

# Die Dicke von dünnem Meereis bestimmt aus dem Radarrückstreuquerschnitt

Dissertation  
Zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften  
im Fachbereich Geowissenschaften  
der Universität Hamburg

vorgelegt von

**Manfred Brath**  
aus  
Hamburg

Hamburg 2013

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften  
der Universität Hamburg

Auf Grund der Gutachten von  
Prof. Dr. Detlef Stammer  
und Dr. Stefan Kern

**Hamburg, den 19. Dezember 2012**

Prof. Dr. Jürgen Oßenbrügge  
Sprecher des Fachbereichs Geowissenschaften

## Kurzfassung

Es wird ein Ansatz zur Eisdickenbestimmung von dünnem Meereis (Eisdicke  $< 0,3$  m) entwickelt, der erstmalig sowohl die Verwendung von NRCS einer Frequenz als auch die Verwendung von Kombinationen von normalisierten Radarrückstreuquerschnitts (NRCS) verschiedener Frequenzen zulässt. Mit diesem Ansatz wird der Einfluss der verschiedenen Frequenzen wie auch der verschiedenen Frequenzkombinationen sowohl auf die Eisdickenbestimmung von dünnem Meereis wie auf die für die Eisdickenbestimmung notwendige Meereisklassifizierung untersucht. Dazu sind in der Arktis während der Expedition ARKXXII/2 des Forschungsschiffs Polarstern im August/September 2007 helikoptergestützte NRCS-Messungen des Meereises im S-, C-, X- und Ku-Band mit dem Multi<sup>3</sup>Scat der Universität Hamburg durchgeführt worden.

Mit einer Bayesian-Maximum-Likelihood-Klassifizierung und der Kombination der NRCS der Gleichpolarisationen im C-, X- und Ku-Band ist es möglich in den Multi<sup>3</sup>Scat-Daten vier Oberflächentypen zu unterscheiden: Nilas, graues Eis, altes Eis und offenes Wasser. Die Klassifizierung wird insgesamt für 15 verschiedene Frequenzkombinationen untersucht. Der geringste Unterschied relativ zur CXKu-Referenzklassifizierung ist mit der Kombination von C- und Ku-Band zu finden (7% Unterschied). Die Kombination von C- und X-Band bzw. X- und Ku-Band führt zu einem Unterschied von jeweils etwa 13%, der nur wenig schlechter als die Kombination aller vier Frequenzen ist (10% Unterschied).

Die Eisdickenbestimmung erfolgt mit einem selbst entwickelten Eisdickenalgorithmus auf Basis eines Rückstreumodells 1. Ordnung, welches aufgrund der gemachten Näherungen bis zu einer Eisdicke von etwa 0,3 m gültig ist. Die systematischen Abweichungen der ermittelten Eisdicken liegen bei  $\mathcal{O}(0,07$  m). Die statistischen (zufälligen) Abweichungen liegen unabhängig von der Eisdicke bei  $\mathcal{O}(0,04$  m). Die Kombination von NRCS mehrerer Frequenzen reduziert die systematischen Abweichungen um  $\mathcal{O}(0,04$  m) und die statistische Abweichungen um  $\mathcal{O}(0,02$  m).

Mit Frequenzkombinationen, die das Ku-Band beinhalten, ergeben sich für das als Nilas klassifizierte Meereis während der ARKXXII/2-Expedition realistische Eisdicken. Frequenzkombinationen ohne das Ku-Band weisen dagegen zu große Eisdicken auf. Für das als graues Eis klassifizierte Meereis ergeben sich insgesamt keine realistische Eisdicken.

Die Anwendung der Klassifizierungsergebnisse der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen auf ein quasisimultanes Synthetic-Aperture-Radar(SAR)-Bildpaar im C- und X-Band für den Bereich der Region in der Nähe der Neumayer-Station (Antarktis) und auf ein quasisimultanes SAR-Bildtripel für den Bereich der Laptev-See-Polynja (Arktis) unter spätwinterlichen Bedingungen ist aufgrund der zu unterschiedlichen Eisbedingungen zum größten Teil fehlgeschlagen. Die ermittelten Eisdicken für das als Nilas klassifizierte Meereis in der Antarktis und für die offensichtlichen Bereiche mit dünnem Eis in der Laptev-See-Polynja liegen in dem für dünnes Eis zu erwartenden Eisdickenbereich.



