

**Atmosphäreneinfluß bei der Fernerkundung von
Meereis mit passiven Mikrowellenradiometern**

**The influence of the atmosphere on the remote
sensing of sea ice using passive microwave
radiometers**

Christoph Oelke

**Ber. Polarforsch. 208 (1996)
ISSN 0176 - 5027**

5.2	Wolkenerkennung	65
5.2.1	Untersuchung der geographischen Verteilung mit Infrarotdaten . . .	65
5.2.2	Bestimmung von integriertem Wolkenwasser- und Wasserdampfgehalt	66
5.3	Überprüfung der modellierten Effekte	70
5.4	Korrektur von Meereiskonzentrationen	73
5.4.1	Aktuelle Tiefdruckgebiete	74
5.4.2	Monatsmittel	76
5.5	Vergleich mit dynamisch-thermodynamischen Meereismodellen	80
5.6	Zeitliche Variationen in ausgewählten Testgebieten	83
5.7	Zusätzliche Effekte in SSM/I-Daten	85
6	Schlußfolgerungen und Ausblick	89
A	Anhang	93
A.1	Modellierte Effekte von Wasserdampf und Wolken auf <i>PR</i> , <i>GR</i> und Meer- eiskonzentrationen	93
A.2	Standardfehler bei der Regression von Meereiskonzentrationen mit dem Wolkenwasserweg LWP und dem Gesamtwasserdampfgehalt W	95
A.3	Numerische Koeffizienten der Eiskonzentrationsänderungen mit atmo- sphärischen Parametern	97
A.3.1	Wolkenwasserweg LWP	97
A.3.2	Gesamtwasserdampfgehalt W	101
	Symbole und Abkürzungen	105
	Literaturverzeichnis	109
	Danksagung	117

Zusammenfassung

In dieser Arbeit werden die Effekte von Wettersystemen auf die Ableitung von Meer-eiskonzentrationen mit passiven Mikrowellenradiometern untersucht; denn durch Veränderungen bei Wolken und Wasserdampf können Fehler bei der Beurteilung kurzzeitiger Variationen und klimatologischer Trends der Meereiskonzentration auftreten. Zur Beurteilung der Wettereffekte werden die atmosphärischen Parameter Gesamtwasserdampfgehalt (W) und Wolkenwasserweg (LWP) durch Radiosondenaufstiege, aufgenommen 1992 im Packeisgebiet des Weddellmeeres/Antarktis, gemessen bzw. parametrisiert. Mit Hilfe eines Mikrowellenstrahlungstransportmodells und typischen Oberflächenemissivitäten werden aus den Radiosondenaufstiegen Helligkeitstemperaturen berechnet, die mit dem NASA-Team-Meereisalgorithmus für das SSM/I-Radiometer in Konzentrationen einjährigen und mehrjährigen Eises sowie in Gesamteiskonzentration umgerechnet werden.

Die Ergebnisse der Modellstudie zeigen, daß LWP die Gesamteiskonzentration in gleicher Größenordnung wie W scheinbar erhöht, und zwar abhängig von der Zusammensetzung der Oberflächentypen (offener Ozean sowie Eis mit einjähriger bzw. mehrjähriger Charakteristik sind radiometrisch unterscheidbar) um bis zu 10%. Die Konzentration mehrjährigen Eises wird durch LWP um bis zu 80% reduziert, während der W -Effekt mit bis zu -6% deutlich kleiner ist. Der kombinierte Effekt von LWP und W ist kleiner als die Summe der beiden einzelnen. Weitere Detailuntersuchungen am Höhenprofil des Wasserdampfes und mit verschiedenen Wolkenhöhen und -mächtigkeiten betonen die Wichtigkeit der Verwendung realer Atmosphärenmessungen im polaren Meereisgebiet.

Modellrechnungen für das SMMR-Radiometer werden zum Vergleich mit Angaben von *Pedersen* [1991] und *Maslanik* [1992] durchgeführt. Im Meereisalgorithmus für das SSM/I-Radiometer treten, hauptsächlich bedingt durch stärkere Wasserdampfeffekte bei den unterschiedlichen Meßfrequenzen, doppelt so starke Auswirkungen auf die Gesamteiskonzentration wie im SMMR-Algorithmus auf. Die Atmosphäreffekte für den Algorithmus des zukünftigen MIMR-Radiometers liegen zwischen denen von SMMR und SSM/I.

Eiskonzentrationsänderungen für das SSM/I aufgrund unterschiedlicher Oberflächenemissivitäten werden durch verschiedene „Tiepoints“ des Meereisalgorithmus untersucht. Die Änderungen können nach dieser Studie von gleicher Größenordnung sein wie die atmosphärischen Effekte von LWP .

Vergleiche werden zwischen modellierten Atmosphäreffekten und Eiskonzentrationsänderungen, abgeleitet mit Daten des SSM/I auf dem DMSP-Satelliten F-11, durchgeführt. Es zeigt sich eine gute räumliche und quantitative Übereinstimmung im Bereich frontaler Wolkenstrukturen, welche mit IR-Satellitendaten verifiziert werden.

Es wird eine Methode für die großräumige Abschätzung der benötigten Parameter LWP

und W vorgestellt. Mit deren Kenntnis können die abgeleiteten Eiskonzentrationen um die modellierten Effekte korrigiert werden. Um gleichzeitig auftretende reale Eiskonzentrationsänderungen bei Tiefdruckdurchgängen abzuschätzen, werden Meereiskonzentrationen eines dynamisch-thermodynamischen Meereismodells mit täglichem Wind- und Temperaturantrieb herangezogen.

Abstract

The effects of weather systems on sea-ice concentration retrievals using passive microwaves are investigated because significant errors in estimating short-time variations and climatological concentration trends occur due to clouds and water vapour. For the assessment of these weather effects, the atmospheric parameters *integrated water vapour content* (W) and *cloud liquid water path* (LWP) are derived from radiosonde ascents measured in the pack-ice area of the Weddell Sea/Antarctica in 1992. Using a microwave radiative transfer model and typical surface emissivities, brightness temperatures are calculated from the radiosonde ascents. The first-year, multiyear and total sea-ice concentrations are calculated using the NASA team sea-ice algorithm for the SSM/I radiometer.

The results of the model study indicate that the presence of cloud liquid water increases estimates of total sea-ice concentration by the same magnitude as the presence of water vapour – i.e. up to +10 %, depending on surface type (open ocean, first-year ice, multiyear ice). Estimates of the multiyear ice concentration are reduced by up to 80 % by cloud liquid water whereas the water-vapour effect is smaller (up to –6 %). The combined effect of LWP and W is less than the algebraic sum of the two. The importance of using realistic measurements of atmospheric conditions in the polar sea-ice area is investigated in detail for different vertical water-vapour profiles and various cloud bases and cloud heights.

Model calculations for the SMMR radiometer were made for comparison with previous estimates by *Pedersen* [1991] and *Maslanik* [1992]. Changes in total ice concentration due to water vapour and cloud liquid water predicted by the SSM/I radiometer algorithm are twice as large as those obtained from the SMMR radiometer algorithm, resulting mainly from the larger water-vapour effect at SSM/I frequencies. Atmospheric effects using the future MIMR radiometer sea-ice algorithm will be in between those from SMMR and SSM/I.

Differences in calculated ice-concentration changes for the SSM/I due to different sets of algorithm tie-points (surface emissivities) can be of the same order of magnitude as the atmospheric effect of cloud liquid water.

Comparisons are made between modelled atmospheric effects and measured sea-ice concentration changes, the latter being derived from data from the SSM/I radiometer on board the DMSP satellite F-11. In areas with large frontal cloud structures, as identified using infrared satellite data, the results are in good agreement both geographically and quantitatively.

A method is presented for a large-scale estimation of the necessary parameters LWP and W . Using these results the derived sea-ice concentrations can be corrected for the

modelled atmospheric effects. These are then compared in magnitude to estimates of real concentration changes occurring due to the passage of cyclones, as predicted from a dynamic-thermodynamic sea-ice model with daily wind and temperature forcing.

1 Einleitung

Der Bedeckungsgrad der polaren Ozeane mit Meereis ist eine der wichtigsten Klimavariablen, die mit Fernerkundungstechniken im globalen Maßstab beobachtet werden können. Präzisere Schätzungen der Eisbedeckung werden z.B. benötigt, um in Klimamodellen die Bestimmung des Wärmeaustausches zwischen Ozean und Atmosphäre zu verbessern. Numerischen Meereismodellen dienen exaktere Werte zur Verifikation und Optimierung. Wegen der Unterdrückung des turbulenten Austausches durch die stark isolierende Wirkung von Meereis werden bei Verringerung dessen Konzentration die Flüsse sensibler und latenter Wärme an die Atmosphäre stark erhöht. Die Strahlungsbilanz ändert sich drastisch bei Veränderung der Eiskonzentration oder der Ausdehnung des Packeisgebietes aufgrund der hohen Albedo von Eis bzw. schneebedecktem Eis im Vergleich zum Ozean. Erhöhte Gefrierzeiten des Eises erhöhen den Salzausstoß, führen zu verstärkter Tiefenwasserbildung und beeinflussen die Schichtung des Ozeans. Meereis hat eine so große Bedeutung, weil es das Potential hat, kleine Klimaänderungen durch eine Reihe positiver Rückkopplungsmechanismen zu verstärken (*Kellogg* [1975]). Die Identifikation kleiner Konzentrationsänderungen ist auch wichtig bei der Erkennung von langfristigen Variabilitäten bei Eisausdehnung, Konzentration und Eistyp, seien sie natürlicher oder anthropogener Ursache.

Seit dem Start des ESMR-Radiometers im Jahre 1972 gibt es passive Mikrowellenradiometer auf polarumlaufenden Satelliten, die global und mit zunehmender Verbesserung der Eichung, der zeitlichen Abdeckung und räumlichen Auflösung erst die Eiskante und die Eiskonzentration, dann ab 1978 mit dem SMMR-Radiometer und seinen fünf Frequenzen für beide Polarisationsrichtungen auch Eistypen bestimmbar machten. Seit 1987 ist das SSM/I auf bisher drei verschiedenen Satelliten der im Orbit befindliche Radiometertyp. Ab der Jahrtausendwende soll, wenn die Finanzierung gesichert ist, das MIMR-Radiometer auf europäischen, amerikanischen bzw. japanischen Satelliten fliegen (*ESA* [1990]), und neben einer deutlich verbesserten Auflösung am Boden ein erweitertes Spektrum an Meßfrequenzen besitzen. Durch die seit zweieinhalb Jahrzehnten nahezu kontinuierlichen Messungen ist (entsprechende Genauigkeit der Verfahren vorausgesetzt) die Möglichkeit zur Untersuchung klimatologischer Veränderungen von Meereisparametern gegeben.

Die Mikrowellenstrahlung der Erde ist eine komplexe Funktion der Temperatur sowie der physikalischen Zusammensetzung und der Eigenschaften der Erdoberfläche. Sie wird modifiziert durch Absorption, Emission und Streuung durch die Atmosphäre, und hier besonders durch die räumlich und zeitlich sehr variablen Wolken- und Wasserdampffelder. Die quantitative Bestimmung der fernerkundeten Meereisparameter erfolgt aus den vom

Satellitenradiometer gemessenen Strahlungsintensitäten bei diskreten Frequenzen. Für die Bestimmung von Meereiskonzentration und Eistyp aus Satellitendaten sind eine Vielzahl von Algorithmen entwickelt worden (*Zwally et al.* [1983], *Comiso et al.* [1984], *Cavalieri et al.* [1984], *Swift et al.* [1985], *Svendsen et al.* [1983]). Meist wird angenommen, daß sich mehrere Oberflächentypen im Bildelement des Radiometers befinden (offenes Wasser, einjähriges, mehrjähriges oder junges Eis). Die Gleichung für den daraus resultierenden atmosphärischen Strahlungstransport wird häufig stark vereinfacht, oder durch Zwangsbedingungen für die einflußnehmenden Parameter begrenzt. Am weitesten verbreitet sind die Algorithmen von *Comiso et al.* [1984] (Kap. 2.4) sowie der hier besonders intensiv untersuchte NASA-Team-Meereisalgorithmus (*Cavalieri et al.* [1984]) (Kap. 2.3). Letzterer nutzt Verhältnisse von Strahlungsintensitäten als unabhängige Variablen, mit dem Vorteil, daß zeitliche und räumliche Variationen der Eistemperatur nicht gemessen oder geschätzt werden müssen. Mit Ausnahme eines Wetterfilters für den Bereich des offenen Ozeans wurden Atmosphäreneffekte im Packeisgebiet bisher als vernachlässigbar klein betrachtet, so daß keine Korrekturen vorgenommen wurden.

Vergleiche der abgeleiteten Eisgrößen mit Bodenmessungen bzw. weiteren Fernerkundungsverfahren zeigen, daß die Meereiskonzentrationen aus passiven Mikrowellenbeobachtungen verbessert werden müssen, insbesondere für das bisher schwerer zugängliche Meereisgebiet des südlichen Ozeans um die Antarktis. Die Überprüfung des NASA-Team-Algorithmus mit Satellitendaten des sichtbaren Spektralbereichs (*Steffen und Schweiger* [1991], *Burns* [1993]) oder mit Mikrowellen- und Radarmessungen von Flugzeugen (*Cavalieri et al.* [1991]) offenbart bei arktischen Situationen eine Unsicherheit von 3–10 % in der Gesamteiskonzentration, und von 10–25 % im Anteil mehrjährigen Eises. Fehler in der Eiskonzentration resultieren zum einen aus Variationen der Meereisemissivität durch Veränderungen von Temperatur, Salzgehalt und Schneebedeckung. Zum Beispiel wird bei einer trockenen Schneedecke auf dem Eis durch verstärkte Volumenstreuung ein scheinbar höherer Pozentzatz älteren Eises berechnet, und im Sommer bei nassem Schnee mit hoher Emissivität sowie Schmelztümpeln ist keine Eisklassifikation mehr möglich. Zum anderen kommen verfälschte Eiskonzentrationen durch Fehler bei den vorgegebenen Eckwerten (Tiepoints) der sogenannten reinen Oberflächentypen und insbesondere durch eine unzureichende Behandlung der Atmosphäre und deren Variabilität zustande.

Schwerpunktmäßig wird in dieser Arbeit das Meereisgebiet des Weddellmeeres, im südantarktischen Sektor der Antarktis gelegen (Abb. 1.1), untersucht. Hier treten im Vergleich zum arktischen Meereis einige Besonderheiten auf: Der Jahresabgang der Eisbedeckung unterliegt dramatischen Schwankungen, von $8-10 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ bei Maximalausdehnung im September, bis zum Minimum von $1-2 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ im Februar (*Zwally et al.* [1983]). Nur

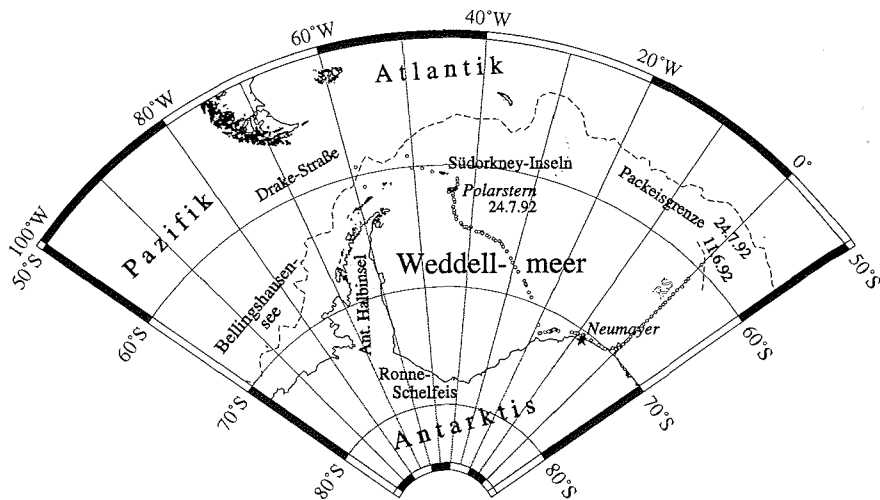


Abb. 1.1: Geographische Lage des Untersuchungsgebietes des Weddellmeeres sowie in der Arbeit verwendeter Bezeichnungen. Die kleinen Kreise markieren die Positionen, an denen von F.S. Polarstern im Winter 1992 Vertikalsondierungen der Atmosphäre mit Radiosonden (RS) durchgeführt wurden.

der westliche Teil des Weddellmeeres ist permanent eisbeckt, doch infolge der zyklonalen Eiszirkulation und starken sommerlichen Abschmelzprozessen im Randbereich zum offenen Ozean ist kaum mehr als zweijähriges Eis vorhanden. Der größte Teil des Eises des Weddellmeeres ist einjährig. Wegen der nicht von Landmassen begrenzten Lage am Rande des Südatlantiks wird das Meereis des Weddellmeeres stark von Wettersystemen der Westwindzone beeinflusst, im Nordpolargebiet nur vergleichbar mit Grönland- oder Beringsee. Durchziehende Tiefdruckgebiete nehmen mit einer Periodizität von 4–7 Tagen sogar noch in 1200 km Entfernung zur Eiskante Einfluß auf das Meereisregime des Weddellmeeres (Massom [1992]). Die Eiskonzentration hängt ab vom Wind-, dem Temperatur- sowie dem kurz- bzw. langwelligen Strahlungsfeld. Durch Tiefdruckgebiete bedingte Starkwinde bewirken Divergenzen entlang ihrer Zugbahn und reißen das Packeisgebiet hoher Eiskonzentration auf. Nachfolgend findet Konvergenz und bei entsprechend niedrigen Temperaturen Zufrieren der entstandenen offenen Wasserflächen statt. Im Winter, bei nur geringer kurzweiliger Einstrahlung, dominieren langwellige Ausstrahlung bzw. die Gegenstrahlung von Wolken die Strahlungsbilanz. Weiterhin beeinflussen die extrem starken und persistenten katabatischen Fallwinde vom Kontinent die an die Küsten der Antarktis angrenzenden Meereisgebiete, wodurch sich offene Wasserflächen bilden können. Auf den so entstandenen Polynyen bildet sich Neueis in Gebieten sonst älteren Eises.

Umgekehrt können deutliche Erniedrigungen der Eiskonzentration den Wärmeeintrag des Ozeans an die Atmosphäre erhöhen und sowohl die Häufigkeit der Zyklogese als auch die Lebensdauer von Tiefdruckgebieten beeinflussen (*Ackley* [1981]).

Weitere Wettereffekte, die im Gegensatz zu realen Konzentrationsänderungen nur bei Satellitenmessungen von außerhalb der Troposphäre auftreten, werden durch Wolken und Wasserdampf verursacht, die das Mikrowellenstrahlungsfeld des Meereises modifizieren. Die hierfür resultierenden Fehler bei Schätzungen der Meereiskonzentration mit dem NASA-Team-Algorithmus werden bei *Cavalieri et al.* [1984] und *Cavalieri* [1992] beispielhaft abgeschätzt. *Pedersen* [1991] sowie *Maslanik* [1992] erweitern die Untersuchungen mit dem Algorithmus für das SMMR-Radiometer auf Strahlungstransportrechnungen für weitere Fälle.

In dieser Studie wird Mikrowellenstrahlung mit Hilfe eines Strahlungstransportmodells simuliert, woraufhin die daraus abgeleiteten Konzentrationen einjährigen und mehrjährigen Eises sowie die totale Eiskonzentration bei einer Vielzahl von Oberflächenzusammensetzungen und Atmosphärenzuständen sowohl für den SMMR- als auch für den SSM/I- und den zukünftigen MIMR-Meereisalgorithmus untersucht werden. Der zweite Schritt ist der Vergleich mit Konzentrationsänderungen, die aus gemessenen Satellitendaten des SSM/I-Radiometers abgeleitet werden sowie die Korrektur um die Effekte der atmosphärischen Parameter.

1.1 Überblick über diese Arbeit

In Kapitel 2 werden die radiometrischen Eigenschaften von Meereis im Mikrowellenspektralbereich erläutert und die beiden wichtigsten Algorithmen zur Ableitung von Meereiskonzentrationen vorgestellt. Hier werden auch die Satellitenradiometer beschrieben, welche die Meßdaten für die Algorithmen liefern, und für deren Spezifikationen die Berechnungen der Atmosphäreneffekte in Kapitel 4 durchgeführt werden.

Kapitel 3 enthält eine Einführung in den Mikrowellenstrahlungstransport in der Atmosphäre. Das Strahlungstransportmodell für die Berechnung der Strahlungsintensitäten am Oberrand der Atmosphäre wird erläutert, und die für diese Berechnungen benötigten Oberflächenbedingungen und Atmosphärenprofile in den Polargebieten werden charakterisiert.

Der Einfluß der wichtigsten Störparameter (Wolken und Wasserdampf) bei der Ableitung von Eiskonzentrationen wird anhand von Modellrechnungen detailliert in Kapitel 4 gezeigt. Insbesondere wird auf die realistische Behandlung von Wolken und Wasserdampf durch

Verwendung von Beobachtungen direkt aus dem Meereisgebiet des Weddellmeeres Wert gelegt, und die durch deren natürliche Variationen auftretenden Effekte werden quantifiziert. Weiter wird der Betrag der Atmosphäreneffekte gegenüber demjenigen durch Änderung der Oberflächenemissivität untersucht. Zum Vergleich mit früheren Schätzungen aus der Literatur für den Atmosphäreneffekt auf Meereiskonzentrationen werden Rechnungen für den SMMR-Algorithmus durchgeführt. Für den SSM/I-Algorithmus werden Regressionsrechnungen für eine stetige Beschreibung der auftretenden Konzentrationsänderungen mit den atmosphärischen Parametern durchgeführt (numerische Werte im Anhang), um in Kapitel 5 per Satellit abgeleitete Konzentrationen korrigieren zu können.

Für SSM/I-Satellitendaten (Kapitel 5) werden die scheinbaren Konzentrationsänderungen anhand von IR-Satellitenmessungen und Beobachtungen vor Ort mit dem Eisbrecher *F.S. Polarstern* identifiziert, gleichzeitig auftretenden Wettersystemen zugeordnet und mit den modellierten Änderungen verglichen. Mit Parametrisierungen für Wolkenwasser- und Wasserdampfgehalt werden sowohl aktuelle Eissituationen als auch Monatsmittelwerte um den Atmosphäreneffekt korrigiert. Abschließend werden die bei der Fernerkundung im Mikrowellenbereich auftretenden Eiskonzentrationsänderungen mit denen, die ein numerisches dynamisch-thermodynamisches Meereismodell bei Tiefdruckgebetsdurchgängen liefert, in Beziehung gesetzt.

2 Meereiserkennung mit Mikrowellen

2.1 Eisbildung und Eistypen

Von Meereis spricht man, wenn Eis durch Gefrieren des salzigen Meerwassers entstanden ist. Dies geschieht für eine typische Salinität von 34 psu bei etwa -1.8°C . Anfangs bildet sich ein Eisbrei aus Eisplättchen und -nadeln, der bei schwachem Wind zu einer geschlossenen Neueisdecke (Nilas) zuwachsen kann. Bei Wellenbildung kommt es zu Zusammenstößen kleiner verfestigter Eisbereiche und zur Entstehung von Pfannkucheneis, fast kreisrunden Scheiben von annähernd gleicher Größe, deren Ränder wulstartig aufgebogen sind.

Treibeisdecken werden nach Alter und Dicke unterschieden (WMO [1989]). Junges Eis ist eine dünne, nur noch wenig elastische Eisdecke mit einer Dicke von 10–30 cm. Mit wachsender Mächtigkeit entsteht mit Dicken zwischen 0.3 und 2 m einjähriges Eis (*first-year ice*, FY). Sein Salzgehalt liegt zwischen 16 und 4 psu und es kann eine bis zu 50 cm hohe Schneeschicht tragen. Meereis, das mindestens eine Schmelzperiode überstanden hat, wird zwei- und schließlich mehrjähriges Eis (*multiyear ice*, MY) genannt. Hier können Mächtigkeiten von 2 bis 5 m auftreten, mit Schneeauflagen von über einem Meter. Der Salzgehalt ist durch Drainage von im Eis eingeschlossener flüssiger Salzlake auf 4 bis 1 psu reduziert. Die entstehenden Luftbläschen streuen Mikrowellenstrahlung und bewirken bei mehrjährigem Eis eine mit höherer Frequenz zunehmende charakteristische Reduzierung der Helligkeitstemperaturen (Abb. 2.1). Deutlich radiometrisch unterscheidbar sind die drei Oberflächentypen offenes Wasser (*open water*, OW), einjähriges und mehrjähriges Eis. Im allgemeinen ist Meereis aber ein komplexes inhomogenes und anisotropes Medium, das sich nie in einem physikalischen Gleichgewichtszustand befindet und etliche Zwischenstufen zwischen den definierten Eistypen annehmen kann. Zum Beispiel liegt die Emissivität von Neueis mit Dicken im Bereich der hier betrachteten Wellenlängen (1 bis 2 cm) zwischen der von Wasser und einjährigem Eis. Die Emissivität mehrjährigen Eises kann je nach Alter und der während der Schmelzperiode einwirkenden Erosionsmechanismen variabel sein. Abb. 2.1 zeigt mittlere Meßwerte aus beiden Polargebieten (Eppler *et al.* [1992]), wobei die Standardabweichungen bei MY bis zu über 10 %, bei OW etwa 4 % und bei FY etwa 2 % betragen.

Für die Fernerkundung von Meereisparametern im Mikrowellenbereich stehen verschiedene Auswerteverfahren zur Verfügung. Die meisten Klassifikationen sind für das SMMR-Radiometer (Kap. 2.2.1) entwickelt worden, aber fast alle sind auf das hier hauptsächlich betrachtete SSM/I-Radiometer übertragbar. Pedersen [1991] gibt einen Überblick über die Verfahren, von denen die von Cavalieri *et al.* [1984] (Kap. 2.3) und Comiso *et al.* [1984]

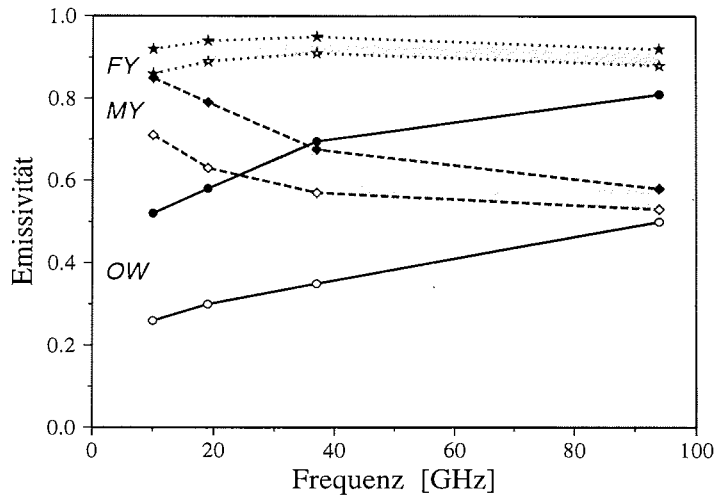


Abb. 2.1: Frequenzabhängigkeit der Emissivitäten von offenem Wasser (OW, durchgezogene Linien), einjährigem Eis (FY, gepunktet) und mehrjährigem Eis (MY, gestrichelt) aus Messungen in Arktis und Antarktis (siehe Eppler et al. [1992]). Gefüllte Symbole markieren vertikale Polarisation, offene Symbole horizontale Polarisation.

(Kap. 2.4) am weitesten verbreitet sind. Alle Verfahren leiten aus Satellitenmessungen entweder die totale Eiskonzentration oder die Anteile von einjährigem Eis, mehrjährigem Eis und offenem Wasser ab.

2.2 Satellitendaten

2.2.1 Mikrowellenbereich

In dieser Arbeit werden Mikrowellendaten des auf dem polarumlaufenden Satelliten DMSP-F11 (*Defense Meteorological Satellite Program*) stationierten Radiometer SSM/I (*Special Sensor Microwave/Imager*) (Hollinger et al. [1987], NSIDC [1996]) ausgewertet. Seit 1987 waren drei SSM/I-Radiometer im Orbit und haben kontinuierliche Messungen gewährleistet. Der Satellit umkreist die Erde in 830 km Höhe sonnensynchron mit einer Geschwindigkeit von 6.6 km/s und benötigt 101 Minuten für einen Erdumlauf. Die Polargebiete werden mit Ausnahme zweier 2.4° kleiner Sektoren um die Pole bis zu einer Breite von 55° täglich mindestens einmal vermessen. Der Äquatorübergang erfolgt beim südwärtigen Überqueren um etwa 05:00 LST (*local solar time*), beim nordwärtigen um etwa 17:00 LST. Das SSM/I mißt Strahlung der Erdoberfläche bzw. der Atmosphäre bis

Tabelle 2.1: Übersicht über die wichtigsten Eigenschaften der drei satellitengetragenen Mikrowellenradiometer *Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR)*, *Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I)* und *Multifrequency Imaging Microwave Radiometer (MIMR)*.

	<i>SMMR</i>	<i>SSM/I</i>	<i>MIMR</i>
<i>Satellit</i>	Nimbus-7	DMSP-F8, F10, F11	METOP, EOS
<i>Betriebszeit</i>	1978–1987	seit 1987	ab 2001
<i>Orbithöhe</i>	955 km	830–880 km	≈ 705 km
<i>Zenitwinkel</i>	50.2°	53.1°	≈ 50°
<i>Abtastbreite</i>	780 km	1394 km	≈ 1230 km
<i>Antennendurchmesser</i>	0.79 m	0.65 m	1.60 m

<i>Meßfrequenz</i>	<i>Polarisation</i>	<i>räuml. Auflösung (km × km)</i>		
6.6 GHz	V/H	171 × 157	–	–
6.8 GHz	V/H	–	–	60 × 39
10.7 GHz	V/H	111 × 94	–	38 × 25
18.0 GHz	V/H	68 × 67	–	–
18.7 GHz	V/H	–	–	22 × 14
19.35 GHz	V/H	–	69 × 43	–
21.0 GHz	V/H	60 × 56	–	–
22.235 GHz	V	–	60 × 40	–
23.8 GHz	V/H	–	–	20 × 13
36.5 GHz	V/H	–	–	11.6 × 7.5
37.0 GHz	V/H	35 × 34	37 × 28	–
85.5 GHz	V/H	–	15 × 13	–
90.0 GHz	V/H	–	–	4.8 × 3.1

Frequenzen von 37 GHz mit einem Abtastabstand von 25 km, darüber mit 12.5 km.

Modellrechnungen werden auch für zwei weitere Radiometer, das SMMR und das MIMR, durchgeführt. Das SMMR (*Scanning Multichannel Microwave Radiometer*) (Gloersen und Barath [1977]) war zwischen 1978 und 1987 auf dem Satelliten Nimbus-7 im Orbit. Es war nur jeden zweiten Tag in Betrieb und hatte eine nur halb so große Abtastbreite wie das SSM/I. Flughöhe, Zenitwinkel und Meßfrequenzen sind leicht unterschiedlich zu denen von SSM/I (Tab. 2.1).

Das MIMR-Radiometer (*Multifrequency Imaging Microwave Radiometer*) (ESA [1990]) soll ab etwa dem Jahre 2001 auf europäischen METOP- und amerikanischen EOS-Satelliten

fliegen. Es wird ähnliche Charakteristiken wie das SSM/I haben, jedoch einen 1.6 m großen Parabolreflektor (gegenüber 0.65 m bei SSM/I), und zusätzlich zwei niederfrequente Kanäle, geeignet z.B. für die Fernerkundung von Oberflächentemperaturen. Die Größe der Meßpixel am Boden wird bestimmt durch Flughöhe, Geschwindigkeit und Scangeometrie des Satelliten und ist weiterhin umgekehrt proportional zum Antennendurchmesser und der Meßfrequenz. Deshalb wird mit dem MIMR bei ähnlichen Frequenzen eine etwa dreimal so hohe Bodenauflösung (EFOV, *effective field of view*) erzielt werden wie mit SMMR oder SSM/I. Für Vergleiche der atmosphärischen Effekte in Eiskonzentrationsalgorithmen bei verschiedenen Satellitenradiometern sind unterschiedliche Meßfrequenzen und Zenitwinkel die wesentlichen Faktoren. Die wichtigsten Eigenschaften der drei Radiometer sind als Vergleich in Tab. 2.1 zusammengefaßt.

2.2.2 Infraroter Spektralbereich

Die Wolkenerkennung wird mit Daten des OLS-Radiometers (*Operational Linescan System*), das ebenfalls auf DMSP-Satelliten stationiert ist, und Daten des AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*), welches auf Satelliten der TIROS-N-Serie (*Television and Infrared Observing Satellite*) der NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) fliegt, durchgeführt. Da während der Polarnacht keine Daten im sichtbaren Spektralbereich vorliegen, werden für die Winteruntersuchungen dieser Arbeit (Juni bis August 1992) nur die Infrarotkanäle bei 11.5–12.5 μm (AVHRR, Kanal 5) und 10.5–12.6 μm (OLS) benutzt. Die Kanäle befinden sich im sogenannten infraroten atmosphärischen Fensterbereich zwischen 8 und 13 μm , wo atmosphärische Gase (Wasserdampf (H_2O), Kohlendioxid (CO_2) bzw. Ozon (O_3)) nur schwach absorbieren. Das AVHRR hat eine Abtastbreite von 2700 km und eine räumliche Bodenauflösung von 1.1 km im Nadir sowie 4 km am Rande des Abtaststreifens. Das OLS mißt über die gesamte Abtastbreite von 4037 km mit einer Auflösung von 0.6 km. Für eine Beurteilung des Atmosphärenzustandes in SSM/I-Szenen (Kap. 5) sind keine exakt zeitgleichen Infrarotdaten verfügbar – der zeitliche Abstand beträgt aber höchstens einige Stunden.

2.3 NASA-Team-Algorithmus

Bei diesem am weitesten verbreiteten Satellitenalgorithmus zur Meereisbestimmung wird davon ausgegangen, daß die drei Oberflächentypen einjähriges Eis (*first-year ice*, FY), mehrjähriges Eis (*multiyear ice*, MY) und offenes Wasser (*open water*, OW) das Strahlungssignal in den polaren Meereisgebieten bestimmen. Daher kann bei einer Frequenz ν und einem Satellitenblickwinkel θ die Oberflächenemission (Term 1 in Gl. 3.2) als Summe

der drei einzelnen Anteile ausgedrückt werden:

$$T_{B,\nu\theta} = CF \cdot T_{B,FY,\nu\theta} + CM \cdot T_{B,MY,\nu\theta} + CW \cdot T_{B,OW,\nu\theta} \quad (2.1)$$

CF, CM und CW sind die entsprechenden Konzentrationen der Oberflächentypen, wofür $CF + CM + CW = 1$ gilt. Um die beiden unabhängigen Konzentrationen bestimmen zu können, werden Sensoren benötigt, die bei mindestens zwei Frequenzen oder Polarisationen messen. Beim SSM/I wird die Differenz der Kanäle bei 19.35 GHz (H + V), d.h. die Polarisation bei 19.35 GHz, zur Unterscheidung von offenem Wasser und Eis verwendet (vgl. Polarisationen in Abb. 2.1). Zusätzlich wird der Gradient der Kanäle bei 37 GHz (V) und 19.35 GHz (V) dazu benutzt, um zwischen jungem und altem Eis zu unterscheiden (siehe Abb. 2.1). Der NASA-Team-Algorithmus (*Cavalieri et al.* [1984]) basiert deshalb auf zwei unabhängigen Variablen, dem Polarisationsverhältnis (*polarization ratio*) PR und dem Gradientverhältnis (*gradient ratio*) GR , die folgendermaßen definiert sind:

$$PR = \frac{T_B(19V) - T_B(19H)}{T_B(19V) + T_B(19H)} \quad (2.2) \quad GR = \frac{T_B(37V) - T_B(19V)}{T_B(37V) + T_B(19V)} \quad (2.3)$$

Mit Gl. 2.1 für die drei verwendeten Kanäle und Einsetzen in PR und GR kann das Gleichungssystem gleichzeitig nach der Konzentration einjährigen (CF) bzw. mehrjährigen Eises (CM) gelöst werden. Dabei wird davon ausgegangen, daß die Atmosphärenterme 2, 3 und 4 der Strahlungstransportgleichung 3.2 in den Polargebieten vernachlässigt werden können.

$$CF = (f_0 + f_1 PR + f_2 GR + f_3 PR \cdot GR) / D \quad (2.4)$$

$$CM = (m_0 + m_1 PR + m_2 GR + m_3 PR \cdot GR) / D \quad (2.5)$$

Die numerischen Koeffizienten f_i , m_i und D sind durch Helligkeitstemperaturen der reinen Oberflächentypen (Tiepoints, Kap. 3.3.2) bestimmt (*Gloersen und Cavalieri* [1986]). Die totale Eiskonzentration (CT) wird als Summe von CF und CM berechnet.

In der Antarktis resultiert der radiometrische Unterschied zwischen einjährigem und zwei- oder mehrjährigem Eis nicht hauptsächlich aus Volumenstreuung der leeren Soleporen des älteren Eises, sondern auch aus Volumenstreuung der dort größeren Schneehöhe auf dem Eis. Deshalb werden in der Antarktis die beiden Eistypen oft neutral als Typ „A“ und Typ „B“ bezeichnet (*Cavalieri* [1992]). Im westlichen Weddellmeer verbleibt allerdings, sonst untypisch für die Antarktis, auch im Sommer Meereis, so daß hier der größte Teil des antarktischen Meereises existiert, der älter als ein Jahr ist (*Ackley* [1981]). Zusätzlich wirkt sich im westlichen Weddellmeer die mit dem Eisalter zunehmende Schneehöhe (drei-

bis viermal so hoch wie im östlichen Weddellmeer, *Eicken et al.* [1994]) auf das gemessene Strahlungssignal aus.

Steffen und Maslanik [1988] hatten auch die Kanäle bei 37 GHz zur Beurteilung der Polarisation getestet, doch wird mit *PR* (19 GHz) bessere Übereinstimmung von Eiskonzentrationen mit LANDSAT-Aufnahmen (sichtbarer Spektralbereich) erzielt, und die atmosphärische Transparenz ist bei 19 GHz höher.

Über dem eisfreien Ozean können durch Wettereffekte (Wolken, Wasserdampf, Regen, Wind) scheinbare Eiskonzentrationen mit dem NASA-Team-Algorithmus berechnet werden. Deshalb wurden Abschneidewerte bei *GR* zur Separation von offenem Ozean und Meereis eingeführt. Dieses Verfahren, Wetterfilter genannt, setzt beim SMMR-Radiometer scheinbare Eiskonzentrationen bei $GR > 0.08$ auf 0% (*Gloersen und Cavalieri* [1986]). Für SSM/I-Messungen wird zusätzlich zu *GR* von 0.05 (*Cavalieri et al.* [1991]) ein Grenzwert von 0.045 für $GR_{22V/19V}$ benutzt (*Cavalieri et al.* [1995]), der Wasserdampfeffekte bei 19.35 GHz besser ausschließt (vgl. S. 39 f. und Abb. 4.3).

Da Helligkeitstemperaturen im Mikrowellenbereich proportional zur physikalischen Temperatur der emittierenden Oberfläche sind, können Unterschiede in der Oberflächentemperatur bei den meisten Meereisalgorithmen signifikante Fehler bei den Konzentrationen verursachen. Durch Einsatz von Quozienten der Helligkeitstemperatur bei *PR* und *GR* kann die Empfindlichkeit des NASA-Team-Algorithmus für Variationen der physikalischen Oberflächentemperatur auf 1% pro 10 K stark reduziert werden (*Cavalieri et al.* [1984]). Völlig ist die Temperaturabhängigkeit nicht zu beseitigen, da alle Satellitenkanäle unterschiedliche radiometrische Auflösungen am Boden haben (siehe Tab. 2.1), und weiterhin die Strahlung bei unterschiedlichen optischen Dicken der einzelnen Frequenzen aus nicht exakt derselben Meereisschicht gemessen wird (*Steffen et al.* [1992]).

Anstelle der SSM/I-Kanäle bei 19.35 GHz wurde mit dem SMMR-Radiometer Strahlung bei 18 GHz gemessen und neben dem 37 GHz-Kanal für den Meereisalgorithmus verwendet. Beim zukünftigen MIMR-Radiometer sind dafür Frequenzen von 18.7 und 36.5 GHz vorgesehen.

2.4 Comiso-Algorithmus

Ein weiterer Meereisalgorithmus, der neben dem NASA-Team-Algorithmus vom *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC) auf CD-ROM verbreitet wird, ist der Comiso-Algorithmus (*Comiso et al.* [1984], *Comiso* [1986]). Er basiert auf der Bestimmung von Clustern definierter radiometrischer Eigenschaften im Parameterraum der Helligkeitstemperaturen bzw. Emissivitäten. Eiskonzentration und Eistyp werden als lineare Interpolation aus dem Dreieck der drei reinen Oberflächentypen (z.B. FY, MY und OW) abgeleitet.

Während sich bei hohen Eiskonzentrationen in der zentralen Arktis die Kanäle $T_B(37V)$ und $T_B(37H)$ am geeignetsten erwiesen haben, wird für zeitlich variable Gebiete meist niedrigerer Konzentrationen in Arktis und Antarktis die Kanalkombination $T_B(37V)$ und $T_B(19V)$ verwendet, womit eine Überlappung von Datenpunkten offenen Wassers und denen niedriger Eiskonzentration vermieden wird (*Comiso und Sullivan* [1986]). Ebenfalls können so Meßwerte entlang der Geraden von 100 % Eisbedeckung von denen niedrigerer Konzentration besser unterschieden werden.

Die Gesamtkonzentration CT erhält man aus dem einfachen Verhältnis der Längen zwischen Meßwert und dem Eckpunkt für offenes Wasser (OW-Tiepoint) einerseits, und dem Wert auf der Linie für 100 % Eis ($T_{B,I}$) und wiederum dem OW-Tiepoint andererseits (vgl. Abb. 12 in *Comiso* [1986]):

$$CT = \frac{T_B(19V) - T_{B,OW}(19V)}{T_{B,I} - T_{B,OW}(19V)} \quad (2.6)$$

Analog wird der Anteil mehrjährigen Eises F_{MY} erhalten:

$$F_{MY} = 1 - \frac{T'_{B,I} - T_{B,MY}(37V)}{T_{B,FY}(37V) - T_{B,MY}(37V)} \quad (2.7)$$

Die Schnittpunkte $T_{B,I}$ und $T'_{B,I}$ werden aus den Helligkeitstemperaturen der Eckwerte bei OW, FY und MY (Tab. 3.2) sowie den Meßwerten $T_B(37V)$ und $T_B(19V)$ berechnet. Schließlich ist die Konzentration mehrjährigen Eises $CM = F_{MY} \cdot CT$ und die des einjährigen Eises $CF = CT - CM$.

