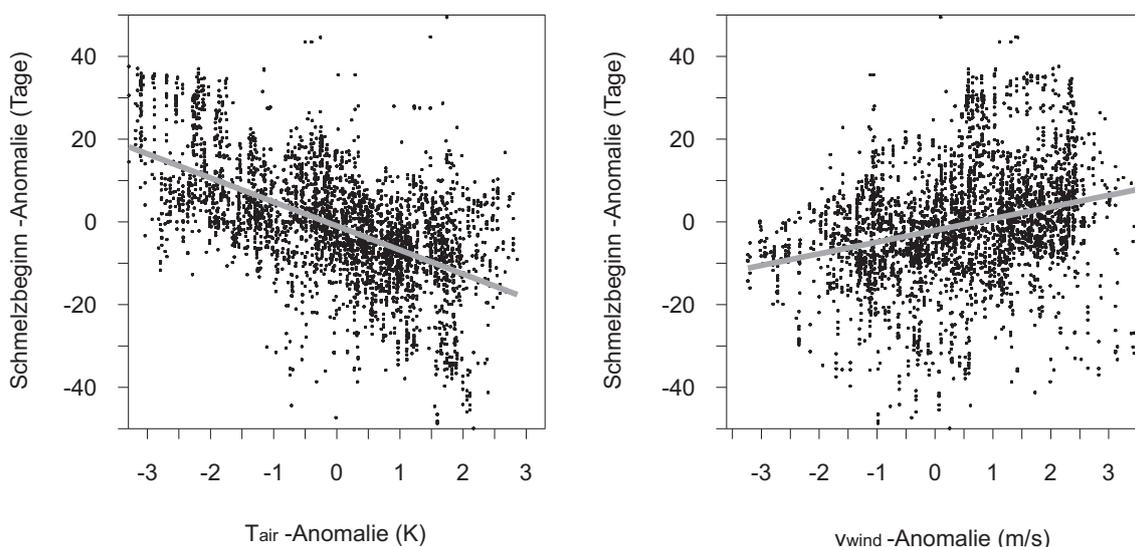
**Abbildung 7.9:** Felder des Monatsmittels des Luftdruckes in Meeresniveau (SLP), sowie des mittleren bodennahen Windvektors in den Monaten Oktober, November und Dezember der Jahre 1988 bis 2005 aus NCEP/DOE-Reanalysen. Die weiße Linie markiert die mittlere Lage der Eiskante jeweils am ersten Tag des Monats.

### 7.3.2 Jährliche Anomalien

Zur Untersuchung der Zusammenhänge zwischen der interannualen Variabilität des oberflächlichen Schmelzens und der Variabilität der meteorologischen Bedingungen werden Mittelwerte der Anomalien des Luftdrucks, der Strömungsrichtung (als Anomalie der Nordkomponente  $v_{wind}$  und Ostkomponente  $u_{wind}$  des Windvektors) sowie

der Lufttemperatur im Zeitraum 1. November bis 31. Dezember für jeden Sommer bezüglich des Beobachtungszeitraumes von 1988 bis 2006 berechnet. Es bietet sich an, diese beiden Monate insgesamt zu betrachten, da der identifizierte Schmelzbeginn, der je nach Region meist zwischen Mitte November und Mitte Dezember stattfindet, jeweils als Resultat der Bedingungen in dem vorhergehenden Zeitraum zu verstehen ist.

Der generelle Zusammenhang zwischen Schmelzbeginn und Anomalien der meteorologischen Einflüsse wird in Abbildung 7.10 ersichtlich. Positive Anomalien der Lufttemperatur  $T_{air}$  verursachen im Durchschnitt einen früheren Schmelzbeginn und umgekehrt. Das selbe gilt für die meridionale Windkomponente  $v_{wind}$  in entgegengesetztem Zusammenhang. Verstärkt sich die meridionale Luftströmung (positive Anomalie), so kommt es zu einem späteren Einsetzen des Schmelzens. Dieser Effekt lässt sich durch den erhöhten Transport kalter Luftmassen vom Inlandeis über das Meereis erklären.



**Abbildung 7.10:** Streudiagramm aus Werten der Anomalie des Schmelzbeginns und der bodennahen Lufttemperatur (links) sowie aus Werten der Anomalie des Schmelzbeginns und der meridionalen Windkomponente  $v_{wind}$  (rechts), der von Schmelzprozessen betroffenen Meereisfläche des Sommers 1997/1998 bezogen auf den Beobachtungszeitraum 1988/1989 bis 2005/2006.

Die Untersuchung der Reanalyse-Daten zeigt, dass es im Beobachtungszeitraum zu teils ausgeprägten Anomalien der Größen Luftdruck, Lufttemperatur und Strömungsrichtung (als resultierender Vektor der  $v_{wind}$ - und  $u_{wind}$ -Anomalie) kommt. Im Folgenden werden einige Beispiele angeführt:

Im Sommer 1990/1991 zeichneten sich die Monate November und Dezember durch

negative Anomalien der Lufttemperatur auf dem Meereis zwischen der Bellingshausee und dem Rossmeer aus (Abb. 7.11). Ein Vergleich mit der SLP-Anomalie und des Windvektors (Abb. 7.13) zeigt, dass die relativ niedrigen Temperaturen durch den leicht verstärkten nordwärts gerichteten Transport von Luftmassen aus dem Inlandbereich verursacht wurden. Im Bereich der negativen Temperaturanomalie ist tendenziell eine positive Anomalie des Datums der einsetzenden Schneeschmelze, also eine Verzögerung des Schmelzbegins, zu erkennen (Abb. 7.15).

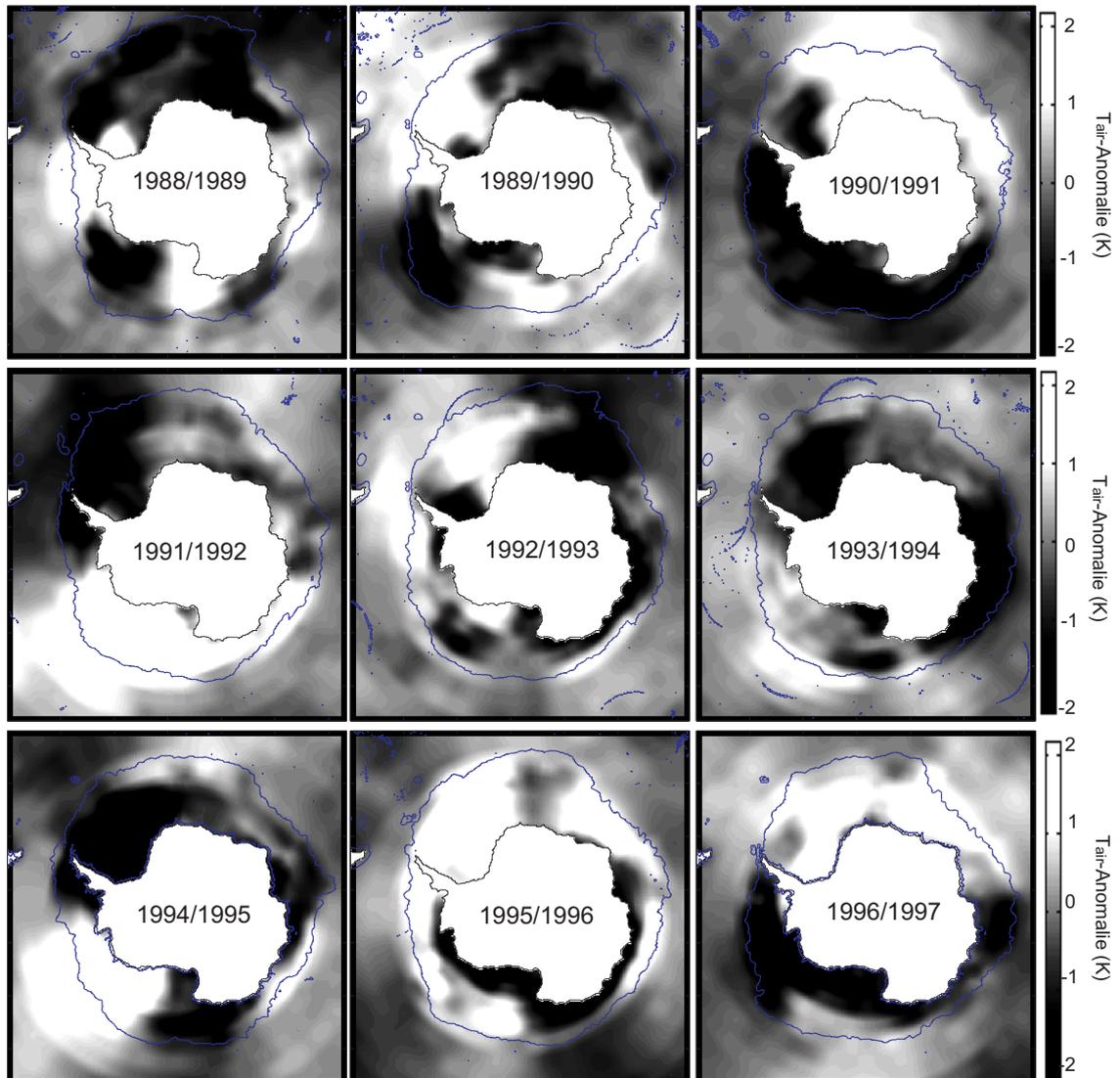
Ein Jahr später verursachte eine deutlich ausgeprägte positive SLP-Anomalie im Bereich der Eiskante in der Amundsensee (Abb. 7.13) durch die Advektion von Luftmassen aus dem Norden, eine stark positive Anomalie der Lufttemperatur in diesem Bereich (Abb. 7.11). Für den entsprechenden Sommer detektiert MeDeA den Schmelzbegins überdurchschnittlich früh (Abb. 7.15).

1997/1998 verursachte hoher Druck in der Bellingshausee (Abb. 7.14) durch eine verstärkt südwärts gerichtete Strömung eine relativ hohe Temperatur in diesem Bereich (Abb. 7.12). Eine verstärkte nördliche Strömung im Weddellmeer setzt die Lufttemperatur hier deutlich herab. In diesem Jahr identifiziert MeDeA den Schmelzbegins überdurchschnittlich spät im nördlichen Weddellmeer und früh in der Bellingshausen/Amundsensee (Abb. 7.16).

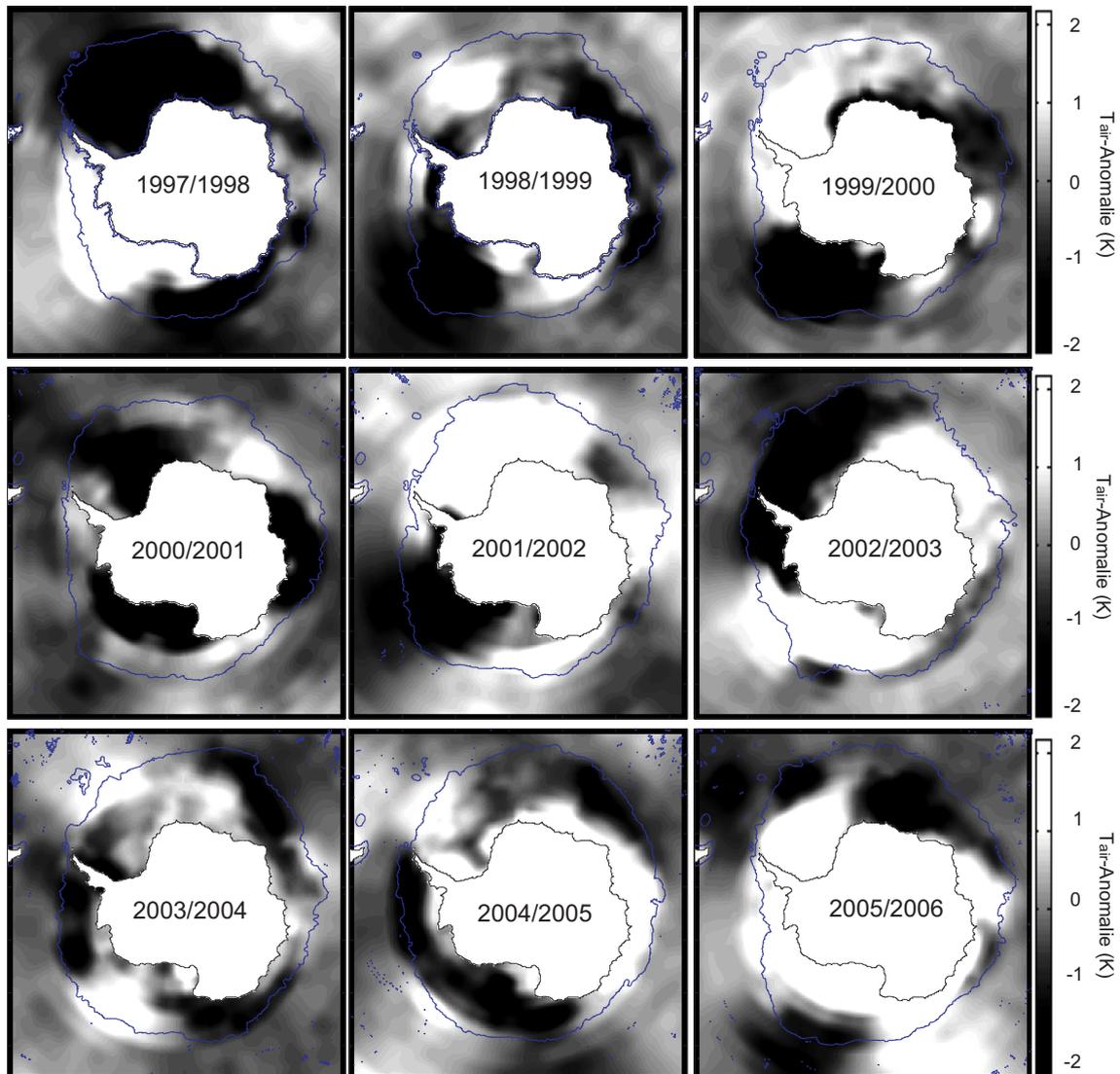
Ein Jahr später waren in der Westantarktis negative Anomalien zu verzeichnen. In der nördlichen Amundsensee und im nördöstlichen Rossmeer verursachte dies relativ niedrige Temperaturen. Der Schmelzbegins wird in diesem Bereich um bis zu 60 Tage zum Mittelwerte verzögert identifiziert (Abb. 7.16).

Der ISPOL-Sommer 2004/2005 zeigte insgesamt keine sehr deutlichen Anomalien bezüglich der Lufttemperatur und SLP (Abb. 7.12 und 7.14). Der Zeitraum November/Dezember war im Bereich zwischen der Bellingshausee und dem Rossmeer durch leicht niedrigere Temperaturen im Vergleich zum langjährigen Mittel gekennzeichnet, während im Weddellmeer und im Bereich der Ostantarktis leicht positive Temperaturanomalien auftraten. Das MeDeA-Ergebnis zeigt für 2004/2005 im Vergleich zu den übrigen Sommerhalbjahren keine besonders grossen Abweichungen des Schmelzbegins. In der Amundsensee trat das Schmelzen leicht verzögert, im nördlichen Weddellmeer hingegen leicht verfrüht auf (Abb. 7.16).