# Inhaltsverzeichnis

<b>1. Einleitung</b>	<b>15</b>
<b>2. Meereis</b>	<b>23</b>
2.1. Was ist Meereis? . . . . .	23
2.2. Fernerkundungsrelevante Eigenschaften des Meereises . . . . .	25
<b>3. Multi<sup>3</sup>Scat</b>	<b>29</b>
3.1. Instrument . . . . .	29
3.2. Experiment . . . . .	30
3.3. Signalprozessierung . . . . .	35
3.3.1. Signalkorrektur . . . . .	36
3.3.2. Entfernung der Störungen . . . . .	38
3.3.3. Rauschäquivalent . . . . .	42
3.4. Kalibrierung . . . . .	43
3.5. Zusammenfassung: Multi <sup>3</sup> Scat . . . . .	45
<b>4. Klassifizierung</b>	<b>47</b>
4.1. Klassifizierungsansatz . . . . .	47
4.1.1. Methode . . . . .	47
4.1.2. Training der Klassenmatrizen . . . . .	51
4.1.3. Der iterative BML Algorithmus . . . . .	53
4.2. Ergebnisse der Klassifizierung . . . . .	54
4.2.1. Konsistenzprüfung . . . . .	54
4.2.2. Meereis NRCS Signaturen . . . . .	57
4.2.3. Klassifizierung mittels anderer Frequenzkombinationen . . . . .	63
4.3. Zusammenfassung: Klassifizierung . . . . .	68
<b>5. Rückstreumodell</b>	<b>71</b>
5.1. Modellannahmen . . . . .	71
5.2. Streuung . . . . .	74
5.2.1. Streuprozesse . . . . .	77
5.2.2. Streu-/Extinktionskoeffizient . . . . .	79
5.2.3. Phasenmatrix . . . . .	82

5.3.	Wachstum der Soleeinschlüsse . . . . .	84
5.4.	Validierung . . . . .	88
5.5.	Verhalten des Modells (Sensitivität) . . . . .	92
5.5.1.	Eisdicke und Einfallswinkel . . . . .	92
5.5.2.	Rauhigkeit der Eisoberseite . . . . .	96
5.5.3.	Rauhigkeit der Eisunterseite . . . . .	98
5.5.4.	Oberflächentemperatur . . . . .	99
5.5.5.	Veränderung der Größe der Soleeinschlüsse . . . . .	102
5.5.6.	Zusammenfassung . . . . .	104
5.6.	Zusammenfassung: Streumodell . . . . .	106
<b>6.</b>	<b>Eisdicke</b>	<b>107</b>
6.1.	Eisdickenbestimmung . . . . .	107
6.1.1.	Eisdickenalgorithmus . . . . .	110
6.1.2.	Konvergenzverhalten . . . . .	113
6.1.3.	Validierung und Fehleruntersuchung . . . . .	115
6.2.	Multi <sup>3</sup> Scat . . . . .	126
6.2.1.	Messungen . . . . .	128
6.2.2.	Diskussion der Multi <sup>3</sup> Scat-Eisdicken . . . . .	141
6.3.	Satelliten . . . . .	143
6.3.1.	Region Neumayer-Station . . . . .	145
6.3.2.	Region Laptev-See-Polynja . . . . .	163
6.4.	Zusammenfassung: Eisdicke . . . . .	179
<b>7.</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>181</b>
<b>A.</b>	<b>Anhang</b>	<b>193</b>
A.1.	WMO-Eistypen-Nomenklatur . . . . .	193
A.2.	Kalibrierung . . . . .	195
A.3.	Meereiseigenschaften . . . . .	197
A.3.1.	Permittivität . . . . .	198
A.4.	Streumodell . . . . .	202