Ähnlich wie beim *GR*-Filter des NASA-Team-Algorithmus wird beim *Comiso*-Algorithmus eine Gerade definiert (für die Südhemisphäre mit Steigung 0.8 und Achsenabschnitt 21.5 (*NSIDC* [1996])), die zum Ausschluß von Wettereffekten über offenem Ozean dient. Beim *SSM/I* mit seiner größeren Wasserdampfempfindlichkeit wird ein zusätzliches Ausschlußkriterium für 14 K in der Differenz zwischen $T_B(22V)$ und $T_B(19V)$ angewandt. Aus theoretischen Überlegungen und Modellrechnungen wird für den *Comiso*-Algorithmus unter günstigen Bedingungen (keine Schmelztümpel, neues oder nasses Eis vorhanden) ein Fehler von 5 % in CT bei hohen Konzentrationen, und von 10 % im jahreszeitlich variablen Eisbereich angegeben.

3 Strahlungstransport in der Atmosphäre

Die Strahlungstransporttheorie ist die physikalische Vorschrift, welche die geophysikalischen Parameter in Strahlungsintensitäten umsetzt. In dieser Arbeit werden Strahlungstransportrechnungen im Mikrowellenbereich durchgeführt (Frequenz 1 bis 300 GHz, Wellenlänge 30 cm bis 1 mm). Nach einer allgemeinen theoretischen Einführung werden das Strahlungstransportmodell und die dafür benutzten Eingabeparameter über Ozean und Meereis beschrieben. Es folgt eine ausführliche Charakterisierung der für die Rechnungen verwendeten Atmosphären des Weddellmeerdatensatzes.

3.1 Grundlagen, Oberflächenemission

Alle Körper senden nach dem Planck'schen Gesetz Strahlung gemäß ihrer absoluten Temperatur aus. Im Mikrowellenspektralbereich kann die spektrale Strahldichte eines Emitters direkt proportional zur Temperatur des Körpers gesetzt werden (Rayleigh-Jeans-Approximation) und wird als Helligkeitstemperatur $T_B(\nu)$ (engl.: *brightness temperature*) ausgedrückt. Die Helligkeitstemperatur (Einheit: Kelvin) repräsentiert bei einer Frequenz ν den Strahlungseinfall auf die Antenne eines Radiometers in Richtung des Hauptstrahls. Nichtschwarzen Körpern, die nur einen Teil der Schwarzkörperstrahlung emittieren, wird ein spektrales Emissionsvermögen ϵ_ν , mit $0 \leq \epsilon_\nu < 1$, zugeordnet, welches das Verhältnis aus abgestrahlter Strahldichte und Strahldichte eines Schwarzkörpers gleicher Temperatur T beschreibt.

$$T_B(\nu) = \epsilon_\nu \cdot T \quad (3.1)$$

Man spricht von solchen Graukörpern als Strahlern mit einer niedrigeren Helligkeitstemperatur als ihrer physikalischen Temperatur. Die Emissivität der Ozeanoberfläche ist neben der Frequenz ν abhängig vom Zenitwinkel θ , vertikaler (V) oder horizontaler (H) Polarisation sowie Temperatur und Salzgehalt des Wassers (*Ulaby et al. [1986]*). Der Einfluß des Bodenwindes v_0 macht sich über Rauigkeitserhöhung und ansteigende Schaumkonzentration bemerkbar (*Nordberg et al. [1971]*). Bei Meereis ist das Alter entscheidend, wobei sich bei zwei- oder mehrjährigem Eis durch Drainage von Salzlake Luftbläschen bilden und insbesondere bei höheren Frequenzen die Emissivität durch Streuung erniedrigen. Eine auf dem Meereis aufliegende trockene Schneedecke kann durch Streuung ebenfalls wie Eis niedrigerer Emissivität erniedrigte Helligkeitstemperaturen bewirken (*Garrity [1993]*). Für feuchte Schneeschichten wird die Emissivität stark erhöht.

Satellitenradiometer messen von außerhalb der Atmosphäre elektromagnetische Signale der Erdoberfläche, der zwischen Erde und Satelliten liegenden Atmosphäre sowie von Quel-

len außerhalb der Erde. Durch Wechselwirkung zwischen Strahlung und Materie erhält das Signal eine Charakteristik, die auf den Zustand der Erdoberfläche bzw. die Zusammensetzung der Atmosphäre schließen läßt. Für eine Frequenz ν und einen Zenitwinkel θ des Radiometers schreibt sich im Mikrowellenbereich die Strahlungstransportgleichung mit Hilfe der Helligkeitstemperatur in folgender Form:

$$T_{B,\nu\theta} = \underbrace{\varepsilon_{\nu\theta} \Upsilon_{\nu\theta} \cdot T_s}_1 + \underbrace{T_{\uparrow,\nu\theta}}_2 + \underbrace{(1 - \varepsilon_{\nu\theta}) \Upsilon_{\nu\theta} \cdot T_{\downarrow,\nu\theta}}_3 + \underbrace{(1 - \varepsilon_{\nu\theta}) \Upsilon_{\nu\theta}^2 \cdot T_{ext}}_4 \quad (3.2)$$

mit

- $\varepsilon_{\nu\theta}$ = spektrales Emissionsvermögen der Oberfläche
- T_s = Temperatur der Oberfläche
- $\Upsilon_{\nu\theta} = e^{-\tau_{\nu} \cdot \sec \theta}$: Transmissivität der gesamten Atmosphäre
- $\tau_{\nu} = \int_0^{\infty} \kappa_{\nu}(z') dz'$: optische Dicke der gesamten Atmosphäre
- κ_{ν} = Volumenabsorptionskoeffizient
- z = geometrische Höhe
- $T_{\uparrow,\nu\theta} = \sec \theta \int_0^{\infty} \kappa_{\nu}(z) \cdot T(z) \cdot e^{-\tau_{\nu}(z,\infty) \sec \theta} dz$
: Helligkeitstemperatur der aufwärts emittierten Strahlung
- $(1 - \varepsilon_{\nu\theta}) = r_{\nu\theta}$: spektrales Reflexionsvermögen
- $T_{\downarrow,\nu\theta} = \sec \theta \int_0^{\infty} \kappa_{\nu}(z) \cdot T(z) \cdot e^{-\tau_{\nu}(0,z) \sec \theta} dz$
: Helligkeitstemperatur der abwärts emittierten Strahlung
- T_{ext} = Helligkeitstemperatur der extraterrestrischen Strahlung

Der erste Term in Gl. 3.2 beschreibt die von der Erdoberfläche emittierte Strahlung, abgeschwächt durch die zwischen Erdboden und Satellitenradiometer liegende Atmosphäre, der zweite Term die von atmosphärischen Emittlern nach oben emittierte Strahlung. Term drei beinhaltet die von der Atmosphäre emittierte Strahlung, die nach Reflexion an der Erdoberfläche am Satelliten gemessen wird. Term vier ist der Anteil von Strahlung extraterrestrischer Quellen (kosmische Rest- oder Hintergrundstrahlung), der an der Erdoberfläche reflektiert und nicht von der Atmosphäre absorbiert wird. Eine schematische Darstellung der vier Terme von Strahlungstransportgleichung 3.2 zeigt Abb. 3.1.

Alle vier Terme auf der rechten Seite von Gl. 3.2 sind abhängig von der atmosphärischen Transmissivität. Für Meereis mit seiner hohen Emissivität produziert Term 1 das stärkste Signal am Satelliten. Bei geringeren Eiskonzentrationen bis hin zu offenem Ozean bewirkt eine niedrigere Emissivität, daß die direkte bzw. reflektierte Strahlung von Term 2 und 3

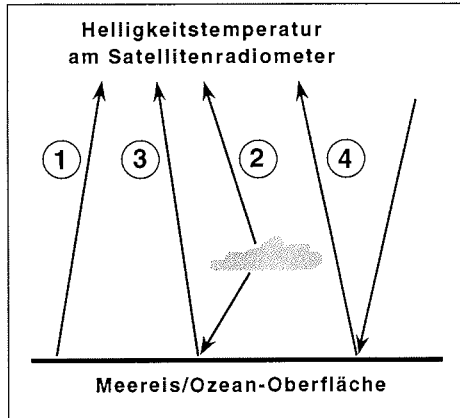


Abb. 3.1: Schematische Darstellung der Strahlungsanteile in der Atmosphäre bei Messungen mit Satellitenradiometern. Die Numerierung der vier Terme entspricht der Bezeichnung in Strahlungstransportgleichung 3.2.

zunehmende Bedeutung gewinnt. Der letzte Term macht etwa 1% der gesamten Helligkeitstemperatur aus und wird meist mit konstanten 2.7 K ersetzt (*Swift* [1980]) oder auch ganz vernachlässigt.

Viele natürliche Oberflächen, die im üblichen optischen Sinne als rauh gelten, sind im Mikrowellenbereich, und dort besonders bei niedrigen Frequenzen (d.h., großen Wellenlängen) als glatt zu bezeichnen. Die Reflektionskoeffizienten r_j für spiegelnde Reflexion an einer Wasseroberfläche können in Abhängigkeit von Polarisierung ($j = V$ oder H), dem Zenitwinkel θ und der komplexen Dielektrizitätszahl ϵ_r nach den Fresnel'schen Gleichungen berechnet werden:

$$r_V(\theta) = \frac{\epsilon_r \cos \theta - \sqrt{\epsilon_r - \sin^2 \theta}}{\epsilon_r \cos \theta + \sqrt{\epsilon_r - \sin^2 \theta}} \quad (3.3)$$

$$r_H(\theta) = \frac{\cos \theta - \sqrt{\epsilon_r - \sin^2 \theta}}{\cos \theta + \sqrt{\epsilon_r - \sin^2 \theta}} \quad (3.4)$$

Bei Reflexion an der Oberfläche tritt Strahlung vertikaler Polarisierung auf, bei der der elektrische Feldvektor *parallel* zur Einfallsebene ausgerichtet ist, und Strahlung horizontaler Polarisierung, wo der elektrische Feldvektor *senkrecht* zur Einfallsebene (parallel zur Oberfläche) schwingt. Die Strahlung wird aufgrund der Emissionsschwierigkeiten parallel zur Einfallsebene schwingender elektromagnetischer Dipole teilweise polarisiert. Die Emissivität ($\epsilon_j(\theta) = 1 - r_j(\theta)$) ist bei senkrechtem Strahlungseinfall ($\theta = 0^\circ$) unabhängig von der Polarisationsrichtung. Bei horizontaler Polarisierung nimmt sie kontinuierlich mit dem Zenitwinkel ab, während sie bei vertikaler Polarisierung in Abhängigkeit von der Dielektrizitätszahl ϵ_r bis zu einem Maximalwert beim Brewster-Winkel $\theta_B = \arctan(\sqrt{\epsilon_r})$ ansteigt und erst darüber steil abfällt (z.B. *Swift* [1980], *Ulaby et al.* [1986]).

Der Windeinfluß ist bei horizontal polarisierter Strahlung größer als bei vertikal polarisierter, bei der zudem für Einfallswinkel $\theta \simeq 50^\circ$ keine Windabhängigkeit auftritt (Maul [1985]). Dieser Effekt wird beim Zenitwinkel des konischen Radiometerscans berücksichtigt (50.2° bei SMMR und 53.1° bei SSM/I), wodurch man bei vertikaler Polarisation nahezu windunabhängige Kanäle erhält.

Aufgrund niedrigerer Imaginärteile der komplexen Dielektrizitätszahl bei Meereis (Salzwasser: $\epsilon'' \simeq 30$ bei 19 GHz, einjähriges Eis: $\simeq 0.6$, mehrjähriges Eis: $\simeq 0.05$), und daher größerer Eindringtiefen δ_p von Mikrowellenstrahlung ($\delta_p \sim 1/\epsilon''$), gewinnt ein zusätzlicher inkohärenter Streuterm für die Bestimmung der Emissivität zunehmende Bedeutung (Halikainen und Winebrenner [1992]):

$$\epsilon_j(\theta_i, \phi_i) = 1 - |r_j(\theta_i, \phi_i)|^2 - \frac{1}{4\pi \cos\theta_i} \int_0^{\pi/2} \int_{-\pi}^{\pi} \sin\theta \, d\theta \, d\phi \times [\sigma_{jH}^\circ(\theta, \phi; \theta_i, \phi_i) + \sigma_{jV}^\circ(\theta, \phi; \theta_i, \phi_i)] \quad (3.5)$$

Dabei sind r_j ($j = V$ oder H) die komplexen Fresnel'schen Reflektionskoeffizienten bei beobachtetem Zenitwinkel θ_i und Azimutwinkel ϕ_i sowie σ_{jH}° und σ_{jV}° die inkohärenten bistatischen Streukoeffizienten für Streuung aus Einfallrichtung (θ_i, ϕ_i) in Streurichtung (θ, ϕ) . Bei schwacher inkohärenter Streuung bestimmt der Reflektionskoeffizient, und damit die Dielektrizitätszahl der Oberfläche, die Emissivität. Für zunehmende Streuung werden Emissivität und die resultierenden Helligkeitstemperaturen typischerweise erniedrigt und über den inkohärenten Anteil der Kreuzpolarisationsterme depolarisiert (vgl. Abb. 2.1 und Tab. 3.2).

3.1.1 Absorptions- und Streuverhalten atmosphärischer Bestandteile

Die wichtigsten Absorptions- und Emissionsquellen im Mikrowellenbereich sind bei klarer Atmosphäre Sauerstoff (O_2) und Wasserdampf (H_2O). Absorptionseffekte durch Spurengase und Aerosole können gegenüber den Hauptabsorbern vernachlässigt werden. Die Gasabsorption ist frequenzabhängig und wird durch die molekulare Struktur der Gase bestimmt. Gase absorbieren Strahlung in Linien und Banden, wobei letztere sich aus einer Vielzahl von Absorptionslinien zusammensetzen. Die Linienstruktur ergibt sich, da Gase nur bei diskreten Energiezuständen durch Änderung ihres Rotations- oder Schwingungsverhaltens absorbieren oder emittieren. Die Spektrallage einer Absorptionslinie ist daher charakteristisch für ein Gas. Wasserdampf besitzt eine schwache Rotationslinie bei 22.235 GHz (Abb. 3.2), eine sehr starke bei 183.31 GHz und eine im Grenzbereich zum

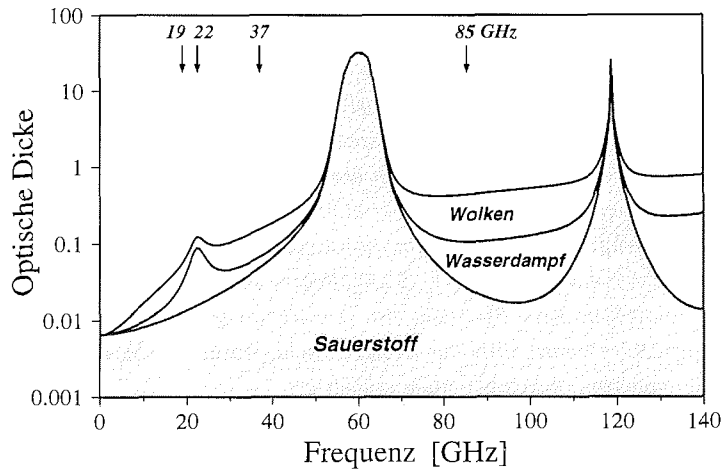


Abb. 3.2: Absorptionsspektrum von Sauerstoff, bei zusätzlich 10.4 kg/m^2 Wasserdampf sowie weiteren 0.290 kg/m^2 Wolkenwasser in der Atmosphärensäule. Die atmosphärischen Daten stammen aus einem Radiosondenaufstieg von F.S. Polarstern, gestartet am 25.7.92, 10:37 GMT im nordwestlichen Weddellmeer, wofür die optische Dicke mit dem Strahlungstransportmodell (Kap. 3.2) berechnet wurde. Die Pfeile markieren die Meßfrequenzen des SSM/I-Radiometers.

Infrarot bei 323 GHz; Sauerstoff eine Reihe von Linien (Absorptionsbande) zwischen 50 und 70 GHz und eine bei 118.75 GHz. Spektralbereiche hoher optischer Dicke heben sich deutlich von denen der Fensterbereiche mit optischen Dicken von 0.01 bis 0.1 ab (Abb. 3.2). Bei den niedrigen optischen Dicken der Atmosphäre (bzw. hohen Transmissivitäten, insbesondere unter 50 GHz) können Informationen aus allen Atmosphärenschichten sowie der Erdoberfläche per Satellit gemessen werden. Es ist aber auch erkennbar, daß durch Wasserdampf und Wolken die optische Dicke der Atmosphäre in den Fensterbereichen merklich erhöht wird, wodurch Fehler z.B. bei der Meereisfernerkundung entstehen.

Weitere wichtige Absorber sind das Flüssigwasser in Wolken sowie Regen. Der Absorptionskoeffizient von Eiswolken ist 2–3 Größenordnungen kleiner als der von Wasserwolken (Grody [1976], Ulaby et al. [1986]), wodurch erstere für Mikrowellen nahezu unsichtbar werden. Der Absorptionskoeffizient von Wasserwolken k_w vergrößert sich mit steigendem Flüssigwassergehalt der Wolke und nimmt, entgegengesetzt zu Eiswolken, bei Erniedrigung der Wolkentemperatur von 20°C auf -20°C um einen Faktor 3 zu (Wilheit und Chang [1980]). Durch einen Vergleich der Strahldichten im Bereich von Absorptionslinien zu denen aus Bereichen höherer Transmissivität (Abb. 3.2) kann auf den Gehalt atmosphärischer Bestandteile geschlossen werden. So wird der Wolkenwassergehalt durch

Stahldichtemessungen bei 22 und 37 GHz, der Wasserdampfgehalt durch Messungen bei 19, 22 und 37 GHz bestimmt (z.B. *Wilheit und Chang* [1980], *Prabhakara et al.* [1983], *Takeda und Liu* [1987], *Schlüssel und Emery* [1990], *Karstens et al.* [1994]).

Entscheidend für Streuung in der Atmosphäre ist das Verhältnis von Partikelgröße zu Frequenz. Bei Frequenzen unter 40 GHz nimmt der Anteil der Streuung an der Extinktion für Partikelgrößen kleiner als $100\ \mu\text{m}$ (*Ulaby et al.* [1986]) verschwindend kleine Werte an, so daß die Rayleigh-Approximation des Absorptionskoeffizienten benutzt werden kann. Für typische Wolkentröpfchenradien von $1\text{--}15\ \mu\text{m}$ (*Rogers und Yau* [1989]) und die Frequenzen des SSM/I-Radiometers kann Streuung also vernachlässigt werden. Bei Regen (typische Tröpfchenradien $0.5\text{--}5\ \text{mm}$) wird die Helligkeitstemperatur am Satelliten, insbesondere bei höheren Frequenzen, durch Streuung erniedrigt.

3.2 Strahlungstransportmodell

Zum Vergleich mit Satellitenmessungen werden Helligkeitstemperaturen am Oberrand der Atmosphäre mittels eines Strahlungstransportmodells für den Mikrowellenbereich simuliert. Das Modell berechnet die Verteilung der Strahlungsintensität an der Position des Radiometers in Abhängigkeit von Frequenz, Zenitwinkel und Polarisation für beliebige vertikale Verteilungen der atmosphärischen Parameter in planparallelen und horizontal homogenen Schichten. Ausführliche Beschreibungen des Modells finden sich bei *Simmer* [1992], *Simmer* [1994] und *Karstens et al.* [1994]. Die vollständige Strahlungstransportgleichung (Gl. 3.2) wird mittels einer iterativen Methode gelöst, welche Mehrfachstreuung als Folge nacheinander ablaufender Einfachstreuungen beschreibt (*successive order of scattering*, z.B. *Weinman und Guetter* [1977]). Die Voraussetzung dafür, nämlich daß in jeder gewählten Schicht höchstens ein Streuprozess stattfindet, ist bei den geringen optischen Dicken im Mikrowellenbereich gegeben. Die Absorptionskoeffizienten von Wasserdampf und molekularem Sauerstoff werden nach *Liebe und Layton* [1987] berechnet. Absorptions- und Streukoeffizienten von Wolken werden nach der Mie-Theorie mit Formulierungen von *Deirmendjian* [1969] bestimmt.

Satellitenblickwinkel, Polarisation und Frequenz zwischen 1 und 1000 GHz der mit dem Modell zu berechnenden Strahlung sind frei wählbar oder auch auf fest vorgegebene Frequenzen von Satellitenradiometern einstellbar. Für Temperatur- und Feuchteprofile können sowohl gemessene Radiosondenaufstiege (Kap. 3.3.1) als auch Standardatmosphären, künstliche Profile oder Kombinationen davon verwendet werden. Die radiometrischen Eigenschaften von offenem Ozean sowie verschiedener Eistypen als untere Randbedingung des Modells werden in Kap. 3.3.2 beschrieben.

3.3 Eingabeparameter für das Modell

3.3.1 Atmosphäre

Als Eingabeparameter für die Strahlungstransportrechnungen werden 155 Radiosonden-aufstiege von Bord des deutschen Forschungseisbrechers *Polarstern* benutzt. Die Radiosondendaten wurden im Weddellsektor der Antarktis (60°W bis 10°O) während der *Winter Weddell Gyre Study* (WWGS) zwischen Juni und August 1992 aufgenommen (s. Abb. 1.1). Sowohl im Eisrandbereich als auch im inneren Packeis repräsentieren sie die ganze Variabilität winterlicher Atmosphärenzustände. Um möglichst die gesamte Feuchte (> 99%) der polaren Atmosphäre zu beschreiben, werden nur Aufstiege mit einer erreichten Gipfelhöhe von mindestens 7 000 m (entsprechend einem Druck von etwa 350 hPa) verwendet. Aus einer durchschnittlichen Gipfelhöhe des gesamten Datensatzes von 13 200 m und einer mittleren Meßwertanzahl von 330 pro Aufstieg resultiert eine mittlere Vertikalauflösung von etwa 40 m. Um für unterschiedlich hohe Gipfelhöhen die Sauerstoffabsorption der höheren Atmosphäre zu berücksichtigen (Sauerstoff hat eine Skalenhöhe von 7.7 km, Wasserdampf von nur etwa 2 km), werden einheitlich alle Aufstiege bis zur Höhe von 70 km mit polaren Standardtemperaturen ergänzt.

Im Gegensatz zur fast konstanten Sauerstoffabsorption sind die räumlich und zeitlich stark variablen atmosphärischen Bestandteile Wasserdampf und Wolkenwasser für die Strahlungsübertragung von entscheidender Bedeutung. Der vertikal integrierte Gesamtwasserdampfgehalt (W) der Atmosphäre ist gegeben durch:

$$W = \frac{1}{g} \int_0^{p_0} q dp = \int_0^{\infty} \rho_w dz \quad (3.6)$$

mit g = Schwerebeschleunigung [m/s²]
 p_0 = Bodenluftdruck [Pa]
 $q = 0.622 e / (p - 0.378 e)$: spezifische Feuchte [1], [1000 · g/kg]
 e = Dampfdruck [Pa]
 ρ_w = Wasserdampfdichte (absolute Feuchte) [g/m³]

Die spezifische Feuchte beschreibt das Massenverhältnis von Wasserdampf zu feuchter Luft (trockener Luft plus Wasserdampf) und nimmt in polaren Meereisgebieten typische Bodenwerte zwischen 1 und 4 g/kg an (*Serreze et al.* [1995]). Zeitlich oder räumlich gemittelte Profile zeigen eine meist exponentielle Abnahme mit der Höhe. Die Wasserdampfdichte ρ_w umfaßt im Weddellmeer-Datensatz Bodenwerte zwischen 0.2 und über 5.0 g/m³.

Der Gesamtwasserdampfgehalt der hier verwendeten Atmosphären variiert zwischen 0.6 und 14.4 kg/m². Er spiegelt zum einen periodisch wiederkehrende synoptische Situationen mit starker Zyklonenaktivität wider, wobei warme und feuchte Luft über den Eisrandbereich bis ins zentrale Weddellmeer advehiert wird (vgl. Abb. 3.3). Ähnliche Beobachtungen macht *Andreas* [1985], der den Wärme- und Feuchtetransport von Luftmassen beschreibt, die bei nördlicher Windkomponente auch in 600 km Entfernung von der Weddell-Eiskante ihren ozeanischen Charakter klar erkennen lassen. Nach *Schwerdtfeger* [1984] kann maritime Polarluft sogar noch in höchsten Breiten und 2000 km Entfernung zum eisfreien Ozean identifiziert werden. Die sehr niedrigen Werte von W treten bei kalten antizyklonalen Wetterlagen nahe des antarktischen Kontinents auf. Der Mittelwert des hier benutzten Datensatzes von 3.9 kg/m² ist vergleichbar mit klimatologischen Berechnungen aus mehr als 30 000 Radiosondenaufstiegen über der gesamten Arktis (*Serreze et al.* [1995]). Der mittlere Gesamtwasserdampfgehalt zwischen 60° und 65°S im Weddellmeer (48 Fälle) von 5.9 kg/m² ist vergleichbar mit Winterwerten über Meereis im Grönlandsee-Sektor (≈ 5 kg/m²). Es kann also angenommen werden, daß der hier benutzte Datensatz repräsentativ auch auf arktische Situationen im Einflußbereich von Zyklonen übertragbar ist. Die Häufigkeitsverteilung von W im Weddellmeer-Datensatz (Abb. 3.3) ist im linken

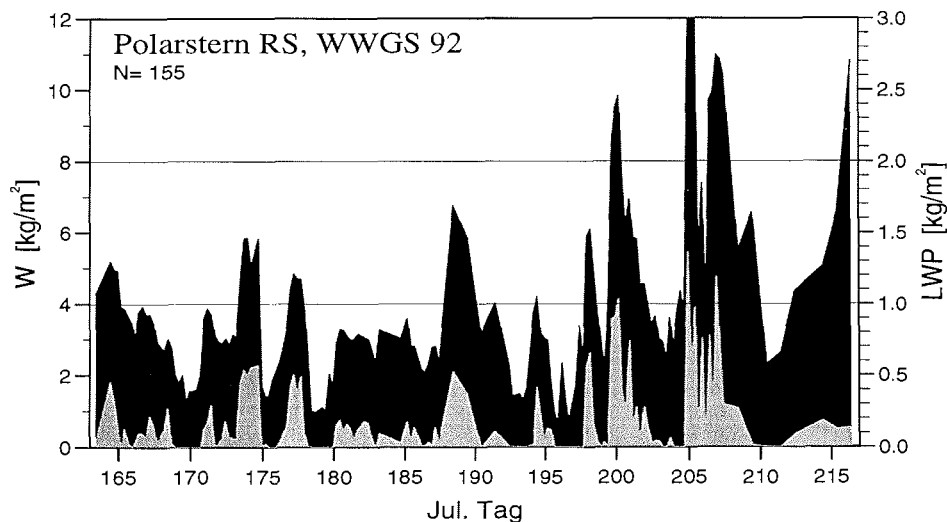


Abb. 3.3: Zeitserie des aus Radiosonden von F.S. Polarstern (vgl. Abb. 1.1) berechneten Gesamtwasserdampfgehaltes W (schwarz) sowie des Wolkenwasserweges LWP (grau) während WWGS '92 (Julianischer Tag 163 $\hat{=}$ 11.6.92 und 216 $\hat{=}$ 3.8.92).

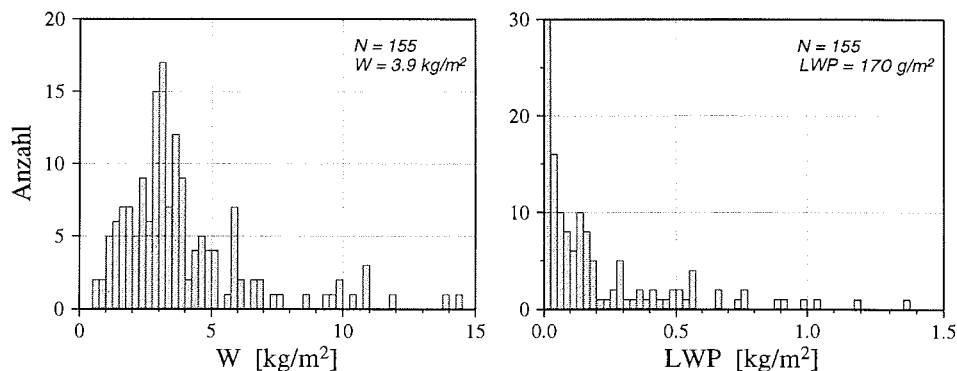


Abb. 3.4: Häufigkeitsverteilung und Mittelwert von Gesamtwasserdampfgehalt W (linker Teil) und Wolkenwasserweg LWP (rechter Teil) des Weddellmeer-Radiosondendatensatzes von *F.S. Polarstern* (vgl. Abb. 3.3).

Teil von Abb. 3.4 dargestellt, wobei oberhalb des Modalwertes von etwa 3 kg/m^2 keine unbewölkten Fälle mehr auftreten.

Da Radiosondenmessungen keine direkten Informationen über den Wolkenwassergehalt enthalten, wird das Wolkenwasserprofil aus den Profilen von Temperatur und relativer Feuchtigkeit nach einer Methode von *Karstens et al.* [1994] parametrisiert. Ab einem Grenzwert der relativen Feuchte (hier 80%; Kondensation kann bei Vorhandensein hygroscopischer Kondensationskerne bereits deutlich unter 100% einsetzen (z.B. *Wegener und Wegener* [1935])) wird eine Schicht als bewölkt angenommen und der adiabatische Flüssigwassergehalt ($LWC = \text{liquid water content}$) nach Gl. 3.7 ermittelt. Dieser würde beim pseudoadiabatischen Aufsteigen eines Luftpakets, d.h. bei Ausfällen sämtlichen Wassers bei der Kondensation, entstehen. Der Flüssigwassergehalt ist durch die Menge kondensierten Wassers gegeben, um den die spezifische Sättigungsfeuchte oberhalb der Kondensationsniveaus abnimmt (*Wei et al.* [1989]). Mit Hilfe des 1. Hauptsatzes der Wärmelehre erhält man:

$$LWC_{ad}(h) = \int_{z_0}^h \rho(z) \frac{c_p}{L} (\Gamma_d - \Gamma_s(z)) dz \quad (3.7)$$

mit z_0 = Höhe der Wolkenuntergrenze (Kondensationsniveau) [m]
 h = Niveau innerhalb einer Wolke [m]
 $\rho(z)$ = Dichte der Luft [kg/m^3]

$$\begin{aligned}
c_p &= \text{spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck [kJ/(kg·K)]} \\
\mathcal{L} &= 2501 - 2.372 \cdot \vartheta \quad : \text{spezifische Verdampfungswärme [kJ/kg]} \\
\vartheta &= \text{Temperatur [}^\circ\text{C]} \\
\Gamma_d &= \frac{g}{c_p} \quad : \text{trockenadiabatischer Temperaturgradient [K/m]} \\
\Gamma_s &= -\frac{dT}{dz} \quad : \text{feuchtadiabatischer Temperaturgradient [K/m]}
\end{aligned}$$

Durch Einmischung ungesättigter Luft in die Wolke (Entrainment) sowie Verlust durch Niederschlag und Gefrieren liegt der LWC meist deutlich unter LWC_{ad} . Anhand von Flugzeugmessungen (*Warner* [1955]) wird mit Hilfe eines mit der Wolkenhöhe abnehmenden Verhältnisses aus beobachtetem und adiabatischen LWC (in erster Näherung 0.5) ein modifizierter adiabatischer LWC bestimmt (Einheit kg/m^3) und schließlich durch vertikale Integration über alle Wolkenschichten der Flüssigwasserweg (LWP = *liquid water path*, Einheit kg/m^2) eines Radiosondenaufstieges berechnet. Nur der LWP als integrale Größe kann vom Satelliten von außerhalb der Atmosphäre durch Strahldichtemessungen bestimmt werden. Unterkühltes Wolkenwasser kann nach *Rogers und Yau* [1989] durchaus bis zu Temperaturen von -20°C existieren. Darunter wird angenommen, daß die Wolke nur noch aus Eisparkeln besteht. Das für Strahlungstransportrechnungen ebenfalls benötigte Größenspektrum $n(r)$ der Radien r von Wolkenröpfchen wird mit einer modifizierten Gammaverteilung nach *Deirmendjian* [1969] berücksichtigt:

$$n(r) = a r^\alpha e^{-b r^\gamma}, \quad b = \frac{\alpha}{\gamma r_c^\gamma} \quad (3.8)$$

$n(r)$ ist die Anzahl von Tröpfchen pro m^3 und Inkrement von r , r_c der Modalradius und a , b , α und γ Konstanten. Für jede Wolkenschicht eines Radiosondenaufstieges wird in Abhängigkeit vom LWC ein Größenspektrum benutzt, wodurch unterschiedliche Wolkentypen modelliert werden (Tab. 3.1, S. 31).

Beispielhaft ist in Abb. 3.5 (S. 32) neben den Profilen von Temperatur, Wasserdampfdichte und relativer Feuchte der modifizierte adiabatische Wolkenwassergehalt mit drei Wolkenschichten eines Radiosondenaufstieges, gestartet am 23.7.92 im westlichen Weddellmeer, dargestellt. Die Oberkante der obersten Wolkenschicht besteht aus Eisparkeln und wird mit einem symbolisch niedrigen LWC dargestellt. Ebenfalls angegeben sind die Integralwerte W und LWP , die im weiteren als wichtige Kenngrößen bei der Beurteilung der Atmosphäreneffekte auf Eiskonzentrationen benutzt werden. Eine Charakterisierung der verwendeten Profile zeigt Abb. 3.6 (S. 33). Der grau hinterlegte Bereich markiert die Standardabweichung der jeweiligen Größen, wobei diese beim LWC nur bis zu einer Häufigkeit von 10 (vgl. rechte Spalte) dargestellt wird. Deutlich erkennbar ist eine kalte

Tabelle 3.1: Parameter der modifizierten Gammaverteilung (Gl. 3.8) für das Tröpfchenspektrum in Abhängigkeit von Wolkentyp und Flüssigwassergehalt LWC.

Wolkentyp	Phase	LWC [g/m ³]	r_c [μm]	α	γ
<i>cumulus humilis</i> ^a	Wasser	< 0.2	4.0	6.0	1.0
<i>cumulus congestus</i> ^b	Wasser	0.2–0.4	6.0	4.0	1.0
<i>cumulonimbus</i> ^b	Wasser	> 0.4	20.0	2.0	1.0
<i>cirrostratus</i> ^c	Eis	–	40.0	6.0	0.5

^a Deirmendjian [1969], ^b Deirmendjian [1975], ^c Ulaby et al. [1986]

mittlere atmosphärische Grenzschicht mit einer Höhe von etwa 700 m und einem Knick in Temperatur- und Feuchteprofil an der Obergrenze sowie einer erhöhten Standardabweichung. Grenzschichtwolken werden in etwa der Hälfte aller Profile erzeugt ($N \simeq 80$). Der höchste mittlere LWC der 50 m dicken Schichten tritt erst zwischen 1 500 m und 3 500 m auf, während oberhalb von 4 800 m keine Wasserwolken mehr parametrisiert werden.

Profile und Integralwerte des Wolkenwassers werden mit synoptischen Beobachtungen von *F.S. Polarstern* verifiziert. Generell ist die Übereinstimmung von Beobachtung (Existenz verschiedene Wolkenstockwerke, Wolkenhöhen, Wettererscheinungen) und Parametrisierung für einen Feuchtegrenzwert von 80 % sehr gut. Wolken bei sehr niedrigen Temperaturen ($< -20^\circ\text{C}$) werden als Eiswolken erkannt, haben aber wegen ihres niedrigen Absorptionskoeffizienten nur verschwindend kleinen Einfluß auf die Strahlungsübertragung im Mikrowellenbereich. Für diverse getestete Grenzwerte der relativen Feuchte bis 95 % werden beobachtete Wasserwolken nicht mehr erkannt.

Für Fälle mit $\text{LWP} > 500 \text{ g/m}^2$ tritt Niederschlag in Form von flüssigen Regentropfen auf, wodurch keine Informationen über die Wolken mehr gewonnen werden können (vgl. *Oelke* [1992]). Auch *Curry et al.* [1990] sowie *Lin und Rossow* [1996], die die Polarisationsinformation des SSM/I nutzen, errechnen eine Regenwahrscheinlichkeit von 50 % für niedrige warme Wolken mit einem LWP von 500 g/m^2 und 400 g/m^2 bei kalten Wolken. Deshalb wird der LWP in Kap. 4.3 bei der Regression mit den atmosphärischen Parametern auf 500 g/m^2 begrenzt. Andererseits wurde Schneefall auch bei niedrigeren LWP beobachtet, da wegen sehr niedriger Temperaturen in der oberen Troposphäre nur Eiswolken existieren und nicht zum Integralwert von LWP beitragen.

Die Häufigkeitsverteilung des LWP aus den 155 Radiosondenaufstiegen (Abb. 3.3) wird im rechten Teil von Abb. 3.4 (S. 29) gezeigt, wobei die Anzahl der Beobachtungen mit

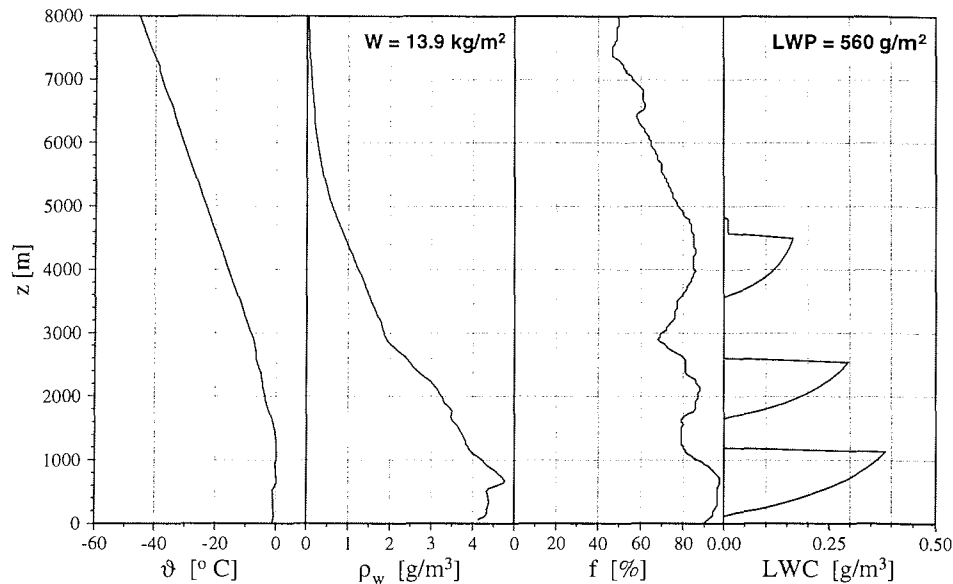


Abb. 3.5: Profile von Temperatur (ϑ), Wasserdampfdichte (ρ_w), relativer Feuchte (f) und modifiziertem adiabatischen Wolkenwassergehalt (LWC) eines Radiosondenaufstieges von *F.S. Polarstern*, gestartet am 23.7.92, 4:32 GMT im nordwestlichen Weddellmeer auf Position $62^{\circ}10'S$, $44^{\circ}00'W$.

steigendem LWP exponentiell abnimmt. 39 Fälle (25 %) sind durch $\text{LWP} = 0 \text{ kg}/\text{m}^2$ charakterisiert; die unterste Klasse (LWP von 0 bis $0.025 \text{ kg}/\text{m}^2$) ist mit 55 Werten besetzt. 98 Aufstiege (63 %) haben einen LWP bis $0.5 \text{ kg}/\text{m}^2$, bei 18 Aufstiegen (12 %) übersteigt der LWP $0.5 \text{ kg}/\text{m}^2$. Der Mittelwert beträgt $170 \text{ g}/\text{m}^2$, steigt jedoch im marginalen bzw. zentralen Teil des Weddellmeeres (60° bis 65°S), wo häufig Tiefdruckgebiete mit ihrem Frontalwolkenfeld durchziehen, auf $290 \text{ g}/\text{m}^2$ (48 Meßwerte, entsprechend 31 %).

Dieselbe Wolkenparametrisierung wurde auf den Radiosondendatensatz des ganzen Jahres 1992 der Antarktisstation *Neumayer* angewandt, die an der Schelfeiskante bei $70^{\circ}37'S$, $8^{\circ}22'W$ liegt (vgl. Abb. 1.1). Die Jahresmittelwerte von LWP und W von $110 \text{ g}/\text{m}^2$ bzw. $3.6 \text{ kg}/\text{m}^2$ sind ähnlich denen von *F.S. Polarstern* zwischen Juni und August. Die Winterwerte über der *Neumayer*-Station betragen nur die Hälfte derer von *Polarstern* und reflektieren die Lage der Station am Rande des antarktischen Kontinents, wo häufig sehr kalte und trockene Luftmassen aus südlichen Richtungen advehiert werden (*König-Langlo und Herber* [1996]). Da LWP und W im Durchschnitt mit abnehmender Breite zunehmen

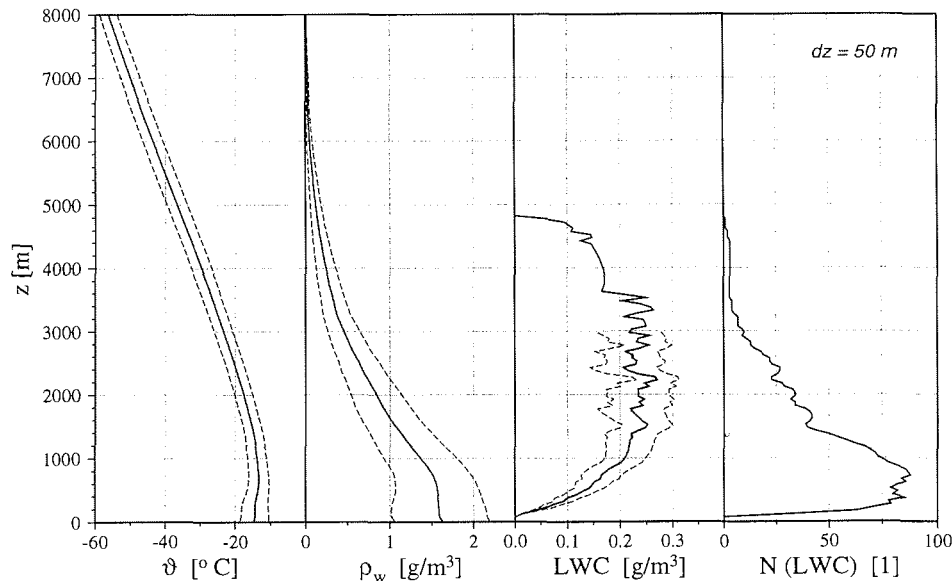


Abb. 3.6: Mittelwert und Standardabweichung (für $N \geq 10$) der Profile von Temperatur (ϑ), Wasserdampfdichte (ρ_w) und modifiziertem adiabatischen Wolkenwassergehalt (LWC) aller 155 Radiosondenaufstiege für eine Schichtdicke von 50 m. Die rechte Spalte zeigt die Häufigkeitsverteilung von parametrisierten Wasserwolken-schichten.