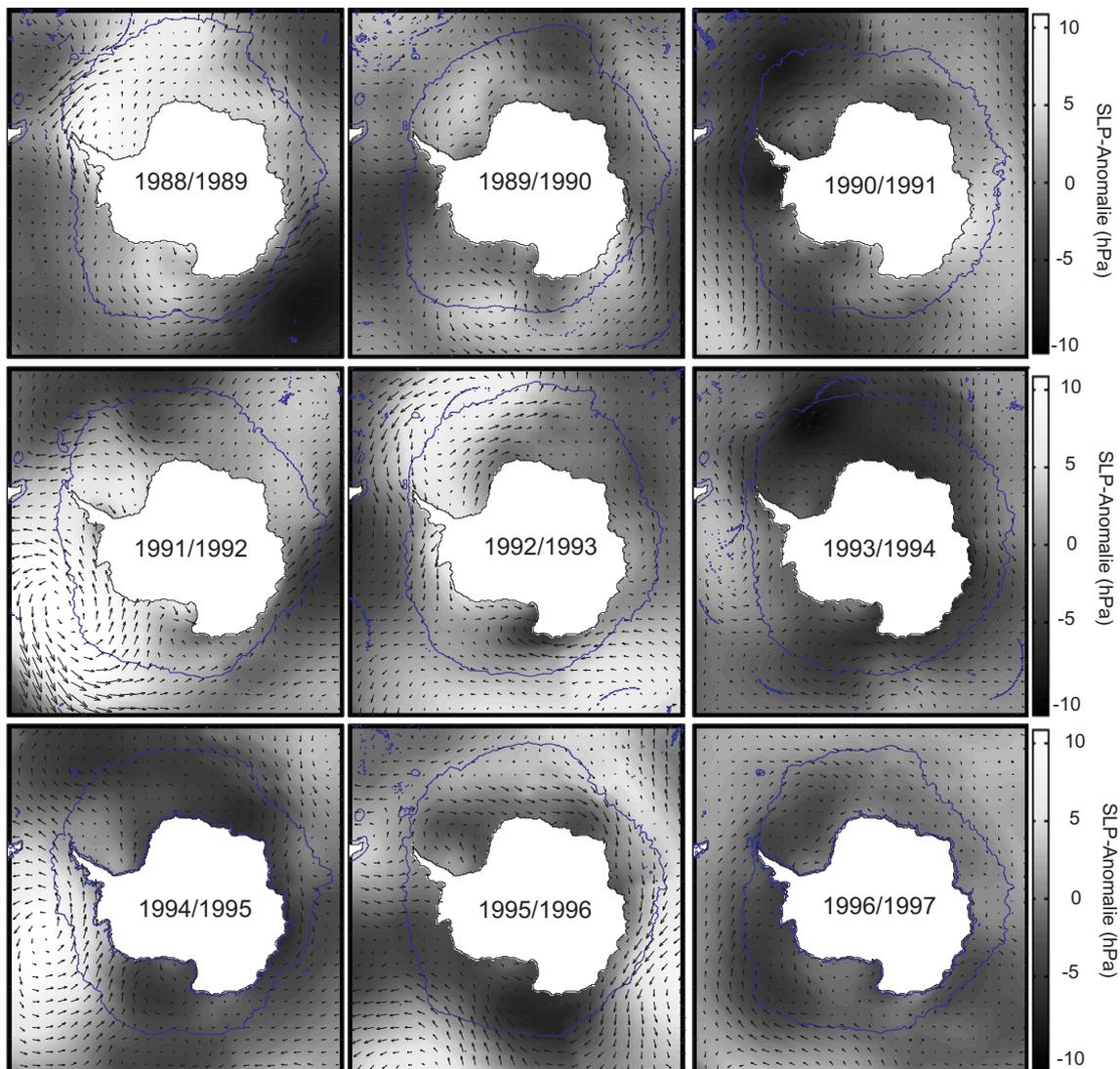
Es fällt allgemein auf, dass positive Anomalien des Schmelzbegins (also späteres Schmelzen) vornehmlich in Gebieten auftreten, wo negative Anomalien der Lufttemperatur vorzufinden sind und entsprechend umgekehrt. Durch die Betrachtung von mittleren Anomalien eines zweimonatigen Zeitraumes in den Abbildungen 7.11 bis 7.14 erschweren zeitliche Unschärfen die Interpretation des Zusammenhangs zwischen den beobachteten Anomalien. So kann der Beginn starker  $T_B$ -Tageszyklen z.B. im Dezember auch dann ausgelöst werden, wenn die Lufttemperatur im vorangehenden Zeitraum eher sehr niedrig war. Weiterhin spielen neben der Lufttemperatur auch die Strahlungskomponenten an der Oberfläche sowie die Beschaffenheit des Schnees als Einflussfaktor für den Beginn des Schmelzens eine grosse Rolle.



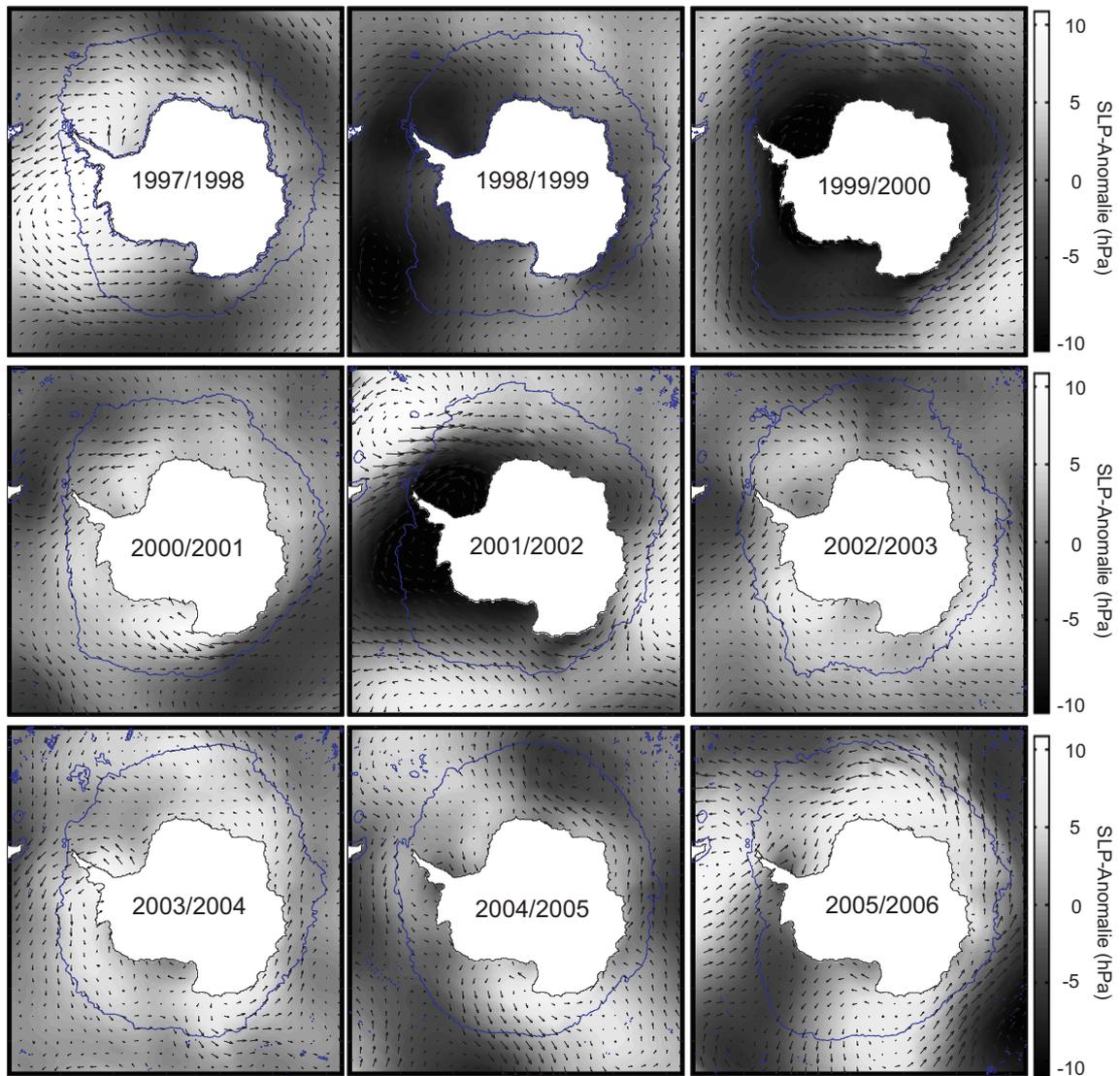
**Abbildung 7.11:** Mittlere Anomalie der Lufttemperatur, bezogen auf den Zeitraum von 1988 bis 2005, vom 1. November bis zum 31. Dezember der Jahre 1988 bis 1996 aus NCEP/DOE-Reanalysen. Die schwarze Linie markiert die Lage der Eiskante jeweils am 1. Dezember.



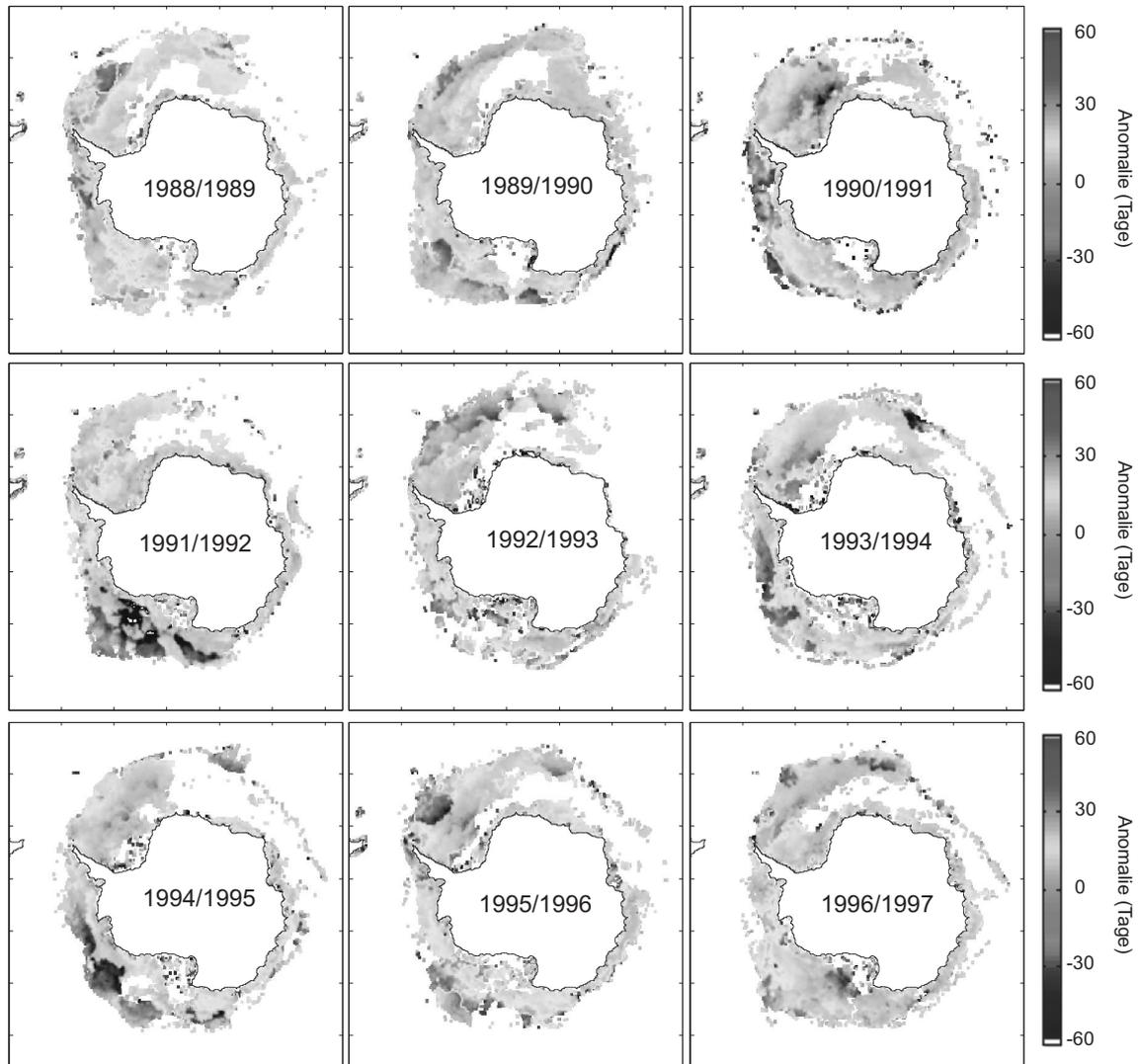
**Abbildung 7.12:** Mittlere Anomalie der Lufttemperatur, bezogen auf den Zeitraum von 1988 bis 2005, vom 1. November bis zum 31. Dezember der Jahre 1997 bis 2005 aus NCEP/DOE-Reanalysen. Die schwarze Linie markiert die Lage der Eiskante jeweils am 1. Dezember.



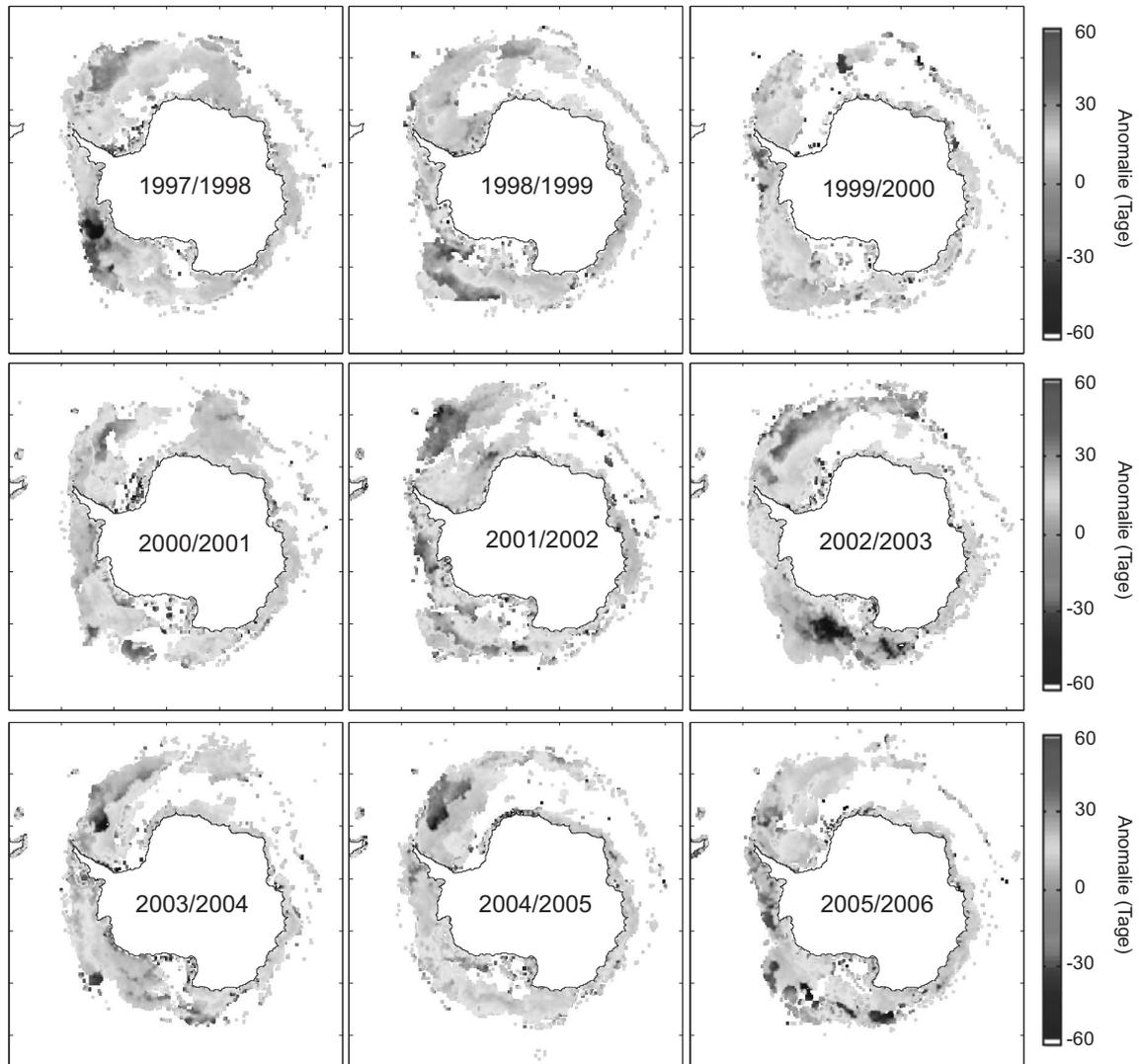
**Abbildung 7.13:** Mittlere Anomalie des Luftdrucks in Meeressniveau und der bodennahen Luftströmung, bezogen auf den Zeitraum von 1988 bis 2005, vom 1. November bis zum 31. Dezember der Jahre 1988 bis 1996 aus NCEP/DOE-Reanalysen. Die schwarze Linie markiert die Lage der Eiskante jeweils am 1. Dezember.