# Abbildungsverzeichnis

1.0.1.	Die einzelnen Schritte bis zur Eisdicke (schematisch)	17
1.0.2.	Seerauch über Gebieten offenen Wassers/neuen Eises.	18
1.0.3.	(links) Funktioneller Zusammenhang (schematisch) zwischen dem Wärmefluss und der Eisdicke, (rechts) Schematische Darstellung des Wärmefluss für das Meereis.	19
2.2.1.	Stark vereinfachte schematische Struktur des Meereises.	26
3.1.1.	Ansicht des Multi <sup>3</sup> Scats	30
3.1.2.	Schematische Darstellung der Footprintgeometrie.	32
3.1.3.	Kleine und große Halbachse des Multi <sup>3</sup> Scat-Footprints	33
3.2.1.	Karte der Polarsternreise ARKXXII/2.	34
3.2.2.	Wetterbedingungen während ARKXXII/2.	35
3.3.1.	Verlauf der Signalprozessierung.	35
3.3.2.	Schematische Illustration der Datenkorrektur.	37
3.3.3.	Störungen entfernen.	39
3.3.4.	PSD der prozessierten Daten vom 16.9.2007	41
3.3.5.	RCS und S/N der prozessierten Daten vom 16.9.2007.	42
4.1.1.	Schematische Darstellung des iterativen BML-Algorithmus.	53
4.1.2.	Konvergenzverhalten des Klassifizierungstrainings.	54
4.2.1.	Vergleich zwischen Gleichpolarisationsverhältnis und Klassifizierung.	55
4.2.2.	Anzahl der Werte pro Einfallswinkel der Histogramme der Abb. 4.2.3 - 4.2.6.	58
4.2.3.	Histogramme der NRCS der Klasse OW	60
4.2.4.	Histogramme der NRCS der Klasse N	61
4.2.5.	Histogramme der NRCS der Klasse GI	62
4.2.6.	Histogramme der NRCS der Klasse OI	64
4.2.7.	Konfusionsmatrizen zwischen der Referenzklassifizierung (CXKu) und den alternativen Klassifizierungen.	69
5.1.1.	Angenommener schematischer Aufbau für die Simulation des Rückstreuverhalten von dünnem Meereis.	74
5.2.1.	Streuprozesse erster Ordnung.	76

5.3.1.	Ermittelter Zusammenhang zwischen dem Wachstum der Soleeinschlüsse und dem NRCS. . . . .	87
5.4.1.	Modellvalidierung anhand der CRRELEX93b-Messungen . . . . .	89
5.4.2.	Unterschied zwischen simulierten und gemessenen NRCS bei der Validierung. . . . .	91
5.5.1.	NRCS als Funktion der Eisdicke und des Einfallswinkel . . . . .	94
5.5.2.	Das Verhältnis von Streukoeffizient $\kappa_s$ zu Extinktionskoeffizient $\kappa_e$ im S-, C-, X- und Ku-Band als Funktion der Eisdicke. . . . .	95
5.5.3.	NRCS als Funktion der Korrelationslänge der Eisoberseite $L_{01}$ und der RMS-Höhe der Eisoberseite $h_{01}$ . . . . .	97
5.5.4.	NRCS als Funktion der Korrelationslänge der Eisunterseite $L_{12}$ und der RMS-Höhe der Eisunterseite $h_{12}$ . . . . .	100
5.5.5.	NRCS als Funktion der Oberflächentemperatur $T_s$ . . . . .	101
5.5.6.	Extinktions- $\kappa_e$ , Streukoeffizient $\kappa_s$ und relative Permittivität als Funktion der Oberflächentemperatur. . . . .	103
5.5.7.	NRCS als Funktion der Anpassungsfaktoren $a_1$ und $a_2$ , siehe auch Gl. 5.3.2. . . . .	105
6.1.1.	Schematische Darstellung des Eisdickenalgorithmus. . . . .	109
6.1.2.	Bildliche Darstellung der LUT mit 5000 Werten der vier Frequenzen und beider Gleichpolarisationen des Multi <sup>3</sup> Scats. . . . .	112
6.1.3.	Der Mittelwert $\langle \Delta d_c(N_\nu) \rangle_{1000,j}$ der Differenz $\Delta d_{c,ij}$ als Funktion der Anzahl der Realisierungen. . . . .	116
6.1.4.	Der Mittelwert $\langle \Delta d_c(N_\nu, d) \rangle_{4,20}$ der Differenz $\Delta d_{c,ij}$ als Funktion der Ensemblegröße $N_\nu$ . . . . .	117
6.1.5.	Durchschnittliche ermittelte Eisdicke der Simulationen als Funktion der gegebenen Eisdicke $d$ . . . . .	120
6.1.6.	Systematische Abweichung $S$ der ermittelten Eisdicke als Funktion der gegebenen Eisdicke $d$ . . . . .	122
6.1.7.	Nichtlinearer Verlauf des NRCS als Funktion der Eisdicke (schematisch). . . . .	123
6.1.8.	RMSE $\Delta d$ der ermittelten Eisdicke als Funktion der gegebenen Eisdicke $d$ . . . . .	125
6.1.9.	RMSE $\Delta D_{30}$ der ermittelten Eisdicke als Funktion des Einfallswinkels $\theta$ und der Oberflächentemperatur $T_{s,max}$ . . . . .	127
6.2.1.	Lufttemperatur während der Reise ARKXXII/2 der Polarstern. . . . .	128
6.2.2.	NRCS-Verteilungen der Messungen vom 15.9.2007. . . . .	130
6.2.3.	Verteilungen der ermittelten Eisdicke der Messungen vom 15.9.2007. . . . .	131
6.2.4.	NRCS-Verteilungen der Messungen vom 17.9.2007. . . . .	136
6.2.5.	Verteilungen der ermittelten Eisdicke der Messungen vom 17.9.2007. . . . .	137
6.3.1.	SAR-Bilder der Region Neumayer-Station. . . . .	146
6.3.2.	ASAR-Bild mit der Aufteilung der Gebiete, Region Neumayer-Station . . . . .	147
6.3.3.	Verteilungen der NRCS der Region Neumayer-Station . . . . .	150
6.3.4.	Ergebnis der Klassifizierung Region Neumayer-Station. . . . .	151