(also bei Annäherung an die Eis/Ozeangrenze im Norden), ist es wichtig, atmosphärische Daten direkt aus dem interessierenden polaren Packeisgebiet zu nutzen.

3.3.2 Wasser- und Meereisoberfläche

Meereis mit seiner im Vergleich zum Ozean hohen Emissivität bestimmt als Hauptstrahlungsquelle im polaren Packeisgebiet das Meßsignal am Satelliten. Die Emissivitäten der drei reinen Oberflächentypen (einjähriges und mehrjähriges Eis sowie offener Ozean) werden im Strahlungstransportmodell derart realisiert, daß die modellierten Helligkeitstemperaturen, gemittelt für wolkenlose Atmosphären ($LWP = 0 \text{ kg/m}^2$), die Eckpunkte des NASA-Team-Algorithmus (Tiepoints) aus der Literatur nach Tab. 3.2 ergeben. Bei Mischkonzentrationen werden die mit dem Modell bei verschiedenen Atmosphärenzuständen (Kap. 3.3.1) berechneten Helligkeitstemperaturen entsprechend ihrer prozentualen Zusammensetzung an den drei Oberflächentypen gemittelt.

Tabelle 3.2: Helligkeitstemperaturen (T_B , K) des NASA-Team-Meereisalgorithmus (Tiepoints) für das SMMR- und das SSM/I-Radiometer in verschiedenen Regionen (global Nordhemisphäre (NH), global Südhemisphäre (SH) und Weddellmeer). Diese resultieren aus Strahlungstransportrechnungen mit den angegebenen Oberflächenemissivitäten (ε) für Atmosphären mit Wolken und Wasserdampf, gemittelt für $LWP = 0 \text{ kg/m}^2$.

	Kanal	einjähriges Eis		mehrjähriges Eis		offener Ozean	
		ε	T_B	ε	T_B	ε	T_B
SMMR, global NH ^a	18.0 V	0.888	242.2	0.762	210.2	0.598	168.7
	18.0 H	0.821	225.2	0.669	186.8	0.321	98.5
	37.0 V	0.868	239.8	0.595	180.8	0.681	199.4
SSM/I, global NH ^b	19.35 V	0.951	258.2	0.811	223.2	0.627	177.1
	19.35 H	0.890	242.8	0.734	203.9	0.322	100.8
	37.0 V	0.929	252.8	0.619	186.3	0.691	201.7
SSM/I, global SH ^b	19.35 V	0.918	249.8	0.805	221.6	0.625	176.6
	19.35 H	0.870	237.8	0.693	193.7	0.320	100.3
	37.0 V	0.884	243.3	0.638	190.3	0.685	200.5
SSM/I, Weddellmeer ^c	19.35 V	0.975	264.0	0.806	222.0	0.627	177.0
	19.35 H	0.911	248.0	0.726	202.0	0.319	100.0
	37.0 V	0.963	260.0	0.608	184.0	0.692	202.0

^a Gloersen et al. [1992], ^b Cavalieri et al. [1991], ^c vgl. Steffen und Schweiger [1991]

Die Tiepoints aus der Literatur (Gloersen et al. [1992], Cavalieri et al. [1991], Steffen und Schweiger [1991]), für die die Sensitivität des NASA-Team-Algorithmus untersucht wird, gelten global für die Nord- (NH) bzw. Südhemisphäre (SH), oder regional für das Weddellmeer. Bestimmt werden die Helligkeitstemperaturen in der Regel als Maxima der Haufenwolken im Streuplot (bei einjährigem Eis), oder als Minima (bei mehrjährigem Eis und bei offenem Wasser). Die Werte für das Weddellmeer wurden leicht angepaßt an die Satellitenmeßwerte des Winters 1992. Auswirkungen verschiedener Tiepoints auf die Atmosphäreneffekte bei der Meereisfernerkundung werden in Kap. 4.4 untersucht. Die verwendeten Emissivitäten liegen im Varianzbereich von in der Literatur beschriebenen Messungen mit Boden- bzw. Satellitenradiometern (Comiso [1983], Comiso et al. [1984], Comiso et al. [1989], Eppler et al. [1992], Comiso et al. [1992]).

4 Ergebnisse aus Modellrechnungen

4.1 Helligkeitstemperaturen

Die Radiosondeninformation aus den vertikalen Atmosphärenprofilen (Kap. 3.3.1) wird nun dazu benutzt, mittels des Strahlungstransportmodells Helligkeitstemperaturen (T_B , in K) am Oberrand der Atmosphäre zu berechnen (Abb. 4.1). Gleichzeitig sind mit Wol-

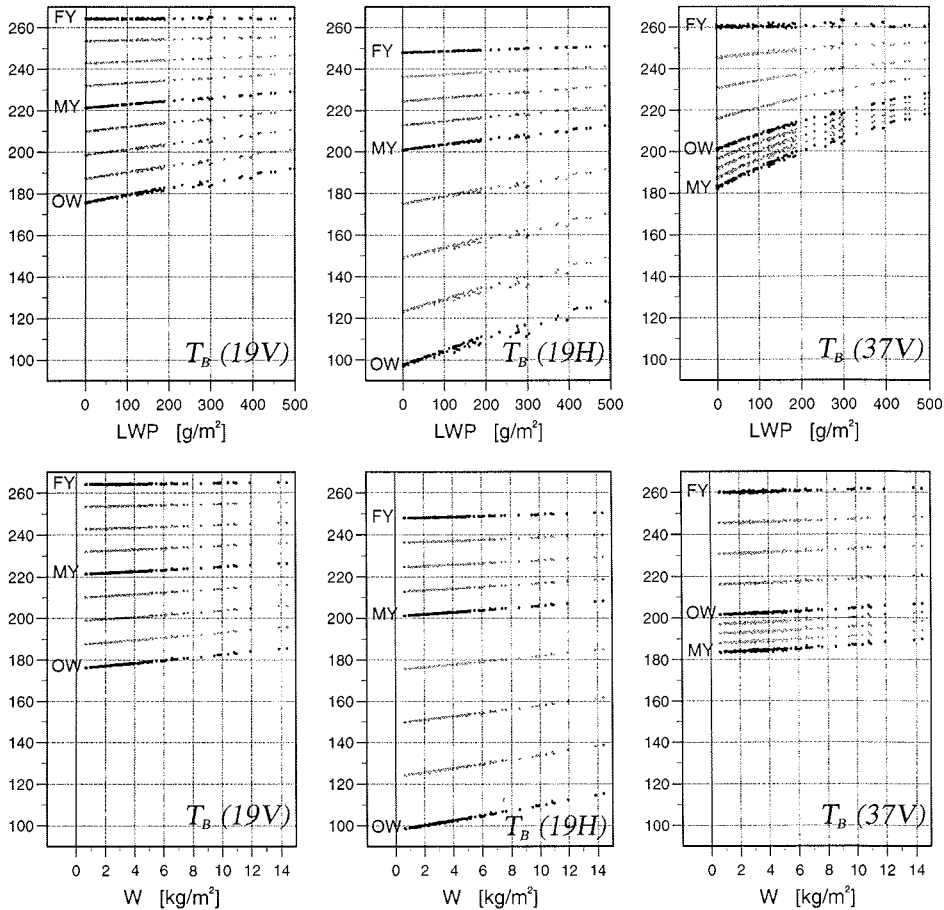


Abb. 4.1: Aus Radiosonden (Punkte) modellierte Helligkeitstemperaturen (T_B , K) für das Weddellmeer über den 3 reinen Oberflächentypen FY, MY und OW sowie Zwischenkonzentrationen (25, 50, 75 %) in Abhängigkeit vom Wolkenwasserweg LWP (ohne Wasserdampf, obere Zeile) und Gesamtwasserdampfgehalt W (ohne Wolkenwasser, untere Zeile).

kenwasserweg LWP und Gesamtwasserdampfgehalt W Maße für den Zustand der polaren Atmosphären vorhanden. Die Ergebnisse spiegeln in erster Linie die für das Weddellmeer benutzten Oberflächenemissivitäten (Tab. 3.2) und unterstreichen deren Bedeutung für Satellitenmessungen. Bei den niedrigen Emissivitäten von offenem Wasser (OW) und mehrjährigem Eis (MY) erhöhen aber atmosphärische Einflüsse die Helligkeitstemperaturen ebenfalls beträchtlich, hierbei in stärkerem Maße für steigenden LWP als für steigenden W . Sofort ersichtlich ist die große Polarisation bei 19 GHz für OW, und auch die niedrigeren Werte bei $T_B(37V)$ über MY-Eis als über OW. Die MY-Emissivitäten und entsprechend die Helligkeitstemperaturen in Abb. 4.1 spiegeln dabei für zwei- bzw. mehrjähriges Eis die bei höheren Frequenzen stärkere Streuung an Luftbläschen wider. Anhand der charakteristischen Helligkeitstemperaturänderungen mit LWP und W können die daraus resultierenden Meereiskonzentrationsänderungen für verschiedene Algorithmen (Kap. 4.3, Kap. 4.7) quantifiziert werden.

4.2 *PR-GR*-Parameterraum

Der NASA-Team-Meereisalgorithmus (Kap. 2.3) benutzt als Variablen das Polarisationsverhältnis PR und das Gradientenverhältnis GR (siehe Gl. 2.2 und 2.3 auf S.17). Atmosphärische Effekte auf Eiskonzentrationen sind deshalb im $PR-GR$ -Parameterraum sofort ersichtlich und abschätzbar. Jeder Punkt in Abb. 4.2 repräsentiert für einen Radiosondenaufstieg im Weddellmeer ein Modellergebnis im $PR-GR$ -Raum. Atmosphärische Effekte für den gesamten Radiosondendatensatz erscheinen als Haufenwolken, die an den Eckpunkten des nichtlinearen Dreiecks (den drei reinen Oberflächentypen offenes Wasser (OW), einjähriges Eis (FY) und mehrjähriges Eis (MY)) sowie Mischungen davon, bei geringem atmosphärischen Anteil beginnen. Ebenfalls dargestellt sind die Schenkel des Dreiecks, die Linien FY-MY (100 % totale Eiskonzentration CT), FY-OW (100 % Konzentration einjährigen Eises CF) und MY-OW (100 % Konzentration mehrjährigen Eises) sowie Isolinien der totalen Eiskonzentration im Abstand von 10 %. Radiosondenergebnisse über den 3 reinen Oberflächen sind schwarz gezeichnet, verschiedene Konzentrationen reinen FY-Eises, reinen MY-Eises und Mischungen der beiden Eistypen in grau.

Wasserdampf (Abb. 4.2a) und Wolkenwasser (Abb. 4.2b) haben für jede Oberfläche den Effekt, die Strahlung zu depolarisieren und PR zu reduzieren, als Folge einer relativ zu $19V$ erhöhten Helligkeitstemperatur von $19H$ am Oberrand der Atmosphäre. Wegen der relativ niedrigeren Oberflächenemissivität (ϵ) und deshalb höheren Oberflächenreflektivität ($r = 1 - \epsilon$) wird mit erhöhter atmosphärischer Emission mehr Strahlung bei $19H$ an der Oberfläche reflektiert (Term 3 in Gl. 3.2) als bei $19V$.

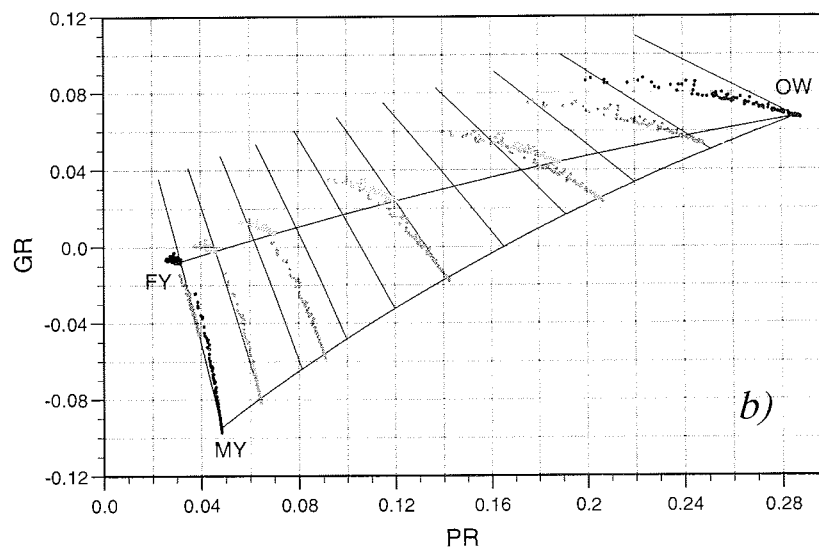
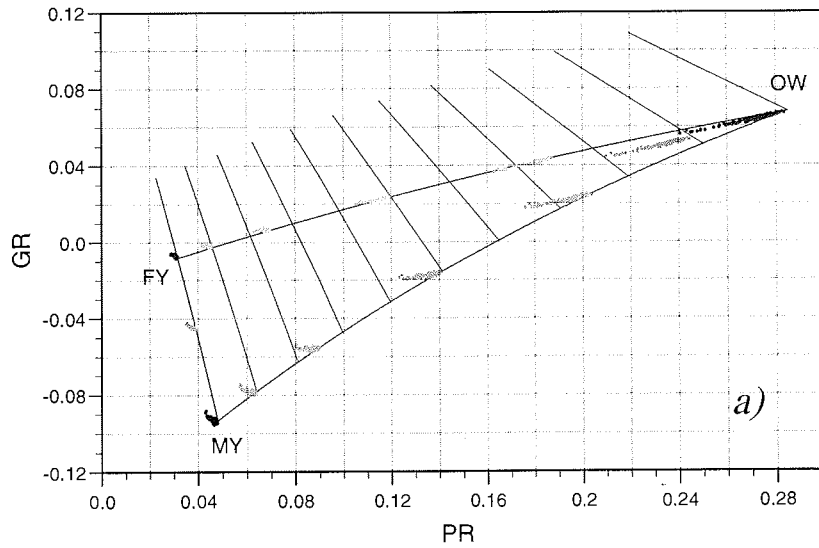


Abb. 4.2: Aus Radiosondenaufstiegen per Strahlungstransportmodell modellierte Effekte von atmosphärischem Wasserdampf (a) ($W = 0.6 - 13 \text{ kg/m}^2$) und atmosphärischem Wolkenwasser (b) ($LWP = 0 - 500 \text{ g/m}^2$), dargestellt im PR-GR-Parameterraum für verschiedene Oberflächen des Weddellmeeres (s. Text).

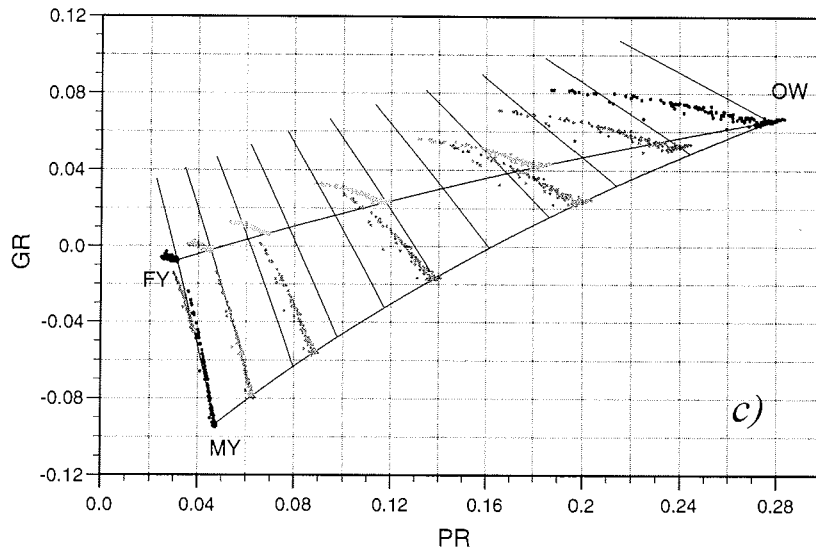


Abb. 4.2: c) Über verschiedenen Oberflächen des Weddellmeeres modellierte Effekte im PR - GR -Parameterraum von Radiosonden, die sowohl Wasserdampf (vgl. Abb. 4.2a) als auch atmosphärisches Wolkenwasser (vgl. Abb. 4.2b) enthalten.

Die Änderung von GR ist unterschiedlich für die beiden relevanten atmosphärischen Variablen LWP und W . Während Wolkenwasser den dafür empfindlichen Kanal bei 37 GHz und damit GR stark erhöht (Abb. 4.2b), befindet sich der Kanal bei 19 GHz dichter an der Wasserdampfabsorptionslinie von 22.235 GHz, und $T_B(19V)$ wird stärker durch Wasserdampf erhöht als $T_B(37V)$. Deshalb wird GR mit zunehmendem Wasserdampfgehalt erniedrigt (Abb. 4.2a). Abb. 4.2c zeigt den Effekt für reale Atmosphären mit gleichzeitig vorhandenem LWP und W : PR und GR von Radiosonden ohne Wolken ($LWP = 0 \text{ kg/m}^2$) verhalten sich wie beim reinen Wasserdampfeffekt, doch für Wolkenfälle wird die Korrelation zwischen LWP und W offensichtlich und hat zur Folge einen niedrigeren Anstieg von GR als beim reinen Wolkenwasserfall (Abb. 4.2b).

Atmosphärischer Sauerstoff bewirkt bei Mikrowellenstrahlung, daß ähnlich wie bei Wolkenwasser PR erniedrigt und GR erhöht wird. PR ist etwa 0.05 kleiner und GR etwa 0.02 größer als für die reinen Emissivitäten von OW ohne Atmosphäre. Für MY beträgt die PR -Reduzierung 0.01 und der GR -Anstieg 0.04, während bei FY mit seinen hohen Emissivitäten nur Effekte von -0.005 bzw. 0.005 auftreten. Da alle Radiosondenprofile bis auf eine Höhe von 70 km ergänzt wurden (Kap. 3.3.1), treten keine Effekte mehr auf, die auf unterschiedlich starker Sauerstoffemission als Folge unterschiedlicher Gipfelhöhen der Radiosondenaufstiege beruhen.

Der bereits für SSM/I-Daten benutzte Wetterfilter für offenes Wasser (*Cavalieri et al.* [1991]) markiert Werte von $GR > 0.05$ als beeinflusst von wetterbezogenen Effekten in polaren Breiten und setzt die Eiskonzentration auf 0%. Dieser einfache Filter handhabt atmosphärische Effekte über offenem Wasser recht effektiv. Nur hohe Werte von W reduzieren GR signifikant, doch treten im Weddellmeer ab $W = 3-4 \text{ kg/m}^2$ immer Wolken auf, die GR wieder über 0.05 anheben und so keine fälschliche Eiskonzentration für offenes Wasser verursachen. Die Ergebnisse aus dem Weddellmeer zeigen, daß die Reduktion von GR generell kleiner als 0.003 ist (Abb. 4.2c), wodurch die totale Eiskonzentration um höchstens 3% reduziert wird. Ein GR -Grenzwert von 0.05 würde die totale Konzentration bei 16% abschneiden, wenn nur einjähriges Eis vorhanden wäre, bzw. bei 9% für reines mehrjähriges Eis.

Für das SMMR-Radiometer haben *Gloersen und Cavalieri* [1986] einen GR -Grenzwert von 0.08 angegeben, der ein Abschneiden der totalen Konzentration bei 12% für einjähriges Eis bewirkt. *Maslanik* [1992] hat 5% und *Walters et al.* [1987] haben 5–10% gefunden. Die Abschneidewerte des Wetterfilters sind abhängig von der Position des Tiepoints offenen Wassers im $PR-GR$ -Raum. Für globale Tiepoints der Nordhemisphäre (Tab. 3.2) sind hier für das SMMR Abschneidekonzentrationen von 3% bei einjährigem und 2% bei mehrjährigem Eis bestimmt worden.

Cavalieri et al. [1995] haben einen weiteren Wetterfilter für offenes Wasser eingeführt, der ein Gradientenverhältnis mit $T_B(22V)$ anstelle von $T_B(37V)$ benutzt. Ein Grenzwert von $GR_{22V/19V} = 0.045$ schließt Wasserdampfeffekte über dem Ozean besser aus, wenn die für Wasserdampf sensibleren SSM/I-Daten benutzt werden. In Abb. 4.3 sind die modellierten Punktwolken bei offenem Wasser für den reinen LWP-Effekt ($0-1.36 \text{ kg/m}^2$), den reinen W -Effekt ($0.6-14.4 \text{ kg/m}^2$) und den $W+LWP$ -Effekt im $GR-GR_{22V/19V}$ -Parameterraum geplottet (vgl. OW-Punktwolken in Abb. 4.2a–c). Die Wetterfilter (Abschneidewerte) sind als horizontale bzw. vertikale Linien eingezeichnet. Der neue $GR_{22V/19V}$ -Filter wirkt bei Gesamtwasserdampfgehalten ab etwa 10 kg/m^2 , wenn keine Wolken vorhanden sind, und ab etwa 13 kg/m^2 bei Wolken. Die Kombination hoher W mit niedrigen LWP, für die der GR -Wetterfilter nicht mehr faßt ($W \geq 20 \text{ kg/m}^2$) tritt im Winter nicht im Eisrandbereich, sondern erst über dem warmen Ozean der mittleren Breiten, oder gar in den Tropen auf.

In den folgenden Unterkapiteln wird die Streuung der Radiosondenaufstiegswerte beim reinen Wasserdampfeffekt (Abb. 4.2a) und beim reinen Wolkenwassereffekt (Abb. 4.2b) untersucht. Sie ist charakteristisch zumindest für winterliche Atmosphären über dem Meereis des Weddellmeeres und wichtig für eine im Vergleich zu künstlichen Atmosphären realistische Betrachtung der auftretenden Effekte.

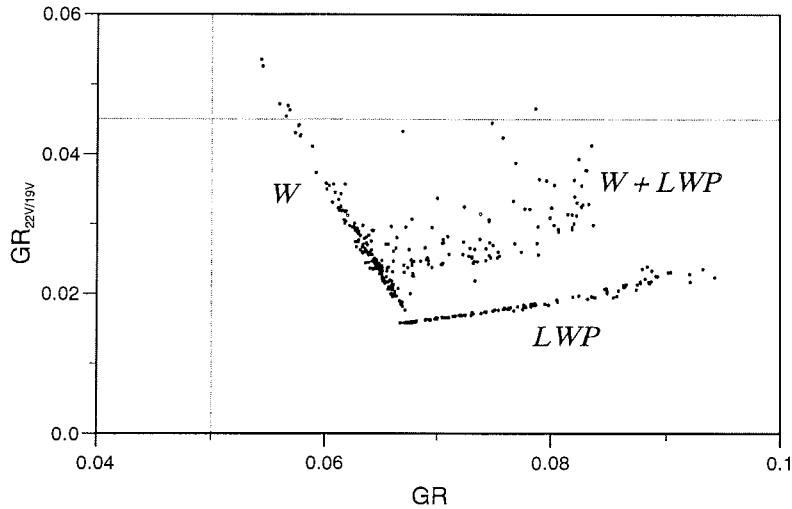


Abb. 4.3: Modellierte Effekte des Gesamtwasserdampfgehaltes W ($0.6-14.4 \text{ kg/m}^2$), des Wolkenwasserweges LWP ($0-1.36 \text{ kg/m}^2$) sowie $W+LWP$ im $GR-GR_{22V/19V}$ -Parameterraum für reale Atmosphären über dem offenem Ozean des Weddellsektors. Der GR -Filter beträgt 0.05 , der $GR_{22V/19V}$ -Filter 0.045 .

4.2.1 Wasserdampfprofil

Die in Abb. 4.2a dargestellten Punktwolken des reinen Wasserdampfeffektes im $PR-GR$ -Raum weisen trotz gleicher Gipfelhöhe (zur Korrektur des O_2 -Effektes) noch eine Streuung auf. Zur Aufstellung von Funktionen der Eiskonzentrationsänderungen mit dem Gesamtwasserdampfgehalt (vgl. Kap. 4.3) für eine anschließende Konzentrationskorrektur werden Regressionen durchgeführt. Bei der Polynomialregression von W mit den CF bzw. CM bewirkt diese Streuung, abhängig vom betrachteten Oberflächentyp, einen RMS-Fehler von $0.3-0.8\%$, und für CT von $0.02-0.11\%$ (vgl. Tab. A-2.1). Eine Detailbetrachtung der Radiosondenprofile am Ober- und Unterrand dieser Punktwolken hat ergeben, daß für gleichen Gesamtwasserdampfgehalt sich bei denjenigen mit höheren GR und niedrigeren PR (Oberrand) ein Großteil des Wasserdampfes in tiefen Atmosphärenschichten befindet. Mathematisch kann die Höhenverteilung der spezifischen Feuchte q mit einem Exponentenansatz (*Smith* [1966]) dargestellt werden:

$$q(p) = q_0 (p/p_0)^\lambda \quad (4.1)$$

Je größer der Exponent λ , desto stärker ist der Abfall der Bodenfeuchte q_0 mit abnehmendem Druck. Niedrigere λ dagegen führen zu einer gleichmäßigeren Verteilung von q mit der

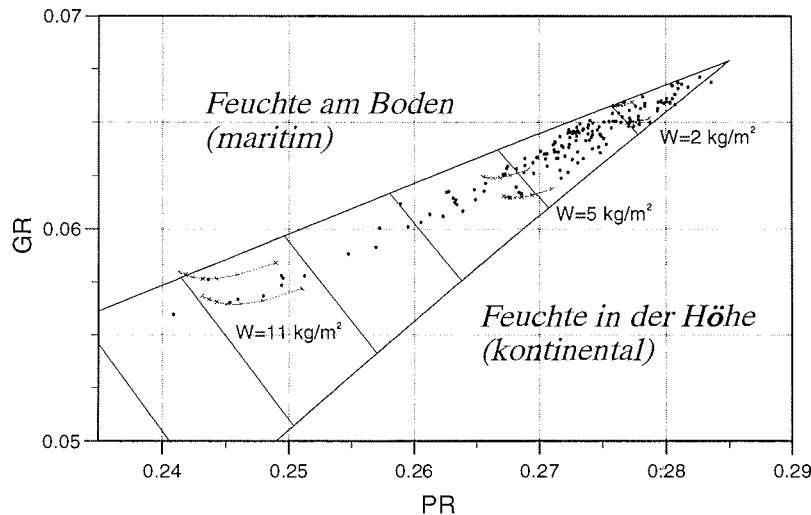


Abb. 4.4: Aus Radiosonden (schwarze Punkte) modellierte Wasserdampfeffekte (ohne Wolken) bei offenem Wasser. Für je zwei niedrige ($W \simeq 2 \text{ kg/m}^2$), mittlere ($W \simeq 5 \text{ kg/m}^2$) bzw. hohe Gesamtwasserdampfgehalte ($W \simeq 11 \text{ kg/m}^2$) werden Feuchteprofile mit $\lambda = 1 \dots 7$ für 6 verschiedene Radiosonden modelliert (durch Linien verbundene Kreuze). Ausgehend vom Eckpunkt offenen Wassers (rechts oben) sind auch Linien totaler Eiskonzentration im Abstand von 2% eingezeichnet.

Höhe. Die Druckabhängigkeit des Massenabsorptionskoeffizienten führt bei Verlagerung von Wasserdampf nach unten (höherer Druck) zu einer Abnahme der Helligkeitstemperatur im Zentrum von Absorptionslinien (hier 22.235 GHz) und zu einer Zunahme an den Flanken (Simmer [1994]). Da $T_B(19V)$ wegen der niedrigeren Oberflächenemissivität stärker erhöht wird als $T_B(19V)$, verringert sich PR mit steigendem λ . Aufgrund des frequenzmäßig größeren Abstandes von $T_B(37V)$ zur 22.235 GHz-Absorptionslinie wird T_B bei 37V stärker erhöht als bei 19V, und GR steigt an. Je höher der Gesamtwasserdampfgehalt W , desto stärker wirkt sich eine λ -Erhöhung auf die Helligkeitstemperaturen sowie auf PR und GR aus (s. Abb. 4.4).

Um die Effekte des Wasserdampfprofils auf PR und GR quantifizieren zu können, werden in Radiosonden mit niedrigen ($W \simeq 2 \text{ kg/m}^2$), mittleren ($W \simeq 5 \text{ kg/m}^2$) bzw. hohen Gesamtwasserdampfgehalten ($W \simeq 11 \text{ kg/m}^2$) jeweils analytische Feuchteprofile nach Gl. 4.1 mit $\lambda = 1 \dots 7$ vorgegeben. $\lambda = 1$ entspricht kontinentaler, $\lambda = 7$ ausgeprägt maritimer Feuchteverteilung. Sowohl für Radiosonden mit höherem GR (obere Kurven für bestimmten W in Abb. 4.4) als auch für solche mit niedrigerem GR (untere Kurven) erfolgt

bei ansteigendem λ eine mit zunehmendem W (2, 5, 11 kg/m²) stärkere Reduktion von PR und Erhöhung von GR . Die Radiosondenaufstiege an der Unterseite der Punktwolke repräsentieren also kontinentale, die an der Oberseite maritime atmosphärische Feuchteverteilungen. Ausgedrückt in Konzentrationen bedeutet dies in Abhängigkeit von W eine Variation von 0.3–1.6 % in totaler Eiskonzentration, 0.4–3.3 % in CF und 0.2–1.8 % in CM über offenem Ozean (s. auch Tab. A-1.1).

Überlagert sind dem Effekt des Wasserdampfprofils weiterhin diejenigen von Lufttemperatur und dem um eine Größenordnung kleineren von Luftdruck, welche erkennbar werden, wenn die Wasserdampfabsorption im Strahlungstransportmodell ausgeschaltet wird. Der kombinierte Effekt von Luftdruck und Lufttemperatur im gesamten Atmosphärendatensatz beträgt über OW in GR -Richtung 0.0015, in PR -Richtung 0.005 (entsprechend 2.9 % Variation in CF, 2.6 % in CM, 0.7 % in CT). Steigender Luftdruck erhöht GR und erniedrigt PR . Durch eine höhere Lufttemperatur nimmt die optische Dicke der Atmosphäre, und damit T_B , in den Zentren der Absorptionslinien zu und an den Flanken ab (*Simmer* [1994]). Wiederum sind die Effekte bei 37V stärker als bei 19V, und bei 19H größer als bei 19V, wodurch (umgekehrt als beim Luftdruck) GR erniedrigt und PR erhöht wird.

Tab. A-1.1 (S. 93) gibt für OW, FY- und MY-Eis eine Übersicht über den Effekt des Wasserdampfprofils (bei niedrigen bzw. hohen W) im Vergleich zu denen durch Temperatur- und Druckeffekte (in Abwesenheit von Wasserdampf) verursachten. Das Wasserdampfprofil hat bei gegebenem W also gleich starken bis stärkeren Einfluß auf die totale Eiskonzentration als Lufttemperatur und Luftdruck, verursacht aber bei der Bestimmung des Eistyps (insbesondere für FY) weniger Streuung. Die Effekte sind miteinander korreliert und führen, besonders gut erkennbar bei wolkenlosen Fällen, zur Streuung der Punktwolken im PR - GR -Raum.

4.2.2 Wolken

In Abb. 4.2b ist erkennbar, daß mit abnehmender Eiskonzentration (d.h. sinkender effektiver Emissivität der Oberfläche) die Streuung innerhalb der Punktwolken eines Atmosphärendatensatzes zunimmt. Ähnlich wie beim Gesamtwasserdampfgehalt im vorherigen Kapitel ergibt sich daher für die Regression der Eiskonzentrationen CF und CM mit dem LWP ein RMS-Fehler von 0.3–1.5 %, und für CT von 0.2–0.9 % (vgl. Kap. 4.3 und Tab. A-2.1). Hier sollen die Effekte von unterschiedlicher Wolkenbasis sowie vertikaler Erstreckung und des Flüssigwassergehaltes von Wolken untersucht werden. Die Größenverteilung der Wolkentröpfchen (Tab. 3.1), bzw. der Wolkentyp, haben nur geringen Einfluß auf PR und GR , zumal die Streuung der Wolkenparameter innerhalb der Wolkenklassen ebenso groß ist wie zwischen den Angaben verschiedener Autoren (*Simmer* [1994]).

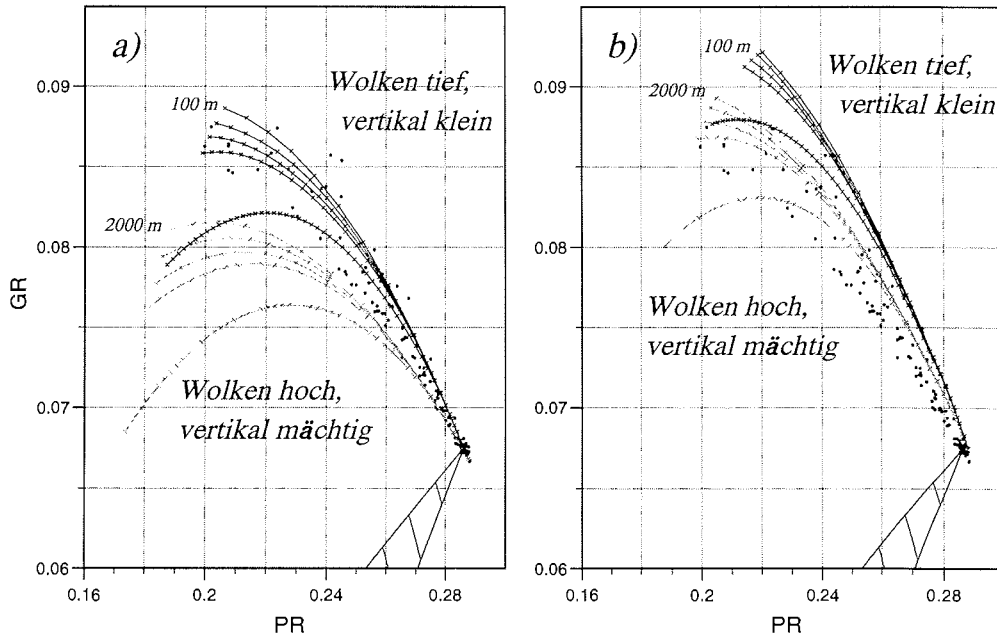


Abb. 4.5: Aus Radiosonden (schwarze Punkte) modellierte reine Wolkenwassereffekte (ohne Wasserdampf) über offenem Wasser. Teil a) zeigt die Effekte modellierter Wolken für eine kalte Atmosphäre, Teil b) für eine warme für $LWP \leq 500 \text{ g/m}^2$. Für die obere Kurvenschar (schwarz) liegt die Wolkenbasis z_0 bei 100 m, für die untere (grau) bei 2000 m. Die jeweils obersten Kurven bei $z_0 = 100 \text{ m}$ bzw. 2000 m zeigen Effekte von Wolken mit einem Flüssigwassergehalt LWC von 0.500 g/m^3 bei einer vertikalen Erstreckung h_c von 1000 m, die jeweils darunter folgenden Kurven sind berechnet für $LWC = 0.333 \text{ g/m}^3$ und $h_c = 1500 \text{ m}$, $LWC = 0.250 \text{ g/m}^3$ und $h_c = 2000 \text{ m}$, $LWC = 0.200 \text{ g/m}^3$ und $h_c = 2500 \text{ m}$ sowie $LWC = 0.100 \text{ g/m}^3$ und $h_c = 5000 \text{ m}$.

Unter Ausschluß des Wasserdampfeffektes im Strahlungstransportmodell (reiner LWP-Effekt) werden Wolken mit unterschiedlichem Basisniveau z_0 , Vertikalerstreckung h_c und Flüssigwassergehalt LWC für eine gemessene kalte (Abb. 4.5a) und eine warme Atmosphäre (Abb. 4.5b) erzeugt. Der Maximalbetrag des LWP der Radiosonden (schwarze Punkte) und der modellierten Profile (Kurven) beträgt 500 g/m^2 . Die obere Kurvenschar (schwarz) repräsentiert jeweils Ergebnisse für Wolken mit $z_0 = 100 \text{ m}$, die untere (grau) mit $z_0 = 2000 \text{ m}$. Für die jeweils 5 gleichfarbigen Kurven nimmt LWC ab, und h_c steigt an (siehe Legende).

Mit steigendem LWP (entlang der Kurven in negativer x-Richtung in Abb. 4.5) steigt GR an, da der Wolkenwasserkanal $T_B(37V)$ stärker erhöht wird als $T_B(19V)$. PR wird

stets erniedrigt, da $T_B(19H)$ bei niedrigerer Oberflächenemissivität stärker ansteigt als $T_B(19V)$ (vgl. Abb. 4.1). Bei großen Schichtdicken und hohen LWP wird $T_B(37V)$ aufgrund zunehmender Sättigung weniger erhöht als $T_B(19V)$, wodurch GR sogar abfallen kann. Mit zunehmender Wolkenhöhe (Kurvenensembles) und Wolkendicke (gleichfarbige Kurven) nimmt wegen der Temperaturabhängigkeit des Wolkenabsorptionskoeffizienten k_a $T_B(37V)$ weniger zu als $T_B(19V)$ (*Simmer* [1994]). Bei 37 GHz dominiert für hohe und kalte Wolken der Effekt der abnehmenden thermodynamischen Temperatur gegenüber dem Effekt steigenden k_a , und GR verringert sich im Vergleich zu niedrigeren und wärmeren Wolken. Die geringere Abhängigkeit der 37 GHz-Kanäle von der Wolkenhöhe macht sie zur Bestimmung von LWP (Kap. 5.2.2) besonders geeignet, da eine Strahlungstemperaturerhöhung nicht sowohl durch höheren LWP als auch durch eine niedrigere Wolkenobergrenze hervorgerufen wird (vgl. Untersuchungen von *Hargens* [1993]).

Die Punktwolken der Weddellmeer-Radiosonden im PR - GR -Parameterraum repräsentieren also ein charakteristisches Höhen-, Dicken- und LWC-Spektrum, womit eine realistische Bewertung der LWP-Effekte über Meereis vorgenommen werden kann. Die Standardfehler bei der Eiskonzentrationsbestimmung aus diesen Punktwolken sind in Tab. A-2.1 aufgeführt. Über offenem Ozean können für einen LWP von 500 g/m^2 maximale Unterschiede von 3 % bei CT und 4 % bei CF und CM auftreten, über einjährigem oder mehrjährigem Eis von 1.5 % bei CT und bis zu 5 % bei CF und CM.

In Tab. A-1.2 (S. 94) sind numerisch die resultierenden Eiskonzentrationsänderungen (NASA-Team-Algorithmus) sowie die Änderungen in PR und GR bei verschiedenen Wolkenpezifikationen mit $LWP = 500 \text{ g/m}^2$ aufgeführt. Dies entspricht der Differenz zwischen Werten beim Tiepoint offenen Wassers und dem Endpunkt der davon ausgehenden Kurven in Abb. 4.5a u. b. Für den Oberflächentyp OW haben die unterschiedlichen Wolken stärkeren Einfluß auf CT als bei FY- oder MY-Eis. Der Eistyp (CF und CM) wird am meisten über MY-Eis verändert (ohne Abb., s. Tab. A-1.2), während bei den hohen Emissivitäten FY-Eises die kleinsten Änderungen modelliert werden.

4.3 Effekte auf Meereiskonzentrationen

Im folgenden wird der mittlere Effekt auf Meereiskonzentrationen, berechnet mit dem NASA-Team-Algorithmus, für gegebene LWP und W des Radiosondendatensatzes dargestellt. Die im PR - GR -Raum auftretenden Änderungen (Abb. 4.2) durch atmosphärische Parameter werden mit Gl. 2.4 und Gl. 2.5 und den Tiepoints für das Weddellmeer (Tab. 3.2) in Konzentrationen einjährigen- (CF) und mehrjährigen Eises (CM) sowie totale Eiskonzentration (CT) umgerechnet. Die Kurven für die Konzentrationsänderungen mit LWP (Abb. 4.6a u. b) und mit W (Abb. 4.9a u. b) werden durch Exponential- bzw. Polynomi-

alregression bestimmt und zeigen Standardfehler von meist unter 1 % (Tab. A-2.1) wegen im Integralwert von LWP und W nicht erfaßter atmosphärischer Größen (s. Kap. 4.2.1 und 4.2.2). In Kap. 4.6 werden die Standardfehler herangezogen, um zu überprüfen, ob sich die Ergebnisse des SMMR- und des SSM/I-Radiometers unterscheiden.

Abb. 4.6a u. b und Abb. 4.9a u. b zeigen die nichtlinearen Änderungen der Meereiskonzentration mit LWP bzw. W. Die absoluten Konzentrationsänderungen in Abhängigkeit von ursprünglicher Konzentration sowie Größe der atmosphärischen Variable sind für LWP in Abb. 4.6c u. d und 4.8a u. b, für W in Abb. 4.9c u. d und 4.11a u. b dargestellt. Für eine Konzentration auf der Abszisse dieser Abbildungen, die die atmosphärischen Effekte beinhaltet, wird eine unterschiedliche Konzentrationsänderung (dC , Ordinate) für diverse diskrete Werte von LWP bzw. W modelliert. Über Oberflächen mit niedrigen Emissivitäten (offenes Wasser oder mehrjähriges Eis) wird CF durch LWP stark erhöht (+60 %, Abb. 4.6a u. c) und CM in gleicher Größenordnung erniedrigt (Abb. 4.6b u. d). Dies führt dazu, daß die Gesamtkonzentration (CF+CM) nur um bis zu 10 % für niedrige Konzentrationen erhöht wird (Abb. 4.8).

Wenn man die scheinbaren Konzentrationseffekte eines umfangreichen konvektiven Wolkenystems (z.B. einer Front mit $LWP = 500 \text{ g/m}^2$) betrachtet, unterschätzt der Algorithmus CM um 50–75 % (abhängig von der tatsächlichen Eiskonzentration), wenn nur mehrjähriges Eis vorhanden ist (Abb. 4.6d), während CT im Bereich -2 bis $+10$ % verändert wird (Abb. 4.8b).