**Abbildung 7.14:** Mittlere Anomalie des Luftdrucks in Meeresniveau und der bodennahen Luftströmung, bezogen auf den Zeitraum von 1988 bis 2005, vom 1. November bis zum 31. Dezember der Jahre 1997 bis 2005 aus NCEP/DOE-Reanalysen. Die schwarze Linie markiert die Lage der Eiskante jeweils am 1. Dezember.



**Abbildung 7.15:** Abweichung des identifizierten Datums des Schmelzbeginns vom langjährigen Mittel (1988/1989 bis 2005/2006), 1988/1989 bis 1996/1997; für Meereisflächen mit einer Eiskonzentration von mehr als 20% am 1. Oktober des jeweiligen Sommers



**Abbildung 7.16:** Abweichung des identifizierten Datums des Schmelzbeginns vom langjährigen Mittel (1988/1989 bis 2005/2006), 1996/1997 bis 2005/2006; für Meereisflächen mit einer Eiskonzentration von mehr als 20% am 1. Oktober des jeweiligen Sommers

Somit können die interannuale Variabilität des Wolkenbedeckungsgrades und der Schneemetamorphose während des vorangegangenen Winters den Zeitpunkt des Einsetzens des Schmelzen mit beeinflussen. Dennoch zeigt sich in den vorangegangenen Untersuchungen, dass die in Abbildung 7.1 und 7.2 präsentierten Ergebnisse der neuen Schmelz-Identifikationsmethode MeDeA eine raumzeitliche Variabilität aufweisen, die mit der Variabilität meteorologischer Einflussgrößen und insbesondere mit den zirkumpolaren Strömungsmustern, in Verbindung steht.

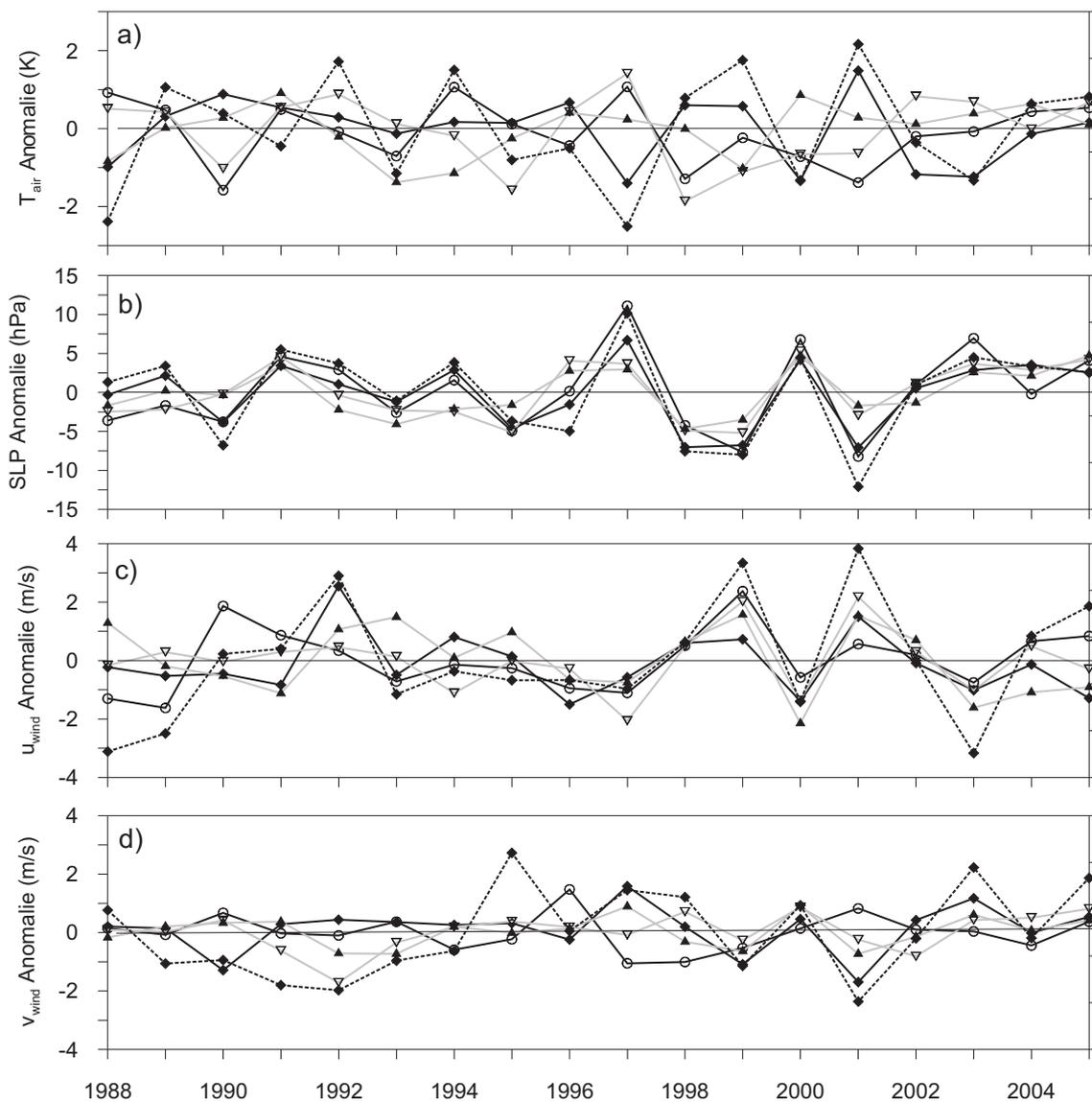
### 7.3.3 Sektorelle Betrachtung der jährlichen Anomalien

Der Verlauf der mittleren Anomaliewerte der oben beschriebenen meteorologischen Größen vom 1.11. bis 31.12. für den Zeitraum von 1988/1989 bis 2005/2006 in den einzelnen Sektoren sowie an der Startposition der ISPOL-Drift ist in der Abbildung 7.17 zusammengefasst. Positive Anomalien der Lufttemperatur in Bodennähe gehen demnach meist mit einer überdurchschnittlich hohen zonalen Windkomponente  $u_{wind}$  einher, wohingegen ein verstärkter meridionaler Transport (positive  $v_{wind}$ -Anomalie) relativ niedrige Temperaturen verursacht.

Vergleicht man den Verlauf der Anomaliewerte mit dem Verlauf der  $DT_{BA}$ -Summen (Abb. 7.5) und dem Datum des Schmelzbegins (Abb. 7.6) fallen kaum überaus deutliche Korrelationen auf. Die räumliche Mittelung der betrachteten Werte trägt bei den Sektoren zu einer Unschärfe in der Darstellung tatsächlicher Zusammenhänge bei. Hier muss auch berücksichtigt werden, dass die Reanalysedaten eine räumliche Auflösung von nur ca.  $200 \times 200 \text{ km}^2$  im Gegensatz zu den  $T_B$ -Daten mit  $25 \times 25 \text{ km}^2$  aufweisen.

Der Vergleich zwischen den Anomalien der Reanalysen und des Schmelzbegins an der Startposition der ISPOL-Drift zeigt jedoch einige Gemeinsamkeiten auf. Besonders im Sommer 2001/2002 treten auffällig niedrige  $DT_{BA}$ -Summenwerte (Abb. 7.5-a) gemeinsam mit einer positiven Anomalie der Lufttemperatur und der zonalen Windkomponente sowie einer negativen Anomalie von Luftdruck und meridionaler Windkomponente auf. Die niedrigen  $DT_{BA}$ -Summenwerte, also insgesamt relativ schwache  $T_B$ -Tageszyklen, in den Jahren 1991/1992, 1992/1993 und 1993/1994 werden begleitet von negativen Anomalien des meridionalen Windvektors, also einer Abschwächung des Transport kalter und trockener Luft über das Eis. Der Sommer 1991/1992 zeichnete sich durch einen überdurchschnittlich späten Schmelzbeginn an der Startposition der ISPOL-Drift aus (Abb.7.6). Dieses Ereignis ist jedoch nicht mit auffälligen Anomalien in den dargestellten meteorologischen Renalysen in Verbindung zu bringen. Die Sommerhalbjahre 1992/1993 und 2001/2002 waren durch eine vergleichsweise kurze Schmelzsaison charakterisiert (Abb. 7.7). Beide Jahre zeichnen sich in Abbildung 7.17 durch positive Anomalien des zonalen Windvektors und der Lufttemperatur aus.

Insgesamt lässt sich aus der Untersuchung der Reanalyse-Daten im Beobachtungszeitraum schliessen, dass die MeDeA-Ergebnisse einen Prozess abbilden, der zumindest teilweise durch atmosphärische Einflüsse gesteuert wird. Dies zeigt, zusammen



**Abbildung 7.17:** Verlauf der Anomalien der Lufttemperatur (a), des Luftdrucks in Meeressniveau (b) sowie der zonalen (c) und meridionalen (d) Windkomponente an der Startposition der ISPOL-Drift sowie als räumliches Mittel in den Sektoren Weddellmeer (schwarz gepunktet, Karos), Amundsen-/Bellingshausensee (schwarz, Kreise), Rossmeer (grau, weisse Dreiecke) und Indischer Ozean/Westpazifik (grau, schwarze Dreiecke), jeweils als zeitliches Mittel über den Zeitraum 1.11. bis 31.12.; im Beobachtungszeitraum 1988/1989 bis 2005/2006.

mit dem meridionalen Gradienten des identifizierten Schmelzbeginns, dass MeDeA die Sommerperiode auf antarktischem Meereis zu charakterisieren in der Lage ist und deren interannuale Variabilität hinreichend widerspiegelt. Fallstudien mit der Hinzunahme zukünftiger Feldmessungen während des Sommers wären sehr gut geeignet, um die hier vorgestellten Methoden weiter zu validieren.

## 7.4 Schlussbemerkungen

### Vorteile des neuen Ansatzes

Der  $DT_BA$ -Index ist gegenüber den kurzfristigen Schwankungen der Schneefeuchte empfindlicher als bisher zur Verfügung stehende Methoden. Dies ist insbesondere insofern als positiv zu bewerten, da das Schmelzen des Schnees in der Antarktis schwach ist und die dicke Schneeeauflage auf SYI im Vergleich zu FYI nur sehr langsam Veränderungen in den Tagesmittelwerten der Mikrowellensignaturen aufweist. Durch die Erfassung der  $T_B$ -Tagesschwankung mittels des  $DT_BA$ -Index kann die Auswirkung der unterschiedlichen Reaktionszeiten der Oberflächensignale von FYI und SYI auf den identifizierten Schmelzbeginn umgangen werden. Mit den Pathfinder-Daten steht ein flächendeckender Datensatz operationell zur Verfügung, mit dem  $T_B$ -Tageszyklen mit hinreichender Genauigkeit bestimmt werden können. Durch MeDeA kann damit auch in Zukunft der Beginn der sommerlichen Schmelzperiode auf antarktischem Meereis identifiziert werden.

### Störfaktoren

Die prozentuale Meereisbedeckung stellt einen nicht zu vernachlässigenden Störfaktor bei der Verwendung von  $T_B$ -Mittelwerten aus einer Gitterzelle dar. Besonders in Bereichen mit niedriger, bzw zeitlich hoch variabler Meereisbedeckung können offene Wasserflächen erheblich zur Generierung des mittleren Mikrowellensignals beitragen. Da eine Wasseroberfläche bezüglich  $T_B$  keine Tagesamplitude aufweist, wird in Gitterzellen mit niedriger Meereiskonzentration die  $T_B$ -Tagesamplitude tendenziell eher abgeschwächt. Dies kann zu einer Unterschätzung des Schmelzens, bzw. einer Verzögerung des identifizierten Schmelzbeginns führen.

Es gilt weiterhin zu bedenken, dass kurzfristige Signalschwankungen der Oberfläche, insbesondere in Gebieten mit ausgeprägter Eisdrift, das Ergebnis der Advektion verschiedener Eistypen durch eine Gitterzelle sein können. Die Grösse der durch Pathfinder-Daten beobachteten Fläche ( $25 \times 25 \text{ km}^2$ ), im Vergleich zu den vorherrschenden Driftgeschwindigkeiten, hält diesen Effekt jedoch relativ gering.

### Ergebnisvergleich

Die MeDeA-Ergebnisse zeigen deutliche Unterschiede im Vergleich zu der bislang einzigen beschriebenen Methode zur Bestimmung des Schmelzbeginns auf antarktischem Meereis. Der von Drinkwater und Liu (2000) verwendete Ansatz beruht auf der Suche nach deutlichen Anstiegen von  $\sigma^0$ , und damit auf der Identifikation starker Schmelzereignisse. Da solche Ereignisse auf antarktischem Meereis jedoch die Ausnahme sind, können Drinkwater und Liu (2000) Schmelzen nur auf FYI-Flächen im Bereich der nördlichen Eisrandzone identifizieren.

Der in dieser Arbeit entwickelte MeDeA-Algorithmus, der sich eher an den Antarktistypischen Oberflächenprozessen im Sommer orientiert, liefert hingegen eine bessere Übersicht der räumlichen und zeitlichen Variabilität der sommerlichen antarktischen Schmelzperiode. Er zeigt weiterhin im Vergleich zu dem BSA-Algorithmus keine Abhängigkeit vom Eistyp.

### **Saisonalität**

MeDeA berücksichtigt die typischen saisonalen Veränderungen des Schnees auf antarktischem Meereis. Im Zuge prognostizierter Klimaänderungen, speziell einer Erwärmung im Bereich der Antarktischen Halbinsel (Comiso, 2000; Turner et al., 2005), muss davon ausgegangen werden, dass sich die Ausprägung der Saisonalität des Schnees verändert und sich eventuell den saisonalen Übergängen arktischen Schnees vermehrt anpassen könnte. In diesem Fall verlöre das Einsetzen der durch MeDeA identifizierten Phase an Aussagekraft gegenüber der veränderten sommertypischen Prozesse. Bei einer weiteren Anwendung des MeDeA-Algorithmus sollten also eventuelle Veränderungen der atmosphärischen Rahmenbedingungen für das Einsetzen von Schmelzprozessen berücksichtigt werden.

### **Aussagekraft der Ergebnisse**

MeDeA identifiziert den Beginn der auf antarktischem Meereis während des Sommers vorherrschenden Prozesse. Wie in den vorangegangenen Kapiteln beschrieben wurde, zeichnen sich diese im Allgemeinen durch ein schwaches Schmelzen, aber durch ausgeprägte Schmelz-Gefrier-Zyklen aus. Die MeDeA-Ergebnisse geben Aufschluss über die interannuale Variabilität des Auftretens der sommertypischen Prozesse sowie über deren regionale Ausprägung. Die Ergebnisse können somit einen diagnostischen Parameter für die Beobachtung langfristiger Veränderungen der Vorgänge an der Meereisoberfläche, deren Ausprägung sowie deren Zusammenhänge mit atmosphärischen Einflüssen liefern.