6.3.5.	Falschfarbenbild (RGB-Farbsystem) der Region Neumayer-Station. . . . .	156
6.3.6.	Ermittelte Eisdicke der Region Neumayer-Station. . . . .	158
6.3.7.	NRCS als Funktion der ermittelten Eisdicke getrennt nach Eistyp (N und GI) und Gebiet für die Region Neumayer-Station . . . . .	160
6.3.8.	Eisdickenverteilung getrennt nach Eistyp (N und GI) und Gebiet für die Region Neumayer-Station. . . . .	161
6.3.9.	SAR-Bilder der Region Laptev-See-Polynja. . . . .	164
6.3.10.	Karte der Region Laptev-See-Polynja. . . . .	165
6.3.11.	ASAR-Aufnahme der Region Laptev-See-Polynja. . . . .	167
6.3.12.	ASAR-Bild mit der Aufteilung der Gebiete der Region Laptev-See-Polynja. . . .	168
6.3.13.	Verteilungen der NRCS (ASAR: $\sigma_{hh,C}^0$ , TSX: $\sigma_{vv,X}^0$ und $\sigma_{hh,X}^0$ ) und des Pola- risationsverhältnis $r_{vv/hh} = \sigma_{vv,X}^0 / \sigma_{hh,X}^0$ für die Gebiete 1 bis 4. . . . .	171
6.3.14.	Ergebnis der Klassifizierung der Region Laptev-See-Polynja. . . . .	173
6.3.15.	Ermittelte Eisdicke der Region Laptev-See-Polynja . . . . .	176
6.3.16.	Die ermittelte Eisdicke in Gebiet 4 (Abb. 6.3.12) der Laptev-See-Polynja zonal (in Ost-West-Richtung) gemittelt, siehe auch Abb. 6.3.15. . . . .	178
A.3.1.	(oben) Salzgehalt $S$ des Meereises nach Gl. 5.1.2 als Funktion der Eisdicke, (mitte) Volumenanteil $v_b$ der Sole nach Gl. 2.2.3 als Funktion von Eisdicke und Temperatur und (unten) Anzahl der Soleeinschlüsse pro Volumen $n_0$ als Funktion von Eisdicke und Temperatur gemäß Gl. A.4.19 und Gl. 5.3.10 mit $a_1, a_2 = 1$ . . . . .	197
A.3.2.	Die Permittivitäten von Süßwassereis (oben) und Sole (unten) für die vier ge- nutzten Bänder des Multi <sup>3</sup> Scats. Auf der linken Hälfte stehen die Realteile und auf der rechten Hälfte die Imaginärteile. . . . .	201
A.4.1.	Realteil der effektiven Permittivität $\varepsilon_{eff}$ , siehe Abschnitt 5.2.2. . . . .	207
A.4.2.	Imaginärteil der effektiven Permittivität $\varepsilon_{eff}$ , siehe Abschnitt 5.2.2. . . . .	208