Ein typischer Monatsmittelwert des Wolkenwasserweges von 150 g/m^2 in der Westwindzone des Südatlantiks (Oelke [1992]) oder 120 – 150 g/m^2 für die Westwindzone der Südhemisphäre (Lin und Rossow [1996]) würde einen systematischen Fehler in CM von -20 bis -25 % verursachen, in CT von -1 bis $+3$ %. Nahe der Eiskante, wo meist einjähriges Eis von den stärksten atmosphärischen Effekten beeinflusst wird, würde CF (abhängig von der Konzentration) um 5–20 % im Monatsmittel erhöht werden (vgl. Kap. 5.4.2). Für aktuelle Wolkenysteme reichen diese Modifikationen von $+10$ bis $+60$ % (Abb. 4.6c). CT wird hier um 1–3 % im monatlichen Mittel, und zwischen 4 und 10 % in Extremfällen erhöht (Abb. 4.8a), was insbesondere die Bestimmung der Eiskante beeinflusst und so die gesamte eisbedeckte Fläche scheinbar vergrößert.

Meereiskonzentrationen unter 0 % und über 100 %, die aus obigen Modellrechnungen resultieren können, machen zwar physikalisch keinen Sinn und können als Fehlerwerte markiert werden, doch auch im Bereich von 0 bis 100 % Konzentration können sehr starke Erniedrigungen und Erhöhungen durch die atmosphärischen Parameter auftreten, die unerkannt blieben und nicht korrigiert werden würden.

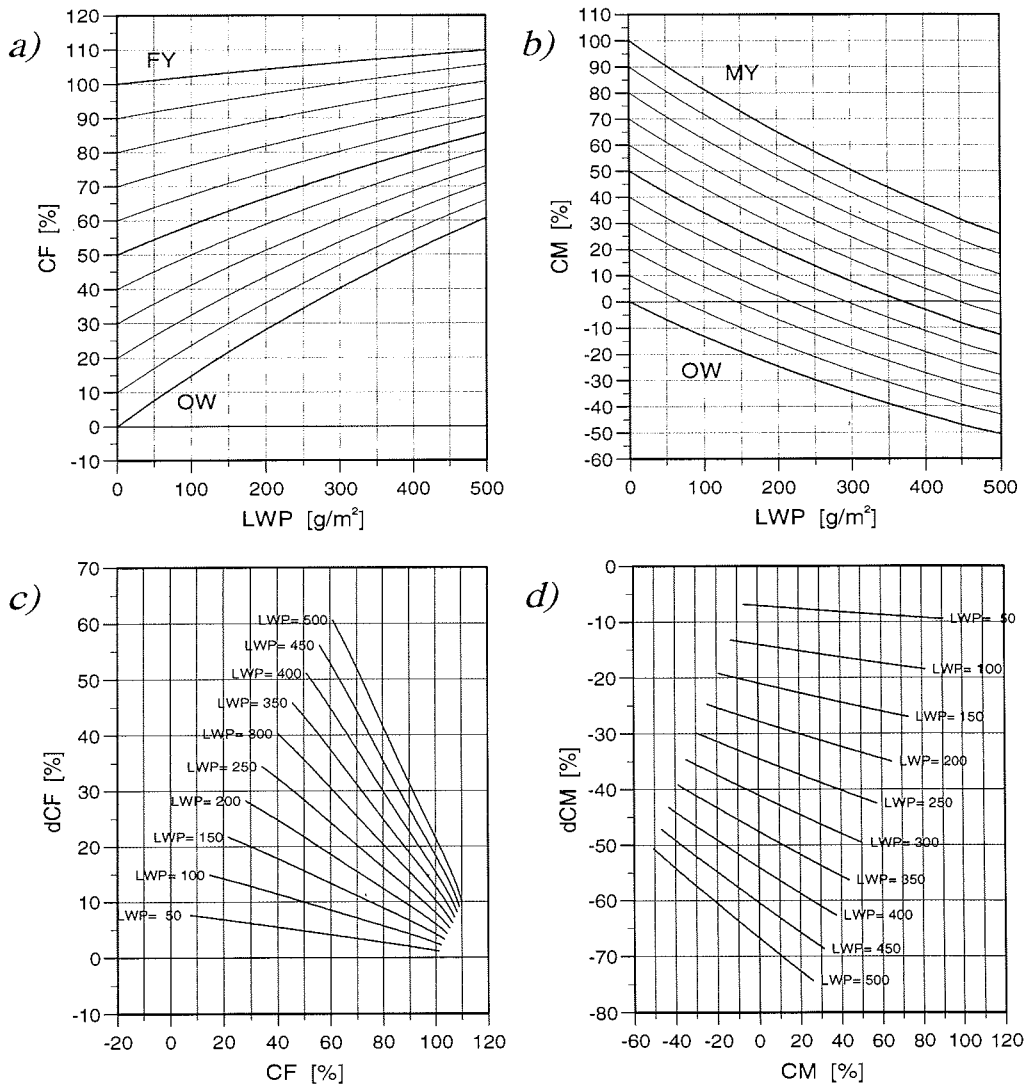


Abb. 4.6: Aus modellierten Helligkeitstemperaturen mit dem NASA-Team-Algorithmus für das SSM/I-Radiometer berechnete Konzentration (a) einjährigen Eises (CF) und (b) mehrjährigen Eises (CM) in Abhängigkeit vom Wolkenwasserweg LWP (in g/m^2) der verwendeten Radiosonden. Teile (c) und (d) zeigen die reinen Konzentrationsänderungen (dCF , dCM) bei bestimmten diskreten LWP über Oberflächen unterschiedlicher Konzentrationen eines einzelnen Eistyps.

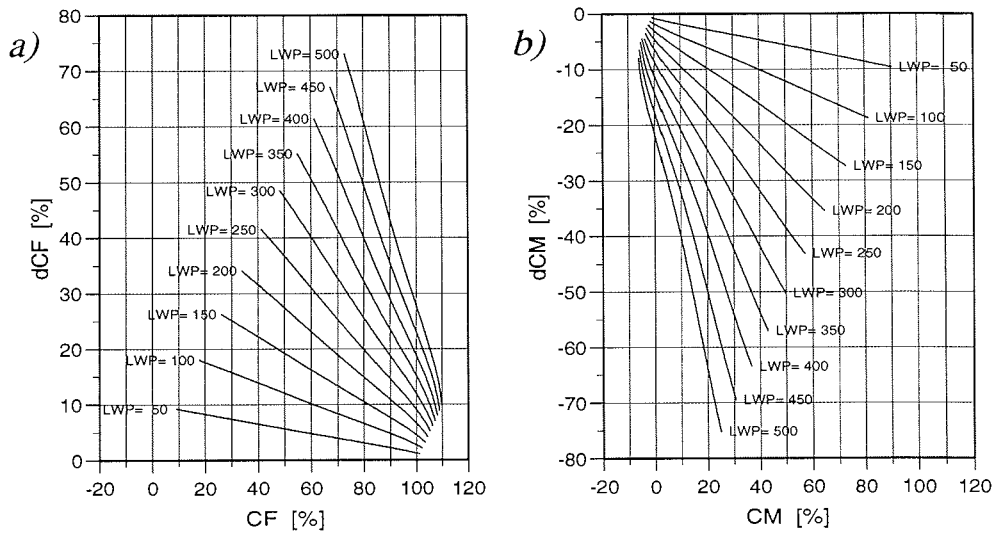


Abb. 4.7: Ähnlich wie Abb. 4.6. Änderung der Konzentration einjährigen- (dCF) (a) bzw. mehrjährigen Eises (dCM) (b) in Abhängigkeit vom Wolkenwasserweg LWP (in g/m^2) bei 100 % totaler Eiskonzentration ($CF+CM=100\%$). In (a) bedeutet $CF=100\%$ reines einjähriges-, $CF=0\%$ reines mehrjähriges Eis. Bei (b) ist $CM=100\%$ reines mehrjähriges-, $CM=0\%$ reines einjähriges Eis.

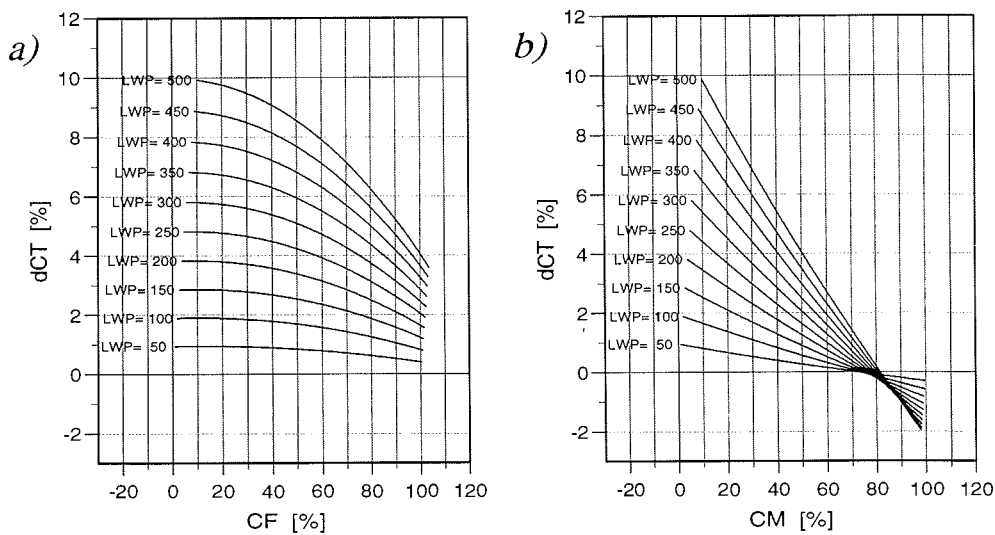


Abb. 4.8: Ähnlich wie Abb. 4.6, jedoch für CT . Änderung der totalen Eiskonzentration (dCT) in Abhängigkeit vom Wolkenwasserweg LWP (in g/m^2) und der Konzentration einjährigen- (CF) (a) bzw. mehrjährigen Eises (CM) (b).

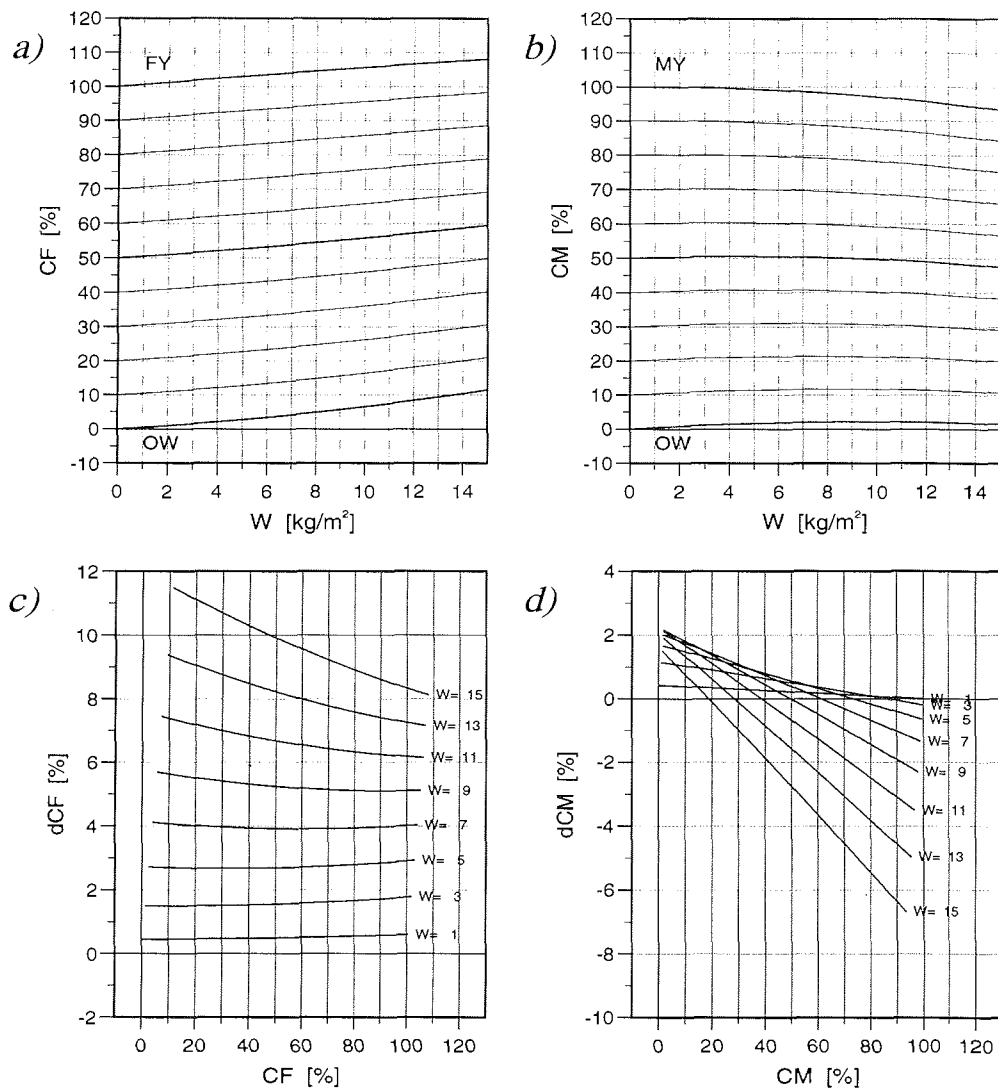


Abb. 4.9: Aus modellierten Helligkeitstemperaturen mit dem NASA-Team-Algorithmus berechnete Konzentration (a) einjährigen Eises (CF) und (b) mehrjährigen Eises (CM) in Abhängigkeit vom Gesamtwasserdampfgehalt W (in kg/m^2) der verwendeten Radiosonden. Teile (c) und (d) zeigen die reinen Konzentrationsänderungen (dCF , dCM) bei bestimmten diskreten W über Oberflächen unterschiedlicher Konzentrationen eines einzelnen Eistyps.

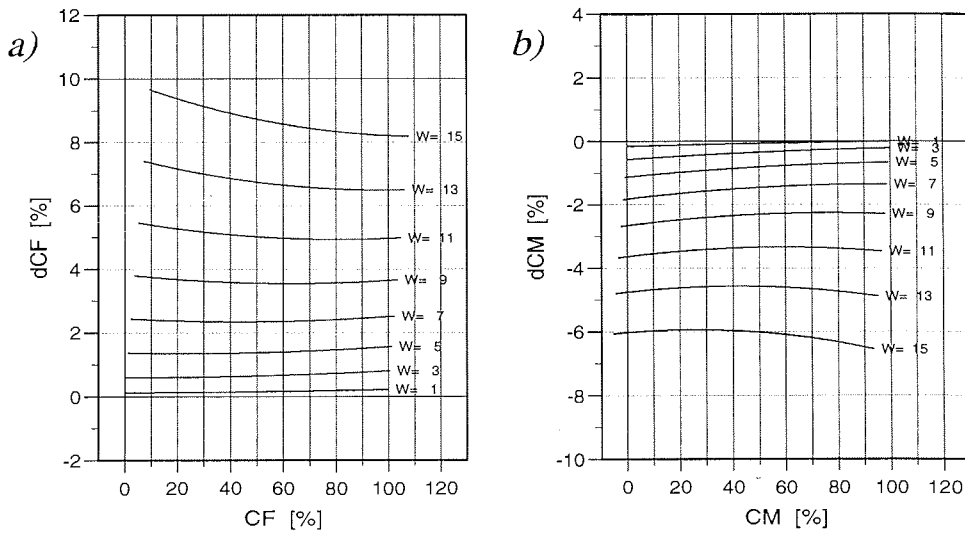


Abb. 4.10: Ähnlich wie Abb. 4.9. Änderung der Konzentration einjährigen- (dCF) (a) bzw. mehrjährigen Eises (dCM) (b) in Abhängigkeit vom Gesamtwasserdampfgehalt W (in kg/m^2) bei 100 % totaler Eiskonzentration ($CF+CM=100\%$). In (a) bedeutet $CF=100\%$ reines einjähriges-, $CF=0\%$ reines mehrjähriges Eis. Bei (b) ist $CM=100\%$ reines mehrjähriges-, $CM=0\%$ reines einjähriges Eis.

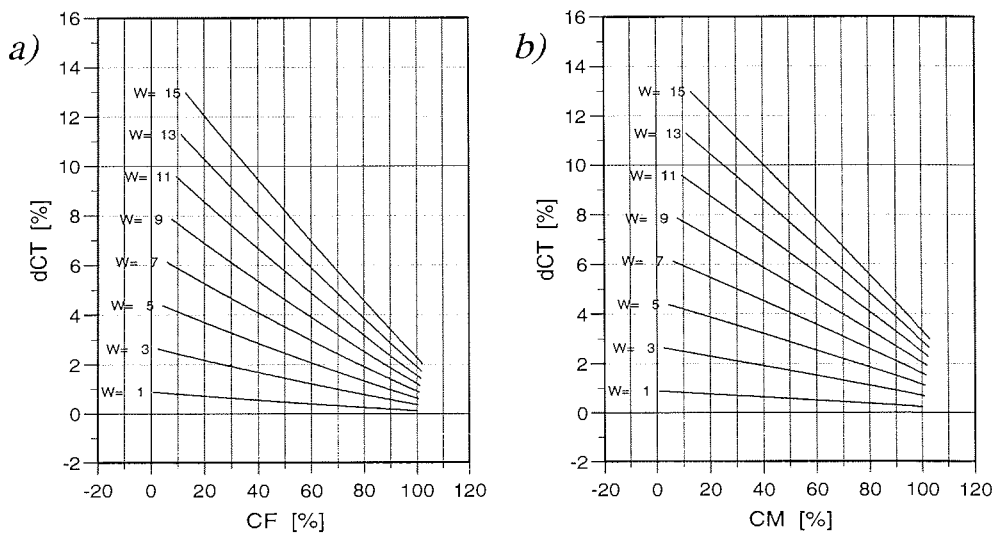


Abb. 4.11: Ähnlich wie Abb. 4.9, jedoch für CT . Änderung der totalen Eiskonzentration (dCT) in Abhängigkeit vom Gesamtwasserdampfgehalt W (in kg/m^2) und der Konzentration einjährigen- (CF) (a) bzw. mehrjährigen Eises (CM) (b).

Die Effekte des Gesamtwasserdampfgehaltes auf die Eistypbestimmung (CF oder CM) (Abb. 4.9) sind deutlich kleiner als die von Wolkenwasser: CM kann durch eine Erhöhung des Gesamtwasserdampfgehaltes von 0 auf 13 kg/m^2 um bis zu 5% reduziert, aber bei niedrigeren Konzentrationen um bis zu 2% erhöht werden (Abb. 4.9b u. d). Die Konzentration einjährigen Eises wird durch W für alle ursprünglichen Konzentrationen erhöht, jedoch am meisten für niedrige CF (Abb. 4.9a u. c).

Die Gesamtkonzentration CT (Abb. 4.11) wird durch W für beide Oberflächentypen fast gleich modifiziert, und zwar in gleicher Größenordnung wie durch LWP (Abb. 4.8). Die stärksten Erhöhungen bei $dW = 13 \text{ kg/m}^2$ (bis zu 11%) treten für niedrige Konzentrationen auf. Typische Werte des Gesamtwasserdampfgehaltes über dem Packeisgebiet des Weddellmeeres im Winter sind $2-3 \text{ kg/m}^2$ während antizyklonaler, meist wolkenfreier Bedingungen, und $10-15 \text{ kg/m}^2$, wenn das Wasserdampfgebiet eines Tiefdrucksystems vom Südatlantik advehiert wurde (s. z.B. Abb. 3.3).

Die Summe der individuellen Effekte von W und LWP (vgl. auch Tab. 4.1 u. 4.2) stimmt nicht exakt mit dem kombinierten Effekt der beiden Parameter überein, der bei Atmosphären auftritt, die sowohl Wolken als auch Wasserdampf enthalten (W+LWP). Die Empfindlichkeit der Helligkeitstemperaturen bezüglich Wolkenwasser ist reduziert, wenn auch Wasserdampf vorhanden ist (*Simmer* [1994]), und führt zu leicht niedrigeren Konzentrationsänderungen. Prinzipiell ist diese Sensitivität bereits in Abb. 3.2 an den für beide atmosphärische Parameter erhöhten optischen Dicken im Bereich von 22 und 37 GHz erkennbar.

4.4 Unterschiedliche Bodenemissivitäten (Tiepoints)

Um die Auswirkung verschiedener Oberflächenemissivitäten für den Atmosphären einfluß abschätzen zu können, werden Strahlungstransportrechnungen für das SSM/I mit dem Atmosphären datensatz und drei verschiedenen Datensätzen von Emissivitäten durchgeführt. Die daraus resultierenden Sätze von Helligkeitstemperaturen (Tab. 3.2), jeweils gemittelt für wolkenlose Atmosphären, wurden global ausgelegt für die Süd- (SH) oder die Nordhemisphäre (NH) (*Cavalieri et al.* [1991]) bzw. speziell regional für das Weddellmeer (Wedd.) (*Steffen und Schweiger* [1991]).

Die Tabellen 4.1 und 4.2 geben die modellierten Konzentrationsänderungen mehrjährigen Eises und die Änderungen der totalen Eiskonzentration durch die atmosphärischen Effekte von $W = 2-13 \text{ kg/m}^2$ und $LWP = 0-0.5 \text{ kg/m}^2$ während des Durchgangs eines starken Tiefdruckgebietes an. Die ersten beiden Datenblöcke in den Tabellen wurde berechnet für verschiedene Konzentrationen einjährigen bzw. mehrjährigen Eises, der dritte für 100%

‘

Tabelle 4.1: Vergleich der Wettereffekte auf die Konzentration mehrjährigen Eises des NASA-Team-Algorithmus für das SSM/I-Radiometer und unterschiedliche Tiepoints (Wedd. = Weddellmeer, SH = Südhemisphäre, NH = Nordhemisphäre). Die Konzentrationsänderungen (%) wurden modelliert für eine Erhöhung des Gesamtwasserdampfgehaltes (W) von 2 auf 13 kg/m², des Wolkenwasserweges (LWP) von 0 auf 0.5 kg/m² bzw. für beide gemeinsam ($W+LWP$).

Oberfläche [†]	W			LWP			$W+LWP$		
	Wedd.	SH	NH	Wedd.	SH	NH	Wedd.	SH	NH
OW	1.1	1.0	0.9	-50.7	-57.0	-54.6	-48.9	-55.2	-52.8
FY10 OW90	0.5	0.6	0.3	-46.0	-53.4	-50.3	-44.5	-51.8	-48.7
FY25 OW75	-0.3	-0.1	-0.4	-39.2	-48.1	-43.9	-38.0	-46.8	-42.7
FY50 OW50	-1.7	-1.3	-1.7	-28.0	-39.3	-33.5	-27.4	-38.5	-32.8
FY75 OW25	-3.1	-2.4	-3.0	-17.1	-30.6	-23.3	-17.0	-30.2	-23.1
FY90 OW10	-3.9	-3.1	-3.8	-10.7	-25.3	-17.2	-10.9	-25.2	-17.4
FY	-4.5	-3.6	-4.3	-6.4	-21.9	-13.2	-6.9	-21.9	-13.6
MY10 OW90	0.5	0.3	0.2	-53.2	-59.3	-57.0	-51.6	-57.9	-55.5
MY25 OW75	-0.4	-0.7	-0.7	-56.8	-62.9	-60.7	-55.7	-61.8	-59.5
MY50 OW50	-1.9	-2.5	-2.2	-62.8	-68.8	-66.6	-62.3	-68.4	-66.1
MY75 OW25	-3.4	-4.2	-3.8	-68.7	-74.7	-72.4	-68.8	-75.0	-72.6
MY90 OW10	-4.3	-5.2	-4.7	-72.1	-78.2	-75.9	-72.6	-78.9	-76.4
MY	-4.9	-5.9	-5.4	-74.3	-80.6	-78.1	-75.1	-81.5	-78.9
FY10 MY90	-4.8	-5.7	-5.2	-67.8	-74.8	-71.8	-68.5	-75.6	-72.6
FY25 MY75	-4.6	-5.3	-5.0	-57.8	-66.1	-62.3	-58.5	-66.7	-63.0
FY50 MY50	-4.4	-4.7	-4.7	-41.0	-51.4	-46.2	-41.6	-51.9	-46.8
FY75 MY25	-4.4	-4.1	-4.4	-23.9	-36.7	-29.9	-24.4	-36.9	-30.3
FY90 MY10	-4.4	-3.8	-4.4	-13.5	-27.8	-19.9	-13.9	-27.9	-20.3
FY95 OW05	-4.2	-3.3	-4.1	-8.6	-23.6	-15.2	-8.9	-23.5	-15.5
FY85 MY10	-4.1	-3.5	-4.1	-15.6	-29.5	-21.9	-15.9	-29.6	-22.2
FY70 MY25	-4.1	-3.9	-4.2	-26.0	-38.4	-31.9	-26.4	-38.6	-32.2
FY47 MY47	-4.2	-4.4	-4.4	-41.5	-51.7	-46.6	-41.9	-52.0	-47.0
FY25 MY70	-4.3	-5.0	-4.7	-56.7	-64.9	-61.1	-57.2	-65.4	-61.7
FY10 MY85	-4.5	-5.3	-4.9	-66.6	-73.6	-70.7	-67.2	-74.3	-71.3
MY95 OW05	-4.6	-5.6	-5.1	-73.2	-79.4	-77.0	-73.8	-80.2	-77.7
FY05 MY05	0.5	0.4	0.3	-49.6	-56.4	-53.7	-48.0	-54.8	-52.1
FY12 MY12	-0.3	-0.4	-0.5	-48.0	-55.5	-52.3	-46.9	-54.3	-51.2
FY25 MY25	-1.7	-1.9	-1.9	-45.6	-54.1	-50.2	-45.0	-53.5	-49.6
FY37 MY37	-3.1	-3.3	-3.3	-43.2	-52.8	-48.2	-43.2	-52.7	-48.1
FY45 MY45	-3.9	-4.1	-4.1	-41.9	-51.9	-47.0	-42.2	-52.2	-47.3

[†] FY bezeichnet einjähriges-, MY mehrjähriges Eis, OW offenen Ozean. Die Zahlen sind prozentuale Anteile der spezifischen Oberflächentypen. Wenn deren Summe nicht 100 % ergibt, besteht der Rest aus offenem Ozean.

Tabelle 4.2: Vergleich der Wettereffekte auf die totale Eiskonzentration des NASA-Team-Algorithmus für das SSM/I-Radiometer und unterschiedliche Tiepoints (Wedd. = Weddellmeer, SH = Südhemisphäre, NH = Nordhemisphäre). Die Konzentrationsänderungen (%) wurden modelliert für eine Erhöhung des Gesamtwasserdampfgehaltes (W) von 2 auf 13 kg/m², des Wolkenwasserweges (LWP) von 0 auf 0.5 kg/m² bzw. für beide gemeinsam ($W+LWP$).

Oberfläche [†]	W			LWP			$W+LWP$		
	Wedd.	SH	NH	Wedd.	SH	NH	Wedd.	SH	NH
OW	9.5	9.7	9.6	9.9	4.1	10.8	13.9	7.9	14.7
FY10 OW90	8.7	8.8	8.8	9.8	3.5	10.4	13.4	7.1	13.9
FY25 OW75	7.4	7.4	7.5	9.3	2.7	9.6	12.4	5.7	12.6
FY50 OW50	5.3	5.1	5.4	8.1	1.2	7.8	10.2	3.3	10.1
FY75 OW25	3.4	2.8	3.4	6.1	-0.5	5.6	7.5	0.8	7.1
FY90 OW10	2.2	1.5	2.3	4.7	-1.6	4.1	5.6	-0.8	5.0
FY	1.5	0.6	1.5	3.6	-2.4	2.9	4.3	-1.8	3.6
MY10 OW90	8.8	9.0	8.9	8.6	2.3	9.4	12.3	5.9	13.0
MY25 OW75	7.7	7.8	7.8	6.7	-0.4	7.4	9.9	2.8	10.6
MY50 OW50	5.9	5.9	5.9	3.6	-4.8	4.1	6.1	-2.3	6.6
MY75 OW25	4.1	4.0	4.0	0.7	-9.2	1.0	2.5	-7.4	2.8
MY90 OW10	2.9	2.8	2.9	-0.9	-11.8	-0.7	0.4	-10.4	0.5
MY	2.2	2.0	2.1	-2.0	-13.5	-1.9	-1.0	-12.4	-0.9
FY10 MY90	2.1	1.9	2.0	-1.4	-12.4	-1.4	-0.4	-11.4	-0.5
FY25 MY75	2.0	1.7	2.0	-0.5	-10.7	-0.6	0.4	-9.8	0.2
FY50 MY50	1.9	1.3	1.8	0.9	-7.9	0.6	1.7	-7.1	1.4
FY75 MY25	1.7	0.9	1.7	2.3	-5.1	1.8	3.0	-4.5	2.5
FY90 MY10	1.6	0.7	1.6	3.1	-3.5	2.5	3.8	-2.9	3.2
FY95 OW05	1.9	1.0	1.9	4.2	-2.0	3.5	5.0	-1.3	4.3
FY85 MY10	2.0	1.2	2.0	3.6	-3.1	3.0	4.4	-2.3	3.9
FY70 MY25	2.1	1.4	2.0	2.8	-4.8	2.3	3.6	-3.9	3.2
FY47 MY47	2.2	1.7	2.2	1.5	-7.3	1.2	2.4	-6.3	2.1
FY25 MY70	2.4	2.0	2.3	0.1	-9.8	0.0	1.2	-8.7	1.0
FY10 MY85	2.5	2.3	2.4	-0.8	-11.5	-0.8	0.3	-10.4	0.3
MY95 OW05	2.6	2.4	2.5	-1.5	-12.6	-1.3	-0.3	-11.4	-0.2
FY05 MY05	8.7	8.9	8.8	9.2	2.9	9.9	12.8	6.5	13.5
FY12 MY12	7.6	7.6	7.6	8.0	1.1	8.5	11.2	4.2	11.6
FY25 MY25	5.6	5.5	5.7	5.9	-1.8	6.0	8.2	0.5	8.4
FY37 MY37	3.7	3.4	3.7	3.5	-4.8	3.4	5.1	-3.3	4.9
FY45 MY45	2.6	2.1	2.6	2.0	-6.7	1.7	3.1	-5.6	2.8

[†] FY bezeichnet einjähriges-, MY mehrjähriges Eis, OW offenen Ozean. Die Zahlen sind prozentuale Anteile der spezifischen Oberflächentypen. Wenn deren Summe nicht 100% ergibt, besteht der Rest aus offenem Ozean.

Eisbedeckung und verschiedene Anteile der beiden Eistypen. Der vierte Block zeigt einen Schnitt durch 95 % totale Konzentration, der letzte gleiche Anteile der Eistypen von niedrigen hin zu hohen Konzentrationen. Selbst kleine Konzentrationsänderungen (100 % FY zu FY95 OW05) können den Atmosphären effekt deutlich beeinflussen (-2% in CM und $+0.7\%$ in CT), wenn die Emissivitätsunterschiede zwischen den Oberflächentypen groß sind.

Für alle der 30 unterschiedlichen Oberflächentypen variieren die Änderungen in CM und CT durch den Gesamtwasserdampfgehalt (W) um nicht mehr als 1 % bei den 3 Tiepointsätzen. Wenn Wolkenwasser (LWP) vorhanden ist, wird CM am stärksten über den Oberflächen mit niedrigen Emissivitäten (MY, OW) reduziert (Tab. 4.1), wo Unterschiede von bis zu 6 % zwischen den einzelnen Tiepointsätzen auftreten. Die Atmosphäre beeinflusst CM bis zu 15 % stärker über FY-Eis mit niedrigeren Emissivitäten (SH gegenüber Wedd.). Auch für CT (Tab. 4.2) können Unterschiede von über 11 % in der atmosphärischen Antwort auf LWP bzw. W+LWP auftreten. Die größeren Reduktionen von CM und CT für den SH-Tiepointsatz reflektieren die Positionen von FY- und MY-Tiepoint mit ihren höheren *PR* und *GR*. Wenn der MY-Tiepoint z.B. jüngerer Eis charakterisiert und zu höheren *GR* verschoben wäre (vgl. Abb. 4.2), müßten sich die Atmosphären effekte im *PR-GR*-Raum (bei ähnlicher Oberflächenemissivität) nicht wesentlich ändern, wohl aber kann durch Stauchung des Konzentrationsdreiecks CF mehr erhöht und CM mehr erniedrigt werden. CF und CM reagieren besonders sensibel auf die Lage des ohnehin zeitlich und räumlich nicht konstanten MY-Tiepoints.

Es wird geschlossen, daß Effekte durch die Atmosphäre und solche durch die Oberflächenemissivität von gleicher Größenordnung sein können, Oberflächeneffekte aber kleiner sind bei hohen Konzentrationen offenen Wassers oder mehrjährigen Eises, und wenn Wasserdampf- und Wolkenwasserwerte groß sind. Ähnlich hatte eine Studie von *Pedersen* [1994] ergeben, daß die Emissivität auf besser als 0.02 bekannt sein muß, damit bei hohen CT das durch weitere mittlere atmosphärische Parameter verursachte Rauschen durch sie nicht dominiert wird. Die hier betrachteten Emissivitätsunterschiede bei den Tiepoints von nahe Null bis zu 0.08 (s. Tab. 3.2, z.B. $\epsilon(37V)$ bei einjährigem Eis für „global SH“ und „Weddellmeer“) haben also das Potential, gerade bei schwächeren sonstigen Effekten Hauptfehlerquelle zu sein.

4.5 Vergleich mit früheren Schätzungen

Konzentrationsänderungen für das SMMR-Radiometer, berechnet von *Pedersen* [1991] bzw. *Maslanik* [1992] für einige bestimmte Oberflächentypen, werden als Vergleich mit den neuen Berechnungen in Tab. 4.3 gezeigt. Neben einfacheren Strahlungstransportmo-

Tabelle 4.3: Vergleich der Ergebnisse dieser Arbeit mit früheren Schätzungen des Wettereffektes (%) im NASA-Team-Meereisalgorithmus für das SMMR-Radiometer. Der obere Teil zeigt Änderungen der Konzentration mehrjährigen Eises (bzw. CM/CT (= *multiyear fraction*) für Pedersen [1991]), der untere Effekte auf die totale Eiskonzentration, jeweils durch eine Erhöhung des Gesamtwasserdampfgehaltes (W) von 2 auf 10 kg/m², eine Änderung des Wolkenwasserweges (LWP) von 0 auf 0.1 kg/m², oder für beide (W+LWP). Die Zahlen in Klammern sind Konzentrationsänderungen für das SSM/I-Radiometer, ebenfalls berechnet für globale Nordhemisphären-Tiepoints (Tab. 3.2).

Oberfläche ^b	Pedersen [1991] ^a		Maslanik [1992]		diese Arbeit					
	W	LWP	W	LWP	W		LWP		W+LWP	
FY05 MY05	-27.9	-179.3			-3.0	(0.8)	-16.2	(-14.1)	-16.7	(-14.0)
FY25 MY25	-10.0	-22.5			-3.6	(-0.9)	-15.5	(-12.9)	-16.1	(-13.1)
MY50 OW50			-6.7	-13.0	-4.1	(-0.9)	-19.5	(-17.0)	-20.3	(-17.3)
FY81 MY09	-3.0	-6.1			-3.5	(-2.7)	-9.0	(-5.8)	-9.4	(-6.0)
MY81 FY09	-7.7	-13.5			-4.9	(-2.6)	-20.5	(-17.7)	-21.4	(-18.2)
MY			-8.6	-15.0	-5.4	(-3.1)	-22.5	(-19.6)	-23.5	(-20.2)
OW			3.1	5.0	3.5	(7.0)	0.9	(2.1)	1.4	(3.0)
FY05 MY05	3.9	-0.3			3.2	(6.4)	0.7	(1.9)	1.2	(2.8)
FY10 OW90			2.5	3.0	3.2	(6.4)	0.9	(2.0)	1.3	(2.9)
FY50 OW50			1.8	3.0	2.0	(3.9)	0.7	(1.6)	1.0	(2.1)
FY25 MY25	2.5	-0.2			2.0	(4.1)	0.1	(1.2)	0.4	(1.7)
MY50 OW50			1.4	2.0	2.0	(4.3)	-0.6	(0.7)	-0.3	(1.3)
FY81 MY09	1.1	0.1			0.8	(1.7)	0.1	(0.8)	0.2	(1.0)
MY81 FY09	1.2	-0.5			0.9	(2.1)	-1.4	(-0.2)	-1.3	(0.1)
MY			0.2	1.0	0.6	(1.6)	-1.8	(-0.6)	-1.7	(-0.3)

^a CM/CT des Algorithmus 'Nr. 8' mit adjustierten Tiepoints.

^b FY bezeichnet einjähriges-, MY mehrjähriges Eis, OW offenen Ozean. Die Zahlen sind prozentuale Anteile der spezifischen Oberflächentypen. Wenn deren Summe nicht 100% ergibt, besteht der Rest aus offenem Ozean.

dellen (z.B. Wentz [1983], keine Streuung in der Atmosphäre) benutzen sie einen leicht anderen Tiepointsatz und atmosphärische Daten aller Jahreszeiten aus der Arktis. Pedersen [1991] fügt Wolkenschichten zwischen 400 und 500 m Höhe mit gleichverteiltem LWC von 1 g/m³ ein, was zwar eine häufig wolkenbedeckte Schicht darstellt (s. Abb. 3.6), jedoch viele der auftretenden höheren und dickeren Wolken außer acht läßt – unter gleichzeitiger Verwendung eines unrealistisch hohen LWC. Maslanik [1992] verwendet keine Schichtenteilung, sondern benutzt nur Integralgrößen der Atmosphärensäule. Der Wasserdampfgehalt wird bei Pedersen [1991] aus der nicht unbedingt für Polargebiete repräsentativen US-Standardatmosphäre berechnet, bei Maslanik [1992] als Mittelwert aus Radiosondaufstiegen in der Arktis. Beide gehen auch davon aus, daß die Atmosphäreneffekte im

NASA-Team-Meereisalgorithmus linear von LWP und W abhängen. Da Wolkenhöhe und -mächtigkeit sowie die Flüssigwasserverteilung innerhalb der Wolke wichtig für den Strahlungstransport sind, ergibt das hier verwendete Wolkenparametrisierungsschema, zusammen mit der vollständigen Temperatur- und Feuchteinformation polarer Atmosphären, eine realistischere Einschätzung der Atmosphäreneffekte auf Meereiskonzentrationen als die bisherigen Untersuchungen.

Der obere Teil von Tab. 4.3 zeigt Änderungen der Konzentration mehrjährigen Eises (dCM), der untere Änderungen der Gesamteiskonzentration (dCT). Die neuen Berechnungen zeigen eine geringere Reduktion von CM durch Wasserdampf ($W = 2 - 10 \text{ kg/m}^2$), während der W-Effekt, anders als bei *Pedersen* [1991], am größten für hohe Konzentrationen ist. Extrem hohe Änderungen mit W oder LWP bei *Pedersen* [1991] treten auf, weil er CM/CT (= multiyear *fraction*) berechnet, wo Fehler beträchtlich verstärkt werden, wenn CT gegen Null geht. Die neuen Ergebnisse für die Erhöhung der totalen Eiskonzentration fallen in den Bereich derer der anderen beiden Autoren. Sie finden ebenfalls mit abnehmender Eiskonzentration zunehmende Effekte in CT. Die Erniedrigung von CM durch Wolken (mit einem relativ niedrigen Wolkenwasserweg von 0.1 kg/m^2) ist mit Ausnahme der Oberflächen niedriger Eiskonzentrationen stärker als bei *Maslanik* [1992] und *Pedersen* [1991]. CT wird durch LWP weniger erhöht als bei *Maslanik* [1992] und bei hohen Anteilen alten Eises sogar erniedrigt. *Pedersen* [1991] erhält hingegen eine leichte Erniedrigung von CT auch bei niedrigen Konzentrationen. Von keinem Autor sind bisher die kombinierten Effekte von W und LWP (W+LWP in Tab. 4.3 sowie Tab. 4.1 und 4.2) bestimmt worden.

Cavalieri et al. [1984] schätzen den Fehler in CT mit 0.5% für eine Änderung des Gesamtwasserdampfgehaltes von 2 kg/m^2 , was insbesondere bei niedrigen Konzentrationen weniger ist als hier berechnet. Die Variation von CM mit Wasserdampf wird auf 1–2% bei hohen Konzentrationen geschätzt, aber auf vergleichsweise sehr hohe 17% bei einer Eiskonzentration von 10%. Weiterhin wird die Unsicherheit durch eine Wolkendecke mit $LWP = 0.4 \text{ kg/m}^2$ auf relativ niedrige 1% für CT und 30% für CM angegeben. Für das SSM/I-Radiometer schlägt *Cavalieri* [1992] eine durch die neuen Berechnungen bestätigte lineare Interpolation bei Zwischenkonzentrationen zwischen Fehlern von 15% in CT bei OW und 0% bei FY-Eis vor (vgl. Tab. 4.2).

4.6 Unterschiede zwischen Schätzungen von SMMR, SSM/I und MIMR

Zwischen den Atmosphäreneffekten bei Meereisalgorithmen für das SMMR- und das SSM/I-Radiometer (Zahlen in Klammern in Tab. 4.3) treten, insbesondere für Wasserdampf, offensichtliche Unterschiede auf. Eine 2–4 % höhere Konzentration mehrjährigen Eises und eine bis über 3 % höhere Gesamteiskonzentration für SSM/I reflektieren die dichtere Lage der 19.35 GHz-Kanäle an der Wasserdampfabsorptionslinie bei 22.235 GHz gegenüber den 18.0 GHz-Kanälen bei SMMR. Ein relativ niedriger LWP von 0.1 kg/m² reduziert die für SSM/I abgeleiteten CM um 2–3 % weniger, verglichen mit den für SMMR berechneten. Dabei sind die Differenzen zwischen Modellberechnungen mit beiden Radiometern immer größer als die Summe der RMS-Fehler, die bei Ableitung der Effekte per Regression auftreten (Tab. A-2.1).

Bei niedrigen Eiskonzentrationen ist der Effekt von LWP bzw. LWP inkl. W auf die Gesamteiskonzentration beim SSM/I-Algorithmus um 1.5 % größer als beim SMMR-Algorithmus (Tab. 4.3). Über 100 % Eisbedeckung mehrjährigen Eises bleibt der Unterschied für die beiden Radiometer mit 1.3 % in etwa gleich, während er sich über reinem einjährigen Eis auf +0.5 % reduziert. Die Unterschiede für die Radiometer sind größer für höhere LWP (0.5 kg/m²): +7.0 % für OW, +5.8 % für MY und +2.2 % für FY.