Herkömmliche Methoden zur Bestimmung des Schmelzbeginns können nicht auf antarktischem Meereis angewendet werden, da sie starkes Schmelzen identifizieren und dies auf antarktischem Meereis nur sehr begrenzt auftritt. Umgekehrt kann MeDeA jedoch in zukünftigen Untersuchungen auf die langjährigen  $T_B$ -Daten von Meereis in der Arktis angewendet werden, um den Einfluss der tagesbasierten Schmelz-Gefrier-Zyklen auf den weiteren Verlauf und die Ausprägung der Schneeschmelze zu untersuchen.

## 8 Fazit und Ausblick

In den vorliegenden Untersuchungen wurden die langjährigen Datenreihen verschiedener Satellitensensoren in Kombination mit in-situ Messungen herangezogen, um erweiterte Kenntnisse über das sommerliche Schmelzen auf antarktischem Meereis zu gewinnen und daraus neue Ansätze für die objektive Identifizierung des Schmelzens auf der Basis von Fernerkundungsdaten zu entwickeln. Die Feldmessungen während der ISPOL-Expedition im Sommer 2004/2005 haben gezeigt, dass auf dem Meereis der Südhemisphäre kein komplettes Abschmelzen der Schneebedeckung in den Sommermonaten zu verzeichnen ist, was die Untersuchungen von u.a. Masom et al. (2001) bestätigt. Stattdessen dominieren Schmelz-Gefrier-Zyklen auf Tagesbasis die Prozesse an der Meereis-/Schneeoberfläche und führen mittelfristig zu erhöhten Korngrößen des Schnees sowie zur Bildung von internen Eisschichten und Aufeis. Die sommerliche Schmelzperiode auf antarktischem Meereis unterscheidet sich damit deutlich von der Arktis, wo es nach Einsetzen des Schmelzens mit einer ausgeprägten Bildung von Schmelzwasser relativ schnell zu einem Abschmelzen der Schneebedeckung kommt.

Die Untersuchungen haben gezeigt, dass die Algorithmen, die den Schmelzbeginn auf arktischem Meereis identifizieren, nicht für das Meereis der Südhemisphäre angewendet werden können. Die Prozesse, die von diesen Algorithmen identifiziert werden, sind auf antarktischem Meereis nicht weit genug verbreitet, als dass man mit ihnen hinreichende Aussagen bezüglich der räumlichen und zeitlichen Variabilität der sommerlichen Schmelzperiode treffen könnte. Stattdessen hat eine Untersuchung der Signatur der Antarktis-typischen Prozesse in den Mikrowellendaten der Meereisoberfläche gezeigt, dass die Saisonalität der Tagesgänge der Strahlungstemperatur eine deutliche Sommerphase erkennen lässt. Demnach wurde durch die Bildung eines Differenzindikators der Strahlungstemperatur ( $DT_{BA}$ ) und der Bestimmung eines zugehörigen Schwellwertes eine Möglichkeit geschaffen, das alljährliche Einsetzen der Sommerperiode im Zeitraum von 1988 bis 2006 durch die Auswertung von Satellitendaten objektiv zu bestimmen.

Die Ergebnisse des MeDeA-Algorithmus zeigen eine deutliche räumliche Variabilität des Schmelzbegins mit ausgeprägten meridionalen Gradienten. Interannual kommt es ebenfalls zu starken Unterschieden im Einsetzen des Schmelzens, wobei über den gesamten Beobachtungszeitraum die Tendenz zu einem späteren Einsetzen der sommerlichen Schmelzperiode festzustellen ist. Eine Untersuchung meteorologischer Reanalysen zeigt den Anteil atmosphärischer Einflüsse an den typischen sommerlichen Schmelzprozessen. MeDeA kann auch in Zukunft verwendet werden, um für das antarktische Meereisgebiet den Beginn der Schmelzperiode zu identifizieren und damit langjährige Veränderungen zu erfassen.

---

MeDeA verwendet lediglich die Daten passiver Mikrowellensensoren. Satellitendaten aus dem optischen Spektralbereich haben sich aufgrund ihrer Abhängigkeit von wolkenlosen Bedingungen für die großflächige und langjährige Untersuchung von Schmelzprozessen als ungeeignet erwiesen. Lediglich zur Unterstützung von Fallstudien, bzw. bei der Interpretation von Bodenmessungen sind solche Daten geeignet. Die Daten aktiver Mikrowellensensoren zeigen grosses Potenzial für die Beobachtung der Metamorphose des Schnees während des Sommers, jedoch konnten sie aufgrund der Ihnen zu Grunde liegenden zeitlichen Auflösung nicht unterstützend zu dem hier verwendeten tagesbasierten Ansatz hinzugezogen werden. So wurde von der Entwicklung einer multispektralen Methode zur Bestimmung des Schmelzbeginns abgesehen, da die Untersuchungen zeigen, dass das charakteristische Schmelzen in der Antarktis mit dem  $DT_{BA}$ -Indikator bestmöglich erfasst werden kann.

Die Ergebnisse dieser Arbeit wurden in einem umfassenden Datensatz (*Melt Dynamics on Antarctic Sea ice*, MEDAntS) zusammengefasst und auf den Internetseiten des Faches der Umweltmeteorologie an der Universität Trier bereitgestellt. MEDAntS beinhaltet für den Zeitraum von 1988 bis 2006 (mit jährlicher Erweiterung) neben dem Datum des Einsetzens der sommerlichen Schmelzperiode für jede Gitterzelle die täglichen Werte der Strahlungstemperatur-Amplitude ( $DT_{BA}$ ) von Oktober bis März.

Es bietet sich an, durch die Anwendung von MeDeA auf arktischem Meereis einen entsprechenden Datensatz für die Arktis zu erstellen (*Melt Dynamics on Arctic Sea ice*, MEDArcS), um in einer hemisphärenvergleichenden Untersuchung die Stärke der Tageschwankungen der Schneefeuchte, deren Bedeutung für nachfolgende Schmelzprozesse und ihren Zusammenhang mit atmosphärischen Antrieben zu untersuchen. Hierfür wurde - als Folgeprojekt zu dieser Arbeit - vom Autor ein Forschungsantrag im Schwerpunktprogramm „Antarktisforschung mit vergleichenden Untersuchungen in arktischem Eisgebieten“ (SPP 1158) der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) gestellt. Der Antrag wurde im April 2007 vom zuständigen Gutachtergremium der DFG zur Bewilligung empfohlen.

## Literaturverzeichnis

- Abdalati, W. und K. Steffen. Snowmelt on the Greenland ice sheet as derived from passive microwave satellite data. *Journal of Climate*, 10:165–175, 1997.
- Ackley, S.F. und E.T. Holt. Sea ice data buoys in the Weddell Sea. *Cold Regions Research Laboratory (CRREL) - Report*, 84-11, 1984.
- Anderson, M. und R. Crane. Springtime microwave emissivity changes in the southern Kara Sea. *Journal of Geophysical Research*, 99(C7):14303–14309, 1994.
- Anderson, M.R. The onset of spring melt in first-year ice regions of the Arctic as determined from SSM/I. *Journal of Geophysical Research*, C12:13153–13163, 1987.
- Anderson, M.R. Determination of a melt onset date for Arctic sea ice regions using passive microwave data. *Annals of Glaciology*, 25:382–387, 1997.
- Anderson, M.R. und S.D. Drobot. Spatial and temporal variability in snowmelt onset over Arctic sea ice. *Annals of Glaciology*, 33:74–78, 2001.
- Andreas, E.L. und S.F. Ackley. On the differences in ablation seasons of Arctic and Antarctic sea ice. *Journal of Atmospheric Sciences*, 389:440–447, 1982.
- Ashcraft, I.S. und D.G. Long. Increasing temporal resolution in Greenland ablation estimation using passive and active microwave data. In *Proceedings of the IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Vol. 3*, 2003.
- Barber, D., Flett, D., Abreu, R.D. und E. LeDrew. Spatial and temporal variations in sea ice geophysical properties and microwave remote sensing observations: The sims90 experiment. *Arctic*, 45(3):233–251, 1992a.
- Barber, D.G. und S.V. Nghiem. The role of snow on the thermal dependance of microwave backscatter on sea ice. *Journal of Geophysical Research*, 104(C11): 25789–25803, 1999.
- Barber, D.G., LeDrew, E.F., Flett, D.G., Shokr, M. und J. Falkingham. Seasonal and diurnal variations in SAR signatures of landfast sea ice. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30(3):638–642, 1992b.
- Barber, D.G., Fung, A.K., Grenfell, T.C., Nghiem, S.V., Onstott, R.G., Lytle, V.I., Perovich, D.K. und A.J. Gow. The role of snow on microwave emission and scattering over first-year sea ice. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(5):1750–1763, 1998.

- Belchansky, G., Douglas, D., Mordvintsev, I. und N. Platonov. Estimating the time of melt onset and freeze onset over Arctic sea ice area using active and passive microwave data. *Remote Sensing of Environment*, 92:21–39, 2004a.
- Belchansky, G.I., Douglas, D.C. und N.G. Platonov. Duration of the Arctic sea ice melt season: regional and interannual variability, 1979-2001. *Journal of Climate*, 17:67–80, 2004b.
- Bilello, M.A. In *M.O. Jeffries: Sea ice processes and models*, Kapitel: Decay patterns of fast sea ice in Canada and Alaska, S. 313–326. University of Washington Press, Seattle, 1980.
- Brandt, R.E., Warren, S.G., Worby, A.P. und T.C. Grenfell. Surface albedo of the Antarctic sea ice zone. *Journal of Climate*, 18:3606–3622, 2005.
- Cavalieri, D., Gloersen, P. und J. Zwally. DMSP SSM/I daily and monthly polar gridded sea ice concentrations. *Edited by J. Maslanik and J. Stroeve. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media. (updated current year)*, 1990.
- Cavalieri, D.J. und C.L. Parkinson. Large-scale variations in observed Antarctic sea-ice extent and associated atmospheric circulation. *Monthly Weather Review*, 109:2323–2336, 1981.
- Cavalieri, D.J., Gloersen, P. und W.J. Campbell. Determination of sea ice parameters with the NIMBUS-7 SMMR. *Journal of Geophysical Research*, 89:5355–5369, 1984.
- Cavalieri, D.J., Parkinson, C.L. und K.Y. Vinnikov. 30-year satellite record reveals contrasting Arctic and Antarctic decadal sea ice variability. *Geophysical Research Letters*, S. doi:10.1029/2003GL018031, 2003.
- Colbeck, S., Akitaya, E., Armstrong, R., Gubler, H., Lafeuille, J., Lied, K., McClung, D. und E. Morris. The international classification for seasonal snow on the ground. Technical report, The International Commission on Snow and Ice of the International Association of Scientific Hydrology., 1990.
- Colbeck, S.C. The geometry and permittivity of snow at high frequencies. *Journal of Applied Physics*, 53:4495–4500, 1982.
- Colbeck, S.C. A review of sintering in seasonal snow. Technical report, Cold Regions Research Laboratory (CRREL), 97-10, 1997.
- Comiso, J. DMSP SSM/I daily and monthly polar gridded sea ice concentrations. *Edited by J. Maslanik and J. Stroeve. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media. (updated current year)*, 1990.
- Comiso, J.C. Sea ice effective microwave emissivities from satellite passive microwave and infrared observations. *Journal of Geophysical Research*, 88(C12):7686–7704, 1983.

- Comiso, J.C. Variability and trends in Antarctic surface temperatures from in situ and satellite infrared measurements. *Journal of Climate*, 13:1674–1696, 2000.
- Comiso, J.C. und K. Steffen. Studies of Antarctic sea ice concentrations from satellite data and their applications. *Journal of Geophysical Research*, 106(C12):31361–31385, 2001.
- Comiso, J.C., Grenfell, T.C., Lange, M., Lohanick, A.W., Moore, R.K. und P. Wadhams. In *F.D. Carsey: Microwave remote sensing of sea ice*, Kapitel: Microwave remote sensing of the southern ocean ice cover, S. 243–259. American Geophysical Union, Geophysical Monograph 68, 1992.
- Curry, J.A., Schramm, J.L. und E.E. Ebert. Sea-ice albedo climate feedback mechanism. *Journal of Climate*, 8(2):240–247, 1995.
- Davis, R.E., Dozier, J. und A.T.C Chang. Snow property measurements correlative to microwave emission at 37 GHz. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 16:1223–1229, 1987.
- DeAbreu, R. *In Situ and Satellite Observations of the Visible and Infrared Albedo of Sea Ice During Spring Melt*. PhD thesis, University of Waterloo, Department of Geography, 1996.
- DeAbreu, R., Yackel, J., Barber, D. und M. Arnett. Operational satellite sensing of arctic first-year sea ice melt. *Canadian Journal of Remote Sensing*, S. 487–496, 2001.
- Drinkwater, M.R. In *M.O. Jeffries: Antarctic sea ice: physical processes, interactions and variability*, Kapitel: Active microwave remote sensing observations of Weddell Sea ice, S. 187–212. American Geophysical Union (Antarctic Research Series 74), 1998.
- Drinkwater, M.R. und X. Liu. Seasonal to interannual variability in Antarctic sea-ice surface melt. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38: 1827–1839, 2000.
- Drinkwater, M.R. und V.I. Lytle. ERS-1 radar and field observed characteristics of autumn freeze-up in the Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, 102(C6): 12593–12608, 1997.
- Drobot, S.D. und M.R. Anderson. Comparison of interannual snowmelt-onset dates with atmospheric conditions. *Annals of Glaciology*, 33:79–84, 2001a.
- Drobot, S.D. und M.R. Anderson. An improved method for determining snowmelt onset dates over arctic sea ice using SMMR and SSM/I data. *Journal of Geophysical Research*, 106(D20):24033–24049, 2001b.

- Eicken, H. In *M.O. Jeffries: Antarctic sea ice: physical processes, interactions and variability*, Kapitel: Factors determining microstructure, salinity and stable-isotope composition of Antarctic sea ice: Deriving modes and rates of ice growth in the Weddell Sea, S. 89–122. American Geophysical Union (Antarctic Research Series 74), 1998.
- Eppler, D.T., Farmer, L.D., Lohanick, A.W., Anderson, M.R., Cavalieri, D.J., Comiso, J., Gloersen, P., Garrity, C., Grenfell, T.C., Hallikainen, M., Maslanik, J.A., Mätzler, C., Melloh, R.A., Rubinstein, I. und C.T. Swift. In *F. Carsey (Ed.): Microwave remote sensing of sea ice*, Kapitel: Passive Microwave Signatures of Sea Ice, S. 47–71. American Geophysical Union, Geophysical Monograph 68, 1992.
- Ezraty, R. und J.F. Piolle. SeaWinds on QuickSCAT polar sea ice grids. Technical report, IFREMER/CERSAT CONVECTION report No. 5, V1.1, 2001.
- Fetterer, F. und N. Untersteiner. Observations of melt ponds on Arctic sea ice. *Journal of Geophysical Research*, 103(C11):24821–24836, 1998.
- Forster, R.R., Long, D.G., Jezek, K.C., Drobot, S.D. und M.R. Anderson. The onset of Arctic sea-ice snowmelt as detected with passive- and active-microwave remote sensing. *Annals of Glaciology*, 33, 2001.
- Garrity, C. In *F.D. Carsey: Microwave remote sensing of sea ice*, Kapitel: Characterization of snow on floating ice and case studies of brightness temperature changes during the onset of melt, S. 313–328. American Geophysical Union, Geophysical Monograph 68, 1992.
- Geiger, R., Aaron, R.H. und P. Todhunter. *The climate near the ground*. Friedr. Vieweg & Sohn Verlagsgesellschaft mbH, Braunschweig, Wiesbaden, 1995.
- Gerland, S., Winther, J.G., Ørbæk, J.B., Liston, J.B., Øritsland, G.E., Blanco, A. und B. Ivanov. Physical and optical properties of snow covering Arctic tundra on Svalbard. *Hydrological Processes*, 13:2331–2343, 1999.
- Gloersen, P., Campbell, W.J., Cavalieri, D.J., Comiso, J.C., Parkinson, C.L. und H.J. Zwally. Arctic and Antarctic sea ice, 1978–1987: satellite passive-microwave observations and analysis. *NASA Special Publication*, 511, 1992.
- Gohin, F. und C. Maroni. ERS scatterometer polar sea ice grids user manual. IMSI report no. 5. Technical report, IFREMER/CERSAT C2-MUT-W-03\_IF. V2.0, 1998.
- Gow, A.J. und W.B. Tucker. In *W.O. Smith: Polar Oceanography, Part A: Physical Science*, Kapitel: Sea ice in the polar oceans, S. 47–122. Academic Press, San Diego, California, 1990.
- Grenfell, T.C. Surface based passive microwave observations of sea ice in the Bering and Greenland Seas. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-24:378–382, 1986.