# Tabellenverzeichnis

3.1. Technische Spezifikationen des Multi <sup>3</sup> Scats. . . . .	31
3.2. Typisches Rauschäquivalent (NESZ) des Multi <sup>3</sup> Scat in Dezibel. . . . .	43
4.1. Regressionskoeffizienten gemäß Gl. 4.2.1. . . . .	65
5.1. Parameterbereiche für die Anpassung des Wachstums der Soleeinschlüsse. . . . .	85
5.2. Gegebene und ermittelte Parameter der Validierung, die in Abb. 5.4.1 gezeigt ist. . . . .	90
5.3. Festgelegte Parameter für die Untersuchung des Modellverhaltens. . . . .	93
6.1. Parameterbereiche für die Simulationen in Abschnitt 6.1.2, 6.1.3 und für die eigentliche Eisdickenbestimmung. . . . .	113
6.2. Testfälle für die Konvergenzuntersuchung. . . . .	114
6.3. Statistische Größen der Eisdickenverteilungen vom 15.9.2007 der Klasse N. . . . .	132
6.4. Statistische Größen der Eisdickenverteilungen vom 15.9.2007 der Klasse Gl. . . . .	134
6.5. Statistische Größen der Eisdickenverteilungen vom 17.9.2007 der Klasse N. . . . .	138
6.6. Statistische Größen der Eisdickenverteilungen vom 17.9.2007 der Klasse Gl. . . . .	140
6.7. Zusammenfassung der Ergebnissen der Multi <sup>3</sup> Scat-Messungen. . . . .	144
6.8. Von Tabelle 6.1 abweichende Größen für die Eisdickenbestimmung in der Region Neumayer-Station. . . . .	155
6.9. Zur Tabelle 6.1 abweichende Größen für die Eisdickenbestimmung in der Region Laptev-See-Polynja. . . . .	175
A.1. Relative Permittivität des Meerwassers bei einer Temperatur von $-1,9^{\circ}\text{C}$ und einem Salzgehalt von $34\text{ g/kg}$ für die vier genutzten Bänder des Multi <sup>3</sup> Scats. . . . .	200



# Abkürzungsverzeichnis

ASAR Envisat Advanced SAR

BML Bayes'sche-Maximum-Likelihood

GI Oberflächentyp: graues Eis

IEM Integral Equation Model

NESZ Noise Equivalent Sigma Zero, auf deutsch typisches Rauschäquivalent

N Oberflächentyp: Nilas

NRCS normalisierter Radarrückstreuquerschnitt

OI Oberflächentyp: altes Eis

OW Oberflächentyp: offenes Wasser

PSD Power Spectral Density, auf deutsch spektrale Leistungsdichte

RCS Radar Cross Section, auf deutsch Radarrückstreuquerschnitt

S/N Signal to Noise Ratio, auf deutsch Signal-zu-Rausch-Verhältnis

SAR Synthetic Aperture Radar, auf deutsch Radar mit synthetischer Apertur.

TSX TerraSAR-X

WMO World Meteorological Organization

WSM Wide Swath Modus



# 1. Einleitung

Der Beginn ist eine sehr  
delikate Phase...  
(aus: Dune, der Wüstenplanet  
von David Lynch)

Der Einstieg in diese Arbeit ist vielleicht ein wenig ungewöhnlich, da im Rahmen dieser Einleitung zunächst ohne weitere Erklärung mit dem Ziel bzw. der Problemstellung begonnen wird. Die inhaltliche Einordnung des Ziels bzw. der Problemstellung erfolgt erst im Nachhinein.

Diese Arbeit befasst sich mit der Bestimmung der Dicke von dünnem Meereis auf der Basis von Messungen des normalisierten Radarrückstreuquerschnitts (NRCS<sup>1</sup>). Dünnem Meereis ist Meereis mit einer Dicke von weniger als 0,3 m. Während es bei der Meereisklassifizierung schon Ansätze (Lee u. a., 1994; Scheuchl u. a., 2002; Errikson u. a., 1998) gibt, die auf der Kombination von NRCS verschiedener Frequenzen basieren, gibt es, soweit bekannt, für die Bestimmung der Eisdicke keine Ansätze, die die Kombination von NRCS verschiedener Frequenzen verwenden. Die Arbeiten von z. B. Kwok u. a. (1995); Shih u. a. (1998) und Nakamura u. a. (2005) beruhen auf Verfahren, bei denen die Eisdicke jeweils nur aus einer Frequenz abgeleitet worden ist.