Diese unterschiedliche Antwort auf atmosphärische Parameter ist Teil der systematischen Unterschiede zwischen beiden Radiometern, die von *L.T. Pedersen* (pers. Mitteilungen) festgestellt wurden. Während des Zeitraums vom 10.7. bis 20.8.1987, als beide Radiometer im Orbit waren, hat der Vergleich für den Weddellsektor in der Antarktis folgende lineare Beziehung der totalen NASA-Team-Eiskonzentrationen ergeben:

$$CT_{SMMR} = -5.02 + 1.0445 \cdot CT_{SSM/I} \quad (4.2)$$

Diese Gleichung impliziert, daß man bei $CT_{SMMR} = 0\%$ $CT_{SSM/I} = 4.8\%$ erhält, und bei $CT_{SMMR} = 100\%$ $CT_{SSM/I} = 100.7\%$. Der atmosphärische Beitrag kann also bei starken Zyklonen für den gesamten Unterschied verantwortlich sein, oder im Monatsmittel (LWP $\simeq 0.1$ kg/m²) zumindest einen wesentlichen Teil davon erklären (Tab. 4.3). Die Unterschiede bei niedrigen Eiskonzentrationen können auch durch regionale und zeitliche Variationen des Tiepoints offenen Wassers (*Gloersen et al.* [1992], *Cavalieri et al.* [1991]) beeinflußt sein.

Ein weiterer Grund für die Unterschiede bei den Radiometern kann die unterschiedliche Flughöhe des jeweiligen Satelliten sein (Tab. 2.1), die zusammen mit der Meßfrequenz des Radiometers die horizontale Auflösung der Bodenpixel bestimmt. Besonders für das zukünftige MIMR-Radiometer mit seiner mehr als dreimal so hohen Auflösung werden größere systematische Unterschiede gegenüber den früheren Radiometern erwartet, weil

Strahlung aus unterschiedlichen Gebieten gemessen wird. Die ebenfalls modellierten Wetereffekte für das MIMR-Radiometer (ohne Tabelle) liegen zwischen denen von SMMR und SSM/I und reflektieren die geplanten Kanäle bei 18.7 GHz, zwischen 18.0 GHz (SMMR) und 19.35 GHz (SSM/I), und 36.5 GHz. Der Zenitwinkel des MIMR wird bei etwa 50° liegen, ähnlich den 50.2° von SMMR und etwas kleiner als die 53.1° von SSM/I. Dies trägt ebenfalls zu berechneten Unterschieden zwischen den drei Radiometern bei, weil die Oberflächenemissivität zenitwinkelabhängig ist, und weil Strahlung für größere Zenitwinkel eine höhere Extinktionswahrscheinlichkeit auf ihrem längeren Weg durch die Atmosphäre hat. Für Schätzungen der Meereiskonzentration mit Messungen von mehr als einem Radiometer muß dieses unterschiedliche Atmosphärenverhalten berücksichtigt werden. Streng genommen müßten bereits für alle der sonst baugleichen SSM/I-Radiometer wegen ihrer leicht unterschiedlichen Flughöhe (bis zu 50 km) und damit anderen Pixelauflösung am Boden verschiedene Tiepoints definiert werden, um einen systematischen Fehler bei langen Zeitserien zu vermeiden.

4.7 Vergleich NASA–Comiso-Algorithmus

Das Verhalten des NASA-Team-Meereisalgorithmus bei atmosphärischen Einflüssen wird abschließend mit den aus Radiosondenaufstiegen modellierten Konzentrationsänderungen beim Comiso-Algorithmus (Kap. 2.4) verglichen. Der Comiso-Algorithmus (Punkte in Abb. 4.12) reagiert beim Eistyp (CF, CM) weniger empfindlich auf LWP-Änderungen (Teil a) als der NASA-Algorithmus. Dargestellt sind hier die kombinierten Effekte von realen Atmosphären, also solchen, die sowohl Wolkenwasser (LWP) als auch Wasserdampf (W) enthalten. Ebenso wie beim NASA-Algorithmus (OW_N , MY_N) wird auch beim Comiso-Algorithmus die Konzentration einjährigen Eises (CF) über MY stärker erhöht als über OW. Für alle Oberflächen recht einheitlich weniger durch LWP reduziert ist die Konzentration mehrjährigen Eises (CM) beim Comiso- gegenüber dem NASA-Algorithmus. Die totale Eiskonzentration (CT) fällt über MY-Eis beim Comiso-Algorithmus sehr viel stärker ab (bis zu -20%), gegenüber nur etwa -2% beim NASA-Algorithmus. Ebenso findet über reinem FY-Eis, anders als beim NASA-Algorithmus, eine leichte Reduktion statt. Für niedrige Eiskonzentrationen, insbesondere mit hohem FY-Anteil, ist die totale Eiskonzentration beim Comiso-Algorithmus schwächer von LWP beeinflusst.

Die Unterschiede zwischen beiden Algorithmen in der W-Abhängigkeit (Abb. 4.12b) sind deutlich kleiner als für die LWP-Abhängigkeit. CF über FY-Eis wird beim Comiso-Algorithmus weniger durch Wasserdampf erhöht, während CM etwas weniger reduziert wird. Bei CT findet beim Comiso-Algorithmus für FY-Eis eine Reduktion von 1% statt,

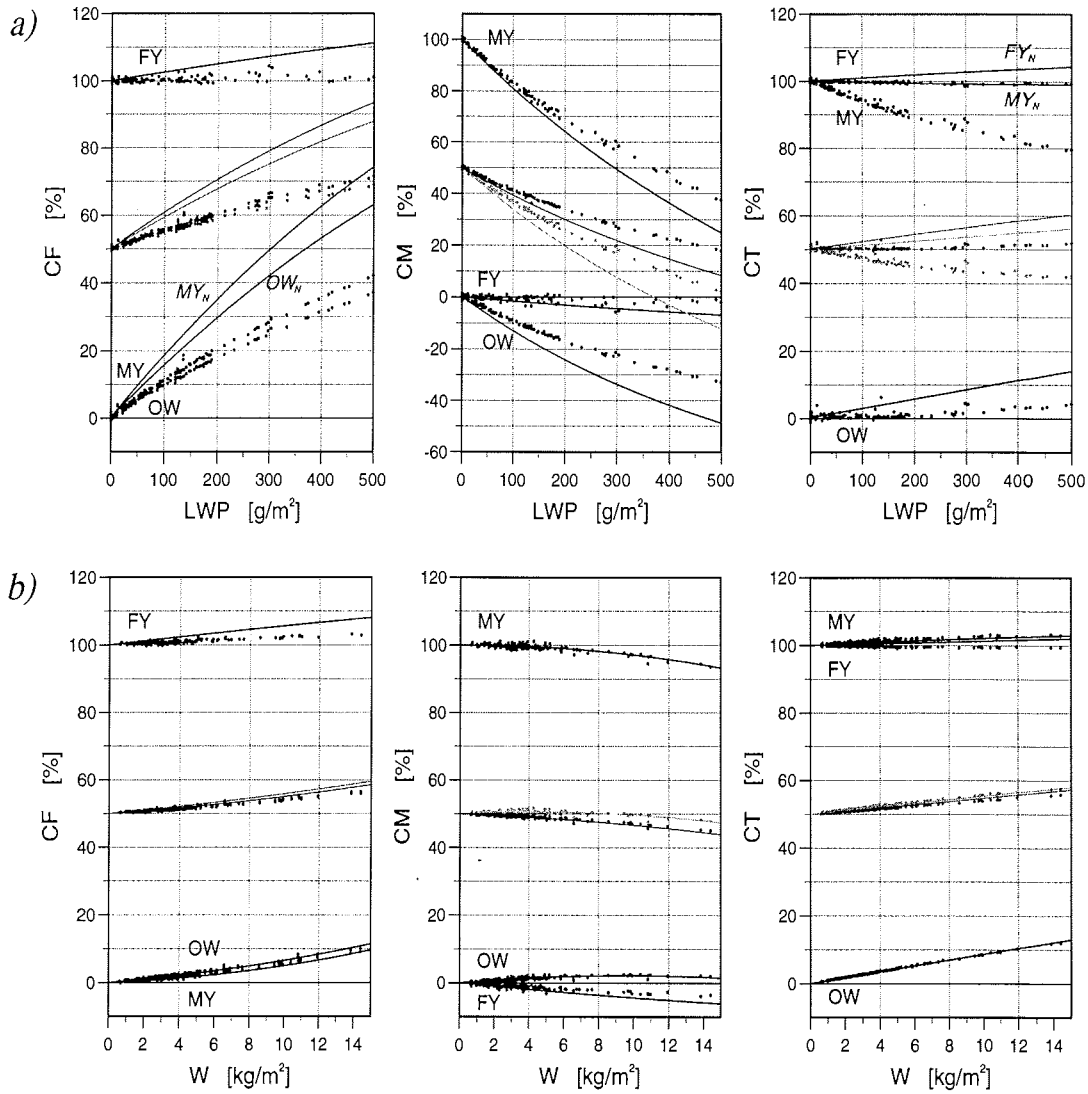


Abb. 4.12: Vergleich von Meereiskonzentrationsänderungen, die mit dem NASA-Team-Algorithmus (Kurven) und dem Comiso-Algorithmus (Punkte) für den Weddellmeer-Tiepointsatz aus Modellergebnissen berechnet wurden. Teil a) zeigt die LWP-Abhängigkeit (wobei Wasserdampf in den Atmosphären vorhanden ist ($W+LWP$)) von CF, CM und CT; Teil b) die W-Abhängigkeit, jeweils für die drei reinen Oberflächentypen OW, FY- und MY-Eis sowie für einen Mischtyp von je 50%.

während der NASA-Algorithmus sowohl für FY- als auch für MY-Eis die Konzentration mit steigendem Wasserdampfgehalt erhöht.

Zu berücksichtigen ist bei diesem Vergleich weiterhin, daß der NASA-Algorithmus wegen der als Variablen benutzten Verhältnisse von Helligkeitstemperaturen (*PR* und *GR*) nahezu unempfindlich gegenüber Veränderungen der physikalischen Oberflächentemperatur des Eises ist. Der Comiso-Algorithmus verwendet die Helligkeitstemperaturen direkt und würde deshalb bei Vergleichen, die anders als hier keine klar definierten Oberflächenbedingungen vorgeben, insbesondere aber für reale Eis- und Wetterverhältnisse beim Durchzug von Tiefdruckgebieten, stärker beeinflußt.

5 Anwendung auf Fallstudien

Die modellierten Atmosphäreneffekte bei der Bestimmung von Meereiskonzentrationen werden jetzt mit Konzentrationsänderungen verglichen, die aus SSM/I-Satellitendaten abgeleitet werden. Sowohl Betrag als auch regionale Verteilung der Meereisanomalien werden für das Gebiet des Weddellmeeres untersucht, wo von *F.S. Polarstern* gleichzeitig die Radiosondenaufstiege für Modellrechnungen (Kap. 4) aufgenommen wurden und Bodenbeobachtungen existieren. Die zur gleichen Zeit aufgetretenen Wolkengebiete werden anhand von Infrarot-Satellitendaten geographisch lokalisiert und verfolgt. Mit SSM/I wird der Wolkenwasserweg LWP und der Gesamtwasserdampfgehalt W der Atmosphäre sowohl über Ozean als auch über Meereis abgeschätzt und mit den in SSM/I-Daten auftretenden Eiskonzentrationsänderungen in Relation gesetzt. Eine Korrektur der durch die Atmosphäre verfälschten Meereiskonzentrationen wird anhand der parametrisierten Werte von LWP und W sowohl für aktuelle Situationen als auch im Monatsmittel vorgenommen. Im Vergleich mit Gesamteiskonzentrationen eines dynamisch-thermodynamischen Meereismodells werden reale Konzentrationsänderungen ohne Atmosphärenfehler während des Durchgangs von Tiefdruckgebieten aufgezeigt.

5.1 Atmosphäreneffekte bei der Bestimmung der Meereiskonzentration mit Mikrowellen-Satellitendaten

Gesamteiskonzentration (CT) und Konzentration der Eistypen (CF und CM) im Weddellsektor der Antarktis werden aus Daten der einzelnen Überflüge des SSM/I-Radiometers (Satellit F-11) für die Wintermonate Juni und Juli 1992 berechnet. Die Tieppoints für den NASA-Team-Meereisalgorithmus (Tab. 3.2) werden als Minima der Helligkeitstemperaturen bei offenem Wasser (OW-Tieppoint) bzw. älterem Eis (MY-Tieppoint) und als Maxima bei einjährigem Eis (FY-Tieppoint) direkt aus den Satellitendaten bestimmt. Sie sind sehr ähnlich denen für November im Weddellmeer von *Steffen und Schweiger* [1991]. Bei allen Pixeln werden berechnete Konzentrationen für Gradientverhältnisse $GR > 0.05$ auf 0% gesetzt (OW-Wetterfilter). Dieser Filter entfernt alle Wettereffekte in einigen hundert Kilometern Entfernung zur Eiskante, und erst über dem wärmeren Wasser des Südatlantiks und Südpazifiks treten irrtümliche Eiskonzentrationen auf, verbunden mit einer Streuungserniedrigung von GR bis auf 0.045 im Bereich mächtiger Wolkengebiete oder Niederschlag (Abb. 5.1a-c). Dort fälschlich auftretende Eiskonzentrationen können i.allg. durch A-Priori-Informationen ausgeschlossen werden. Land- und Schelfeisbildpunkte werden mit dem auf die Auflösung von 0.25° Breite mal 0.5° Länge umgerechneten Landfeld vom SSM/I-Gitter (*NSIDC* [1996]) maskiert (hellgraue Flächen).

Abb. 5.1a zeigt die Konzentration einjährigen Eises (CF) für den 24.07.92. Der linke Teil ist aus 6 Satellitenorbits vom Vormittag (a.m.), der rechte Teil aus Überflügen vom Nachmittag (p.m.) zusammengesetzt. Gut unterscheidbar sind Gebiete mit hoher CF im südlichen und östlichen Weddellmeer und Gebiete niedrigerer CF im nordwestlichen Teil. Im Nordwesten zwischen etwa 30° und 60°W sowie 60° und 70°S befindet sich auch älteres, meist zweijähriges Eis (SY, *second-year ice*) höherer Konzentration (Abb. 5.1b), und die Gesamtkonzentration CT (= CF+CM) (Abb. 5.1c) erreicht hier wie in den übrigen Gebieten hohe Werte. Die totale Eiskonzentration nimmt von Süd nach Nord leicht ab und verringert sich erst sehr viel stärker zur relativ scharfen Eiskante hin. Die Verteilung von jüngerem und älterem Eis spiegelt den Alterungsprozeß während des Durchgangs durch den zyklonalen Wassermassenwirbel des Weddellmeeres vom östlichen über den südlichen in den nordwestlichen Teil wider. Weiterhin ist ein Neueisgebiet (hohe CF) vor dem Ronneschelfeis erkennbar, das bei periodisch auftretenden katabatischen Winden im Bereich von Polynyen gebildet wird und sich im Laufe eines Winters immer weiter in Richtung Nordwesten ausbreitet (s. auch *Viehoff et al.* [1994]). Über offenem Ozean sind im Südpazifik und vor Südamerika durch Wolkengebiete verursachte Störungen zu erkennen, die sich im Laufe des 24.07. in der Westwinddrift weiter nach Osten verlagern (vgl. Abb. 5.5). Weitere sofort sichtbare Wettereffekte sind die Erhöhung von CF auf über 100 % bei 20°W, 65°S (24.07. a.m.) und die anschließende sofortige Erniedrigung (24.07. p.m.), sowie die synchron dazu auf unter 0% reduzierte CM. Allgemein sei darauf hingewiesen, daß viele der hier gezeigten Abbildungen in *Oelke* [1996] farbig erschienen sind und dort eine wesentlich größere Detailtreue aufweisen.

Deutlich besser erkennbar sind diese Wettereffekte durch Differenzenbildung für Meßwerte vom Nachmittag (p.m.) und Vormittag (a.m.) (Abb. 5.2a–c). Für jedes Meßpixel, das sowohl morgens als auch abends Werte aufweist, wird die Differenz gebildet und anschließend durch Gauß'sche Mittelung mit den acht direkt anschließenden Pixeln geglättet.

Die Resultate zeigen, daß Satellitendaten während einer Anzahl von Fallstudien im Weddellmeer (z.B. 24.7.92, aber auch 12.6., 22.6., 25.6., 7.7., 16.7., 18.7. und 22.7.) sehr ähnliche Konzentrationsänderungen wie die Modellrechnungen liefern, und zwar eine starke Erhöhung des Anteils einjährigen Eises, eine Reduktion des Anteils älteren Eises in gleicher Größenordnung sowie deutlich kleinere Änderungen in totaler Eiskonzentration. Dies wird am deutlichsten im nordwestlichen Weddellmeer zwischen 60° und 65°S, 30° und 50°W, wo ein frontales Wolkenfeld am Abend des 24. Juli 1992 von Westen her hineinzieht (vgl. Abb. 5.3). Die Position des Wolkensystems fällt mit einer Erhöhung des Gesamtwasserdampfgehaltes von bis zu 10 kg/m² überein (Kap. 5.2.2, Abb. 5.5c), und der LWP wird im Vergleich zum Morgen um bis zu 500 g/m² erhöht. Diese Änderungen in W und LWP

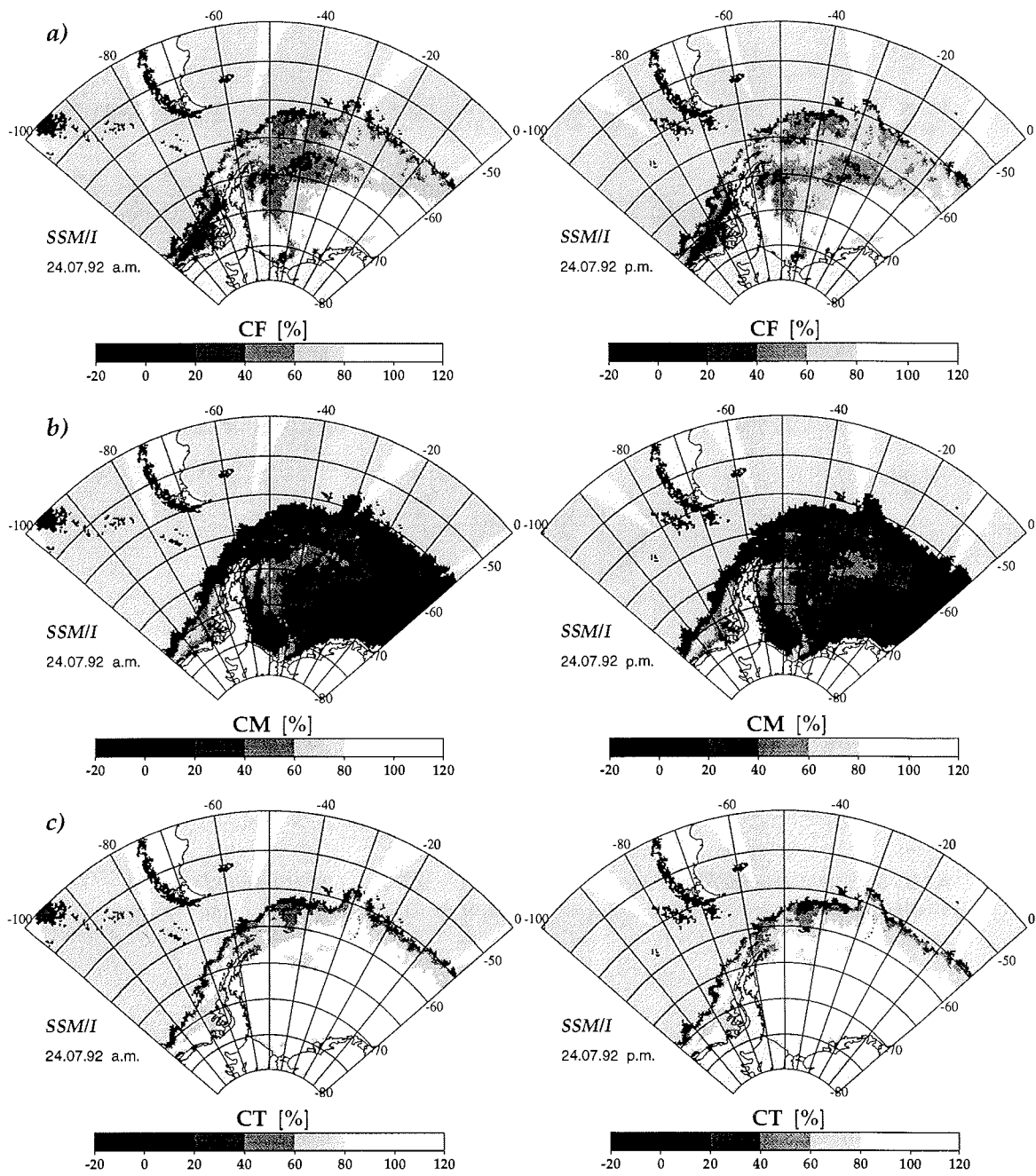


Abb. 5.1: Konzentration einjährigen- (CF) (a) und mehrjährigen Eises (CM) (b) sowie die Gesamteiskonzentration (CT) (c) für den 24.07.92 vormittags (a.m., links) und nachmittags (p.m., rechts). Die Berechnungen wurden mit dem Tiepointsatz für das Weddellmeer und $GR < 0.05$ als Ozeanwetterfilter durchgeführt.

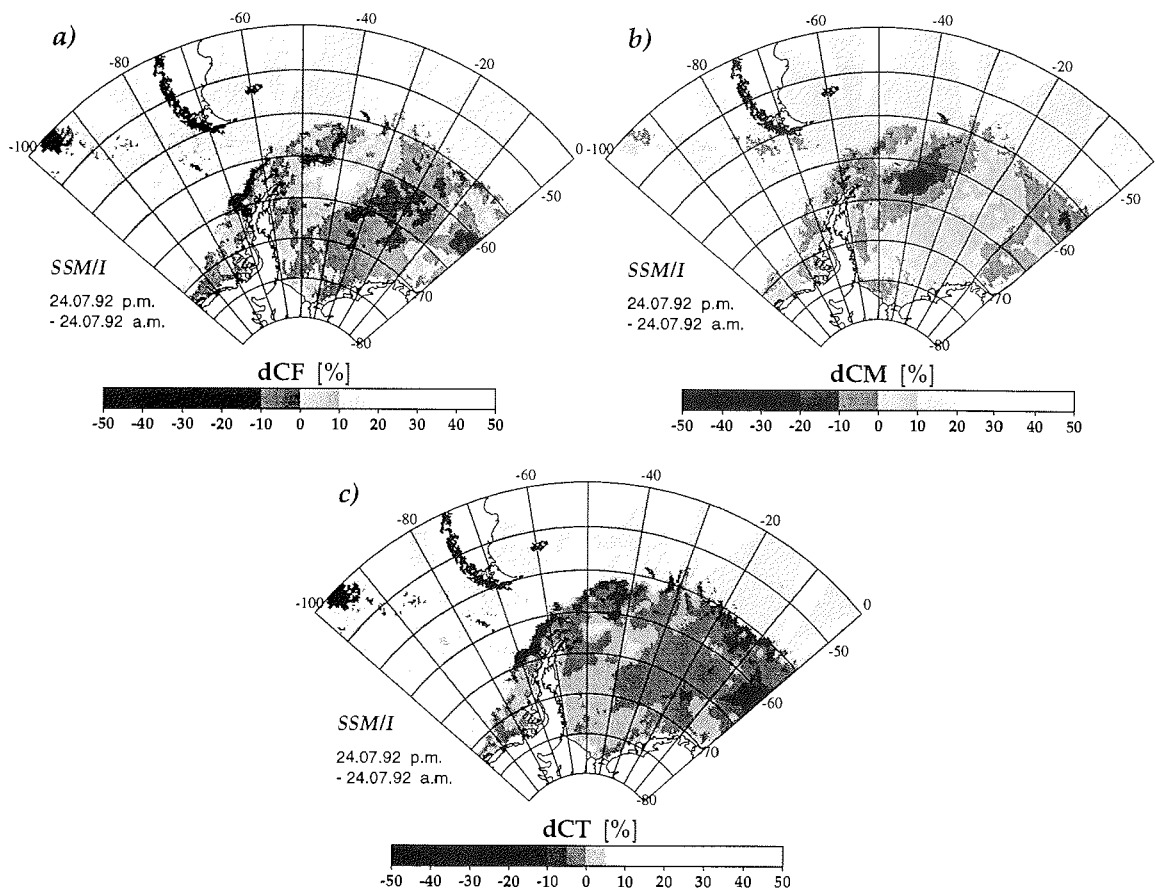


Abb. 5.2: Differenzfelder der Meereiskonzentrationen CF (a), CM (b) und CT (c) im Weddellmeer zwischen SSM/I-Messungen vom 24.07.92 nachmittags (p.m.) und vormittags (a.m.) (vgl. Abb. 5.1).

wurden auch mit Radiosonden von *F.S. Polarstern* bei 62°S, 44°W gemessen (vgl. Abb. 3.3, Julianische Tage 204–208).

Eine Erniedrigung von CM um bis zu -40 % wie in Abb. 5.2b kann nach den Modellrechnungen für Oberflächenzusammensetzungen von 25 % einjährigem Eis und 75 % offenem Wasser auftreten. Ähnliche Anomalien treten bei den höheren Gesamtkonzentrationen von 95 %, wie sie vor Ort beobachtet wurden (*Haas et al.* [1992]), ebenfalls auf, wenn das Eis einen größeren mehrjährigen Anteil aufweist (bzw. zweijährigen, oder Anteil vom Typ „B“ (*Cavalieri* [1992])).

Die umgekehrten Effekte weiter im Osten des Weddellmeeres, mit einer Erhöhung von CM und einer Erniedrigung von CF um 10–20 %, resultieren von ostwärts abziehenden Frontalwolken und dem sich verringernden Wasserdampfgehalt einer früheren Zyklone. Relativ schnell ziehende Störungen (20 Längengrade bei 60°S in 12 Stunden, also mit Geschwindigkeiten von etwa 90 km/h) verursachen Streifen positiver und negativer Konzentrationsanomalien, die später auch im Wasserdampf- und im Wolkenwasserfeld (Abb. 5.5) wiedergefunden werden.

Die Gesamteiskonzentration (Abb. 5.2c) wird um 5–10 % in denjenigen Gebieten erhöht, in die das Wolkensystem hineinzieht. Die Erniedrigungen von CT östlich davon können nach den Modellrechnungen für eine LWP-Erhöhung über Eis mit mehrjähriger Charakteristik resultieren, sind aber verursacht durch den sich verringernden Gesamtwasser- und Wolkenwassergehalt. Die Erniedrigung in CT kann aber immer auch teilweise das Resultat von tatsächlichen Öffnungen des Packeises in der divergenten Eisströmung des Weddellmeeres sein, was in den Modellrechnungen nicht enthalten ist. Auf die Größenordnung von realen Konzentrationsänderungen wird weiter in Kap. 5.5 eingegangen.

Wenn offene Wasserflächen innerhalb des Packeises vorhanden sind, wird ein zusätzlicher Feuchtefluß zur advehierten Feuchte der Zyklone addiert. Der Gesamtwasserdampfgehalt wird erhöht, Seerauch und möglicherweise niedrige Wolken können sich bilden. Hierdurch entsteht ein Rückkopplungsprozeß, denn die erhöhten Werte von LWP und W durch Öffnung des Eises bei Tiefdruckdurchgängen wirken sich wiederum auf die Bestimmung der Meereiskonzentrationen mit passiven Mikrowellen aus.

Auch *Maslanik et al.* [1995] haben mit SSM/I-Daten eine Erhöhung des Anteil einjährigen Eises von 25 % während der Passage einer Zyklone über arktisches Meereis gefunden. Dieses kann durch atmosphärische Effekte erklärt, doch nicht zweifelsfrei von einer Erhöhung von CF durch überfrierende offene Wasserrinnen (*leads*) – bei entsprechend niedrigen Temperaturen – unterschieden werden. Sie finden während des Frühlings auch einem allgemeinen Anstieg von CF in der Arktis, der mit der Erhöhung der Lufttemperatur zusammenfällt, und eine Erhöhung des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes der wärmeren Luft reflektieren könnte.

5.2 Wolkenerkennung

5.2.1 Untersuchung der geographischen Verteilung mit Infrarotdaten

Während dieser Winter-Feldstudie zwischen Juni und August 1992 werden frontale Wolkenbänder über dem Packeis mit Daten zweier Satellitenradiometer, dem *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) und dem *Operational Linescan System* (OLS) (Kap. 2.2.2) detektiert. Hohe Wolken sind anhand ihrer niedrigen Temperatur im In-

frarotkanal (IR) gut zu erkennen, während durch die geringe kurzwellige Einstrahlung in der Polarnacht nicht genügend Information in den Kanälen des sichtbaren Spektralbereichs der Radiometer vorliegt. Wegen der hohen optischen Dicke der bewölkten Atmosphäre im Infrarotspektralbereich erhält man lediglich Meßwerte aus der obersten Wolkenschicht. Aus dieser reinen Temperaturinformation der Infrarotradiometer können Wolken nur qualitativ lokalisiert und anhand ihrer Obergrenze charakterisiert werden, da IR-Daten keine Information über das Vertikalprofil des Wolkenwassers liefern. Es kann jedoch angenommen werden, daß hochreichende Aufgleitbewölkung im Bereich von Fronten mit einem hohen Wolkenwasserweg (LWP) in Verbindung steht. Über den Wasserdampfgehalt über Meereis kann aber selbst bei klarer Atmosphäre keine Angabe gemacht werden. Mit Mikrowellen ist es dagegen möglich, Informationen über die Integralwerte von Wolkenwasser und Wasserdampf der atmosphärischen Säule zu erhalten.

Wolkengebiete erscheinen in Abb. 5.3 aufgrund ihrer niedrigen Temperatur (bis zu -70°C) weiß und heben sich von relativ wärmeren Eis- und Wasseroberflächen ab. Ein Frontensystem erstreckt sich am 24.07.92 vom Südpazifik über den Nordteil der Antarktischen Halbinsel bis ins westliche Weddellmeer und verlagert sich bis zum Abend (unteres Bild, 19:41 GMT) bis auf etwa 30°W ins zentrale Weddellmeer. Auch ein vorheriges Tiefdruckgebiet ist im östlichen Teil von Abb. 5.3a noch anhand eines Wolkenwirbels zu erkennen. Als schwarze Linie ist die aus SSM/I-Daten extrahierte ungefähre Packeiskante zur Orientierung mit eingezeichnet. Abb. 5.3a wird zur Beurteilung der Atmosphäreneffekte bei den SSM/I-Morgenüberflügen (a.m.) herangezogen, Abb. 5.3b für die Abendüberflüge (p.m.).

5.2.2 Bestimmung von integriertem Wolkenwasser- und Wasserdampfgehalt

Über Oberflächen mit niedrigen und wenig variablen Emissivitäten wie denen des Ozeans können der Gesamtwasserdampfgehalt (W) bzw. der Wolkenwasserweg (LWP) mittels Algorithmen im passiven Mikrowellenbereich abgeleitet werden (z.B. *Schlüssel und Emery* [1990], *Karstens et al.* [1994]). Über Meereis mit seiner hohen und variablen Emissivität hingegen können diese Parameter gewöhnlich nicht bestimmt werden. Als Schätzung für die atmosphärischen Parameter werden W und LWP über Eis vorerst mit Algorithmen für offenes Wasser abgeleitet (*Simmer* [1994], *Oelke* [1992]), wozu die Helligkeitstemperaturen des SSM/I-Satellitenradiometers benutzt werden:

$$W = a_0 + a_1 \cdot \ln(290 - T_B(22V)) + a_2 \cdot T_B(37V) \quad (5.1)$$

$$LWP = b_0 + b_1 \cdot \ln(280 - T_B(22V)) + b_2 \cdot \ln(280 - T_B(37V)) \quad (5.2)$$

Die a_i und b_i sind Regressionskoeffizienten. Über Ozean beträgt die Genauigkeit der Ableitung 1.4 kg/m^2 für W und 0.03 kg/m^2 bei LWP.

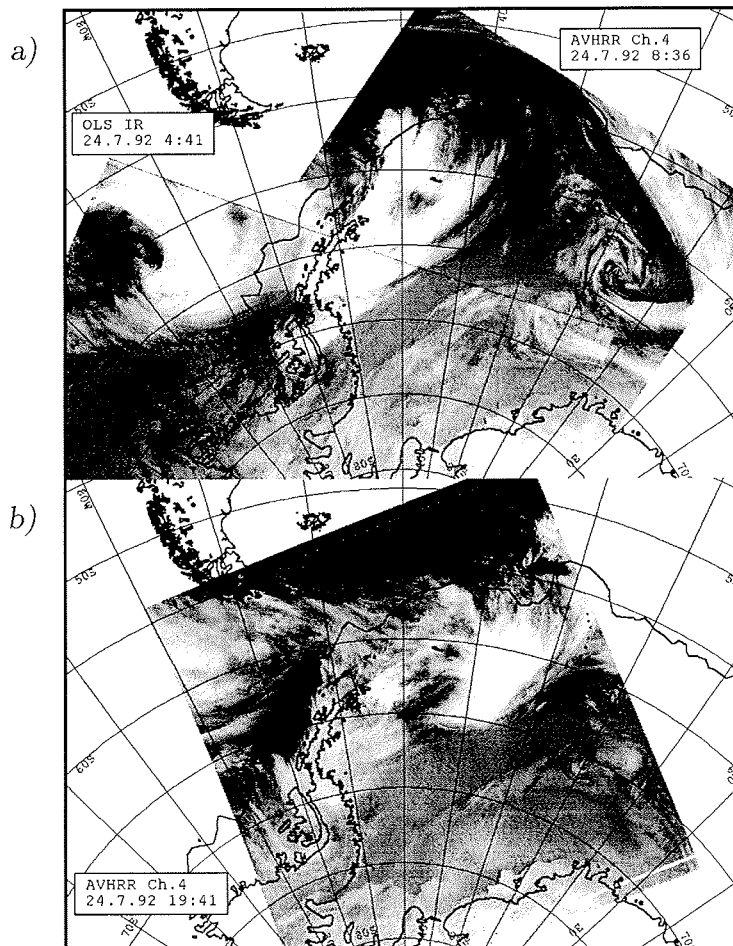


Abb. 5.3: Komposition von NOAA-AVHRR- und DMSP-OLS-Satellitenaufnahmen im infraroten Spektralbereich für den 24.07.92 beim Durchgang von kräftigen Tiefdrucksystemen über das Packeisgebiet des Weddellmeeres. Der obere Teil (a) (4:41 und 8:36 GMT) ist vergleichbar zu den SSM/I-Morgenüberflügen (a.m.) (Abb. 5.1 bzw. 5.5), der untere Teil (b) (19:41 GMT) zu den Abendüberflügen (p.m.). Die schwarze Linie markiert die Packeisgrenze.

Für eine große Änderung der aus Satellitendaten berechneten Eiskonzentration innerhalb von kurzer Zeit (weniger als einem Tag) kann angenommen werden, daß sie hauptsächlich von schnell ziehenden Wasserdampf- und Wolkenwasserfeldern resultiert und kaum von tatsächlichen Konzentrationsänderungen des Packeises. Deshalb wird die Änderung der atmosphärischen Parameter W und LWP innerhalb von 12 Stunden als Differenz der Meßwerte aufeinanderfolgender Überflüge des Satelliten (z.B. zwischen Abend- und Morgenüberflug) mit Gl. 5.1 und Gl. 5.2 berechnet. Diese beiden Differenzfelder, sowohl für offenen Ozean als auch für Meereis, sind in Abb. 5.5c u. d (S. 71) für den Bereich des Weddellmeeres zwischen 100° und $0^\circ W$ sowie 45° und $80^\circ S$ dargestellt.

Um dieses Verfahren auf seine Genauigkeit zu überprüfen, werden Gl. 5.1 und Gl. 5.2 auf modellierte Helligkeitstemperaturen aus Radiosondenaufstiegen (Kap. 4.1) angewandt. Ähnlich wie in Kap. 3.3.2 werden die Oberflächenemissivitäten dafür derart gewählt, daß die in Tab. 5.1 angegebenen Eckwerte der drei Oberflächentypen als Mittelwerte bei wolkenlosen Fällen ($LWP = 0 \text{ kg/m}^2$) resultieren. Die Helligkeitstemperaturen ($T_B(22V)$ und $T_B(37V)$) werden anschließend noch mit einem konservativen Wert von 1 K für die Ungenauigkeit des Satellitenradiometers veranschlagt. Für Unterschiede von weniger als 500 g/m^2 zwischen dem LWP von zwei Radiosonden berechnet der LWP -Algorithmus (Gl. 5.2) diese LWP -Differenz mit einem RMS-Fehler von nur 20 bis 80 g/m^2 , wenn der Anteil einjährigen Eises mit seiner hohen Emissivität 75% nicht übersteigt (Abb. 5.4a u. c). Allgemein zeigt sich, daß mit zunehmender Emissivität des Untergrundes (hauptsächlich durch Erhöhung des einjährigen Eisanteils) die LWP -Differenz für Satellitendaten ($dLWP(OW$ -Algorithmus)) gegenüber der Differenz aus Radiosonden ($dLWP(RS)$) unterschätzt wird (Abb. 5.4b). Dies resultiert einerseits daher, daß die relative Helligkeitstemperaturerhöhung durch Wolken und Wasserdampf bei 22 und 37 GHz über Eis hoher Emissivität klein wird, andererseits auch, weil der an der Eisoberfläche reflektierte atmosphärische Strahlungsanteil (Term 3 in Gl. 3.2) nahezu verschwindet.

Tabelle 5.1: Oberflächenemissivitäten (ϵ) und Helligkeitstemperaturen (T_B , K) bei 22.235 GHz und 37 GHz für Atmosphären mit Wolken und Wasserdampf, gemittelt für $LWP = 0 \text{ kg/m}^2$. Diese charakterisieren die reinen Oberflächentypen für Algorithmen zur Ableitung von W und LWP (Gl. 5.1 und Gl. 5.2) mit SSM/I im Weddellmeer.

Kanal	einjähriges Eis		mehrjähriges Eis		offener Ozean	
	ϵ	T_B	ϵ	T_B	ϵ	T_B
22.235 V	0.973	262.0	0.767	214.0	0.646	185.0
37.0 V	0.963	260.0	0.608	184.0	0.692	202.0

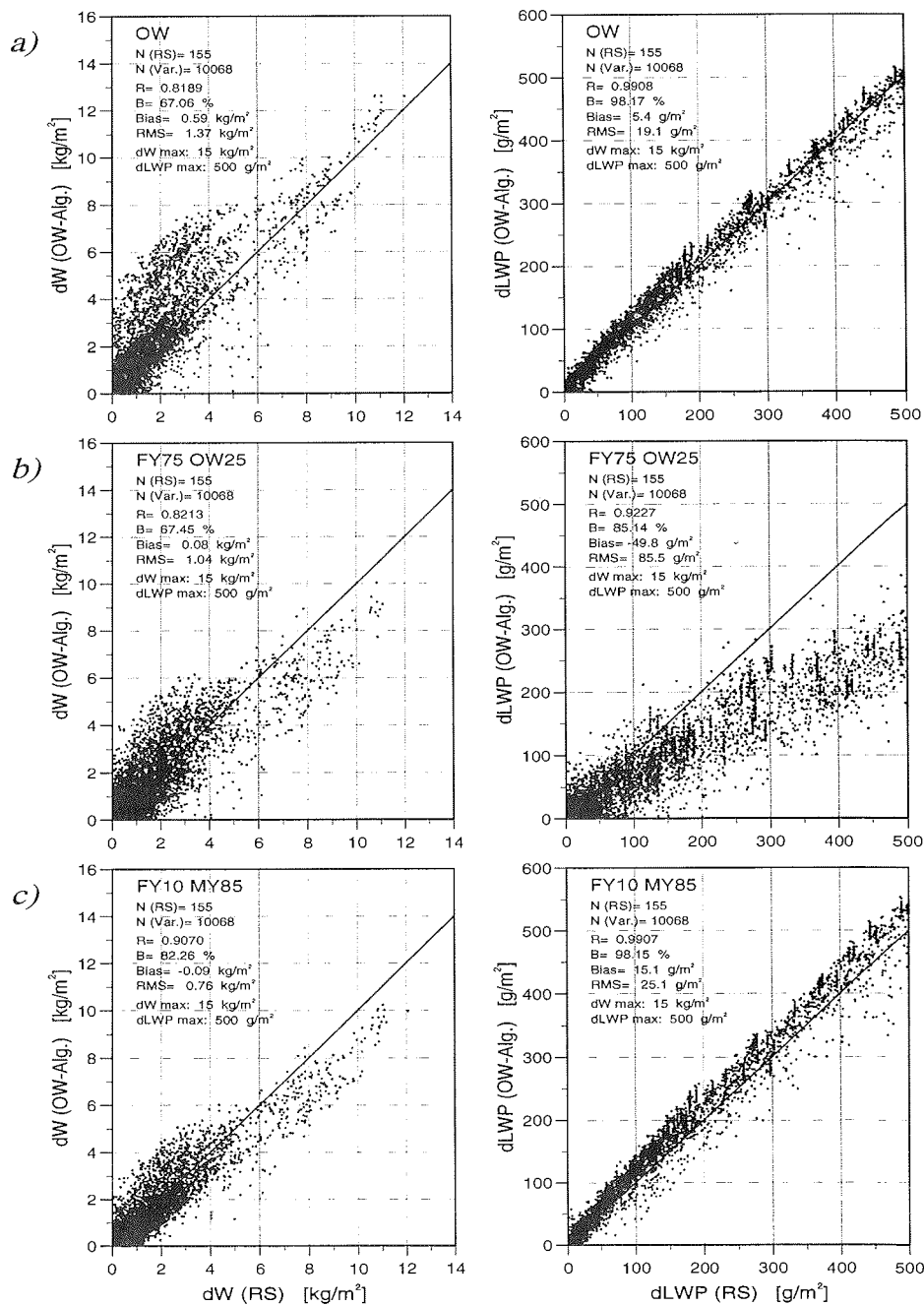


Abb. 5.4: Streudiagramme der Differenzen von W (linker Teil) bzw. LWP (rechter Teil) aus Radiosondenaufstiegen (Abszissen) mit den Differenzen von W bzw. LWP, berechnet nach Gl. 5.1 und Gl. 5.2 mit modellierten Helligkeitstemperaturen aus den Aufstiegen (Ordinaten). Die Teile (a) bis (c) zeigen das Verhalten bei drei verschiedenen Oberflächentypen.