- Haas, C. The seasonal cycle of ERS scatterometer signatures over perennial Antarctic sea ice and associated surface ice properties and processes. *Annals of Glaciology*, 33:69–73, 2001.
- Haas, C., Thomas, D.N. und J. Bareiss. Surface properties and processes of perennial antarctic sea ice in summer. *Journal of Glaciology*, 47(159):613–625, 2001.
- Haas, C., Nicolaus, M und S. Willmes. Sea ice and snow thickness and physical properties of an ice floe in the western Wedell Sea and their changes during spring warming. *Deep Sea Research, Special Issue: The Ice Station Polarstern (ISPOL)*, 2007. (eingereicht).
- Haggerty, J.A. und J.A. Curry. Variability of sea ice emissivity estimated from airborne passive microwave measurements during FIRE SHEBA. *Journal of Geophysical Research*, 106(D14):15265–15277, 2001.
- Hall, D. und J. Martinec. *Remote Sensing of ice and snow*. Chapman and Hall, London/NewYork, 1985.
- Hallikainen, M. und D.P. Winebrenner. In *F.D. Carsey: Microwave remote sensing of sea ice*, Kapitel: The physical basis for sea ice remote sensing, S. 29–46. American Geophysical Union, Geophysical Monograph 68, 1992.
- Hallikainen, M.T., Ulaby, F.T. und T.E. VanDeventer. Extinction behaviour of dry snow in the 18 to 90 GHz range. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 25(6):737–745, 1987.
- Hanesiak, J.M., Barber, D.G. und G.M. Flato. Role of diurnal processes in the seasonal evolution of sea ice and its snow cover. *Journal of Geophysical Research*, 104(C6):13593–13603, 1999.
- Hanesiak, J.M., Yackel, J.J. und D.G. Barber. Effect of melt ponds on first-year sea ice ablation - integration of RADARSAT-1 and thermodynamic modelling. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 27(5):433–442, 2001.
- Harouche, I.P.F. und D.G. Barber. Seasonal characterization of microwave emissions from snow-covered first-year sea ice. *Hydrological Processes*, 15:3571–3583, 2001.
- Haykin, S., Lewis, E.O., Raney, R.K. und J.R. Rossiter. In *J.A. Kong: Remote Sensing of sea ice and icebergs*. John Wiley & Sons, Inc., 1994.
- Hellmer, H.H., Haas, C., Dieckmann, G.S. und M. Schröder. Sea ice feedbacks observed in western Weddell Sea. *EOS Transactions*, 87(18):173–184, 2006.
- IPCC, UNEP. Climate change 2007: The physical science basis. *Vierter Sachstandsbericht des Klimabeirates der Vereinten Nationen*, (<http://www.ipcc.ch>), 2007.
- Jeffries, M.O., Worby, A.P., Morris, K. und W.F. Weeks. Seasonal variations in the properties and structural composition of sea ice and snow cover in the Bellingshausen and Amundsen Seas. *Journal of Glaciology*, 43(143):138–151, 1997.

- Johnsen, K.P. *Radiometric Measurements in the Arctic Ocean - Comparison between Theory and Experiment*. Reports on Polar Research (297), Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI), 1998.
- Jordan, R.E. A one-dimensional temperature model for a snow cover. Technical report, Special Report, 91-16. U.S. Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory., 1991.
- Josberger, E.G. und N.M. Mognard. A passive microwave snow depth algorithm with a proxy for snow metamorphism. *Hydrological Processes*, 16(8):1557–1568, 2002.
- Kern, S. und G. Heygster. Sea-ice concentration retrieval in the antarctic based on the SSM/I 85.5 GHz polarization. *Annals of Glaciology*, 33:109–114, 2001.
- Kidwell, K. NOAA Polar orbiter data user’s guide. NCDC/SDSD. *National Climatic Data Center, Washington, DC.*, 1991.
- Kistler, R., Kalnay, E., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Kanamitsu, m., Kousky, V., Dool, van denH., Jenne, R. und M. Fiorino. The NCEP/NCAR 50-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(2):247–268, 2001.
- Koskinen, J.T., J.T.Pulliainen, und M.T. Hallikainen. The use of ERS-1 SAR data in snow melt monitoring. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35(3):601–610, 1997.
- Lange, M.A. und H. Eicken. The sea ice thickness distribution in the Northwestern Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, 96(C3):4821–4837, 1991.
- Lange, M.A., Ackley, S.F., Wadhams, P., Dieckmann, G.S. und H. Eicken. Development of sea ice in the Weddell Sea, antarctica. *Annals of Glaciology*, 12:92–96, 1989.
- Launiainen, J. und B. Cheng. A simple non-iterative algorithm for calculating turbulent bulk fluxes in diabatic conditions over water, snow/ice and ground surface. *Report Series in Geophysics, Department of Geophysics, University of Helsinki*, 33, 1995.
- Livingstone, C.E., Onstott, R.G., Arsenault, L.D., Gray, A.L. und K.P. Singh. Microwave sea-ice signatures near the onset of melt. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 25(2):174–187, 1987.
- Long, D.G. und M.R. Drinkwater. Cryosphere applications of NSCAT data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37:1671–1684, 1999.
- Lytle, V.I. und S.F. Ackley. Sea ice ridging in Eastern Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, 96(10):18411–18416, 1991.

- Lytle, V.I. und S.F. Ackley. Heat flux through sea ice in the western Weddell Sea: Convective and conductive transfer processes. *Journal of Geophysical Research*, 101(C4):8853–8868, 1996.
- Markus, T. und D.J. Cavalieri. Interannual and regional variability of Southern Ocean snow on sea ice. *Annals of Glaciology*, 44:53–57, 2007.
- Maslanik, J. und J. Stroeve. DMSR SSM/I daily polar gridded brightness temperatures. *Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media (updated current year)*, 1990.
- Massom, R., Eicken, H., Haas, C., Jeffries, M.O., Drinkwater, M.R., Sturm, M., Worby, A.P., Wu, X., Lytle, V.I., Ushio, S., Morris, K., Reid, P.A., Warren, S.G. und I. Allison. Snow on Antarctic sea ice. *Reviews of Geophysics*, 39(3):413–445, 2001.
- Massom, R.A., Drinkwater, M.R. und C. Haas. Winter snow cover on sea ice in the Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, 102(C1):1101–1117, 1997.
- Mätzler, C. Applications of the interactions of microwaves with the natural snow cover. *Remote Sensing Reviews*, 2:259–392, 1987.
- Mätzler, C., Ramseier, R.O. und E.A. Svendsen. Polarization effects in sea-ice signatures. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 9:333–338, 1984.
- Maykut, G.A. Energy exchange over young sea ice in the central arctic. *Journal of Geophysical Research*, 83(C7):3646–3658, 1978.
- Maykut, G.A. und N. Untersteiner. Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea ice. *Journal of Geophysical Research*, 76(6):395–463, 1971.
- Nicolaus, M. *Beobachtung und Modellierung der Schneeschmelze und Aufeisbildung auf arktischem und antarktischem Meereis*. PhD thesis, Universität Bremen, Fachbereich Geowissenschaften, 2006.
- Nicolaus, M., Haas, C. und J. Bareiss. Observations of superimposed ice formation at melt-onset on fast ice on Kongsfjorden, Svalbard. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28:1241–1248, 2003.
- Nicolaus, M., Haas, C., Bareiss, J. und S. Willmes. A model study of differences of snow thinning on Arctic and Antarctic first-year sea ice during spring and summer. *Annals of Glaciology*, 44:147–153, 2007.
- Nicolaus, M., Haas, C. und S. Willmes. Temporal evolution of first- and second-year snow covers on Antarctic sea ice during early summer. *Deep Sea Research, Special Issue: The Ice Station Polarstern (ISPOL)*, 2007b. (eingereicht).
- Njoku, E. Nimbus-7 SMMR pathfinder brightness temperatures. *Boulder, CO, USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media.*, 1996.

- Onstott, R.G. In *F.D. Carsey: Microwave remote sensing of sea ice*, Kapitel: SAR and Scatterometer signatures of sea ice, S. 73–104. American Geophysical Union, Geophysical Monograph 68, 1992.
- Onstott, R.G., Grenfell, T.C., Mätzler, C., Luther, C.A. und E.A. Svendsen. Evolution of microwave sea ice signatures during early summer and midsummer in the marginal ice zone. *Journal of Geophysical Research*, 92(C7):6825–6835, 1987.
- Parkinson, C., Comiso, J. und H.J. Zwally. Nimbus-5 ESMR daily polar gridded brightness temperatures. *Boulder, CO, USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media.*, 1999.
- Parkinson, C.L. und D.J. Cavalieri. A 21 year record of Arctic sea-ice extents and their regional, seasonal and monthly variability and trends. *Annals of Glaciology*, 34:441–446, 2002.
- Perovich, D.K. In *M. L  pparanta: Physics of ice covered seas*, Kapitel: Optical properties of sea ice, S. 195–230. University of Helsinki, Helsinki, 1998.
- Pirazzini, R. Surface albedo measurements over Antarctic sites in summer. *Journal of Geophysical Research*, 109:doi:10.1029/2004JD004617, 2004.
- Serreze, M.C., Maslanik, J.A., Scharfen, G.P., Barry, R.G. und D.A. Robinson. Inter-annual variations in snow melt over arctic sea ice and relationships to atmospheric forcings. *Annals of Glaciology*, 17:327–331, 1993.
- Sharkov, E.A. *Passive microwave remote sensing of the earth*. Springer, 2003.
- Shivola, A. und M. Tiuri. Snow fork for field determination of the density and wetness profiles of a snow pack. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-24(5):717–721, 1986.
- Simmonds, I. und K. Keay. Mean southern hemisphere extratropical cyclone behaviour in the 40-year ncep-ncar reanalysis. *Journal of Climate*, 13:873–885, 2000.
- Simmonds, I. und J.C. King. Global and hemispheric climate variations affecting the Southern Ocean. *Antarctic Science*, 16(4):401–413, 2004.
- Smith, D. Observation of perennial Arctic sea ice melt and freeze-up using passing microwave data. *Journal of Geophysical Research*, C12:27753–27769, 1998.
- Trenberth, K.E. und D.J. Shea. Relationships between precipitation and surface temperature. *Geophysical Research Letters*, 32(14):doi:10.1029/2005GL022760, 2005.
- Tucker, W.B., Gow, A.J. und W.F. Weeks. Physical properties of summer sea ice in Fram Strait. *Journal of Geophysical Research*, 92(C7):6787–6803, 1987.

- Tucker, W.B., Perovich, D.K., Gow, A.J., Weeks, W.F. und M.R. Drinkwater. In *F.D. Carsey: Microwave remote sensing of sea ice*, Kapitel: Physical properties of sea ice relevant to remote sensing, S. 9–28. American Geophysical Union, Geophysical Monograph 68, 1992.
- Turner, J., Colwell, S.R., Marshall, G.J., Lachlan-Cope, T.A., Carleton, A.M., Jones, P.D., Lagun, V., Reid, P.A. und S. Iagovkina. Antarctic climate change during the last 50 years. *International Journal of Climatology*, 25:279–294, 2005.
- Ulaby, F. T., Moore, R. K. und A. K. Fung. *Microwave remote sensing, active and passive. Volume I: Fundamentals and Radiometry*. Addison Wesley Pub., London, U.K., 1981.
- Ulaby, F.T., Moore, R.K. und A.K. Fung. *Microwave remote sensing, active and passive. Volume II: Radar remote sensing and surface scattering and emission theory*. Addison Wesley Pub., London, U.K., 1982.
- Ulaby, F.T., Moore, R.K. und A.K. Fung. *Microwave remote sensing, active and passive. Volume III: From theory to applications*. Addison Wesley Pub., London, U.K., 1986.
- Venegas, S.A. und M.R. Drinkwater. Sea ice, atmosphere and upper coean variability in the Weddell Sea, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 106(C8):16747–16765, 2001.
- Wang, H., Arslan, A.N., Pulliainen, J. und M. Hallikainen. Microwave emission model for wet snow by using radiative transfer and strong fluctuation theory. *Progress in Electromagnetics Research*, 31:291–310, 2001.
- Warren, S., Rigor, I.G. und N. Untersteiner. Snow depth on Arctic sea ice. *Journal of Climate*, 12:121814–121829, 1999.
- Wiesmann, A. und C. Mätzler. Documentation for MEMLS 98.2, Microwave Emission Model of Layered Snowpacks. Technical report, Research Report No. 98-2, Microwave Dept., Institute of Applied Physics, University of Bern, 1998.
- Willmes, S., Bareiss, J., Haas, C. und M. Nicolaus. The importance of diurnal processes for the seasonal cycle of sea-ice microwave brightness temperature during early summer in the Weddell Sea. *Annals of Glaciology*, 44:297–302, 2007a.
- Willmes, S., Haas, C., Nicolaus, M. und J. Bareiss. Microwave signatures of different ice regimes in the Weddell Sea and their temporal variability during spring. *Deep Sea Research, Special Issue: The Ice Station Polarstern (ISPOL)*, 2007b. (eingereicht).
- Winebrenner, D.P., Nelson, E.D., Colony, R. und R.D. West. Observation of melt onset on multiyear arctic sea ice using ERS 1 synthetic aperture radar. *Journal of Geophysical Research*, C11:22425–22441, 1994.

- Winebrenner, D.P., Long, D.G. und B. Holt. *In Tsatsoulis and Kwok (Eds.): Analysis of SAR Data of the Polar Oceans*, Kapitel: Mapping the Progression of Melt Onset and Freeze-Up on Arctic Sea Ice Using SAR and Scatterometry, S. 129–144. Springer, Berlin, 1998.
- Woodhouse, I.H. *Introduction to microwave remote sensing*. CRC press, 2006.
- Yuan, X. und D.G. Martinson. Antarctic sea ice extent and its global connectivity. *Journal of Climate*, 13:1697–1717, 2000.
- Zwally, H.J., Comiso, J.C., Parkinson, C.L., D.J.Cavalieri, und P.Gloersen. Variability of Antarctic sea ice 1979-1998. *Journal of Geophysical Research*, 107(C5): 3041, doi:10.1029/2000JC000733, 2002.