In dieser Arbeit wird erstmalig versucht die Eisdicke mit einem Ansatz zu bestimmen, der sowohl die Verwendung von NRCS einer Frequenz aber auch die Verwendung von Kombinationen von NRCS verschiedener Frequenzen zulässt. Für die Dickenbestimmung von dünnem Meereis ist eine vorgeschaltete Klassifizierung notwendig um die NRCS des dünnen Meereises herauszufiltern. Daher wird der Einfluss der verschiedenen Frequenzen wie auch der verschiedenen Frequenzkombinationen sowohl auf die Eisdickenbestimmung als auch auf die Meereisklassifizierung untersucht.

Dazu sind während der Polarstern-Expedition ARKXXII/2 im August/September 2007 bei verschiedenen Einfallswinkeln (20° bis 65°) helikoptergestützte simultane Mehrfrequenz-Messungen des NRCS beider Gleichpolarisationen von Meereis in der zentralen Arktis mit dem Multi<sup>3</sup>Scat-Instrument des Instituts für Meereskunde der Universität Hamburg durchgeführt

---

<sup>1</sup>NRCS = engl. Normalized Radar Cross Section

worden. Der Multi<sup>3</sup>Scat-Datensatz ist in seiner Form einmalig, da es mit dem Multi<sup>3</sup>Scat-Datensatz möglich ist, Kombinationen von bis zu vier verschiedenen Frequenzen (S-, C-, X- und Ku-Band) für die Eisdickenbestimmung sowie die Meereisklassifizierung zu nutzen. Damit ist es möglich die Unterschiede zwischen der Verwendung nur einer der vier Frequenzen und möglichen Kombinationen der vier Frequenzen zu untersuchen.

Auf Basis dieser Messungen wird ein Klassifizierungsverfahren bestimmt und eine Methode zur Bestimmung der Dicke von dünnem Meereis entwickelt, welche auf die Daten der Multi<sup>3</sup>Scat-Messung wie auch auf satellitengestützte SAR<sup>2</sup>-Bilder angewendet werden.

Bevor wir uns dem Aufbau der Arbeit und weiteren Erklärungen widmen noch eine Bemerkung: Für das Verständnis dieser Arbeit wird vorausgesetzt, dass grundlegendes Wissen über die Fernerkundung mit elektromagnetischen Wellen wie zum Beispiel die Polarisation von Wellen, Frequenz, Phase, Emissivität, Absorption aber auch der normalisierter Radar-rückstreuquerschnitt bekannt ist. Einen umfassenden Überblick in die Fernerkundung mit elektromagnetischen Wellen geben die Werke von Elachi (1987); Fung (1994); Ulaby u. a. (1981) und Tsang u.a. (2000).

**Aufbau der Arbeit** Der Aufbau der Arbeit ergibt sich im Wesentlichen aus der schematischen Darstellung der in Abb. 1.0.1 gezeigten Schritte zur Eisdickenbestimmung. Kapitel 2 ist dabei noch der Phänomenologie und den fernerkundungsrelevanten Eigenschaften des Meereises gewidmet. Kapitel 3 befasst sich dann aber schon mit der Multi<sup>3</sup>Scat-Messung. Das beinhaltet die Beschreibung des Geräts, die Prozessierung und Kalibrierung der Messungen sowie den Zeitpunkt und den Ort der Messungen. Kapitel 4 beinhaltet die Klassifizierung der gemessenen NRCS, die notwendig ist, um aus den gemessenen NRCS die NRCS des dünnen Meereises herauszufiltern. Zum einen wird die Klassifizierung an sich erklärt, des Weiteren wird die Klassifizierung auf die Daten der Multi<sup>3</sup>Scat-Messung angewendet und es wird der Unterschied zwischen den verschiedenen Klassifizierungen auf Basis der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen untersucht. Kapitel 5 befasst sich mit der Entwicklung eines Rückstreumodells, das den NRCS des dünnen Meereises mit der Dicke des dünnen Meereises verknüpft. Kapitel 6 widmet sich der eigentlichen Eisdickenbestimmung. Das beinhaltet einerseits die Entwicklung und den Test eines Algorithmus zur Eisdickenbestimmung. Andererseits wird anhand von Simulationen und den Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen der Einfluss der verschiedenen Frequenzkombinationen auf die Eisdickenbestimmung untersucht. Zusätzlich beinhaltet das Kapitel noch die Anwendung der entwickelten Eisdickenbestimmung auf satellitengestützte SAR-Daten. Zum Schluss wird in Kapitel 7 das Ganze noch einmal zusammengefasst.