Der Algorithmus für den Gesamtwasserdampfgehalt W (Gl. 5.1) berechnet die W -Differenz mit einem RMS-Fehler von 0.7 bis 1.8 kg/m² für alle in Tab. 4.2 aufgeführten Oberflächentypen. Für drei unterschiedliche Oberflächen (OW, FY75 OW25 und FY10 MY85) sind in Abb. 5.4a–c die Streudiagramme von über 10 000 Permutationen der Differenzen aus 155 Radiosondenaufstiegen dargestellt, wobei der linke Teil jeweils Wasserdampf, der rechte Wolkenwasser zeigt.

Gl. 5.1 und Gl. 5.2, angewandt auf SSM/I-Helligkeitstemperaturen vom 24.07.92, ergeben über Ozean die Wasserdampf- und Wolkenwasserfelder von Abb. 5.5a u. b, die gut mit den auf den Infrarotaufnahmen erkennbaren Wolkenstrukturen (Abb. 5.3) übereinstimmen. Wolkenwasserfelder mit einem LWP von bis zu 500 g/m² und Wasserdampffelder mit W bis zu 22 kg/m² ziehen in der Westwindströmung vom Ozean auf das Packeisgebiet zu. Besonders interessant ist nun, daß die Verlagerung der Wolkenstrukturen aus Abb. 5.3 nicht nur über Ozean, sondern auch über Meereis, charakterisiert durch die Differenzfelder dW und $dLWP$ (Abb. 5.5c u. d), mit den Wolkenbändern der Infrarotdaten, trotz eines möglichen zeitlichen Unterschiedes von bis zu mehreren Stunden, zusammenfällt. Der Gesamtwasserdampfgehalt W verändert sich um bis zu 15 kg/m² innerhalb von etwa 12 Stunden, der Wolkenwasserweg LWP um bis zu 500 g/m². Diese Differenzfelder der atmosphärischen Parameter zeigen die gleichen Strukturen wie die Differenzfelder der Eiskonzentrationen (Abb. 5.2) und werden in Kap. 5.4 als Grundlage für die Atmosphärenkorrektur verwendet.

Für die Ableitung der stark variablen atmosphärischen Parameter aus Satellitendaten ist es wichtig, die Meßwerte der aktuellen Überflüge zu benutzen. Bei täglich gemittelten Daten, wie vom SSM/I-Gitter auf CD-ROM des *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC [1996]), kann wegen der nichtlinearen Beziehungen zwischen Helligkeitstemperaturen und atmosphärischem Parameter während stark veränderlicher atmosphärischer Zustände vom Mittelwert der Helligkeitstemperatur nicht unbedingt auf den Mittelwert des Parameters geschlossen werden (Steffen *et al.* [1992]).

5.3 Überprüfung der modellierten Effekte

Über dem eisfreien Ozean ist es möglich, LWP und W direkt mit Gl. 5.1 und Gl. 5.2 zu bestimmen. Ebenso liefert der NASA-Team-Algorithmus scheinbar auftretende Meereiskonzentrationen über eisfreiem Wasser, für welche nun die modellierten Atmosphäreneffekte aus Kap. 4 überprüft werden sollen. Für den gesamten Zeitraum 1.6. bis 31.7.92 werden im Seegebiet vor der Packeisgrenze zwischen 52.5° und 55°S sowie 50° und 45°W Meer-

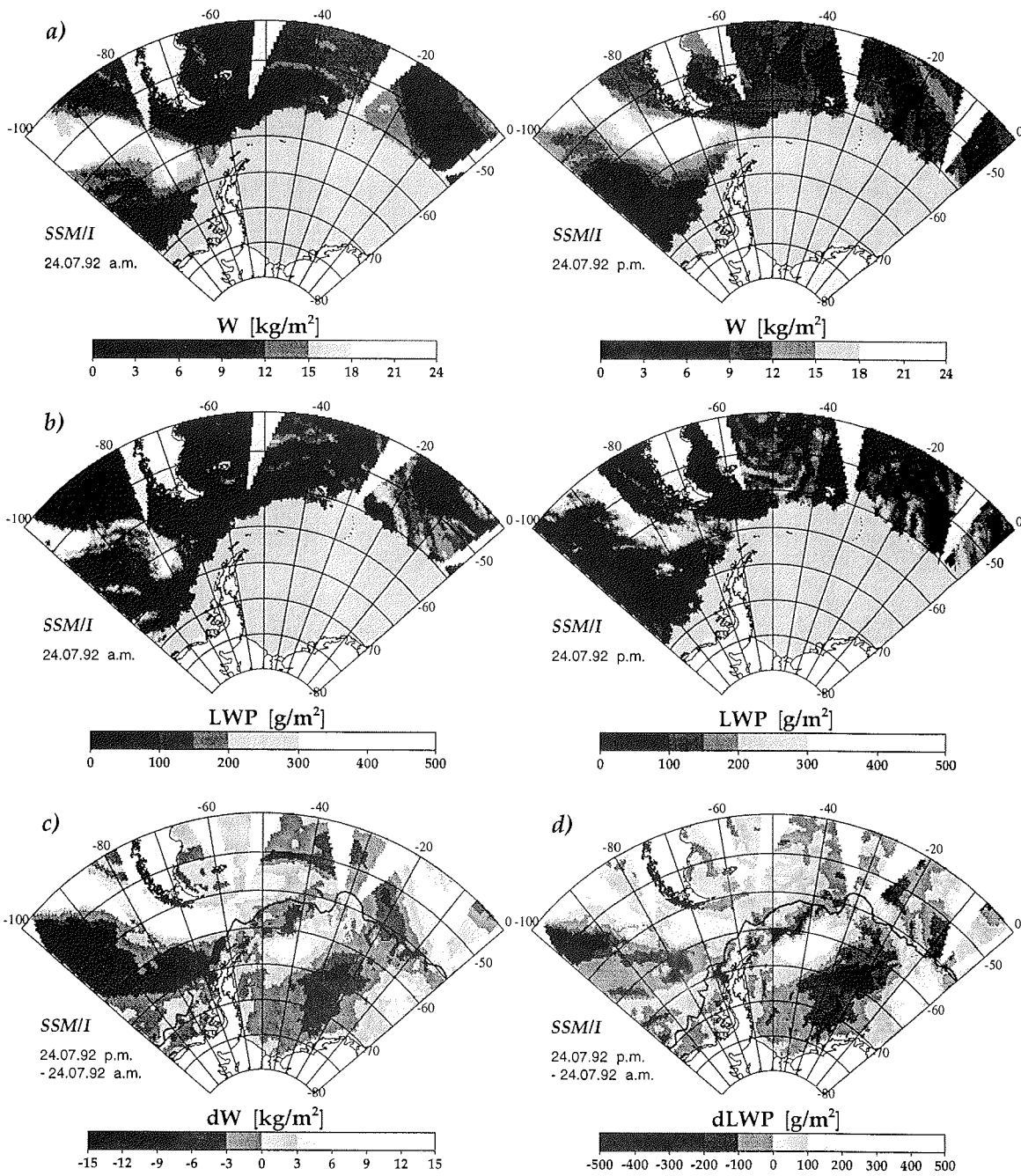


Abb. 5.5: Gesamtwasserdampfgehalt W (a) nach Gl. 5.1 und Wolkenwasserweg LWP (b) nach Gl. 5.2 über offenem Ozean für den 24.07.92 vormittags (a.m., links) und nachmittags (p.m., rechts), wobei Meereis ausmaskiert ist. Teile c) und d) zeigen die Differenzen dW und $dLWP$ sowohl über Wasser als auch über Meereis. Die schwarze Linie markiert die Eiskante.

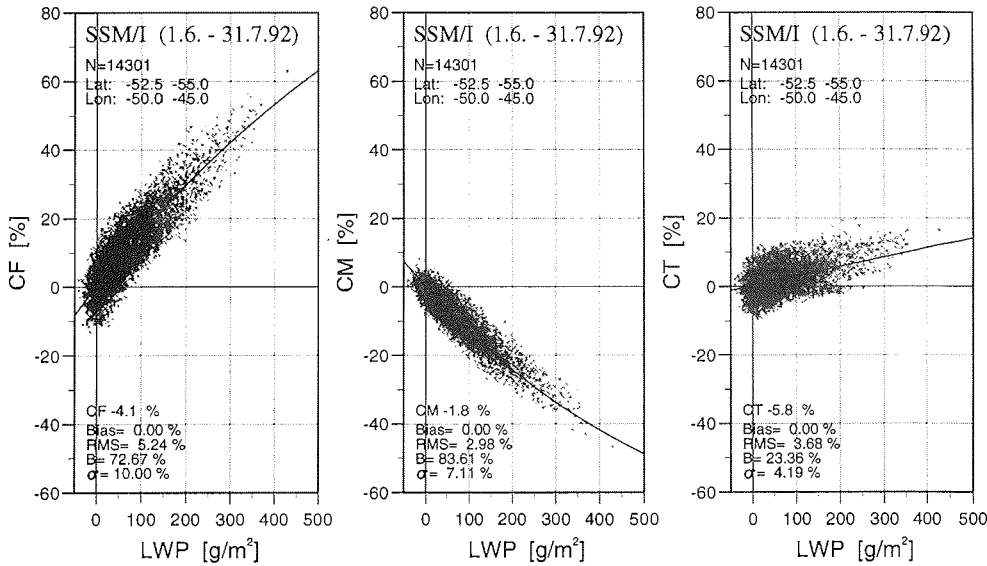


Abb. 5.6: Streuplots der Konzentrationen CF, CM und CT in Abhängigkeit vom LWP (Gl. 5.2) für den Zeitraum 1.6. – 31.7.92 im offenen Ozean vor dem Packeisgebiet des Weddellmeeres (52.5° bis 55°S , 45° bis 50°W). Als Kurven eingezeichnet sind die für das Weddellmeer aus Radiosondenaufstiegen modellierten Effekte für offenen Ozean (LWP und W vorhanden, vgl. Tabellen 4.1 u. 4.2).

eiskonzentrationen (CF, CM und CT mit dem NASA-Team-Algorithmus) sowie der Wolkenwasserweg LWP berechnet und gegeneinander aufgetragen (Abb. 5.6). Ein Bias in der Größenordnung von wenigen Prozent tritt infolge der Verwendung von mittleren Ozeanemissivitäten für die mittleren Tiepoints auf. Da hier die prinzipiellen Atmosphäreneffekte untersucht werden sollen, werden die Konzentrationen bei $\text{LWP} = 0 \text{ g/m}^2$ im Mittel auf 0% gelegt, wodurch der RMS-Fehler zu den als Kurven ebenfalls eingezeichneten Modellergebnissen (für LWP inkl. W im Weddellmeer, vgl. Tab. 4.1 und 4.2) minimiert wird. Ein ähnliches Verhalten der SSM/I-Konzentrationen, mit leicht unterschiedlichem Bias, wird auch für eine Reihe weiterer Testgebiete im Ozean vor der Packeisgrenze des Weddellmeeres gefunden. Ein berechneter Bias bedeutet, daß bei wolkenlosen Fällen über Ozean ($\text{LWP} \approx 0 \text{ g/m}^2$) weitere Effekte die Konzentrationen leicht erhöhen. Der verbleibenden RMS-Fehler von 5.2% für CF, 3.0% für CM und 3.7% für CT resultiert für gegebene LWP aus unterschiedlichen Bodenrauigkeiten (infolge von verschiedenen Windgeschwindigkeiten und Schaumbedeckungen) sowie unterschiedlichen Gesamtwasserdampfgehalten. Niedrige W ($0 - 7 \text{ kg/m}^2$) liefern für CF und CT bei einem bestimmten LWP geringere

Konzentrationen als der Mittelwert, hohe W ($10-30 \text{ kg/m}^2$) höhere. Die W -Abhängigkeit ist umgekehrt für CM . Ebenfalls enthalten ist die Variation des Mikrowellensignals durch Wolken mit unterschiedlicher Basishöhe und vertikaler Mächtigkeit (vgl. Kap. 4.2.2). Der Verlauf der aus Radiosondenaufstiegen modellierten Kurven in Abhängigkeit vom Wolkenwasserweg wird von den SSM/I-Meßwerten in Abb. 5.6 gut bestätigt.

Mit Meereis ist keine radiometrisch räumlich und zeitlich relativ homogene Oberfläche niedriger Emissivität (und definierter Konzentration, nämlich 0%) wie mit dem Ozean vorhanden. Da auch die Ableitung von LWP unsicherer ist (dieser kann sinnvoll nur als Differenz ausgedrückt werden) und andere Informationsquellen nicht zur Verfügung stehen, kann eine solche Beurteilung der Atmosphäreneffekte dort nicht vorgenommen werden.

5.4 Korrektur von Meereiskonzentrationen

Das Potential zur Verbesserung von Eiskonzentrationsschätzungen aus passiven Mikrowellendaten mit der Kenntnis von atmosphärischen Parametern wird nun durch multiple lineare Regression untersucht. Diese Methode bestimmt die Relation einer unbekanntem Größe (hier CF , CM oder CT) mit mehreren repräsentativ ausgewählten Eingabevariablen. Eine gute Regression zeigt eine hohe relative erklärte Varianz (B) bei niedrigem RMS-Fehler.

Die Variablen PR , GR (inklusive einem Rauschen von 1 K auf den dafür benötigten Heligkeitstemperaturen), W und LWP aus dem gesamten Modelldatensatz (Kap. 4) werden für die Regression getestet. Für den oberen Teil von Tabelle 5.2 wurden die Ergebnisse für Oberflächen unterschiedlicher Anteile einjährigen Eises und offenen Wassers benutzt (FY/OW), für den unteren Teil die für Oberflächen mehrjährigen Eises und offenen Wassers (MY/OW). Die Konzentrationen CF , CM und CT sind über MY/OW -Oberflächen mit geringerem RMS-Fehler zu bestimmen. Folgende Ergebnisse treten jedoch bei beiden Gruppen von Oberflächentypen auf: Der Standardfehler der Regression für CF und CM kann um bis zu 1.9% verringert werden, wenn zusätzlich zu PR und GR der Gesamtwasserdampfgehalt W (inklusive Zufallsfehler von 1.5 kg/m^2), aber insbesondere der Wolkenwasserweg LWP (Zufallsfehler: 60 g/m^2) bekannt sind. Der RMS-Fehler für CT wird um etwa 0.5% reduziert. Gleichzeitig wird die relative erklärte Varianz der Regression um bis zu 2.2% erhöht.

Weiterhin ist die Verbesserung der Regression durch Kenntnis von W und LWP größer für niedrige Meereiskonzentrationen und hohe Werte von W und LWP , da die atmosphärischen Parameter in diesem Fall einen größeren relativen Anteil am Strahlungssignal bewirken.

Tabelle 5.2: RMS-Fehler (%) und relative erklärte Varianz B (%) für die multiple lineare Regression von CF , CM und CT mit modellierten PR und GR (inklusive Rauschen), und mit der zusätzlichen Kenntnis der ebenfalls verrauchten atmosphärischen Parameter Gesamtwasserdampfgehalt (W) und Wolkenwasserweg (LWP). ΔB und ΔRMS geben die Verbesserung der Regressionskenngößen zwischen erstem und dritten Parametersatz an. Der obere Teil zeigt Ergebnisse für verschiedene Oberflächen von einjährigem Eis und offenem Wasser (FY/OW), der untere Teil wurde berechnet für Oberflächen von mehrjährigem Eis und offenem Wasser (MY/OW).

Parameter:	PR, GR		PR, GR, W		PR, GR, W, LWP		ΔB	ΔRMS
FY/OW	B	RMS	B	RMS	B	RMS		
CF	96.46	6.54	96.92	6.10	97.76	5.21	+1.30	-1.33
CM	96.44	2.50	97.04	2.28	98.02	1.87	+1.56	-0.63
CT	98.53	4.35	98.68	4.12	98.95	3.67	+0.42	-0.68
MY/OW	B	RMS	B	RMS	B	RMS	ΔB	ΔRMS
CF	96.46	5.06	96.62	4.95	98.61	3.18	+2.15	-1.88
CM	99.56	2.75	99.60	2.65	99.87	1.50	+0.31	-1.25
CT	98.79	3.88	98.80	3.86	99.01	3.51	+0.22	-0.37

5.4.1 Aktuelle Tiefdruckgebiete

Das Flußdiagramm auf Seite 75 (Abb. 5.7) gibt einen Überblick über die Vorgehensweise zur Gewinnung von Korrekturgleichungen für Meereiskonzentrationen bei Kenntnis des Wolkenwasserweges LWP und des Gesamtwasserdampfgehaltes W . Diese Korrektur wird erst möglich durch die kontinuierlich modellierten Atmosphäreneffekte bei allen Eiskonzentrationen, im Gegensatz zu den punktuellen Angaben von *Pedersen* [1991] und *Maslanik* [1992]. Durch die Anwendung der aus Radiosondenaufstiegen (Kap. 3.3.1) mit Hilfe des Strahlungstransportmodells simulierten Atmosphäreneffekte (Kap. 4) auf gemessene SSM/I-Daten sollen die Meereiskonzentrationen CF , CM und CT bei durchziehenden Tiefdruckgebieten verbessert werden. Insbesondere darf die Differenz zwischen den Werten zweier aufeinander folgender Satellitenorbits keine unrealistisch hohen Werte (wie z.B. in Abb. 5.2) aufweisen. Kleinere Konzentrationsunterschiede von bis zu $\pm 5\%$ treten aber gerade beim Durchgang von Tiefdruckgebieten auf, wie in Kap. 5.5 gezeigt wird, und sollen trotz Korrektur bestehen bleiben.

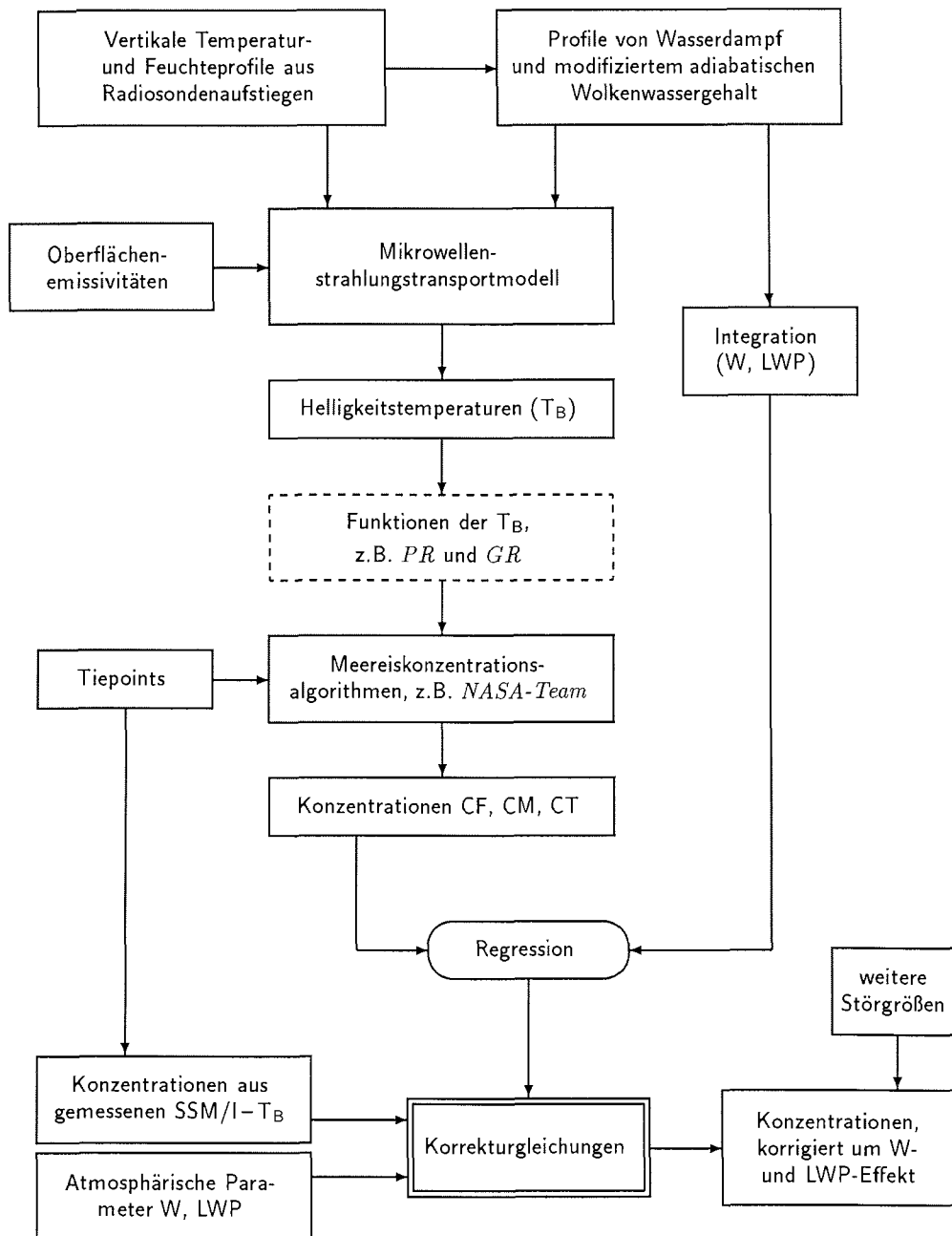


Abb. 5.7: Vorgehensweise zur Gewinnung von Atmosphären-Korrekturgleichungen für Meer-eiskonzentrationen in Kap. 2, 3 und 4, sowie deren Anwendung (unterer Teil) (Kap. 5).

Abb. 5.8a–c zeigen auf der linken Seite die bisherigen Konzentrationsänderungen dCF , dCM und dCT von Abb. 5.2. Auf der rechten Seite (Abb. 5.8a'–c') befinden sich die Konzentrationsänderungen zwischen dem 24.07.92 nachmittags und vormittags nach Berücksichtigung der modellierten Atmosphäreneffekte. Der für die Korrekturen benötigte LWP wird nach der Differenzmethode direkt aus den SSM/I-Daten berechnet (s. Abb. 5.5c). Daraufhin wird die Korrektur der Konzentration einjährigen Eises (Abb. 5.8a auf a') unter der Annahme durchgeführt, die Oberfläche bestünde nur aus einjährigem und mehrjährigem Eis. Abhängig von CF und vom LWP werden die Koeffizienten für die Korrekturgleichung bestimmt. Wenn beispielsweise eine Konzentration nach Modellergebnissen durch zunehmenden LWP erhöht wird, werden die Korrekturkoeffizienten (Anhang A.3) aus der weniger durch Wettereffekte beeinflussten ersten Konzentration (hier a.m.) berechnet. Der entsprechende Modelleffekt der Atmosphäre wird von der zweiten Konzentration (hier p.m.) subtrahiert, und die Differenz wird neu berechnet (vgl. Abb. 5.9).

Als Folge der Atmosphärenkorrektur wird CF in den Gebieten des westlichen Weddellmeeres, in die das frontale Wolkenband hineinzieht, um bis zu 50 % reduziert, so daß nur noch Differenzen von $\pm 10\%$ auftreten. Die starke Reduktion von CM im Bereich des Wolkengebietes wird durch die Korrektur nahezu ausgeglichen (Abb. 5.8b'). Schwieriger zu beurteilen ist der Effekt der Korrektur auf die Gesamteiskonzentration CT (Abb. 5.8c und c'). Zumindest werden die stärksten Konzentrationserhöhungen von etwa 10 % um einige Prozente reduziert. Auch scheinbare Konzentrationen von 20–30 % über dem eisfreien Ozean werden größtenteils nahezu ausgeglichen. In der Drakestraße wird dCT von bis zu 20 % auf maximal 10 % reduziert. Ein Grund für die etwas zu niedrig modellierten Konzentrationserhöhungen in diesem Gebiet könnte eine anormal starke Erhöhung der Emissivität durch Wind- und Schaumeffekte sein, die in den Strahlungstransportrechnungen für mittlere Bedingungen nicht erfaßt wurde.

Weitere Ursachen für Abweichungen von modellierten Konzentrationsänderungen im Verhältnis zu denen in SSM/I-Daten werden in Kap. 5.7 diskutiert.

Im Anhang A.3 (Tab. A-3.1, A-3.2 und A-3.3) sind die numerischen Koeffizienten zu finden, mit denen in Abhängigkeit von Eiskonzentration, Eistyp und Wolkenwassergehalt die modellierten Konzentrationsänderungen berechnet werden.

5.4.2 Monatsmittel

Um eine Abschätzung der Atmosphäreneffekte auf Meereiskonzentrationen für klimatologische Betrachtungen machen zu können, werden aus SSM/I-Daten des Juli 1992 zuerst die Monatsmittelwerte von CF, CM und CT ohne zusätzliche Korrektur (außer dem *GR*-Filter für offenen Ozean) berechnet. Für Abb. 5.10a–c wird das beim *National Snow*

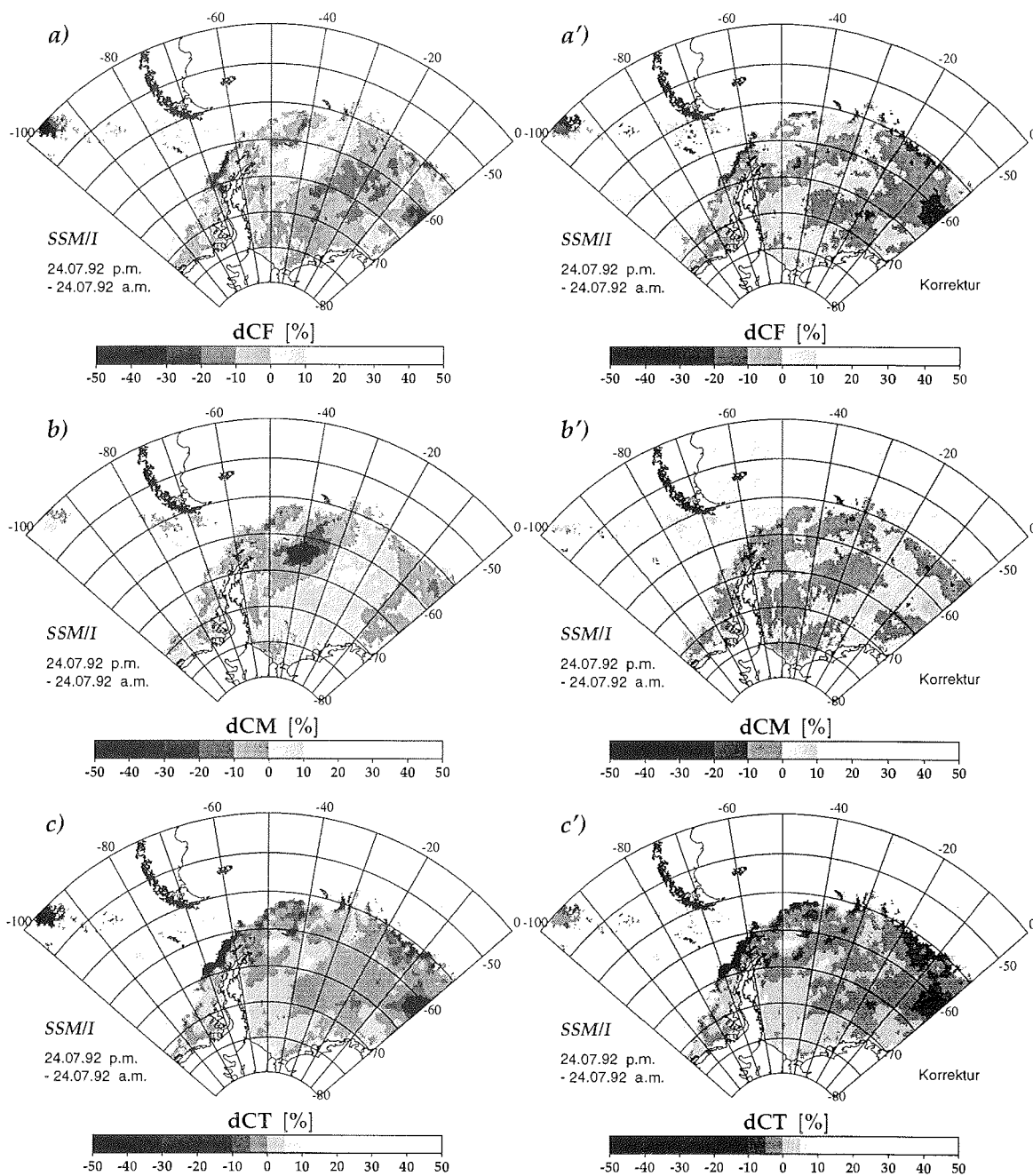


Abb. 5.8: Konzentrationsdifferenz einjähriger (a) und mehrjährigen Eises (b) sowie der Gesamtkonzentration (c) zwischen nachmittags und vormittags am 24.07.92 (s. Abb. 5.2). Für die Teile (a'), (b') und (c') wurde die Korrektur mit modellierten Konzentrationsänderungen (Kap. 4) für dLWP (inkl. W-Effekt), erhalten durch die Differenzmethode (vgl. Abb. 5.5), angewandt.

and Ice Data Center (NSIDC) für die Verbreitung von Eiskonzentrationsprodukten auf CD-ROM benutzte Schema angewandt (NSIDC [1996]), das eine gewisse Verifikation der berechneten Werte vornimmt. Es setzt alle unphysikalischen Werte zwischen -20 und 0 % auf 0 % sowie alle Werte zwischen 100 und 120 % auf 100 %. Berechnete Konzentrationen unter -20 % und über 120 % werden als Fehlerwerte behandelt und ausgeschlossen. Das Resultat sind Reduktionen von bis zu -7 % bei CF und bei CT in Gebieten, wo infolge von Tiepointschwankungen und auch Wettereffekten Konzentrationen von über 100 % auftreten können. Südlich der Südorkney-Inseln kann in einer Region älteren Eises CF auch mit unter 0 % berechnet werden, so daß mit dem NSIDC-Schema eine Erhöhung von CF resultiert. Die Konzentration älteren Eises erhöht sich nach diesem Schema um bis zu 4 % hauptsächlich in Gebieten vorwiegend jüngeren Eises.

Für Abb. 5.10a'-c' werden die hier modellierten Effekte von Wolkenwasserweg LWP und Gesamtwasserdampfgehalt W auf denselben Monat von SSM/I-Konzentrationen angewandt. LWP und W werden nach der Differenzmethode (Kap. 5.2.2) bestimmt, wobei für LWP ein Maximalwert von 0.5 kg/m^2 zwischen aufeinanderfolgenden Halbtageswerten zugelassen wird. Nach Anwendung der Korrektur ist sehr deutlich die im Monatsmittel durch atmosphärische Wettereffekte um bis zu 6 % reduzierte Konzentration einjährigen Eises und die Erhöhung des Anteils älteren Eises um bis zu 5 % zu erkennen. CT nimmt um bis zu 3 % ab. Die Änderungen im Eisrandbereich sind durch Fluktuationen der Eiskante stark verfälscht. Die großen Unterschiede der Monatsmittel mit und ohne At-

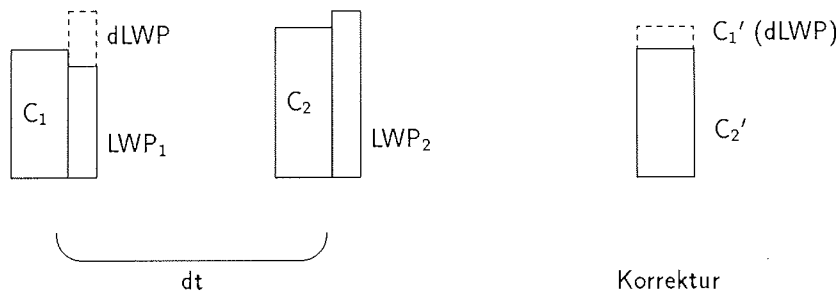


Abb. 5.9: Korrekturschema für gemessene erhöhte Meereiskonzentrationen bei Vergrößerung des LWP im Zeitschritt dt (z.B. für CF und CT). Die für die erste Konzentration (C_1) bei entsprechendem $dLWP$ modellierte Konzentrationserhöhung (Kap. 4 und A.3.1) wird von der zweiten Konzentration (C_2), die stärker durch die Atmosphäre beeinflusst ist, subtrahiert. C_2' ist die korrigierte Meereiskonzentration.

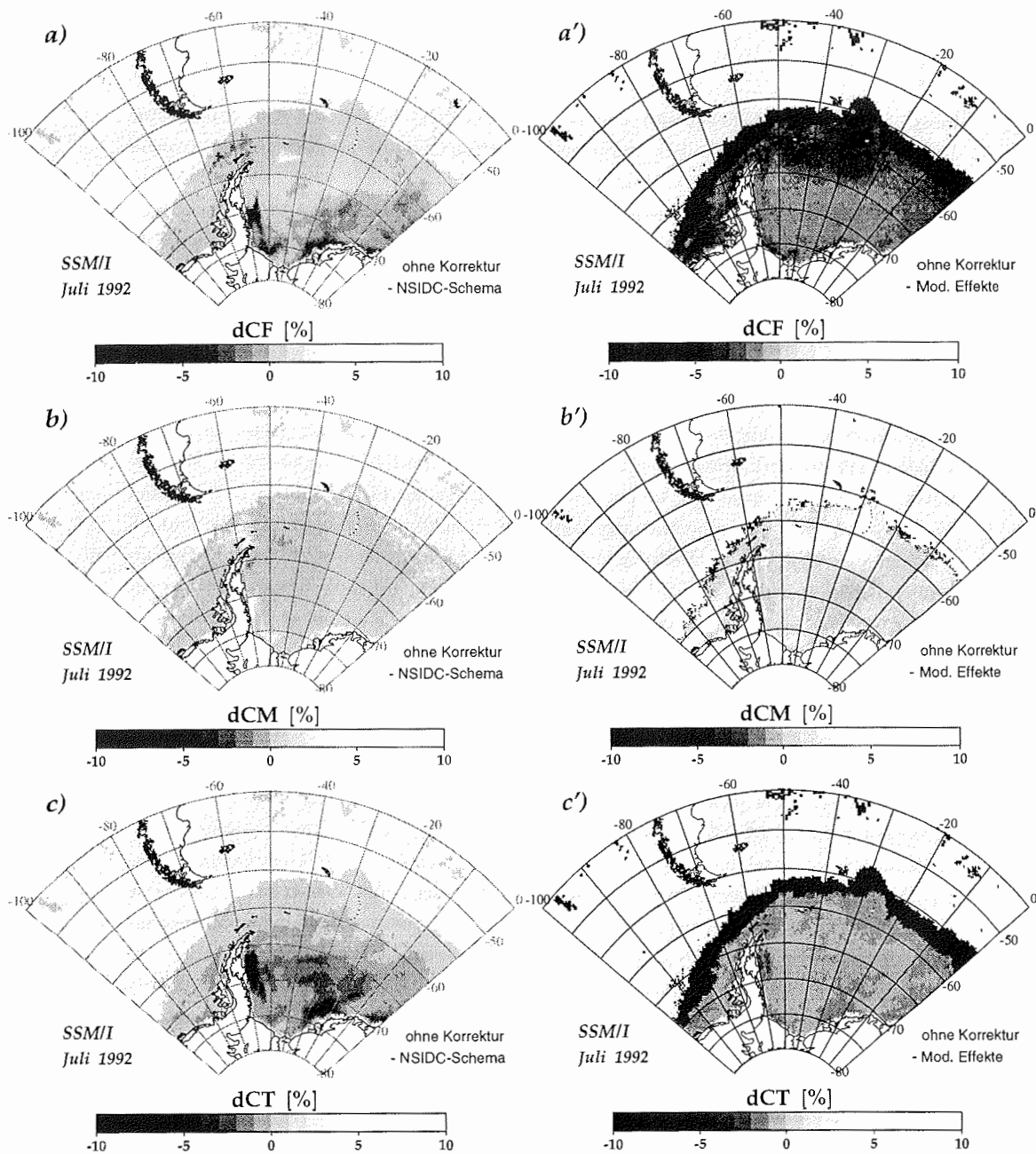


Abb. 5.10: Differenz der SSM/I-Monatsmittel für Juli 1992 bei einjähriger (a) und mehrjähriger Eiskonzentration (b) sowie bei der Gesamtkonzentration (c) zwischen Werten ohne Korrektur und den nach dem NSIDC-Schema berechneten (s. Text). Für die Teile (a'), (b') und (c') wurden die modellierten Konzentrationsänderungen (Kap. 4) für dLWP (inkl. W-Effekt), erhalten nach der Differenzmethode, in Halbtageschritten angewandt. Der Eisrandbereich wird durch Fluktuationen der Eiskante dominiert.

mosphärenkorrektur befinden sich, anders als beim NSIDC-Schema von Abb. 5.10a–c, im Durchzugsbereich der periodisch auftretenden Tiefdruckgebiete nördlich von 65°S sowie in der Bellingshausensee im pazifischen Sektor der Antarktis bei 70°S. Ein bis an den antarktischen Kontinent heranreichendes Anomaliefeld zwischen 0° und 10°W wird durch eine weitere bevorzugte Zugbahn einiger Tiefdruckgebiete verursacht, deren Warmluft- bzw. Wolkenfeld von Nordost nach Südwest bis zum Ronne-Schelfeis advehiert wird.

Zu beachten ist hierbei, daß über Eis mit vorwiegend einjähriger Charakteristik, wie in Kap. 5.2.2 gezeigt, der Wolkenwasserweg mit der Differenzmethode zwischen zwei Satellitenorbits zu niedrig abgeleitet wird. Da der LWP auch nicht immer aus der Differenz wolkenfreier und völlig bedeckter Pixel berechnet ist und im Mittel größer sein wird, würden auch stärkere Erhöhungen bzw. Erniedrigungen von CF, CM und CT im Monatsmittel auftreten. Umgekehrt können, wie ganz extrem im Eiskantenbereich, LWP und W durch tatsächliche Konzentrationsänderungen zu hoch abgeleitet werden. Vermutlich gleichen sich diese beiden Effekte jedoch näherungsweise wieder aus. Bis zur Verfügbarkeit realistischer und zu SSM/I-Überflügen möglichst zeitgleicher Wolkenwasserwerte aus Wetterprognose- bzw. Klimamodellen erscheint diese Methode die einzig praktikable.

5.5 Vergleich mit dynamisch-thermodynamischen Meereismodellen

Wegen Konvergenzen und Divergenzen des Windfeldes beim Durchgang von Tiefdruckgebieten treten auch reale Eiskonzentrationsänderungen auf, die sich zusätzlich zu den virtuellen Atmosphäreneffekten bei der Konzentrationsbestimmung mit passiven Mikrowellendaten von Satelliten auswirken. Vergleiche zwischen aktiven Mikrowellendaten vom *Synthetic Aperture Radar* (SAR), das nicht durch Wolken und Wasserdampf beeinflusst ist, und den totalen Eiskonzentrationen eines dynamisch-thermodynamischen Meereismodells (*Maslanik et al.* [1995]) zeigen typische Erniedrigungen von 1–3% für starke Tiefdruckgebiete in der Arktis. *Maslanik et al.* [1995] können die um einige Prozente tieferen Erniedrigungen der mit SSM/I gemessenen CT in der zentralen Arktis unter Benutzung der Wettereffekte von *Maslanik* [1992] nicht erklären. Die Ergebnisse jener Arbeit zeigen für keinen Oberflächentyp eine Erniedrigung in CT. Im Gegensatz dazu können die Berechnungen dieser Arbeit, mit dem verbesserten Strahlungstransportmodell inklusive realer Wolkenparametrisierung, scheinbare Reduktionen der totalen Eiskonzentration von 1–10% (Tabellen 4.2 u. 4.3 sowie Abb. 4.8b) für Meereisgebiete mit hohem mehrjährigen Eisanteil erklären.

Speziell für das Meereis des Weddellmeeres wird hier ein dynamisch-thermodynamisches Meereismodell mit einer eindimensionalen prognostischen ozeanischen Deckschicht ver-

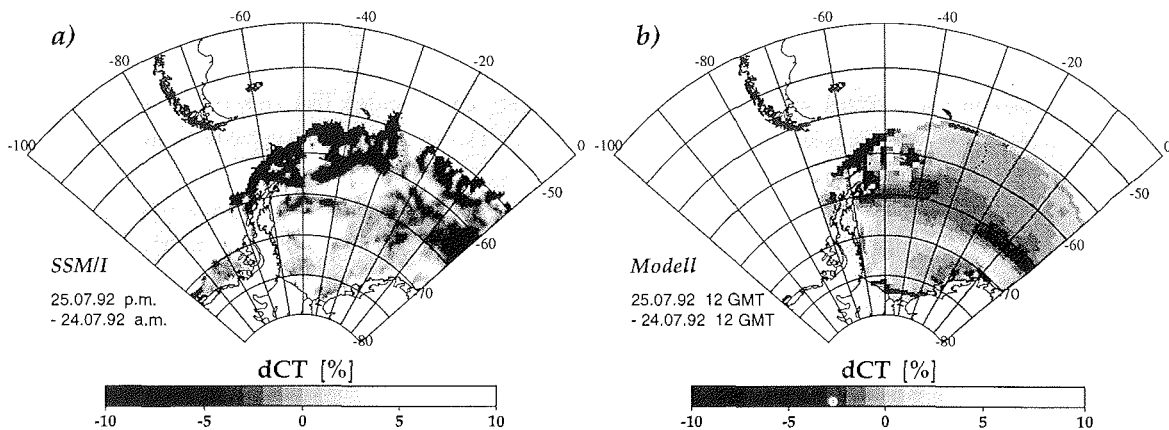


Abb. 5.11: Änderung der totalen Eiskonzentration (dCT) im Weddellmeer vom 24. auf den 25.07.92 bei SSM/I (ohne Korrektur) (a) und beim Meereismodell (b). Man beachte das begrenzte Modellgebiet und die gegenüber Abb. 5.2 veränderte Grauskala.

wendet (Lemke et al. [1990], Fischer [1995]) und mit Wind- und Temperaturdaten vom *Unified Model* des *United Kingdom Meteorological Office* (UKMO) (Connolley und Cattle [1994]) angetrieben. Die verwendeten Oberflächentemperaturen des UKMO im Bereich des Weddellmeeres zeigen gute Übereinstimmung mit Meßwerten von *F.S. Polarstern* und liefern, in Verbindung mit den entsprechenden Oberflächenwinden, gerade bei Warmluftadvektion durch Tiefdruckgebiete realistischere Meereiskonzentrationsänderungen als für Datensätze mit klimatologischen Mitteltemperaturen über Eis (Oelke und Fischer [1996]). Das Modell liefert für die Jahre 1986–1992 totale Eiskonzentrationen im Sektor $71^{\circ}W$ bis $44^{\circ}E$ und 80° bis $49^{\circ}S$ mit einer Auflösung von etwa $0.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ (Breite \times Länge). Für den Vergleich mit SSM/I-Daten werden die Eiskonzentrationen von 1992 herangezogen.