## Abbildungsverzeichnis

1.1	Übersicht des Untersuchungsgebietes. . . . .	8
2.1	Übersicht zur Fahrtroute der ISPOL-Expedition . . . . .	17
2.2	Fotos der Feldarbeiten während der ISPOL-Expedition . . . . .	19
3.1	Umformung der SSM/I Schwad-Daten . . . . .	26
3.2	Schematische Darstellung der beiden Simulationen des Mikrowellenemissionsvermögens . . . . .	29
4.1	Mittlere monatliche Meereiskonzentration im Sommerhalbjahr im Südpolarmeer . . . . .	36
4.2	Mittlere monatliche Rückstreuoeffizienten im Sommerhalbjahr im Südpolarmeer . . . . .	37
4.3	Mittlere monatliche Strahlungstemperaturen im Sommerhalbjahr im Südpolarmeer . . . . .	38
4.4	Übersicht der 8 ausgewählten Beobachtungsgebiete . . . . .	39
4.5	Übersicht für Region 1, 2, 3 und 4 . . . . .	40
4.6	Übersicht für Region 5, 6, 7 und 8 . . . . .	41
4.7	Langjähriger Verlauf von $T_B$ und $\sigma^0$ an der ISPOL-Position . . . . .	43
4.8	Verlauf der Lufttemperatur, des Luftdrucks sowie fernerkundlich abgeleiteter Parameter an der ISPOL-Position während der Bodenmessungen . . . . .	45
4.9	Verlauf der Windrichtung und -geschwindigkeit während der Bodenmessungen . . . . .	46
4.10	Verlauf von Strahlungsgrößen während der ISPOL-Messungen . . . . .	46
4.11	Verlauf der vertikalen Schneetemperaturen an der ISPOL-Position während der Bodenmessungen . . . . .	47
4.12	Verlauf der Schneefeuchte, -albedo und Oberflächentemperatur an der ISPOL-Position während der Bodenmessungen . . . . .	49
4.13	Mittelwerte und Anomalien verschiedener Meereisparameter im Weddellmeer, November 2004 . . . . .	51
4.14	Mittelwerte und Anomalien verschiedener Meereisparameter im Weddellmeer, Dezember 2004 . . . . .	52
4.15	Räumliche Variabilität verschiedener Meereisparameter in November und Dezember 2004 . . . . .	53
4.16	Übersicht zu den Messungen während des Transekts durch das Meereis der nordwestlichen Weddellmeeres . . . . .	54
4.17	Räumliche Verteilung von $\sigma^0$ , SLP und $T_{air}$ an 5 Tagen im November 2004 im Weddellmeer . . . . .	55

---

4.18	Räumliche Verteilung des Monatsmittels des bodennahen Windvektors im Weddellmeer, November 2004 . . . . .	57
4.19	NDSII-Entwicklung während ISPOL . . . . .	59
4.20	AVHRR-Ausschnitt und NDSII-Karte der ISPOL-Region . . . . .	60
4.21	AVHRR-Ausschnitt und NDSII-Karte der ISPOL-Umgebung und vergrößerter Ausschnitt mit NDSII-Werten . . . . .	60
4.22	Langjährige Entwicklung der NDSII-Werte im Weddellmeer . . . . .	61
5.1	$T_B$ , $T_0$ und $\varepsilon_{37}$ an der ISPOL-Position . . . . .	64
5.2	Modellierte $\varepsilon_{37}$ -Werte . . . . .	65
5.3	Verlauf verschiedener Fernerkundungsparameter auf FYI/SYI und SYI	68
5.4	Schematische Darstellung der Veränderung der $T_B$ -Komponenten des XPGR-Index bei verschiedenen Schneeoberflächen . . . . .	69
5.5	Vergleich der 5 Tage gleitenden Standardabweichung von $T_B37V$ des P1-Index und des $DT_{BA}$ -Index, jeweils auf SYI und FYI . . . . .	71
5.6	Identifizierter Schmelzbeginn an der ISPOL-Position im Sommer 2004/2005	73
5.7	Ergebnisse verschiedener Schmelzidentifikations-Algorithmen . . . . .	74
5.8	Durch alternative Methoden identifizierter Schmelzbeginn auf antarktischem Meereis . . . . .	76
5.9	Merkmalsräume verschiedener Meereisparameter in der Schmelzseason	78
5.10	Identifizierung der Sommerphase. Ergebnis einer Clusteranalyse im dreidimensionalen Merkmalsraum . . . . .	79
5.11	Räumliche Verteilung des Zeitpunktes des ersten Auftretens der sommertypischen Kombination der Merkmale XPGR, $DT_{BA}$ und PR sowie Gesamtzahl der Tage . . . . .	82
5.12	Überschreitung der $0^\circ\text{C}$ -Marke der bodennahen Lufttemperatur und Anzahl der Überschreitungstage im Sommer 2004/2005. . . . .	83
5.13	Verlauf der räumlichen Verteilung der Meereiskonzentration im Sommer 2004/2005 . . . . .	84
6.1	Verlauf der SSM/I Schwad- $T_B$ und SSM/I Pathfinder- $T_B$ , 1995 bis 2004 Sommerhalbjahr . . . . .	89
6.2	Beispielfotos zur Schneemetamorphose . . . . .	90
6.3	Verlauf des $DT_{BA}$ Index aus Pathfinder- und Schwad-Daten . . . . .	91
6.4	Mittleres jährliches Maximum und Standardabweichung des $DT_{BA}$ -Maximums, 1988/1989 bis 2005/2006 . . . . .	93
6.5	Maximum des $DT_{BA}$ -index aus $T_B(37V)$ in den Monaten November, Dezember und Januar (2004/2005) . . . . .	94
6.6	Räumliche Verteilung des Wochenmittels verschiedener Parameter im Zeitraum 24.11.2004 bis 06.01.2005 . . . . .	95
6.7	Verlauf der pathfinder- $T_B$ und des $DT_{BA}$ -Wertes im Sommerhalbjahr 2004/2005 and der Startposition der ISPOL-Drift . . . . .	96
7.1	Räumliche Verteilung des durch MeDeA ermittelten Schmelzbeginns auf antarktischem Meereis für die Sommerhalbjahre 1988/1999 bis 1996/1997 . . . . .	100

---

7.2	Räumliche Verteilung des durch MeDeA ermittelten Schmelzbeginns auf antarktischem Meereis für die Sommerhalbjahre 1997/1998 bis 2005/2006 . . . . .	101
7.3	Mittleres Datum des Einsetzens der Schneeschmelze (MeDeA) und relative Häufigkeit des Auftretens von Schneeschmelze im Zeitraum 1988/1989 bis 2005/2006 . . . . .	103
7.4	Verlauf der Gesamtsumme der $DT_{BA}$ -Werte und der aufsummierten Meereisbedeckungsgrade sowie Gesamtfläche auf der mittels MeDeA Schmelzprozesse identifiziert wurden; 1988/1989 . . . . .	104
7.5	Verlauf $DT_{BA}$ -Summen und der relativen von Schmelzen betroffenen Meereisfläche in den einzelnen Sektoren, 1988/1989 bis 2005/2006 . .	105
7.6	Verlauf des Schmelzbeginns an der Startpositin der ISPOL-Drift und in den Sektoren . . . . .	105
7.7	Linearer Trend des Schmelzbeginns in den Jahren 1988/1989 bis 2005/2006	107
7.8	Verlauf der Dauer der sommerlichen Schmelzperiode an der Startposition der ISPOL-Drift . . . . .	108
7.9	Felder des Monatsmittels des Luftdruckes und des bodennahen Windvektors in den Monaten Oktober, November und Dezember der Jahre 1988 bis 2005 . . . . .	109
7.10	Streudiagramm aus Werten der Anomalie des Schmelzbeginns und der bodennahen Lufttemperatur sowie aus Werten der Anomalie des Schmelzbeginns und der meridionalen Windkomponente der Eisfläche des Sommers 1997/1998 . . . . .	110
7.11	Mittlere Anomalie der Lufttemperatur vom 1. November bis zum 31. Dezember der Jahre 1988 bis 1996 . . . . .	112
7.12	Mittlere Anomalie der Lufttemperatur vom 1. November bis zum 31. Dezember der Jahre 1997 bis 2005 . . . . .	113
7.13	Mittlere Anomalie des Luftdrucks in Meeresniveau und der bodennahen Luftströmung vom 1. November bis zum 31. Dezember der Jahre 1988 bis 1996 . . . . .	114
7.14	Mittlere Anomalie des Luftdrucks in Meeresniveau und der bodennahen Luftströmung vom 1. November bis zum 31. Dezember der Jahre 1997 bis 2005 . . . . .	115
7.15	Abweichung des identifizierten Datums des Schmelzbeginns vom langjährigen Mittel, 1988/1989 bis 1996/1997 . . . . .	116
7.16	Abweichung des identifizierten Datums des Schmelzbeginns vom langjährigen Mittel, 1997/1998 bis 2005/2006 . . . . .	117
7.17	Verlauf der Anomalien der Lufttemperatur, des Luftdrucks in Meeresniveau sowie der meridionalen und zonalen Windkomponente an der Startpositin der ISPOL-Drift sowie als räumliches Mittel in den Sektoren . . . . .	119
A.1	Mittl. Anzahl täglich verfügbarer Schwad- $T_B$ -Werte im Dezember 2004	141
A.2	Lineare Trends von $T_{B37V}$ und $\sigma^0$ im Sommer, 1999-2005 . . . . .	142
A.3	Vergleich von Oberflächensignalen in Arktis und Antarktis . . . . .	143

---

A.4	Silhouettendarstellung der Ergebnisse der <i>k-means</i> Clusteranalyse . .	144
A.5	Eigenschaften der euklidischen Distanzen verschiedener Wertekollektive in mehreren Merkmalsräumen . . . . .	144
A.6	Maximum des $DT_{BA}$ -Index in den Jahren 1988/1989 bis 1996/1997 .	145
A.7	Maximum des $DT_{BA}$ -Index in den Jahren 1997/1998 bis 2005/2006 .	146
A.8	Zeitl. Standardabweichung der mittleren Eisbedeckung in den Monaten November bis Januar der Jahre 1988/1989 bis 2005/2006. . . . .	147
A.9	Streudiagramm aus $DT_{BA}$ -Werten und Meereiskonzentrationen aller am 1.12.1997 eisbedeckten Gitterzellen . . . . .	147
A.10	Dauer der Schmelzperiode auf perennierendem Eis im Zeitraum 1988/1989 bis 1996/1997 . . . . .	148
A.11	Dauer der Schmelzperiode auf perennierendem Eis im Zeitraum 1997/1998 bis 2005/2006 . . . . .	149

## Tabellenverzeichnis

1.1	Übersicht der Einteilung süd-zirkumpolaren der Meereisgebiete in Sektoren . . . . .	9
2.1	Übersicht der passiven Mikrowellenradiometer . . . . .	13
2.2	Übersicht der verwendeten Datensätze passiver Mikrowellensensoren .	15
2.3	Übersicht der verwendeten Scatterometer . . . . .	16
2.4	Messungen der Automatischen Wetterstation . . . . .	18
2.5	Übersicht der Messlinien im Schnee der Driftsscholle . . . . .	19
3.1	Wichtige Einflussgrößen für die radiometrischen Eigenschaften von Eis und Schnee im Mikrowellenbereich . . . . .	24
3.2	Änderungen von $T_B$ und $\sigma^0$ in Relation zu einer homogenen FYI-Fläche	25
4.1	Schneeeigenschaften im nördl. Weddellmeer . . . . .	57
5.1	Daten des Schmelzbeginns an der ISPOL-Position im Sommer 2004/2005, ermittelt nach herkömmlichen Methoden . . . . .	73
5.2	Alternative Kriterien zur Bestimmung der Sommerphase in Fernerkundungszeitreihen . . . . .	75
5.3	Einfluss der Anzahl der Cluster auf das Gütemass der Trennung im Merkmalsraum . . . . .	80
5.4	Einfluss der Anzahl der verwendeten Dimensionen und Variablen auf das Trennungsgütemass. . . . .	81
6.1	Einfluss der Wahl des Schwellwertes . . . . .	98
7.1	Linearer Trend des Datums des Schmelzbeginns für einzelne Meereis-sektoren . . . . .	106
A.1	Übersicht zu den Testregionen aus Abb. 4.4 . . . . .	141

# Symbole und Abkürzungen

## Symbolverzeichnis

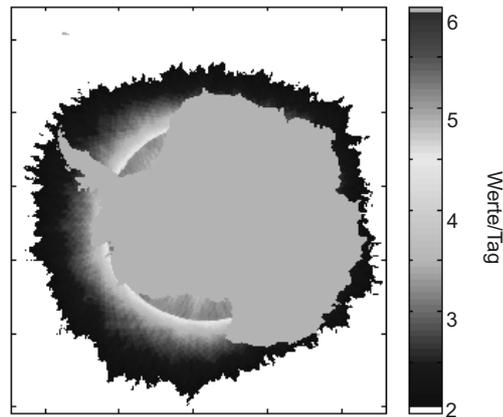
Symbol	Bezeichnung	(Wert) / Einheit
$\varepsilon_{ir}$	thermisches Emissionsvermögen	-
$\varepsilon_m$	Mikrowellenemissionsvermögen	-
$\sigma^0$	Radar-Rückstreukoeffizient	dB
$\sigma_{SB}$	Stefan-Boltzmann-Konstante	$5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$
$R$	Entfernung Radar/Zielobjekt	m
$r$	Polarisation zurückgestreuter Radarimpulse	-
$DT_{BA}$	Tagesamplitude der Strahlungstemperatur	K
HR	Horizontal Range; $T_{B19H}$ - $T_{B37V}$	K
h	Zeiteinheit	Stunde
d	Zeiteinheit	Tag
a	Zeiteinheit	Jahr
$L_{\uparrow}$	Langwellige (terrestr.) Ausstrahlung	$\text{W m}^{-2}$
XPGR	Cross-polarized Gradient Ratio	-
$c_{ice}$	Meereiskonzentration	%
$T_B$	Mikrowellen-Strahlungstemperatur	K
$M_{s(f)}$	Schwarzkörperstrahlung	$\text{W m}^{-2}$
$f$	Frequenz	GHz
$T_{air}$	Bodennahe Lufttemperatur	$^{\circ}\text{C}$
$T_s$	Schneetemperatur	$^{\circ}\text{C}$
$T_0$	Oberflächentemperatur	$^{\circ}\text{C}$
$L_{melt}$	latente Schmelzwärme von Schnee	$333,5 \text{ kJ kg}^{-1}$
$z_s$	Schneehöhe	cm
$D_s$	Schneedichte	$\text{kg m}^{-3}$
$W_s$	Schneefeuchte (volumetr.)	%
SLP	Luftdruck in Meeresniveau	hPa
$Q^*$	Oberflächenenergiebilanz	$\text{W m}^{-2}$
$Q_h$	Fühlbarer Wärmestrom	$\text{W m}^{-2}$
$Q_e$	Latenter Wärmestrom	$\text{W m}^{-2}$
$Q_g$	Bodenwärmestrom	$\text{W m}^{-2}$
$Q_p$	Energieeintrag durch Niederschlag	$\text{W m}^{-2}$
$T_{B19H}$	$T_B$ bei 19 GHz, horizontal polarisiert	K
$T_{B37V}$	$T_B$ bei 37 GHz, vertikal polarisiert	K

---

## Abbkürzungsverzeichnis

AHRA	Advanced Horizontal Range Algorithm
AM	Advanced Melt (Stadium)
AMI	Active Microwave Instrument
AMRC	Antarctic Meteorological Research Center
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
AWS	Automatische Wetterstation
BSA	Backscatter Algorithm
CDC	Climate Diagnostics Center
CLASS	Comprehensive Large-Array Stewardship System
DMSP	Defense Meteorological Satellite Programme
DOE	Department of Energy (USA, NCEP)
EASE	Equal Area Scalable Earth (grid)
ECMWF	European Centre for Medium Range Weather Forecasts
EM	Early Melt (Stadium)
EMSR	Electronically Scanning Microwave Radiometer
ERS	Earth Resources Satellite
FYI	Einjähriges Eis (First-Year Ice)
GAC	Global Area Coverage
GHRC	U.S. Global Hydrological Resource Center
GR	Gradient Ratio
HRPT	High Resolution Picture Transmission
ISPOL	Ice Station POLarstern
LAC	Local Area Coverage
MDSDA	Mead Difference Standard Deviation Analysis
MeDeA	Melt Detection Algorithm
MEDAntS	Melt Dynamics on Antarctic Sea ice (dataset)
MEDArcS	Melt Dynamics on Arctic Sea ice (dataset)
MO	Melt Onset (Stadium)
MEMLS2	Microwave Emission Model for Layered Snowpacks
MYI	Mehrjähriges Eis (Multi-Year-Ice)
NASA	U.S. National Aeronautics and Space Administration
NCAR	U.S. National Center for Atmospheric Research
NCEP	U.S. National Center for Environmental Prediction
NDSII	Normalized Difference Snow and Ice Index
NOAA	U.S. National Oceanic and Atmospheric Administration
NSIDC	U.S. National Snow and Ice Data Center
PMSTA	Passive Microwave and Surface Temperature Analysis
PR	Polarization Ratio
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SYI	Zweijähriges Eis (Second-Year-Ice)
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager
UTC	Universal Time Code
WI	Winter (Stadium)

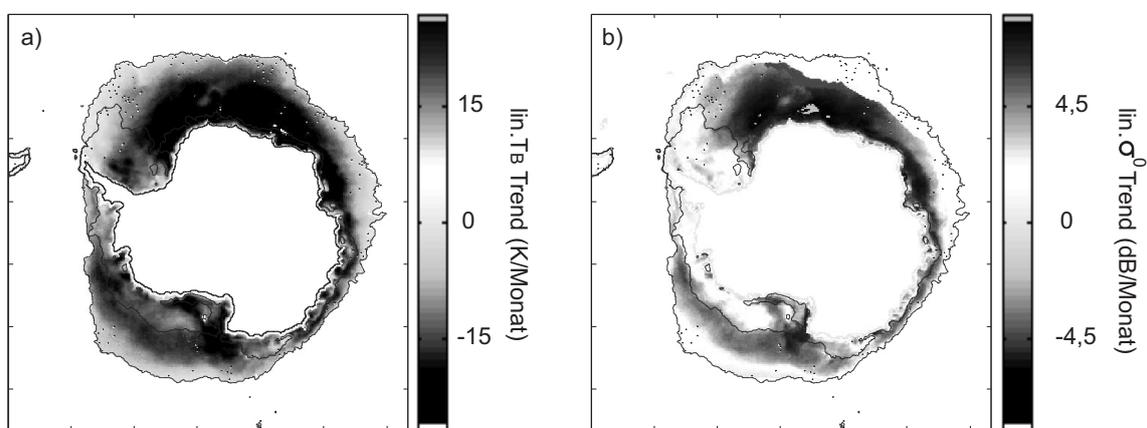
## A Anhang



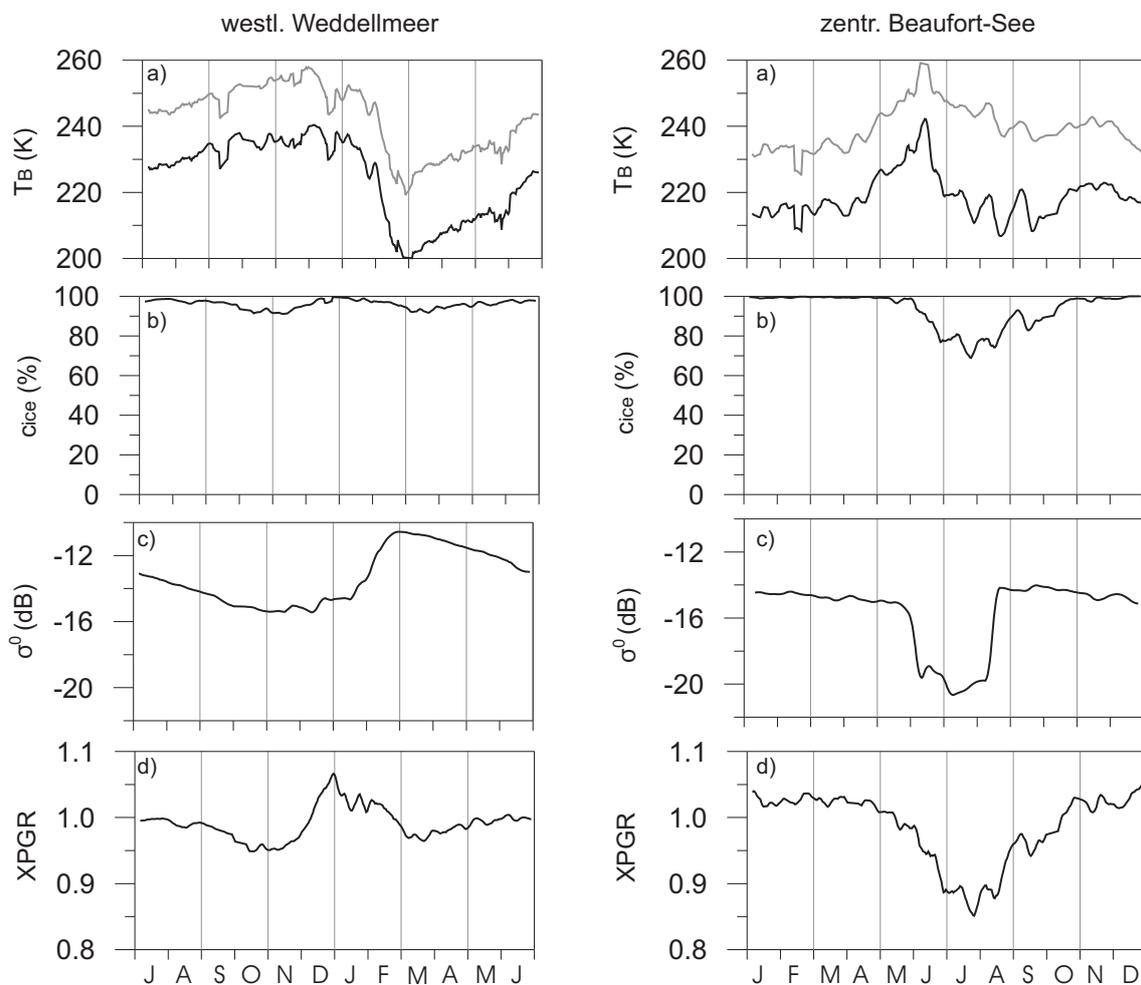
**Abbildung A.1:** Mittlere Anzahl täglich verfügbarer  $T_B(37V)$ -Werte aus den MSFC-*Schwad* Daten des F-13 Sensors, Dezember 2004. Gitterpunkte, die weniger als durchschnittlich 2 Werte pro Tag aufweisen sind weiss ausmaskiert.

**Tabelle A.1:** Übersicht zu den Testregionen aus Abb. 4.4

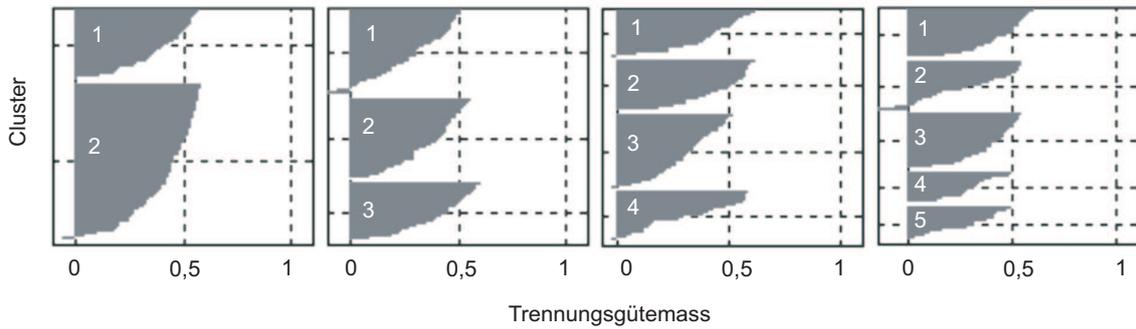
Name	Region	#(Gitterpunkte)	Lat	Lon
R1	westliches Weddellmeer	71	66,8°S - 70,1°S	54,1°W - 58,1°W
R2	zentrales Weddellmeer	72	69,9°S - 72,3°S	43,5°W - 50,8°W
R3	östliches Weddellmeer	56	70,7°S - 72,8°S	30,8°W - 37,2°W
R4	südliches Weddellmeer	33	73,9°S - 76,1°S	53,5°W - 59,8°W
R5	südliche Bellingshausensee	40	70,9°S - 72,0°S	92,4°W - 97,6°W
R6	südliche Amundsensee	33	74,4°S - 75,6°S	142,3°W - 151,6°W
R7	zentrales Rossmeer	72	73,2°S - 74,9°S	172,6°W - 179,6°W
R8	Küstenregion westindischer Ozean	66	66,6°S - 68,5°S	158,2°E - 151,7°E



**Abbildung A.2:** Räumliche Variabilität des linearen Trends von a)  $T_B$ 37V und b) QuikSCAT- $\sigma^0$  von Meereis zwischen 15. Nov. und 15. Jan., 1999/2000 bis 2005/2006. Schwarze Linien markieren die mittlere Lage der Eiskante zu Beginn und Ende des betrachteten Zeitraumes im Sommer. Demnach sinkt  $T_B$  im Sommer grossflächig ab, während  $\sigma^0$  ansteigt. Dies gilt auch für Gebiete, die nicht durch eine im betreffenden Zeitraum sinkende Meereisbedeckung beeinflusst werden, wie die Trends innerhalb der Eiskante zum Zeitpunkt der mittleren minimalen Meereisausdehnung zeigen.



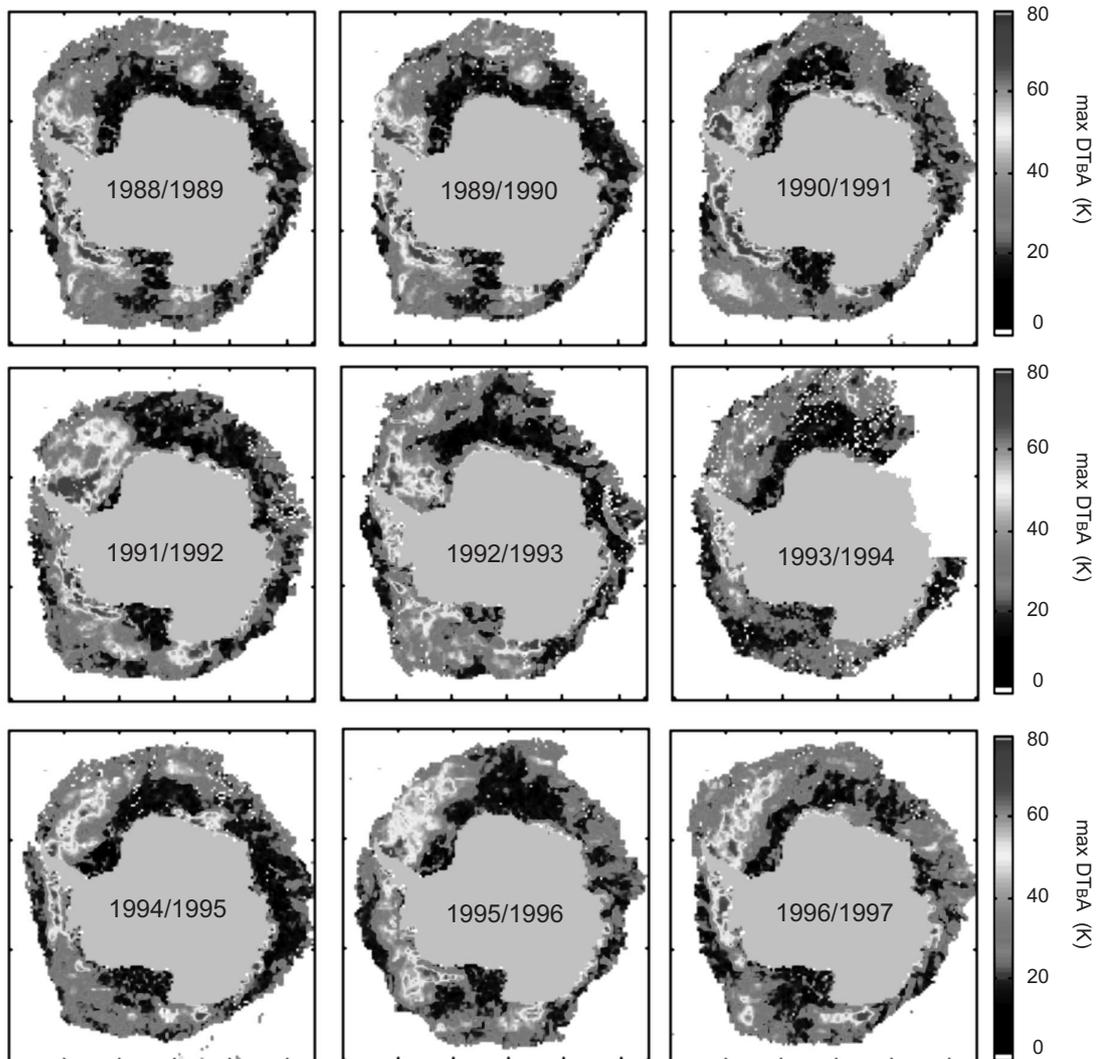
**Abbildung A.3:** Verlauf von a)  $T_{B19H}$  und  $T_{B19V}$ , b) Meereiskonzentration (bootstrap), c) Radar-Rückstreuung (QuikSCAT) und c) des XPGR Parameters während eines Jahres im westl. Weddellmeer ( $68^\circ\text{S}$ ,  $55^\circ\text{W}$ , links) und in der zentralen Beaufort-See ( $75^\circ\text{N}$ ,  $150^\circ\text{W}$ , rechts). Die Zeitreihen sind jeweils auf das Sommerhalbjahr zentriert (Antarktis: 2000/2001; Arktis 2000).



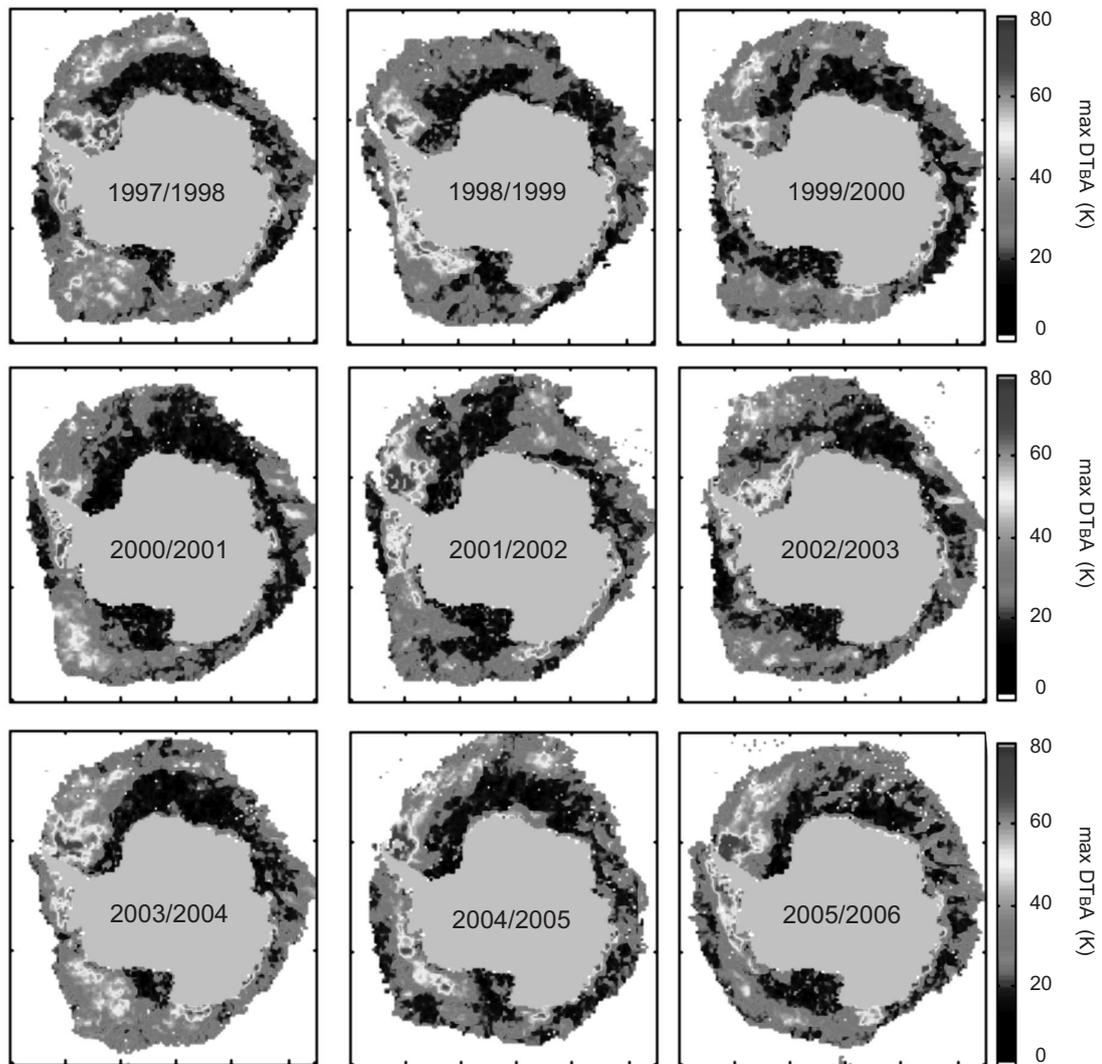
**Abbildung A.4:** Silhouettendarstellung der Ergebnisse der *k-means* Clusteranalyse. Trennungsgütemass der einzelnen Beobachtungen bei verschiedener Anzahl getrennter Cluster: 2 Cluster (links), 3 Cluster (2.v.links), 4 Cluster (2.v.rechts) und 5 Cluster (rechts).