Wenn ein Tiefdruckgebiet in der kräftigen Westwindströmung auf die Eiskante nördlich der Antarktischen Halbinsel trifft, wird die Packeisgrenze nach Südwesten zurückgeschoben. Dies ist sowohl bei SSM/I (Abb. 5.11a) als auch beim Meereismodell (Abb. 5.11b) an den in einem etwa 100 km breiten Streifen auftretenden Konzentrationserniedrigungen (schwarze Flächen) erkennbar. Östlich von $30^{\circ}W$ treten im Eisrandbereich Konzentrationserhöhungen auf, die auf die abeisigen südlichen Windkomponenten auf der Rückseite des vorausgegangenen Tiefdruckgebietes zurückzuführen sind. Ebenso durch Südwinde angetrieben verlagert sich die Eiskante in der Bellingshausensee (westlich der Antarktischen Halbinsel) nach Norden. Wolkenfelder, die mit ihrem hohen LWP die Gesamtkonzentration

im Eisrandbereich stark erhöhen könnten, sind in den AVHRR- und OLS-Infrarotdaten nicht zu sehen.

In beiden Datensätzen von Abb. 5.11 sind Staueffekte mit erhöhten Eiskonzentrationen westlich der Südorkney-Inseln (61°S , 45°W , vgl. Abb. 1.1) erkennbar sowie Leeffekte, sichtbar an erniedrigten Konzentrationen östlich der Inselgruppe.

Die Modellergebnisse zeigen, daß bereits bei einem Zeitschritt von einem Tag reale Konzentrationsänderungen von bis zu $\pm 5\%$ gerade in Regionen, in die Tiefdruckgebiete hineinziehen, auftreten können (Abb. 5.11b). Der Absolutbetrag dieser Konzentrationsänderung, wenn auch leicht höher, ist vergleichbar mit den $1\text{--}3\%$, die von *Maslanik et al.* [1995] für die Arktis angegeben werden. Interessant ist die hier wie bei mehreren weiteren Tiefdruckpassagen gefundene Struktur der fast breitenkreisparallel angeordneten Reduktionen der Konzentrationen und dem nachfolgenden Anstieg südlich davon. Diese Anomaliefelder kommen durch die Wirbelstruktur eines Tiefdruckgebietes im Windantriebsfeld zustande, mit Divergenzen an der Vorderseite und Konvergenzen rückseitig. Divergenzen bewirken ein Aufbrechen des Packeisfeldes mit Konzentrationserniedrigungen, wenn sehr niedrige Temperaturen kein sofortiges erneutes Zufrieren verursachen. Konvergenzen schließen bestehende offene Wasserflächen und erhöhen die Meereiskonzentration.

In großen Gebieten, in denen nach dem Meereismodell Konzentrationserniedrigungen auftreten, sind in SSM/I-Daten Erhöhungen und Erniedrigungen von bis zu über 10% zu finden, die von Atmosphäreneffekten des Tiefdruckgebietes stammen. Scheinbare Erhöhungen der Gesamteiskonzentration durch Atmosphäreneffekte bei SSM/I werden also durch real auftretende Konzentrationserniedrigungen (dynamische und thermodynamische Prozesse im Meereis) reduziert. Im südwestlichen Weddellmeer zwischen etwa 67° und 72°S wird die scheinbare Erhöhung von CT durch ein auch in den IR-Daten gut sichtbares Wolkengebiet infolge der real auftretenden Konzentrationserhöhungen in diesem Gebiet noch verstärkt. Weitere Unsicherheiten für die Interpretation von SSM/I-Daten werden in Kap. 5.7 diskutiert.

Der exakt simultane Vergleich zwischen SSM/I- und Modellergebnissen ist schwierig. Die einzelnen SSM/I-Orbits werden für Vormittag bzw. Nachmittag innerhalb von $7\text{--}8$ Stunden aufgenommen. Das Meereismodell hingegen berechnet Konzentrationen aus Temperaturfeldern, die aus fünf Werten innerhalb von 24 Stunden für 12 Uhr, und aus Windfeldern, die als Vektorgroße jeweils auf 0 Uhr gemittelt werden.

Da das Meereismodell auch nur eine Eisklasse enthält, können die sehr viel stärkeren Atmosphäreneffekte auf unterschiedlich altes bzw. dickes/starres Eis (CF und CM in Abb. 5.2) hiermit nicht speziell untersucht werden.

5.6 Zeitliche Variationen in ausgewählten Testgebieten

Ein weiterer Vergleich zwischen Konzentrationen, abgeleitet mit SSM/I, und denen des Meereismodells erfolgt in einem Testgebiet im östlichen Weddellmeer zwischen 10° und 20° W sowie 60° und 65° S. Abb. 5.12 zeigt die Zeitserie der SSM/I-Konzentrationen CT, CF und CM sowie die der atmosphärischen Parameter LWP und W vom 1.6.–31.7.92. Es werden jeweils Halbtagesmittel aus den Meßwerten der einzelnen Orbits gebildet. Die Werte für LWP und W werden erhalten, indem sie in diesem Fall mit 0.07 kg/m^2 (LWP) bzw. 4 kg/m^2 (W) initialisiert und jeweils als Differenzen für den gesamten Zeitraum aufintegriert werden. CT und Meereismodellkonzentration ($CT_{mod.}$, gestrichelt) stimmen sehr gut überein. Die als Tagesmittel vorliegende $CT_{mod.}$ erfährt Schwankungen von bis zu $\pm 5\%$, welche meist ähnlich von SSM/I gemessen werden. Im Detail ist zu erkennen, daß durch die angewandte Atmosphärenkorrektur (gepunktete Linien) beide Konzentrationen z.B. zwischen den Tagen 175 und 195 bis auf einen nahezu konstanten Offset aufeinanderfallen. Die numerischen Koeffizienten der Korrektur sind für LWP in Tab. A-3.3 bzw. bei $LWP = 0 \text{ kg/m}^2$ für W in Tab. A-3.6 zu finden (jeweils Teil *d* für Konzentrationen um 100%). Die restlichen Fluktuationen der SSM/I-Konzentration (z.B. Werte über 100%) werden auf Variationen der Oberflächenemissivität zurückgeführt. Noch deutlicher ist die Verbesserung von CF und CM durch die Atmosphärenkorrektur (Tabellen A-3.1, A-3.2 bzw. A-3.4 und A-3.5, jeweils Teil *c*), wodurch viele kurzfristige Schwankungen ausgeglichen werden können.

Sichtbar ist in Abb. 5.12 auch eine negative Tendenz in CF, die mit einer positiven Tendenz in CM korrespondiert und den Alterungsprozeß des Meereises innerhalb von 2 Monaten widerspiegelt. Diese Tendenzen können natürlich teilweise durch Akkumulation oder Metamorphose einer Schneeschicht modifiziert sein.

In Abb. 5.13 wird eine Zeitserie von Konzentrationen in einem Radius von 100 km um *F.S. Polarstern* gezeigt. Sie repräsentiert die Eisverhältnisse während der Diagonalpassage des Schiffes vom Südosten in den Nordwesten des Weddellmeeres (vgl. Abb. 1.1) zwischen dem 2.7. und 28.7.92. Deutlich sichtbar ist der Übergang zwischen den Regimen einjährigen Eises im Südosten (mit niedrigen Schneehöhen von 5–10 cm (*Eicken et al.* [1994])) und zweijährigen Eises im Nordwesten (mit Schneehöhen von 40–60 cm). Dieser tritt etwa am Tage 194 bei 30° W, 67° S auf.

LWP und W in Abb. 5.13 sind Halbtagesmittel der von *F.S. Polarstern* gemessenen Radiosondenwerte. Weiterhin ist die gemessene Lufttemperatur (T_a) eingetragen, die mit mehreren deutlichen Anstiegen Warmluftadvektion durch Tiefdruckgebiete markiert. Synchron dazu finden starke Veränderungen bei den Konzentrationen der Eistypen (CM, CF) statt, welche durch Atmosphärenkorrektur (besonders bei vorhandenem LWP) wieder aus-

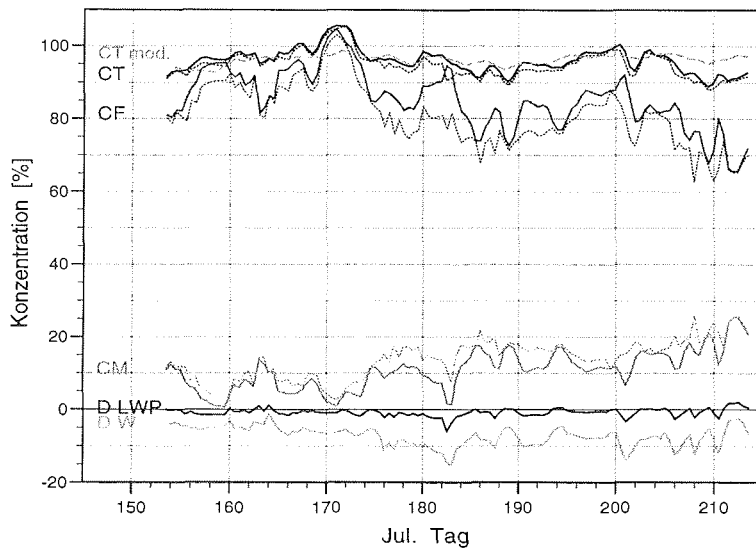


Abb. 5.12: Zeitserien der mit SSM/I abgeleiteten Meereiskonzentrationen CT , CF und CM (gepunktet: mit angewandter Atmosphärenkorrektur), von LWP (multipliziert mit -10) und W (multipliziert mit -1 ; beide nach der Differenzmethode in kg/m^2 und aufintegriert) sowie CT des Meereismodells ($CT_{mod.}$). Der Zeitraum ist der 1.6.–31.7.92, und das Gebiet liegt im östlichen Weddellmeer zwischen 10° und $20^\circ W$ sowie 60° und $65^\circ S$.

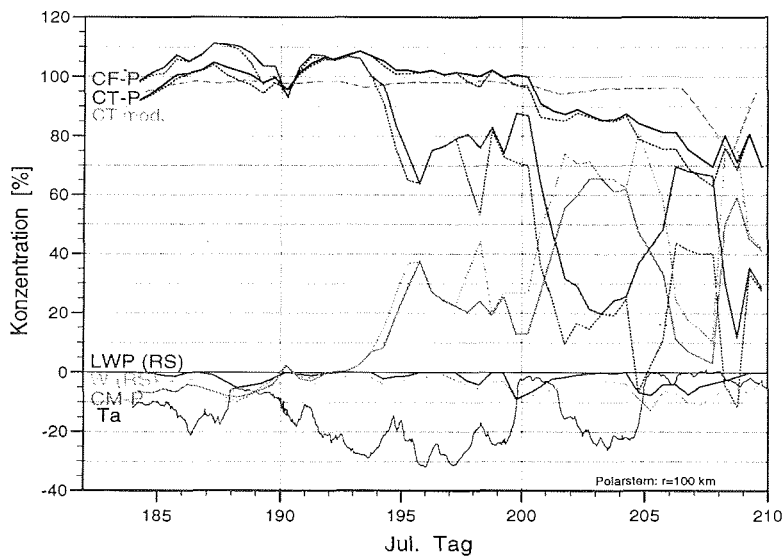


Abb. 5.13: Ähnlich wie Abb. 5.12, jedoch in einem Radius von 100 km um F.S. Polarstern bei der Diagonalpassage von SO nach NW durch das Weddellmeer ($14^\circ W$ bis $50^\circ W$, vgl. Abb. 1.1) vom 2.7.–28.7.92. LWP und W sind Halbtagesmittel aus Radiosondenaufstiegen, T_a die Lufttemperatur von Bord des Schiffes in $^\circ C$.

geglichen werden können. Da jedoch die Punktmessung mit der Radiosonde nicht immer repräsentativ für das gesamte Satellitenmeßgebiet innerhalb eines halben Tages ist, kann keine kontinuierliche Korrektur der Konzentrationsänderungen vorgenommen werden.

Gegen Ende der Zeitserie (Tage 205–210) befindet sich *F.S. Polarstern* am Rande der Südorkney-Polynya, was in SSM/I-Daten durch geringere Gesamteiskonzentrationen (bei hohem einjährigen Anteil), im Modell sogar durch eine negative Spitze zum Ausdruck kommt. Dieses Polynyagebiet ist ebenfalls in Abb. 5.11 gut erkennbar, wo vom 24. auf den 25.7.92 bei starken Westwinden eine deutliche Konzentrationserniedrigung im Lee östlich der Insel auftritt.

5.7 Zusätzliche Effekte in SSM/I-Daten

Die Korrektur der Konzentrationen einjährigen (CF) oder mehrjährigen Meereises (CM) bzw. der Gesamtkonzentration (CT) durch die aus Radiosondenaufstiegen modellierten Effekte der atmosphärischen Parameter LWP und W (Abb. 5.8) bewirkt keine ideale Reduktion der als Wolken- und Wasserdampfeffekte erkannten Konzentrationsanomalien. Der Grund liegt in weiteren Störeffekten, die bei Satellitenmessungen mit dem SSM/I-Radiometer auftreten. In Kap. 5.5 sind bereits reale Konzentrationsänderungen untersucht worden, die gerade im Windfeld von Tiefdruckgebieten gleichzeitig mit den stärksten atmosphärischen Einflüssen auftreten. So zeigt die Verringerung von CT ($dCT < 0\%$) im Bereich von Gebieten mit LWP-Erhöhung (insbesondere um 62°S , 40°W in Abb. 5.8c') ein durchaus sinnvolles Ergebnis.

Eine mögliche Fehlerquelle ist die Bestimmung des Wolkenwasserweges LWP, der atmosphärischen Variable mit dem größten Effekt auf die Unterscheidung der Eistypen CF und CM (Kap. 4.3). Die hier benutzte Differenzmethode zur Bestimmung von dLWP (Kap. 5.2.2) leitet zwar über Oberflächen niedriger Emissivität den Parameter mit einer Ungenauigkeit vergleichbar der für offenen Ozean (0.03 kg/m^2) ab, doch gerade für die großen Gebiete einjährigen Eises im Weddellmeer mit seiner hohen Emissivität sind die Fehler am größten. Weiterhin wurde davon ausgegangen, daß ein Satellitenorbit des Differenzfeldes die Wolke enthält, der andere wolkenfrei ist. Es sind natürlich bei relativ stationären Wetterlagen auch Situationen möglich, für die bei beiden Orbits Wolken auftreten und dementsprechend zu geringe Änderungen von LWP berechnet werden (ähnlich für W). Im Gegensatz dazu würde durch reale Konzentrationsänderungen die Erhöhung bzw. Erniedrigung von LWP und W bei der Ableitung mit der Differenzmethode aus SSM/I-Daten verstärkt.

Wie in Kap. 4.4 untersucht, kann die Ungenauigkeit der Eiskonzentrationen durch Oberflächeneffekte wie Änderungen der Emissivität von gleicher Größenordnung wie die durch atmosphärische Effekte sein. Bei den Modellrechnungen werden Oberflächenemissivitäten als fest vorgegeben und enthaltenen keine der folgenden variablen Fluktuationen. Hierzu zählt zum einen die Emissivitätsveränderung durch Wind- und Schaumeffekte über offenen Wasserflächen, wodurch die Emissivität erhöht und die Strahlung depolarisiert wird. Fälschlich würden Eiskonzentrationen berechnet werden, wenn die im Tiepoint für offenen Ozean enthaltenen mittleren Effekte überschritten würden.

Ein weiterer Punkt ist der radiometrische Effekt einer im Niederschlagsfeld eines Tiefdruckgebietes entstehenden Schneedecke auf dem Eis. Diese bewirkt eine erhöhte Streuung bei höheren Frequenzen und führt zu erniedrigten Helligkeitstemperaturen (*Garrity* [1993]) und niedrigeren *GR*. Dadurch wird *CF* verringert und *CM* erhöht, und die Effekte durch *LWP* und *W* werden verkleinert. Damit könnten die in Abb. 5.8 nach der Korrektur resultierenden Konzentrationsänderungen erklärt werden. Für Kaltlufteinbrüche nach dem Schneefallereignis, wo die Schneedecke erhalten bleibt, müßte eine längeranhaltende Erniedrigung von *CF* und Erhöhung von *CM* auftreten.

Während WWGS '92 im antarktischen Winter kommt es in zwei Monaten im Packeisgebiet des Weddellmeeres zu 10 Durchgängen von kräftigen Tiefdrucksystemen, sichtbar am Wasserdampf- und Wolkenwasserfeldern über Ozean sowie den synoptischen Beobachtungen von Bord von *F.S. Polarstern*. Bei zwei Fällen (22.7. und 24.7.92) steigen die vor Ort gemessenen Oberflächentemperaturen im nordwestlichen Weddellmeer auf knapp über 0°C an (*Haas et al.* [1992]). Eine Studie von *Drinkwater et al.* [1995] umfaßt genau diesen Zeitraum mit umfangreichen Eiskern- und Schneeproben, Makrophotographie der Kristallstruktur, dem Mikrowellenrückstreuverhalten sowie der Messung von Impuls-, Wärme- und Feuchteflüssen. Die Warmluftadvektion des Tiefdruckgebietes vom 22./23.7.92 verändert demzufolge die Kristallstruktur des Schnees von großen eckigen zu sehr kleinen runden Kristallen. Bis zum Abend des 23.7. findet keine Schmelzwasseransammlung im Schnee statt, da Wärme durch abwärts gerichtete Wärmeleitung in die kalte Eisschicht und durch Sublimationsflüsse bei den hohen Windgeschwindigkeiten abgeführt wird. Der danach feucht gewordene Schnee überfriert am Morgen des 24.7. wieder und bewirkt eine erhöhte Streuung des Mikrowellensignals. Zum Nachmittag wird die Schneeoberfläche wiederum feucht, wodurch das Streusignal reduziert wird.

Diese Oberflächeneffekte bewirken am Vormittag eine stärkere Reduktion höherer Frequenzen passiver Mikrowellen relativ zu niedrigen Frequenzen und somit eine Reduktion von *GR*. Im Endeffekt wird also scheinbar *CF* erniedrigt und *CM* erhöht, was wiederum den Betrag der an diesem Tage beobachteten Atmosphären effekte erhöht. Nach *Garrity* [1993]

(dortige Abb. 6.4.8) erhöhen sich die Emissivitäten bei 37 GHz für den Übergang von trockenem Schnee zu Schnee mit freiem Wasseranteil stärker als bei 19 GHz. Die resultierende Erhöhung von GR auf schwächer negative Werte vergrößert den GR -Unterschied vom Morgen zum Abend des 24.7.92, wodurch mit SSM/I tendenziell größere Konzentrationsdifferenzen abgeleitet würden.

Auch die aus der Differenzmethode (Kap. 5.2.2) abgeleiteten Parameter LWP und W verändern sich für solche Oberflächenvariationen. Dazu werden hier im Strahlungstransportmodell mit dem Atmosphären Datensatz die Emissivitäten $\epsilon(22V)$ und $\epsilon(37V)$ sukzessive modifiziert. Wenn, wie im obigen Beispiel am 24.7. morgens, $\epsilon(37V)$ relativ zu $\epsilon(22V)$ abnimmt, wird die LWP-Bestimmung über FY-Eis deutlich verbessert, d.h., die Differenz der aus modellierten Helligkeitstemperaturen berechneten LWP verringert sich gegenüber der bei Radiosondenaufstiegen gemessenen LWP-Differenz. Die W-Differenz vergrößert sich hierfür leicht. Über MY-Eis findet eine geringe Verschlechterung sowohl der abgeleiteten LWP- als auch der W-Differenz statt, während sich für OW beide atmosphärische Parameter etwas genauer ableiten lassen. Dies ist ein weiterer Rückkopplungsmechanismus für die Korrektur von Meereiskonzentrationen.

Es gibt aber auch Unsicherheiten bei der Berechnung von Eiskonzentrationen mit dem NASA-Team-Algorithmus wegen fehlerhafter Oberflächenspezifikationen. Zum einen können zeitlich variierende Emissivitäten der reinen Oberflächentypen die Tiepoints modifizieren und als Konzentrationsänderungen fehlinterpretiert werden. Zum anderen ist der Algorithmus nicht in der Lage, mehr als drei radiometrisch unterscheidbare Oberflächentypen aufzulösen (*Burns* [1993]). Zum Beispiel werden für einen Bedeckungsgrad von 100 % neuen oder jungen Meereises (mit niedrigerer Dicke und geringerer effektiver Emissivität als der einjährigen Eises) Gesamtkonzentrationen von weit unter 100 % berechnet. Speziell für dieses Problem hat *Cavalieri* [1994] einen NASA-Team-Algorithmus entworfen, der zwischen den drei Oberflächentypen einjährigem Eis, neuem Eis und offenem Ozean unterscheidet, aber nur in Neueisgebieten sinnvoll eingesetzt werden kann. Ähnliche Schwierigkeiten bestehen bei der Unterscheidung zweijährigen und diverser Typen mehrjähriger Eises.

6 Schlußfolgerungen und Ausblick

Mit einem Strahlungstransportmodell, das die atmosphärischen Absorptions- und Streueffekte an Wolken und Wasserdampf berücksichtigt, werden für vorgegebene Oberflächenemissivitäten Helligkeitstemperaturen am Oberrand der Atmosphäre zur Verwendung in Meereisalgorithmen simuliert. Die Profile von Temperatur, Wasserdampf und parametrisiertem Wolkenwassergehalt wurden direkt vor Ort im Packeisgebiet des Weddellmeeres/Antarktis mit Radiosonden gemessenen und liefern für die Eiskonzentrationsabschätzungen realistischere Ergebnisse als bisher verwendete Standardwerte. Insbesondere wurden hierbei die Auswirkungen unterschiedlicher Wasserdampfprofile, Wolkenhöhen und Wolkenmächtigkeiten gezeigt.

Die Ergebnisse der Studien mit dem Strahlungstransportmodell haben ergeben, daß mit dem NASA-Team-Algorithmus abgeleitete Meereiskonzentrationen starke Verfälschungen durch die Atmosphäre erfahren können. Die Konzentrationen ein- bzw. mehrjährigen Eises werden durch den Wolkenwasserweg LWP um bis zu 80 % über Oberflächen niedriger Emissivität verfälscht, während die Effekte durch den Gesamtwasserdampfgehalt W nur bis zu 6 % betragen. In der totalen Eiskonzentration verursachen beide atmosphärische Variablen Abweichungen in der Größenordnung von 10 %.

In Erweiterung früherer Schätzungen der Atmosphäreneffekte werden auch Rechnungen für reale Situationen durchgeführt, die sowohl Wolkenwasser als auch Wasserdampf enthalten. Die nichtlinearen Konzentrationsänderungen dafür sind kleiner als die Summe der einzelnen Anteile. Für die spätere Korrektur werden die Atmosphäreneffekte kontinuierlich für alle Kombinationen der radiometrisch unterscheidbaren Eistypen und Konzentrationen berechnet und in geschlossener Form (Regressionsgleichungen) beschrieben.

Die Auswirkung variabler Oberflächenemissivitäten, die reale Satellitenmessungen beeinflussen, werden durch Modellrechnungen mit verschiedenen Algorithmen-Tiepoints überprüft. Wenn der Untergrund größtenteils aus älterem Eis oder offenem Wasser besteht, treten Oberflächeneffekte auf, die etwa 10 % der atmosphärischen entsprechen. Bei höheren Anteilen einjährigen Eises oder niedrigen Werten von W und LWP sind beide Effekte von gleicher Größenordnung.

Erstmals sind auch explizite Konzentrationsänderungen für das neuere SSM/I-Radiometer angegeben worden. Aufgrund der stärkeren Wasserdampfabhängigkeit des SSM/I durch Verwendung der im Zentrum der Wasserdampfabsorptionslinie gelegenen Frequenz von 22.235 GHz werden um einen Faktor zwei höhere Änderungen der totalen Eiskonzentration, und um etwa 10 % niedrigere Reduktionen des mehrjährigen Anteils modelliert. Modellrechnungen für das MIMR-Radiometer, das ab dem nächsten Jahrtausend auf Sa-

telliten fliegen soll, zeigen eine Atmosphärenempfindlichkeit zwischen der von SMMR und SSM/I. Für Zeitserien von Eiskonzentrationen, die aus Daten von mehr als einem Radiometer bestehen, müssen diese Unterschiede in Betracht gezogen werden, um eventuelle klimabedingte Änderungen erkennen zu können.

In gemessenen Satellitendaten findet beim NASA-Team-Algorithmus bisher lediglich eine Korrektur über offenem Ozean statt, um dort auftretende wetterbedingte Störungen zu eliminieren. Über Meereis selbst können nur deutlich unphysikalische Konzentrationen (z.B. kleiner -20% oder größer 120%) als von Wolken und Wasserdampf beeinflusst erkannt und ausgeschlossen werden (NSIDC-Schema). Verfälschte Konzentrationen im Bereich zwischen 0 und 100% bleiben unerkant und verursachen einen positiven Bias bei der Konzentration einjährigen Eises und der Gesamtkonzentration und einen negativen Bias in der Konzentration mehrjährigen Eises. Durch eine klimatologisch bedingte Erhöhung des Wolkenwasserweges bzw. der Wolkenhäufigkeit oder des Wasserdampfgehaltes würde daher eine höhere totale Eiskonzentration in Meereisgebieten mit hohem einjährigen Eisanteil berechnet werden, eine leicht niedrigere in Gebieten mehrjährigen Eises sowie ein stark erniedrigter Bedeckungsgrad älteren Eises.

Die modellierten Effekte sind auch in Differenzen zwischen aufeinanderfolgenden Orbits des SSM/I auf dem Satelliten F-11 zu erkennen. Die hochfrequenten deutlichen Konzentrationsschwankungen stimmen räumlich mit der Verlagerung von Wolkenbändern überein, die mit IR-Satellitendaten identifiziert werden. Gleichzeitig auftretende reale Konzentrationsschwankungen durch Tiefdruckgebiete werden mit einem dynamisch-thermodynamischen Meereismodell quantifiziert und sind mit maximal 5% deutlich kleiner als die virtuellen durch die Atmosphäre.

Die windinduzierten Konzentrationsänderungen von Zyklonen könnten zukünftig mit Daten des wolkenunabhängigen RADARSAT, in Verbindung mit entsprechenden Driftalgorithmen, großräumig in den 460 km breiten Abtaststreifen untersucht und direkt mit SSM/I-Messungen verglichen werden.

Ein Vorteil bei der Korrektur von Eiskonzentrationen wäre die präzisere Kenntnis der großräumigen Felder von Wolkenwasser und Wasserdampf über Eis. Die hier vorgestellte Methode der Differenz zwischen zwei Orbits zeigt bei Überprüfung mit Werten des Modelldatensatzes zu kleine LWP insbesondere über einjährigem Eis mit seiner hohen Emissivität. Die Nutzung verbesserter Vertikalprofile von Temperatur und relativer Feuchte, aber insbesondere von Wolkenwasser bei zukünftigen Wettervorhersagemodellen kann die atmosphärischen Variablen zur Korrektur der Meereiskonzentrationen präzisieren. Selbst für eine Schätzung der mittleren Wolkenwasserwege oder Gesamtwasserdampfgehalte sowie

deren Veränderungen können anhand der Modellergebnisse dieser Arbeit die klimatologischen Auswirkungen auf Meereiskonzentrationen ermessen werden.

Die Wettereffekte auf Neueis sowie die Übergangsformen zu einjährigem Eis für den NASA-Team-Algorithmus von *Cavalieri et al.* [1995] könnten ebenfalls modelliert werden. Bei 100 % Bedeckung mit Neueis würden wegen dessen radiometrischer Eigenschaften ähnliche Effekte auftreten wie bei 100 % Bedeckung mit 50 % einjährigem und 50 % mehrjährigem Anteil. Die Auswirkungen von LWP und W auf die Eistypbestimmung mit Mikrowellen sind daher bei Neueis etwa fünfmal so stark wie bei einjährigem Eis mit dessen hoher Emissivität, aber nur halb so groß bei der Gesamtkonzentration (vgl. Ergebnisse für FY und FY50 MY50 im Weddellmeer in Tab. 4.1 und Tab. 4.2).

Von besonderer Wichtigkeit erscheint eine konkrete Überprüfung der Veränderungen der Oberflächenemissivitäten für Tiefdruckereignisse bei Frequenzen und Polarisationen, die in Meereisalgorithmen benutzt werden. Die wichtigsten Einflußgrößen sind hier die Veränderungen von Kristallstruktur, Salinität und freiem Wasseranteil in einer sich akkumulierenden Schneeschicht. Damit könnten Atmosphären- und Oberflächeneffekte für Mikrowellenalgorithmen besser getrennt und quantifiziert werden.

A Anhang

A.1 Modellierte Effekte von Wasserdampf und Wolken auf PR , GR und Meereiskonzentrationen

In Tab. A-1.1 sind Konzentrationsänderungen einjährigen Eises (CF), mehrjährigen Eises (CM) sowie der Gesamteiskonzentration (CT) (NASA-Team-Algorithmus) numerisch aufgeführt, die infolge unterschiedlicher Wasserdampfprofile (λ) bzw. durch Temperatur- oder Druckeffekte im PR - GR -Parameterraum auftreten (vgl. Abb. 4.4, S. 41).

Tab. A-1.2 (S. 94) enthält die numerischen Effekte von Wolkenkondensationsniveau z_0 , Wolkenhöhe h_c und des Flüssigwassergehaltes LWC. Dies entspricht den Endpunkten der vom Tiepoint offenen Ozeans ausgehenden modellierten Kurven in Abb. 4.5a u. b (S. 43). Der mittlere Teil von Tab. A-1.2 enthält die Effekte für einjähriges Eis, der untere Teil die für mehrjähriges Eis.

Tabelle A-1.1: Modellierte Effekte von Wasserdampfprofil ($\lambda = 1 \dots 7$ für $W \simeq 2 \text{ kg/m}^2$ bzw. 11 kg/m^2) sowie die natürlichen Effekte von Temperatur und Druck (T, p) (unter Ausschuß von Wasserdampf) für drei verschiedene extreme Oberflächen (offenes Wasser (OW), einjähriges Eis (FY) und mehrjähriges Eis (MY)) im Weddellmeer. dPR und dGR sind dimensionslos, die Meereiskonzentrationen dC_i (berechnet mit dem NASA-Team-Algorithmus) in % (vgl. Abb. 4.4, S. 41).

		dPR	dGR	dCF	dCM	dCT
<i>OW:</i>	$\lambda = 1 \dots 7$	-0.002, -0.008	-0.0002, -0.0008	0.4, 3.3	-0.2, -1.8	0.3, 1.6
	T, p^\dagger	0.005	0.0015	2.9	2.6	0.7
<i>FY:</i>	$\lambda = 1 \dots 7$	-0.0001, -0.0006	-0.00004, -0.0005	0.1, 0.6	0.0, -0.3	0.1, 0.4
	T, p^\dagger	0.0003	0.003	3.5	4.1	0.7
<i>MY:</i>	$\lambda = 1 \dots 7$	-0.0002, -0.001	0.0005, 0.0035	0.5, 3.7	-0.4, -3.4	0.0, 0.2
	T, p^\dagger	0.0005	0.005	4.2	4.3	0.2

[†] Absolutbetrag des gemeinsamen Effektes

Tabelle A-1.2: Modellierte Effekte von Wolken mit $LWP = 500 \text{ g/m}^2$ (ohne Wasserdampfeffekt) für eine gegebene Wolkenbasis z_0 [m], eine Wolkenhöhe h_c [m] und einen Flüssigwassergehalt LWC [g/m^3] und jeweils eine kalte (erster Wert) und eine warme Atmosphäre (zweiter Wert) (vgl. Abb. 4.5a u. b, S. 43). Berechnet werden dC_i (NASA-Team-Algorithmus) in % für verschiedene extreme Oberflächen (OW – oberer Teil, FY – mittlerer Teil und MY – unterer Teil) im Weddellmeer, dPR und dGR sind dimensionslos. Die Zeile „Weddellmeer“ gibt Mittelwerte der Effekte natürlicher Wolken mit $LWP = 500 \text{ g/m}^2$ über dem jeweiligen Oberflächentyp an.

z_0	h_c	LWC	dPR	dGR	dCF	dCM	dCT
100	1000	0.500	-0.081, -0.067	0.0218, 0.0247	61.0, 55.7	-51.6, -50.2	9.4, 5.5
”	1500	0.333	-0.084, -0.069	0.0209, 0.0245	61.7, 56.5	-51.4, -50.6	10.3, 5.9
”	2000	0.250	-0.086, -0.071	0.0201, 0.0242	62.2, 57.5	-51.2, -51.0	11.1, 6.5
”	2500	0.200	-0.089, -0.074	0.0191, 0.0238	62.6, 58.3	-50.7, -51.3	11.9, 7.1
”	5000	0.100	-0.100, -0.084	0.0121, 0.0202	62.1, 61.4	-45.8, -50.7	16.6, 10.5
2000	1000	0.500	-0.099, -0.083	0.0143, 0.0218	64.2, 62.1	-48.5, -52.4	15.8, 9.7
”	1500	0.333	-0.102, -0.085	0.0126, 0.0212	64.0, 62.5	-47.2, -52.2	16.9, 10.3
”	2000	0.250	-0.104, -0.087	0.0110, 0.0203	63.0, 63.2	-45.8, -51.9	17.9, 11.0
”	2500	0.200	-0.106, -0.089	0.0095, 0.0193	63.4, 63.3	-44.6, -51.4	18.8, 11.9
”	5000	0.100	-0.114, -0.100	0.0017, 0.0126	60.3, 63.1	-37.3, -46.7	23.0, 16.4
<i>Weddellmeer</i>			-0.089	0.0209	62.9	-52.1	11.8
100	1000	0.500	-0.0055, -0.0045	0.0022, 0.0044	9.8, 11.3	-6.2, -8.8	3.6, 2.5
”	1500	0.333	-0.0057, -0.0046	0.0016, 0.0042	9.3, 11.2	-5.5, -8.6	3.8, 2.6
”	2000	0.250	-0.0059, -0.0047	0.0011, 0.0038	8.9, 11.0	-4.9, -8.2	4.0, 2.8
”	2500	0.200	-0.0061, -0.0049	0.0006, 0.0035	8.4, 10.7	-4.2, -7.7	4.2, 2.9
”	5000	0.100	-0.0071, -0.0058	-0.0025, 0.0011	5.7, 8.7	-0.4, -4.9	5.3, 3.9
2000	1000	0.500	-0.0070, -0.0056	-0.0018, 0.0019	6.5, 9.6	-1.4, -5.9	5.1, 3.7
”	1500	0.333	-0.0072, -0.0058	-0.0025, 0.0015	5.9, 9.3	-0.5, -5.4	5.4, 3.8
”	2000	0.250	-0.0074, -0.0060	-0.0032, 0.0010	5.3, 8.8	0.4, -4.8	5.6, 4.0
”	2500	0.200	-0.0076, -0.0061	-0.0038, 0.0004	4.8, 8.3	1.1, -4.1	5.8, 4.2
”	5000	0.100	-0.0083, -0.0071	-0.0062, -0.0027	2.6, 5.6	4.0, -0.3	6.6, 5.3
<i>Weddellmeer</i>			-0.0061	0.0056	10.6	-9.3	4.2
100	1000	0.500	-0.0100, -0.0080	0.0711, 0.0668	73.0, 66.5	-75.1, -69.3	-2.2, -2.8
”	1500	0.333	-0.0102, -0.0082	0.0716, 0.0675	73.9, 67.5	-75.9, -70.2	-2.0, -2.7
”	2000	0.250	-0.0105, -0.0085	0.0718, 0.0683	74.5, 68.7	-76.3, -71.3	-1.8, -2.7
”	2500	0.200	-0.0108, -0.0087	0.0719, 0.0691	75.0, 69.8	-76.6, -72.3	-1.6, -2.6
”	5000	0.100	-0.0124, -0.0102	0.0700, 0.0709	74.6, 73.3	-74.9, -75.2	-0.3, -1.9
2000	1000	0.500	-0.0123, -0.0100	0.0721, 0.0721	76.8, 74.4	-77.5, -76.5	-0.7, -2.2
”	1500	0.333	-0.0126, -0.0103	0.0715, 0.0724	76.6, 74.9	-77.0, -77.0	-0.4, -2.0
”	2000	0.250	-0.0130, -0.0105	0.0708, 0.0725	76.1, 75.4	-76.2, -77.3	-0.1, -1.9
”	2500	0.200	-0.0132, -0.0109	0.0701, 0.0726	75.6, 75.8	-75.5, -77.5	0.2, -1.7
”	5000	0.100	-0.0144, -0.0124	0.0650, 0.0707	71.4, 75.4	-69.8, -75.9	1.6, -0.4
<i>Weddellmeer</i>			-0.011	0.0728	75.5	-77.3	-2.2

A.2 Standardfehler bei der Regression von Meereiskonzentrationen mit dem Wolkenwasserweg LWP und dem Gesamtwasserdampfgehalt W

Zur Aufstellung von Korrekturfunktionen werden Regressionen zwischen Wolkenwasserweg LWP bzw. Gesamtwasserdampfgehalt W (aus Radiosondenaufstiegen von *F.S. Polarstern*) und der Meereiskonzentration CF, CM oder CT (berechnet mit dem NASA-Team-Algorithmus aus modellierten Helligkeitstemperaturen; vgl. Abb. 4.6a u. b und 4.9a u. b) durchgeführt. Wegen der in Kap. 4.2 beschriebenen Effekte tritt eine Streuung der Punkte auf. Der resultierende Bereich des RMS-Fehlers (%) ist für das SMMR- und das SSM/I-Radiometer in Tab. A-2.1 aufgeführt, berechnet mit den globalen Tiepoints für die Nordhemisphäre (Tab. 3.2). Die Wahl des Regressionsmodells wird in Abb. A-2.1 erläutert. Für einen Oberflächentyp (FY50 MY50) ist beispielhaft die Veränderung von RMS-Fehler und relativer erklärter Varianz B der Regression für die folgenden Regressionsmodelle dargestellt. Eine Parameteranzahl von 2 in der Polynomialregressionsgleichung A-2.1 entspricht

Tabelle A-2.1: Resultierender Bereich der RMS-Fehler (%) bei der Regression von einjähriger- (CF), mehrjähriger- (CM) und totaler Meereiskonzentration (CT) nach dem NASA-Team-Algorithmus mit den atmosphärischen Variablen Gesamtwasserdampfgehalt (W), Wolkenwasserweg (LWP) sowie LWP inklusive vorhandenem W (W+LWP), die aus Radiosondenmessungen stammen. Die Konzentrationsänderungen wurden für globale Nordhemisphären-Tiepoints für das SMMR- sowie für das SSM/I-Radiometer modelliert.

Konzentration	Regressionsmodell	SMMR	SSM/I
		W: RMS^\dagger , %	
CF, CM	quadratisch	0.3 – 0.9	0.3 – 0.8
CT	quadratisch	0.04 – 0.09	0.02 – 0.11
		LWP: RMS^\dagger , %	
CF, CM	exponential	0.3 – 1.7	0.3 – 1.5
CT	quadratisch	0.2 – 0.8	0.2 – 0.9
		W + LWP: RMS^\dagger , %	
CF, CM	exponential	0.6 – 1.1	0.4 – 1.1
CT	quadratisch	0.2 – 0.5	0.1 – 0.9

[†] Abhängig von Konzentration und Zusammensetzung der einzelnen Oberflächentypen (FY, MY, OW).

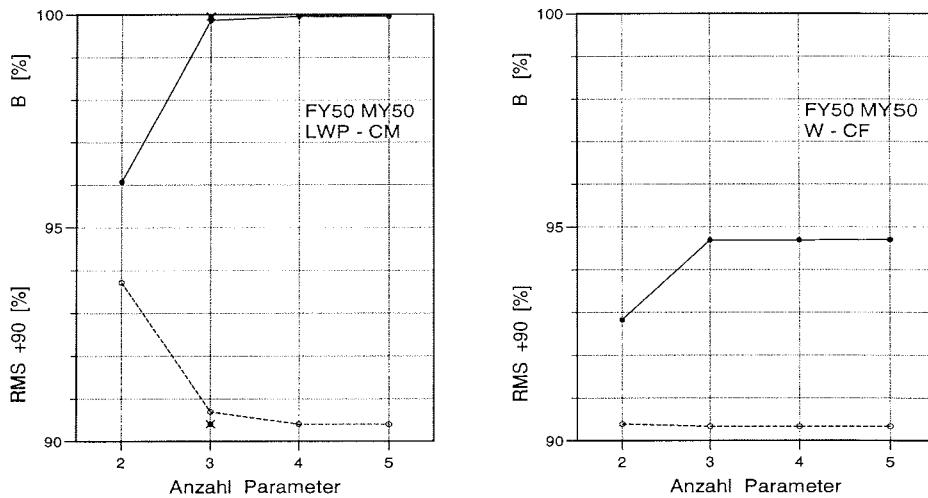


Abb. A-2.1: Beispiel für das Verhalten von RMS-Standardfehler (%) (gestrichelt) und relativer erklärter Varianz B (%) (durchgezogen) bei der Regression von LWP mit CM (links) und W mit CF (rechts) für unterschiedliche Regressionsmodelle (s. Text).

einer linearen Regression, 3 einer quadratischen usw.:

$$\text{Polynomialregression: } C_j = r_0 + \sum_{i=1}^4 r_i \cdot P_{atm}^i \quad (\text{A-2.1})$$

Für C_j wird CF, CM bzw. CT eingesetzt, die r_i sind Regressionskoeffizienten, und als atmosphärischer Parameter P_{atm} wird entweder LWP oder W verwendet. Die mit einem Kreuz in Abb. A-2.1 bei LWP-CM dargestellten Werte wurden durch Exponentialregression erhalten:

$$\text{Exponentialregression: } C_j = r_0 + r_1 \cdot e^{-r_2 \cdot P_{atm}} \quad (\text{A-2.2})$$

Eine Exponentialregression paßt die Kurven für LWP-CM und LWP-CF mit geringerem RMS-Fehler und höherer erklärter Varianz an als eine quadratische Regression, obwohl ebenfalls nur 3 Parameter benötigt werden. Eine weitere Erhöhung der Parameteranzahl auf 4 oder 5 führt zu keiner weiteren Regressionsverbesserung. Die Regressionen W-CF bzw. W-CM zeigen bei 3 Polynomialparametern nur wenig Verbesserung im RMS-Fehler gegenüber 2 Parametern, aber B steigt noch an. Ein ähnliches Verhalten zeigt sich für die Regressionen LWP-CT und W-CT, weshalb auch dort das quadratische Modell angewandt wird.

A.3 Numerische Koeffizienten der Eiskonzentrationsänderungen mit atmosphärischen Parametern

A.3.1 Wolkenwasserweg LWP

Für die Korrektur der mit dem NASA-Team-Algorithmus abgeleiteten Konzentrationen einjährigen Eises (CF), mehrjährigen Eises (CM) und der Gesamtkonzentration (CT) um die Effekte des Wolkenwasserweges LWP (Kap. 5.4 und 5.6) werden die folgenden drei Exponential- bzw. Polynomialregressionsgleichungen benutzt:

$$CF = r_{0,CF} + r_{1,CF} \cdot e^{-r_{2,CF} \cdot LWP} \quad (\text{A-3.1})$$

$$CM = r_{0,CM} + r_{1,CM} \cdot e^{-r_{2,CM} \cdot LWP} \quad (\text{A-3.2})$$

$$CT = r_{0,CT} + r_{1,CT} \cdot LWP + r_{2,CT} \cdot LWP^2 \quad (\text{A-3.3})$$

Die Regressionskoeffizienten r_0 , r_1 und r_2 werden jeweils für Ensembles von Oberflächenzuständen berechnet, z.B. nur für Mischungen von offenem Wasser (OW) und einjährigem Eis (FY), oder nur für einjähriges und mehrjähriges Eis (MY). Durch Exponentialregression bzw. Polynomialregression 2. oder 3. Grades werden die r_i ($i=0 \dots 2$) aus Gl. A-3.1 bis A-3.3 für vorgegebene Konzentrationen C_j (CF, CM oder CT) bestimmt:

$$r_{i,C_j} = r_{i0,C_j} + \sum_{k=1}^3 r_{ik,C_j} \cdot C_j^k \quad (\text{A-3.4})$$

Die numerischen Werte der resultierenden r_{ik} sind für die Konzentration einjährigen Eises in Tab. A-3.1 für verschiedene Kombinationen von Oberflächentypen aufgeführt, für die Konzentration mehrjähriges Eises in Tab. A-3.2 und für die Gesamteiskonzentration in Tab. A-3.3.

Tabelle A-3.1: Regressionskoeffizienten bei der Bestimmung der Koeffizienten r_i (Gl. A-3.1) für die Konzentration einjährigen Eises (CF). Diese sind abhängig vom Eisbedeckungsgrad und dem gewählten Ensemble von Oberflächentypen (s. auch Tab. 4.1 sowie Abb. 4.6a, 4.6c und 4.7a) und wurden abgeleitet für das Weddellmeer unter Berücksichtigung des Wasserdampfeffektes (W+LWP).

Oberflächentypen	Konz.	Regr.-typ	Regressionstyp für die Koeffizienten r_0, r_1, r_2 sowie Parameteranzahl
FY ... OW ^a	CF	Exp.	Poly. (4), Poly. (4), Exp. (3)
			$r_{0i,CF} = 143.86887, -0.105176, -1.98148 \cdot 10^{-3}, 2.54257 \cdot 10^{-5}$ $r_{1i,CF} = -143.71591, 1.10476, 1.98271 \cdot 10^{-3}, -2.54632 \cdot 10^{-5}$ $r_{2i,CF} = 1.15813 \cdot 10^{-3}, -1.23913 \cdot 10^{-6}, -5.97588 \cdot 10^{-2}$
FY ... MY ^b	CF	Exp.	Poly. (4), Poly. (4), Poly. (3)
			$r_{0i,CF} = 144.08961, 2.30901 \cdot 10^{-2}, 4.02176 \cdot 10^{-4}, -3.83701 \cdot 10^{-7}$ $r_{1i,CF} = -143.93686, 0.97606, -4.03396 \cdot 10^{-4}, 3.85828 \cdot 10^{-7}$ $r_{2i,CF} = 1.15133 \cdot 10^{-3}, 1.17090 \cdot 10^{-6}, -3.78580 \cdot 10^{-9}$
FY ... MY ^c	CF	Exp.	Poly. (4), Poly. (4), Exp. (3)
			$r_{0i,CF} = 164.89129, -0.35651, -2.08549 \cdot 10^{-3}, 3.04423 \cdot 10^{-5}$ $r_{1i,CF} = -164.79416, 1.35680, 2.08659 \cdot 10^{-3}, -3.04938 \cdot 10^{-5}$ $r_{2i,CF} = 1.20554 \cdot 10^{-3}, -4.07007 \cdot 10^{-7}, -7.18357 \cdot 10^{-2}$

^a MY=0%, ^b FY=MY und OW=0...100%, ^c OW=0%

Tabelle A-3.2: Regressionskoeffizienten bei der Bestimmung der Koeffizienten r_i (Gl. A-3.2) für die Konzentration mehrjährigen Eises (CM). Diese sind abhängig vom Eisbedeckungsgrad und dem gewählten Ensemble von Oberflächentypen (s. auch Tab. 4.1 sowie Abb. 4.6b, 4.6d und 4.7b) und wurden abgeleitet für das Weddellmeer unter Berücksichtigung des Wasserdampfeffektes (W+LWP).

Oberflächentypen	Konz.	Regr.-typ	Regressionstyp für die Koeffizienten r_0, r_1, r_2 sowie Parameteranzahl
MY ... OW ^a	CM	Exp.	Poly. (4), Poly. (4), Poly. (4)
			$r_{0i,CM} = -88.90927, 0.32598, -3.13201 \cdot 10^{-4}, 2.07935 \cdot 10^{-7}$ $r_{1i,CM} = 89.02567, 0.67249, 3.13906 \cdot 10^{-4}, -2.10058 \cdot 10^{-7}$ $r_{2i,CM} = 1.59201 \cdot 10^{-3}, -4.60071 \cdot 10^{-6}, 2.01072 \cdot 10^{-8}, -5.76928 \cdot 10^{-11}$
MY ... FY ^b	CM	Exp.	Poly. (4), Poly. (4), Poly. (3)
			$r_{0i,CM} = -88.91015, 1.11154, -1.19249 \cdot 10^{-3}, -3.44209 \cdot 10^{-6}$ $r_{1i,CM} = 89.02648, -0.11510, 1.19605 \cdot 10^{-3}, 3.44747 \cdot 10^{-6}$ $r_{2i,CM} = 1.59228 \cdot 10^{-3}, -5.12220 \cdot 10^{-6}, -1.17513 \cdot 10^{-8}$
MY ... FY ^c	CM	Exp.	Poly. (4), Poly. (4), Exp. (3)
			$r_{0i,CM} = -24.55916, 1.51844 \cdot 10^{-2}, -6.34021 \cdot 10^{-3}, 2.74888 \cdot 10^{-5}$ $r_{1i,CM} = 24.51927, 0.98393, 6.35533 \cdot 10^{-3}, -2.75438 \cdot 10^{-5}$ $r_{2i,CM} = 1.29386 \cdot 10^{-3}, -6.50529 \cdot 10^{-4}, 0.10081$

^a FY = 0%, ^b MY = FY und OW = 0...100%, ^c OW = 0%

Tabelle A-3.3: Regressionskoeffizienten bei der Bestimmung der Koeffizienten r_i (Gl. A-3.3) für die Gesamteiskonzentration (CT). Diese sind abhängig vom Eisbeckungsgrad und dem gewählten Ensemble von Oberflächentypen (s. auch Tab. 4.2 sowie Abb. 4.8) und wurden abgeleitet für das Weddellmeer unter Berücksichtigung des Wasserdampfeffektes (W+LWP).

Oberflächentypen	Konz.	Regr.-typ	Regressionstyp für die Koeffizienten r_0, r_1, r_2 sowie Parameteranzahl
FY ... OW ^a	CT	Poly. (3)	Poly. (4), Poly. (4), Poly. (4)
$r_{0i,CT} = 0.20189, 0.99899, -3.41034 \cdot 10^{-6}, -8.80439 \cdot 10^{-9}$ $r_{1i,CT} = 2.81159 \cdot 10^{-2}, -5.22045 \cdot 10^{-5}, -1.36939 \cdot 10^{-6}, 5.21371 \cdot 10^{-10}$ $r_{2i,CT} = -6.13135 \cdot 10^{-7}, -8.90516 \cdot 10^{-8}, 7.21771 \cdot 10^{-10}, -1.15309 \cdot 10^{-13}$			
MY ... OW ^b	CT	Poly. (3)	Poly. (4), Poly. (4), Poly. (4)
$r_{0i,CT} = 0.20189, 0.99803, 1.69216 \cdot 10^{-6}, -6.94772 \cdot 10^{-10}$ $r_{1i,CT} = 2.81158 \cdot 10^{-2}, -3.60090 \cdot 10^{-4}, 3.86096 \cdot 10^{-7}, 5.03978 \cdot 10^{-11}$ $r_{2i,CT} = -6.13164 \cdot 10^{-7}, 6.94211 \cdot 10^{-8}, -2.17420 \cdot 10^{-10}, -1.15582 \cdot 10^{-14}$			
FY ... MY ^c	CT	Poly. (3)	Poly. (4), Poly. (4), Poly. (3)
$r_{0i,CT} = 0.20189, 1.99702, -6.25618 \cdot 10^{-6}, -8.45726 \cdot 10^{-9}$ $r_{1i,CT} = 2.81157 \cdot 10^{-2}, -4.12302 \cdot 10^{-4}, -1.80285 \cdot 10^{-6}, 4.54042 \cdot 10^{-10}$ $r_{2i,CT} = -6.13359 \cdot 10^{-7}, -1.94713 \cdot 10^{-8}, 9.73679 \cdot 10^{-10}$			
FY ... MY ^d	CT	Poly. (3)	Poly. (4), Poly. (4), Poly. (4)
$r_{0i,CT} = 100.02121, 2.20986 \cdot 10^{-4}, 1.67169 \cdot 10^{-6}, -2.08811 \cdot 10^{-9}$ $r_{1i,CT} = -3.98216 \cdot 10^{-3}, 1.44405 \cdot 10^{-4}, -7.66507 \cdot 10^{-8}, 3.09793 \cdot 10^{-11}$ $r_{2i,CT} = 4.14358 \cdot 10^{-6}, -6.61135 \cdot 10^{-8}, 2.13657 \cdot 10^{-12}, 3.05105 \cdot 10^{-14}$			

^a MY=0%, ^b FY=0%, ^c FY=MY und OW=0...100%, ^d OW=0%

A.3.2 Gesamtwasserdampfgehalt W

Für wolkenfreie Fälle ($LWP = 0 \text{ kg/m}^2$ bei Radiosondenaufstiegen bzw. $LWP \leq 0 \text{ kg/m}^2$ bei der Differenzmethode zur LWP-Ableitung über Meereis) wird eine Korrektur der NASA-Team-Meereiskonzentrationen nur um die Effekte des Gesamtwasserdampfgehaltes W vorgenommen (Kap. 5.4 und 5.6). Folgende quadratische Regressionsgleichung wird dazu benutzt:

$$C_j = r_{0,C_j} + r_{1,C_j} \cdot W + r_{2,C_j} \cdot W^2 \quad (\text{A-3.5})$$

Analog zu Kap. A.3.1 werden die Koeffizienten r_i ($i = 0 \dots 2$) durch quadratische Regression bestimmt. Für unterschiedliche Oberflächenensembles sind die Regressionskoeffizienten r_{ik} für CF, CM und CT in den folgenden Tabellen A-3.4, A-3.5 und A-3.6 aufgeführt.

Tabelle A-3.4: Regressionskoeffizienten bei der Bestimmung der Koeffizienten r_i (Gl. A-3.5) für die Konzentration einjährigen Eises (CF). Diese sind abhängig vom Eisbedeckungsgrad und dem gewählten Ensemble von Oberflächentypen (s. auch Tab. 4.1 sowie Abb. 4.9a, 4.9c und 4.10a) und wurden abgeleitet im Weddellmeer für den Wasserdampfeffekt.

Oberflächentypen	Konz.	Regr.-typ	Regressionstyp für die Koeffizienten r_0, r_1, r_2 sowie Parameteranzahl
FY ... OW ^a	CF	Poly. (3)	Poly. (3), Poly. (3), Poly. (3) $r_{0i,CF} = 1.28011 \cdot 10^{-4}, 1.00003, -1.27045 \cdot 10^{-8}$ $r_{1i,CF} = 0.43346, 5.17282 \cdot 10^{-4}, 1.23276 \cdot 10^{-5}$ $r_{2i,CF} = 2.21466 \cdot 10^{-2}, -2.25666 \cdot 10^{-4}, -4.02245 \cdot 10^{-7}$
FY ... MY ^b	CF	Poly. (3)	Poly. (3), Poly. (3), Poly. (3) $r_{0i,CF} = -0.21732, 1.00059, -4.27521 \cdot 10^{-6}$ $r_{1i,CF} = 0.17560, -1.12414 \cdot 10^{-3}, 3.19289 \cdot 10^{-6}$ $r_{2i,CF} = 3.96691 \cdot 10^{-2}, -2.03420 \cdot 10^{-4}, 8.59676 \cdot 10^{-8}$
FY ... MY ^c	CF	Poly. (3)	Poly. (3), Poly. (3), Poly. (3) $r_{0i,CF} = -0.10119, 0.99846, -8.07909 \cdot 10^{-6}$ $r_{1i,CF} = 8.81780 \cdot 10^{-2}, 4.72264 \cdot 10^{-4}, 6.22462 \cdot 10^{-6}$ $r_{2i,CF} = 3.70397 \cdot 10^{-2}, -1.54521 \cdot 10^{-4}, 1.60061 \cdot 10^{-7}$

^a $MY = 0\%$, ^b $FY = MY$ und $OW = 0 \dots 100\%$, ^c $OW = 0\%$

Tabelle A-3.5: Regressionskoeffizienten bei der Bestimmung der Koeffizienten r_i (Gl. A-3.5) für die Konzentration mehrjähriger Eises (CM). Diese sind abhängig vom Eisbedeckungsgrad und dem gewählten Ensemble von Oberflächentypen (s. auch Tab. 4.1 sowie Abb. 4.9b, 4.9d und 4.10b) und wurden abgeleitet im Weddellmeer für den Wasserdampfeffekt.

Oberflächentypen	Konz.	Regr.-typ	Regressionstyp für die Koeffizienten r_0, r_1, r_2 sowie Parameteranzahl
MY ... OW ^a	CM	Poly. (3)	Poly. (3), Poly. (3), Poly. (3)
			$r_{0i,CM} = 3.48179 \cdot 10^{-4}, 1.00004, -1.48510 \cdot 10^{-7}$ $r_{1i,CM} = 0.44873, -3.80108 \cdot 10^{-3}, -3.92581 \cdot 10^{-6}$ $r_{2i,CM} = -2.32968 \cdot 10^{-2}, -9.72722 \cdot 10^{-5}, 1.43018 \cdot 10^{-7}$
MY ... FY ^b	CM	Poly. (3)	Poly. (3), Poly. (3), Poly. (3)
			$r_{0i,CM} = -0.19786, 1.00653, -4.24048 \cdot 10^{-6}$ $r_{1i,CM} = 0.22442, -5.55439 \cdot 10^{-3}, 3.25159 \cdot 10^{-6}$ $r_{2i,CM} = -6.85266 \cdot 10^{-3}, -3.37226 \cdot 10^{-4}, 5.58922 \cdot 10^{-8}$
MY ... FY ^c	CM	Poly. (3)	Poly. (3), Poly. (3), Poly. (3)
			$r_{0i,CM} = 0.28746, 0.99621, 8.10554 \cdot 10^{-6}$ $r_{1i,CM} = -0.13902, 2.18970 \cdot 10^{-3}, -6.24092 \cdot 10^{-6}$ $r_{2i,CM} = -1.77045 \cdot 10^{-2}, -1.09312 \cdot 10^{-4}, -1.62727 \cdot 10^{-7}$

^a FY=0%, ^b MY=FY und OW=0...100%, ^c OW=0%

Tabelle A-3.6: Regressionskoeffizienten bei der Bestimmung der Koeffizienten r_i (Gl. A-3.5) für die Gesamteiskonzentration (CT). Diese sind abhängig vom Eisbeckungsgrad und dem gewählten Ensemble von Oberflächentypen (s. auch Tab. 4.2 sowie Abb. 4.11) und wurden abgeleitet im Weddellmeer für den Wasserdampfeffekt.

Oberflächen- typen	Konz.	Regr.- typ	Regressionstyp für die Koeffizienten r_0, r_1, r_2 sowie Parameteranzahl
FY ... OW ^a	CT	Poly. (3)	Poly. (3), Poly. (3), Poly. (3)
$r_{0i,CT} = 5.27124 \cdot 10^{-4}, 0.99998, 1.63195 \cdot 10^{-7}$ $r_{1i,CT} = 0.88219, -8.88478 \cdot 10^{-3}, 1.19535 \cdot 10^{-5}$ $r_{2i,CT} = -1.14875 \cdot 10^{-3}, 6.87731 \cdot 10^{-5}, -4.17141 \cdot 10^{-7}$			
MY ... OW ^b	CT	Poly. (3)	Poly. (3), Poly. (3), Poly. (3)
$r_{0i,CT} = 5.37790 \cdot 10^{-4}, 1.00001, -1.65243 \cdot 10^{-7}$ $r_{1i,CT} = 0.88219, -8.88478 \cdot 10^{-3}, 1.19535 \cdot 10^{-5}$ $r_{2i,CT} = -1.14875 \cdot 10^{-3}, 6.87731 \cdot 10^{-5}, -4.17141 \cdot 10^{-7}$			
FY ... MY ^c	CT	Poly. (3)	Poly. (3), Poly. (3), Poly. (3)
$r_{0i,CT} = -0.41518, 2.00713, -8.51572 \cdot 10^{-6}$ $r_{1i,CT} = 0.40002, -6.67853 \cdot 10^{-3}, 6.44448 \cdot 10^{-6}$ $r_{2i,CT} = 3.28164 \cdot 10^{-2}, -5.40646 \cdot 10^{-4}, 1.41859 \cdot 10^{-7}$			
FY ... MY ^d	CT	Poly. (3)	Poly. (3), Poly. (3), Poly. (3)
$r_{0i,CT} = 99.88846, 6.27913 \cdot 10^{-4}, 2.64647 \cdot 10^{-8}$ $r_{1i,CT} = 0.10572, -4.69251 \cdot 10^{-4}, -1.63118 \cdot 10^{-8}$ $r_{2i,CT} = 6.77674 \cdot 10^{-3}, -1.26638 \cdot 10^{-5}, -2.66485 \cdot 10^{-9}$			

^a MY = 0 %, ^b FY = 0 %, ^c FY = MY und OW = 0 ... 100 %, ^d OW = 0 %

Symbolverzeichnis

a, b	Konstanten im Wolkenröpfungsspektrum
a_i, b_i	Regressionskoeffizienten
c_p	spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck
dt	Zeitintervall
e	Dampfdruck
f	relative Feuchte
f_i	numerische Koeffizienten für CF
g	Schwerebeschleunigung
h	Niveau innerhalb einer Wolke
h_c	Vertikalerstreckung einer Wolke
k_a	Wolkenabsorptionskoeffizient
m_i	numerische Koeffizienten für CM
n	Brechungsindex
$n(r)$	Größenspektrum von Wolkenröpfungchen
p	Luftdruck
p_0	Luftdruck am Boden
q	spezifische Feuchte
q_0	spezifische Bodenfeuchte
r	Radius
r_c	Modalradius im Wolkenröpfungsspektrum
r_i	Regressionskoeffizienten
r_{ik}	Regressionskoeffizienten der Regressionskoeffizienten
r_ν	spektrales Reflexionsvermögen
r_V, r_H	Fresnel'sche Reflektionskoeffizienten
v_0	Windgeschwindigkeit am Boden
z	geometrische Höhe
z_0	Kondensationsniveau
B	relative erklärte Varianz
ΔB	Änderung der relativen erklärten Varianz
Bias	systematischer Fehler
C_j	Konzentration (CF, CM oder CT)
CF	Konzentration einjährigen Eises
CM	Konzentration mehrjährigen Eises
CO ₂	Kohlendioxid

CT	totale Eiskonzentration
CW	Konzentration offenen Wassers
D	Diskriminante für CF und CM
EFOV	effektives Radiometerblickfeld (effective field of view)
F_{MY}	Bruchteil mehrjährigen Eises
GR	Gradientverhältnis (gradient ratio)
H ₂ O	Wasserdampf
\mathcal{L}	spezifische Verdampfungswärme
LWC	Flüssigwassergehalt (liquid water content)
LWP	Flüssigwasserweg (liquid water path)
N	Häufigkeit
O ₂	Sauerstoff
O ₃	Ozon
P_{atm}	atmosphärischer Parameter (W oder LWP)
PR	Polarisationsverhältnis (polarization ratio)
R	Korrelationskoeffizient
RMS	Standardfehler (root mean square)
Δ RMS	Änderung des Standardfehlers
T	absolute Temperatur
$T_{\uparrow}, T_{\downarrow}$	Helligkeitstemperatur der auf- bzw. abwärts emittierten Strahlung
T_a	Lufttemperatur
T_{ext}	Helligkeitstemperatur der extraterrestrischen Strahlung
T_s	Oberflächentemperatur
T_B	Helligkeitstemperatur
$T_{B,1}$	Helligkeitstemperatur bei 100 % Eisbedeckung
V/H	vertikale oder horizontale Polarisation
W	Gesamtwasserdampfgehalt
α, γ	Konstanten im Wolkenröpfungsspektrum
δ_p	Eindringtiefe
ϵ_ν	spektrales Emissionsvermögen
ϵ_r	Dielektrizitätszahl
ϵ', ϵ''	Real- und Imaginärteil von ϵ_r
ϑ	Celsius-Temperatur
κ	Volumenabsorptionskoeffizient
λ	Exponent der Feuchteverteilung
ν	Frequenz

π	Ludolf'sche Zahl
ρ	Dichte der Luft
ρ_w	Wasserdampfdichte (absolute Feuchte)
σ	Standardabweichung
σ°	bistatischer Streukoeffizient
τ	optische Dicke
ϕ	Azimutwinkel
Γ_d	trockenadiabatischer Temperaturgradient
Γ_s	pseudoadiabatischer Temperaturgradient
θ	Zenitwinkel
θ_B	Brewster-Winkel
Σ	Summationsoperator
Υ	Transmissivität der Atmosphäre

Abkürzungen

a.m.	ante meridiem (vormittags)
p.m.	post meridiem (nachmittags)
psu	practical salinity unit
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
AWI	Alfred-Wegener-Institut
CD-ROM	Compact Disc - Read Only Memory
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program
EOS	Earth Observing System
ESA	European Space Agency
ESMR	Electrically Scanning Microwave Radiometer

F.S.	Forschungsschiff
FY	First-year ice
GMT	Greenwich Mean Time
IR	Infrarot
LST	Local Solar Time
METOP	Meteorological Operational Satellite
MIMR	Multifrequency Imaging Microwave Radiometer
MY	Multiyear ice
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NH	Nordhemisphäre
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NSIDC	National Snow and Ice Data Center
OLS	Operational Linescan System
OW	Open water
RADARSAT	Radar Satellite
RS	Radiosonde
SAR	Synthetic Aperture Radar
SH	Südhemisphäre
SMMR	Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager
SY	Second-year ice
TIROS	Television and Infrared Observing Satellite
UKMO	United Kingdom Meteorological Office
US	United States of America
WMO	World Meteorological Organisation
WWGS	Winter Weddell Gyre Study

Literatur

- [1] ACKLEY, S.F., 1981, A review of sea-ice weather relationships in the southern hemisphere. Proceedings of the Canberra Symposium on *Sea level, ice, and climatic change*, IAHS publ., **131**, 127–159.
- [2] ANDREAS, E.L., 1985, Heat and moisture advection over Antarctic sea ice. *Monthly weather review*, **113**, 736–746.
- [3] BURNS, B.A., 1993, Comparison of SSM/I ice-concentration algorithms for the Weddell Sea. *Annals of Glaciology*, **17**, 344–350.
- [4] CAVALIERI, D.J., GLOERSEN, P. und CAMPBELL, W.J., 1984, Determination of sea ice parameters with the Nimbus 7 SMMR. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 5355–5369.
- [5] CAVALIERI, D.J., CRAWFORD, J.P., DRINKWATER, M.R., EPPLER, D.T., FARMER, L.D., JENTZ, R.R. und WACKERMAN, C.C., 1991, Aircraft active and passive microwave validation of sea ice concentration from the DMSP SSM/I. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 21989–22008.
- [6] CAVALIERI, D.J., 1992, Sea ice algorithm. In *NASA sea ice validation program for the DMSP SSM/I: Final report*. NASA technical memorandum 104559, Greenbelt, U.S.A., pp. 25–31.
- [7] CAVALIERI, D.J., 1994, A microwave technique for mapping thin sea ice. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 12561–12572.
- [8] CAVALIERI, D.J., ST. GERMAIN, K.M. und SWIFT, C.T., 1995, Reduction of weather effects in the calculation of sea ice concentration with the DMSP SSM/I. *Journal of Glaciology*, **41**, 455–464.
- [9] COMISO, J.C., 1983, Sea ice effective microwave emissivities from satellite passive microwave and infrared observations. *Journal of Geophysical Research*, **88**, 7686–7704.
- [10] COMISO, J.C., ACKLEY, S.F. und GORDON, A.L., 1984, Antarctic sea ice microwave signatures and their correlation with in situ ice observations. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 662–672.
- [11] COMISO, J.C., 1986, Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations. *Journal of Geophysical Research*, **91**, 975–994.

- [12] COMISO, J.C. und SULLIVAN, C.W., 1986, Satellite microwave and in situ observations of the Weddell Sea ice cover and its marginal ice zone. *Journal of Geophysical Research*, **91**, 9663–9681.
- [13] COMISO, J.C., GRENFELL, T.C., BELL, D.L., LANGE, M.A. und ACKLEY, S.F., 1989, Passive microwave in situ observations of winter Weddell Sea ice. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 10891–10905.
- [14] COMISO, J.C., GRENFELL, T.C., LANGE, M., LOHANICK, A.W., MOORE, R.K., und WADHAMS, P., 1992, Microwave remote sensing of the Southern Ocean ice cover. In *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, edited by F.D. Carsey (Washington: American Geophysical Union), pp. 243–259.
- [15] CONNOLLEY, W.M. und CATTLE, H., 1994, The Antarctic climate of the UKMO Unified Model. *Antarctic Science*, **6**, 115–122.
- [16] CURRY, J.A., ARDEEL, C.D. und TIAN, L., 1990, Liquid water content and precipitation characteristics of stratiform clouds as inferred from satellite microwave measurements. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 16659–16671.
- [17] DEIRMENDJIAN, D., 1969, *Electromagnetic Scattering on Spherical Polydispersions* (New York: American Elsevier).
- [18] DEIRMENDJIAN, D., 1975, Far-infrared and submillimeter wave attenuation by clouds and rain. *Journal of Applied Meteorology*, **14**, 1584–1593.
- [19] DRINKWATER, M.R., HOSSEINMOSTAFA, R. und GOGINENI, P., 1995, C-band backscatter measurements of winter sea-ice in the Weddell Sea, Antarctica. *International Journal of Remote Sensing*, **16**, 3365–3389.
- [20] EICKEN, H., LANGE, M.A., HUBBERTEN, H.-W. und WADHAMS, P., 1994, Characteristics and distribution patterns of snow and meteoric ice in the Weddell Sea and their contribution to the mass balance of sea ice. *Annales Geophysicae*, **12**, 80–93.
- [21] EPPLER, D.T., et al., 1992, Passive Microwave Signatures of Sea Ice. In *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, edited by F.D. Carsey (Washington: American Geophysical Union), pp. 47–69.
- [22] ESA, 1990, The multifrequency imaging microwave radiometer – instrument panel report. ESA report, SP-1138, Paris, Frankreich.
- [23] FISCHER, 1995, Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch-thermodynamischen Meereismodells mit Beobachtungen im Weddellmeer. Dissertation, Berichte zur Polarforschung, Nr. 166, Bremerhaven.

- [24] GARRITY, C., 1993, Passive microwave remote sensing of snow covered floating ice during spring conditions in the Arctic and Antarctic. Dissertation, Atmospheric Environment Service, Ottawa, Canada.
- [25] GLOERSEN, P. und BARATH, F.T., 1977, A scanning multichannel microwave radiometer for Nimbus-G and Seasat-A. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, **OE-2**, 172–178.
- [26] GLOERSEN, P. und CAVALIERI, D.J., 1986, Reduction of weather effects in the calculation of sea ice concentration from microwave radiances. *Journal of Geophysical Research*, **91**, 3913–3919.
- [27] GLOERSEN, P., CAMPBELL, W.J., CAVALIERI, D.J., COMISO, J.C., PARKINSON, C.L., und ZWALLY, H.J., 1992, Arctic and Antarctic sea ice, 1978–1987: Satellite passive-microwave observations and analysis. *NASA SP-511* (Greenbelt: NASA).
- [28] GRODY, N.C., 1976, Remote sensing of atmospheric water content from satellites using microwave radiometry. *IEEE transactions on antennas and propagation*, **AP-24**, 155–162.
- [29] HAAS, C., VIEHOFF, T. und EICKEN, H., 1992, Sea-ice conditions during the Winter-Weddell-Gyre-Study 1992 ANT X/4 with R.V. “Polarstern”: Shipboard observations and AVHRR satellite imagery. *Berichte aus dem Fachbereich Physik*, Nr. 34, Bremerhaven.
- [30] HALLIKAINEN, M. und WINEBRENNER, D.P., 1992, The physical basis for sea ice remote sensing. In *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, edited by F.D. Carsey (Washington: American Geophysical Union), pp. 29–46.
- [31] HARGENS, U., 1993, Fernerkundung des Flüssigwassergehaltes von Wolken. Dissertation, Berichte aus dem Institut für Meereskunde Kiel, Nr. 232, Kiel.
- [32] HOLLINGER, J.P., LO, R., POE, G., SAVAGE, R.C. und PEIRCE, J.L., 1987, Special Sensor Microwave/Imager user’s guide. Naval research laboratory, Washington, D.C.
- [33] HOLLINGER, J.P., et al., 1991, DMSP Special Sensor Microwave/Imager calibration/validation. Final report Vol. I. Naval research laboratory, Washington, D.C.
- [34] KARSTENS, U., SIMMER, C. und RUPRECHT, E., 1994, Remote sensing of cloud liquid water. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **54**, 157–171.
- [35] KELLOGG, W.W., 1975, Climatic feedback mechanisms involving the polar regions. In *Climate of the Arctic*, edited by G. Weller und S.A. Bowling (Fairbanks: University of Alaska), pp. 111–116.

- [36] KÖNIG-LANGLO, G. und HERBER, A., 1996, The meteorological data of the Neumayer Station (Antarctica) for 1992, 1993, and 1994. Berichte zur Polarforschung, Nr. 187, Bremerhaven.
- [37] LEMKE, P., OWENS, W.B. und HIBLER, W.D., III., 1990, A coupled sea ice-mixed layer-pycnocline model for the Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 9513-9525.
- [38] LIEBE, H.J. und LAYTON, D.H., 1987, Millimeter-wave properties of the atmosphere: Laboratory studies and propagation modelling. NTIA report 87-224, Institute for Communication Sciences, Boulder, U.S.A.
- [39] LIN, B. und ROSSOW, W.B., 1996, Cloud water path variations over oceans from SSM/I and ISCCP data. *Journal of Climate*, **9**, im Druck.
- [40] MASLANIK, J.A., 1992, Effects of weather on the retrieval of sea ice concentration and ice type from passive microwave data. *International Journal of Remote Sensing*, **13**, 34-57.
- [41] MASLANIK, J.A., FOWLER, C., HEINRICHS, J., BARRY, R.G. und EMERY, W.J., 1995, Remotely-sensed and simulated variability of Arctic sea-ice concentrations in response to atmospheric synoptic systems. *International Journal of Remote Sensing*, **16**, 3325-3342.
- [42] MASSOM, R.A., 1992, Observing the advection of sea ice in the Weddell Sea using buoy and satellite passive microwave data. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 15559-15572.
- [43] MAUL, G.A., 1985, *Introduction to satellite oceanography* (Dordrecht: M.Nijhoff Publications).
- [44] NORDBERG, W., CONAWAY, J., ROSS, D.B. und WILHEIT, T.T., 1971, Measurement of microwave emission from a foam-covered wind driven sea. *Journal of Atmospheric Sciences*, **28**, 429-435.
- [45] NSIDC, 1996, DMSP SSM/I brightness temperatures and sea ice concentration grids for the Polar regions on CD-ROM, User's guide. NSIDC special report 1, CIRES, University of Colorado, Boulder, U.S.A.
- [46] OELKE, C., 1992, Mikrowellenfernerkundung des Wolkenwassergehaltes über dem Atlantik mit Satellitendaten. Diplomarbeit, Institut für Meereskunde, Universität Kiel.

- [47] OELKE, C., 1996, Atmospheric signatures in sea-ice concentration estimates from passive microwaves: modelled and observed. *International Journal of Remote Sensing*, im Druck.
- [48] OELKE, C. und FISCHER, H., 1996, Sea-ice concentration in response to weather systems in the Weddell Sea: Comparison between SSM/I data and model simulations. Unveröff. Manuskript, AWI, Bremerhaven.
- [49] PEDERSEN, L.T., 1991, Retrieval of sea ice concentration by means of microwave radiometry. Dissertation, Lyngby, Technical University of Denmark.
- [50] PEDERSEN, L.T., 1994, Merging microwave radiometer data and meteorological data for improved sea ice concentrations. *EARSeL Advances in Remote Sensing*, **3**, 81–89.
- [51] PRABHAKARA, C., CHANG, A.T.C. und GLOERSEN, P., 1983, A statistical examination of Nimbus-7 SMMR data and remote sensing of sea surface temperature, liquid water content in the atmosphere and surface wind speed. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **22**, 2023–2037.
- [52] ROGERS, R.R. und YAU, M.K., 1989, *A short course in cloud physics* (Frankfurt: Pergamon Press).
- [53] SCHLÜSSEL, P. und EMERY, W.J., 1990, Atmospheric water vapour over oceans from SSM/I measurements. *International Journal of Remote Sensing*, **11**, 753–766.
- [54] SCHWERDTFEGGER, W., 1984, *Weather and Climate of the Antarctic*. Developments in Atmospheric Science, 15 (New York: Elsevier).
- [55] SERREZE, M.C., REHDER, M.C., BARRY, R.G., KAHL, J.D. und ZAITSEVA, N.A., 1995, The distribution and transport of atmospheric water vapour over the Arctic basin. *International Journal of Climatology*, **15**, 709–728.
- [56] SIMMER, C., 1992, Handbuch zu MWMod, Kieler Strahlungstransportmodell für den Mikrowellenbereich: Grundlagen und Programmbeschreibung. Institut für Meereskunde, Universität Kiel.
- [57] SIMMER, C., 1994, *Satellitenfernerkundung hydrologischer Parameter der Atmosphäre mit Mikrowellen*. Habilitation, Institut für Meereskunde, Universität Kiel (Hamburg: Verlag Dr. Kovač).
- [58] SMITH, W.L., 1966, Note on the relationship between total precipitable water and surface dew-point. *Journal of Applied Meteorology*, **5**, 726–727.

- [59] STEFFEN, K. und MASLANIK, J.A., 1988, Comparison of Nimbus 7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer radiance and derived sea ice concentrations with Landsat imagery for the North Water area of Baffin Bay. *Journal of Geophysical Research*, **93**, 10769–10781.
- [60] STEFFEN, K. und SCHWEIGER, A., 1991, NASA team algorithm for sea ice concentration retrieval from DMSP SSM/I: Comparison with Landsat satellite imagery. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 21971–21987.
- [61] STEFFEN, K., KEY, J., CAVALIERI, D.C, COMISO, J., GLOERSEN, P., ST. GERMAIN, K. und RUBINSTEIN, I, 1992, The estimation of geophysical parameters using passive microwave algorithms. In *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, edited by F.D. Carsey (Washington: American Geophysical Union), pp. 201–231.
- [62] SVENDSEN, E., KLOSTER, K., FARRELLY, O.M, JOHANNESSEN, J., JOHANNESSEN, A., CAMPBELL, W.J., GLOERSEN, P., CAVALIERI, D.J. und MÄTZLER, C., 1983, Norwegian Remote Sensing Experiment: Evaluation of the Nimbus 7 SMMR for sea ice research. *Journal of Geophysical Research*, **88**, 2781–2792.
- [63] SWIFT, C.T., 1980, Passive microwave remote sensing of the ocean – a review. *Boundary Layer Meteorology*, **18**, 25–54.
- [64] SWIFT, C.T., FEDOR, L.S. und RAMSEIER, R.O., 1985, An algorithm to measure sea ice concentration with microwave radiometers. *Journal of Geophysical Research*, **90**, 1087–1099.
- [65] TAKEDA, T. und LIU, G., 1987, Estimation of atmospheric liquid water amount by Nimbus 7 SMMR data: A new method and its application to the western north-pacific region. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **65**, 931–946.
- [66] ULABY, F.T., MOORE, R.K. und FUNG, A.K., 1986, *Microwave remote sensing, active and passive*, Vol. 1: Microwave remote sensing fundamentals and radiometry, Vol. 2: Radar remote sensing and surface scattering and emission theory, Vol. 3: From theory to applications (Reading: Addison Wesley Publ.).
- [67] VIEHOFF, T., LI, A., OELKE, C. und REBHAN, H., 1994, Characteristics of winter sea-ice conditions in the southwestern Weddell Sea in 1992 as derived from multi-sensor observations, *Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS '94)*, IEEE catalog 94CH3378-7, Vol. 1, 150–152.
- [68] WALTERS, J.M., RUF, C. und SWIFT, C.T., 1987, A microwave radiometer weather-correcting sea ice algorithm. *Journal of Geophysical Research*, **92**, 6521–6534.

- [69] WARNER, J., 1955, The water content of cumuliform cloud. *Tellus*, **7**, 449–457.
- [70] WEGENER, A. und WEGENER, K., 1935, *Vorlesungen über Physik der Atmosphäre* (Leipzig: Verlag Johann Ambrosius Barth).
- [71] WEI, C., LEIGHTON, H.G. und ROGERS, R.R., 1989, A comparison of several radiometric methods of deducing path-integrated cloud liquid water. *Journal of Atmospheric and Oceanographic Technology*, **6**, 1001–1012.
- [72] WEINMAN, J.A. und GUETTER, P.J., 1977, Determination of rainfall distributions from microwave radiation measured by the Nimbus 6 ESMR. *Journal of Applied Meteorology*, **16**, 437–442.
- [73] WENTZ, F.J., 1983, A model function for ocean microwave brightness temperatures. *Journal of Geophysical Research*, **88**, 1892–1908.
- [74] WILHEIT, T.T. und CHANG, A.T.C., 1980, An algorithm for retrieval of ocean surface and atmospheric parameters from the observations of the Scanning Multichannel Microwave Radiometer. *Radio Science*, **15**, 525–544.
- [75] WMO, 1989, Sea-ice nomenclature. WMO/OMM/BMO - Nr. 259, Tp. 145, Supplement no. 5.
- [76] ZWALLY, H.J., COMISO, J.C, PARKINSON, C.L., CAMPBELL, W.J., CARSEY, F.D. und GLOERSEN, P., 1983, Antarctic Sea Ice, 1973–1976: Satellite Passive-Microwave Observations, *NASA SP-459* (Greenbelt: NASA).

Danksagung

Thomas Viehoff hat diese Arbeit bis zu seinem plötzlichen Tode im Dezember 1994 betreut. Seine starke Unterstützung in allen Bereichen, angefangen bei Themenfindung, über Datenbeschaffung, Knüpfen internationaler Kontakte, bis hin zur wissenschaftlichen Diskussion im Detail, habe ich im nachhinein besonders zu schätzen gelernt.

Peter Lemke (jetzt Institut für Meereskunde, Kiel) danke ich für die Vergabe des Themas, das ständige offene Ohr für alle Fragen und die Durchsicht der Arbeit. Thomas Martin war immer für Strahlungstransport- und Fernerkundungsfragen ansprechbar. Die neuen Antriebsdaten für das Meereismodell stammen von Steven Leonard (British Antarctic Survey, Cambridge, England), und Holger Fischer hat mit Unterstützung von Martin Kreyscher die Meereismodellsimulationen am AWI durchgeführt. Den ehemaligen und jetzigen Mitgliedern der Arbeitsgruppe Meereis/Fernerkundung in der Sektion Physik I des AWI danke ich für die gute Arbeitsatmosphäre.

Gert König-Langlo war stets hilfsbereit bei allen Fragen bezüglich der Radiosonden- und Synopdatenbanken von *Polarstern* und *Neumayer*.

Clemens Simmer vom Institut für Meereskunde in Kiel (jetzt Universität Bonn) danke ich besonders für die Überlassung des Mikrowellenstrahlungstransportmodells und für viele Diskussionen zum Thema Strahlungstransporttheorie.

Bei Thorsten Markus vom Institut für Umweltphysik in Bremen (jetzt Goddard Space Flight Center, Greenbelt, U.S.A.) bedanke ich mich für die gute Zusammenarbeit bei der Beschaffung von OLS-Daten und der Verarbeitung von SSM/I-Rohdaten. Herr Klaus Künzi hat für diese Arbeit das zweite Gutachten erstellt.

Die Diskussionen mit Mark Drinkwater (Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, U.S.A.) waren eine große Hilfe bei der Beurteilung von Eis- und Schneeoberflächeneffekten mit Meßdaten. Bei Mark sowie bei Rebecca Woodgate (AWI) bedanke ich mich insbesondere für die fachliche und grammatikalische Durchsicht englischsprachiger Publikationen.

Während seines Aufenthaltes in Bremerhaven und darüber hinaus hat Roger Barry (National Snow and Ice Data Center, Boulder, U.S.A.) diese Arbeit durch seine Erfahrung mit polaren Atmosphären stark unterstützt und die Publikation vorangetrieben.

Die SSM/I-Orbitalrohdaten habe ich freundlicherweise von Don Cavalieri (Goddard Space Flight Center, Greenbelt, U.S.A.) zur Verfügung gestellt bekommen. Leif Pedersen (Dänemarks Tekniske Højskole, Lyngby, Dänemark) danke ich für die Vergleichsrechnungen für SMMR- und SSM/I-Radiometer in der Antarktis.

Nicht zuletzt danke ich meinen Eltern Heidi und Hans Oelke für ihre langjährige Unterstützung während Studium und Promotion. Meiner Freundin Uta Brinz danke ich ganz besonders für ihr Verständnis für die Arbeit an vielen Abenden und Wochenenden im Institut.