		$\sigma^o$	HR	T <sub>B</sub> (19H)	PR	DT <sub>B</sub> A	T <sub>air</sub>
		2D	0,43 / 1,40 / 0,27	0,43 / 1,23 / 0,22	0,44 / 1,26 / 0,22	0,43 / <b>1,41</b> / 0,28	<b>0,47</b> / 1,19 / 0,23
3D		0,58 / 1,42 / 0,27		0,55 / 1,48 / 0,28		0,55 / 1,53 / 0,25	
		0,54 / 1,56 / 0,27		<b>0,59</b> / <b>1,71</b> / 0,28			
4D		<b>0,67</b> / 1,63 / 0,29					
		0,64 / 1,66 / 0,31					
		0,64 / 1,57 / 0,29			0,65 / <b>1,67</b> / 0,29		
5D		<b>0,76</b> / <b>1,97</b> / 0,34					
		0,73 / 1,72 / 0,32					
		0,74 / 1,76 / 0,29					
6D		<b>0,83</b> / <b>1,98</b> / 0,33					
		0,82 / 1,79 / 0,31					

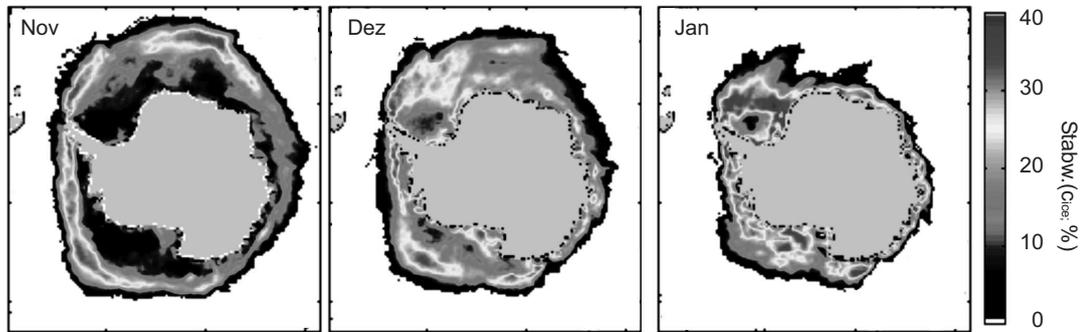
**Abbildung A.5:** Eigenschaften der euklidischen Distanzen verschiedener Wertekollektive ausgehend von XPGR in mehreren Merkmalsräumen (zwei- bis sechsdimensional) an der ISPOL-Position im Sommerhalbjahr 2004/2005. Dargestellt als Mittelwert/Maximum/Standardabweichung. Die Maxima der jeweiligen Dimensionalität sind markiert.



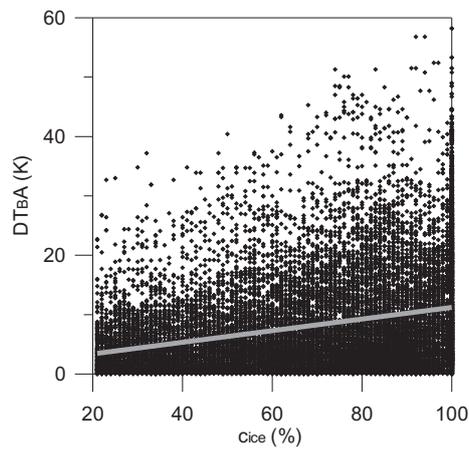
**Abbildung A.6:** Maximum des  $DT_{BA}$ -Index im Sommerhalbjahr für Meereisflächen mit einer Eiskonzentration von mehr als 20% am 1. Oktober des jeweiligen Jahres, 1988/1989 bis 1996/1997.



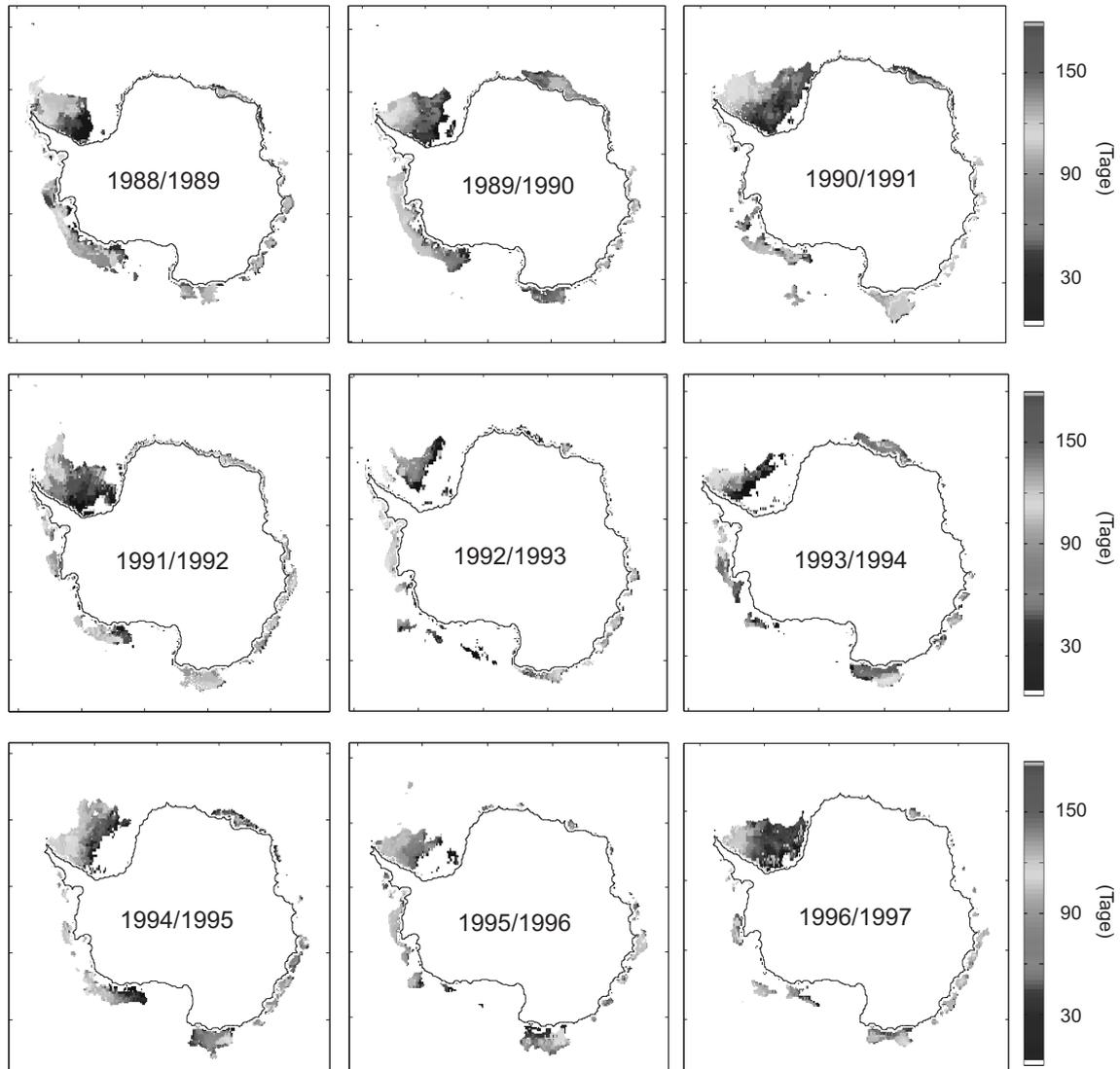
**Abbildung A.7:** Maximum des  $DT_{BA}$ -Index im Sommerhalbjahr für Meereisflächen mit einer Eiskonzentration von mehr als 20% am 1. Oktober des jeweiligen Jahres, 1997/1998 bis 2005/2006.



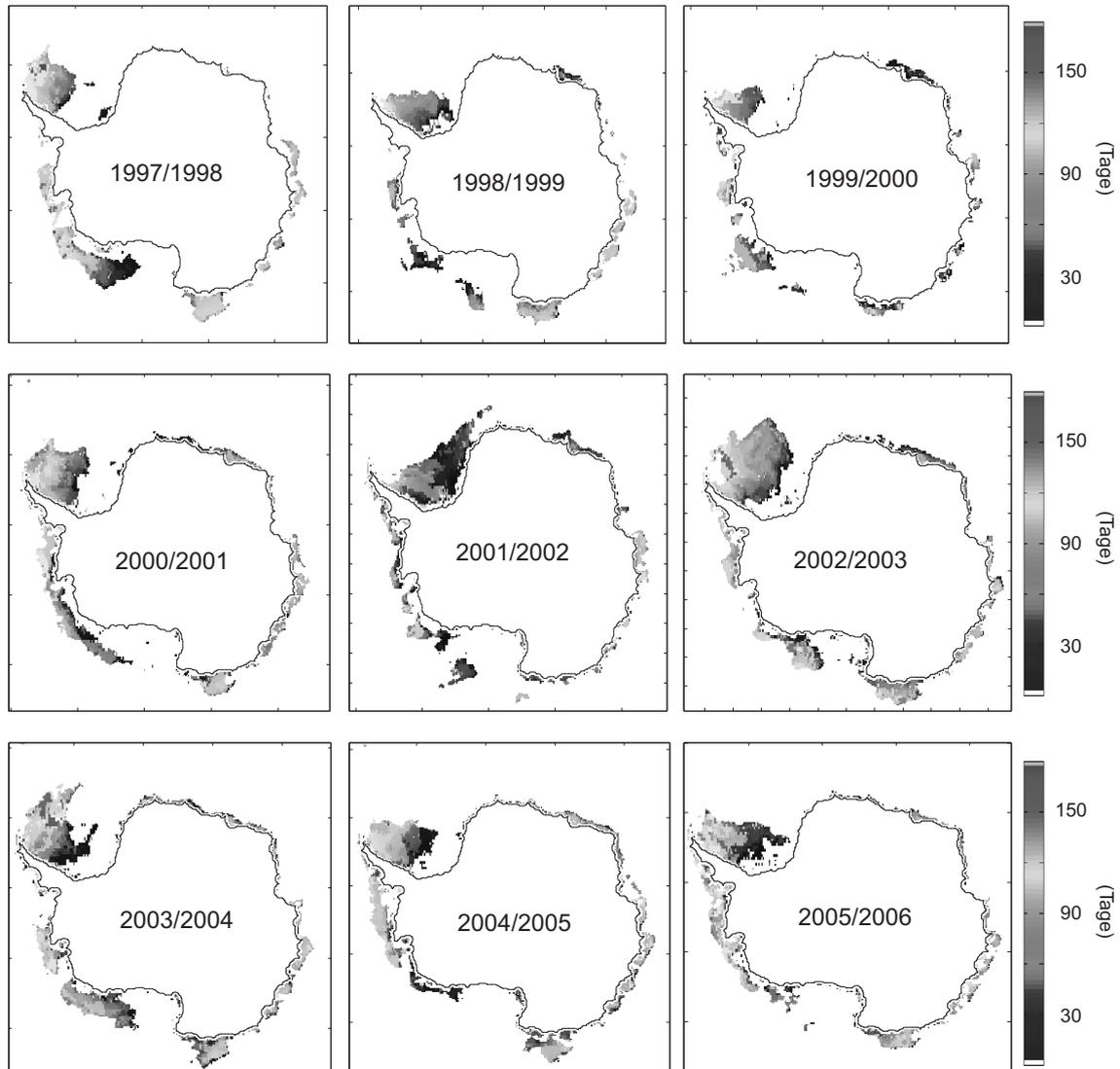
**Abbildung A.8:** Zeitl. Standardabweichung der mittleren Meereiskonzentration  $c_{ice}$  in den Monaten November bis Januar der Jahre 1988/1989 bis 2005/2006.



**Abbildung A.9:** Streudiagramm aus  $DT_{BA}$ -Werten und Meereiskonzentrationen aller am 1.12.1997 eisbedeckten Gitterzellen.



**Abbildung A.10:** Dauer der Schmelzperiode auf perennierendem Eis im Zeitraum 1988/1989 bis 1996/1997.



**Abbildung A.11:** Dauer der Schmelzperiode auf perennierendem Eis im Zeitraum 1997/1998 bis 2005/2006.

## Danksagung

An dieser Stelle möchte ich die Gelegenheit nutzen, um mich bei einigen Menschen zu bedanken, die erheblich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Zunächst danke ich Herrn Prof. Dr. A. Helbig für die Betreuung und Unterstützung dieser Dissertation. Durch seine zahlreichen Anregungen und Ideen erhielt die Arbeit wesentliche Impulse. Mein Dank gilt ferner Herrn Prof. Dr. Joachim Hill für die Erstellung des zweiten Gutachtens. Bei Herrn Prof. Dr. Günther Heinemann bedanke ich mich für die anregenden Diskussionen zur wissenschaftlichen Thematik dieser Arbeit.

Dr. Jörg Bareiss stand als Leiter des Forschungs-Projektes, in das diese Arbeit eingebettet war, immer für interessante Diskussionen und Hilfestellungen zur Verfügung. Mein Dank gilt weiterhin Dr. Christian Haas vom Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung in Bremerhaven. Durch seine konstruktiven Hinweise wurden die Untersuchungen dieser Arbeit wesentlich gefördert. Durch Dr. Christian Haas wurde mir die Teilnahme an bislang drei Forschungsexpeditionen in Arktis und Antarktis ermöglicht. Ferner bedanke ich mich bei Dr. Marcel Nicolaus für die sehr angenehme Zusammenarbeit auf dem Meereis und die unkomplizierte Bereitstellung von Daten.

Für eine kollegiale Zusammenarbeit im Fach Umweltmeteorologie an der Universität Trier bedanke ich mich neben den bereits genannten Personen herzlich bei Fr. Ute Metzen, Fr. Anne Menkhaus, Herrn Dr. Klaus Görden, Herrn Jürgen Junk sowie bei Herrn Uwe Baltes.

Dieses Dissertationsvorhaben wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Rahmen eines zweieinhalbjährigen Projektes gefördert. Ohne die vielen frei verfügbaren Datensätze wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen. Dabei gilt mein Dank insbesondere dem NSIDC (Boulder, USA), dem GHRC (Huntsville, USA), dem IFREMER (Issy-les-Moulineaux, Frankreich) und dem NCEP (Boulder, USA).

Zum guten Schluss bedanke ich mich ganz herzlich bei meiner Familie, und insbesondere meiner Frau Julia für deren Geduld, Verständnis und ungebrochene Unterstützung während der letzten Jahre.