Drei entscheidende Punkte für die Begründung dieser Arbeit sind in der Einleitung bisher zu kurz gekommen, was jetzt in Form von drei Fragen nachgeholt werden soll:

- Warum ist Meereis und insbesondere die Dicke von dünnem Meereis von Interesse?

---

<sup>2</sup>SAR = Synthetic Aperture Radar, zu deutsch Radar mit synthetischer Apertur.



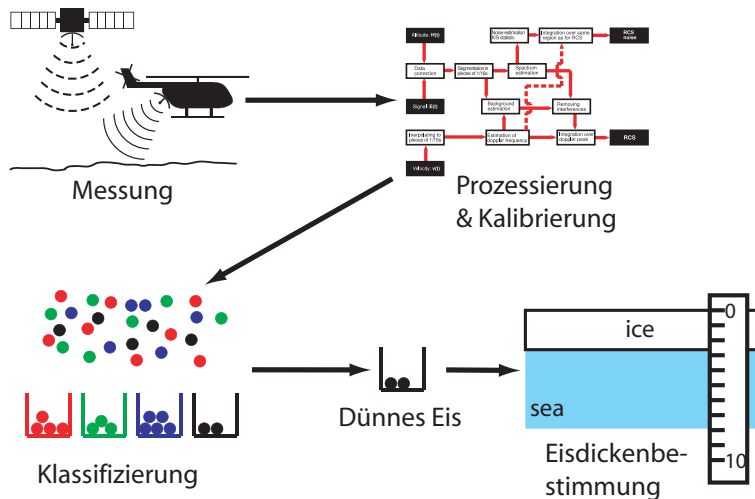


Abbildung 1.0.1.: Die einzelnen Schritte bis zur Eisdicke (schematisch)

- Warum werden für die Eisdickenbestimmung sowie die Meereisklassifizierung NRCS genutzt?
- Was ist die Idee der Messung?

**Warum ist Meereis und insbesondere die Dicke von dünnem Meereis von Interesse?** Das Interesse an Meereis liegt darin begründet, dass Meereis in den polaren Region die Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre beeinflusst, indem es den Ozean von der Atmosphäre isoliert. Meereis bildet so eine Barriere, die unter anderem den Wärmetransport zwischen Ozean und Atmosphäre behindert, wenn nicht sogar verhindert. Des Weiteren reduziert das Meereis aufgrund seiner höheren Albedo die Menge der absorbierten Sonneneinstrahlung. Das bedeutet, Meereis absorbiert weniger Strahlung als offenes Wasser; dabei ist die Albedo auch von der Eisdicke abhängig. Meereis hat aber auch einen ganz direkten Einfluss auf das Meer. Durch die Eisbildung kommt es den entsprechenden Region zu einer Salzanreicherung in den oberen Ozeanschichten, weil das im Meerwasser gelöste Salz nicht in die Eiskristallstruktur eingebunden wird und deshalb nur bedingt das Salz im Meereis gehalten werden kann. Diese Salzanreicherung, die effektiv einem Salzfluss in den Ozean entspricht, führt zur Wassermassenmodifikation, die wiederum einen direkten Einfluss auf die Ozeanzirkulation hat.

Die Eisdicke selbst ist von Interesse, weil der Wärmefluss durch das Meereis stark von der Dicke des Eises abhängt. So ist der Wärmefluss durch dünnes Eis um ein vielfaches Größer als durch dickes Eis. Abb. 1.0.2 zeigt eindrucksvoll wie sich der Wärmefluss (hier in Form des latenten Wärmetransports) über dem Meereis unterscheidet. Die besondere Rolle des dünnen Eises und dementsprechend auch der Dicke von dünnem Meereis ist, dass die



Abbildung 1.0.2.: Seerauch über Gebieten offenen Wassers/neuen Eises (Frazil-Eis) in der Barentsee (März 2003). Zur Verfügung gestellt von Stefan Kern.

Änderung des Wärmeflusses mit Änderung der Eisdicke für dünnes Eis viel stärker als für dickes Eis ist (Maykut, 1978). So macht es z. B. bei 2 m dickem Eis kaum einen Unterschied im Wärmefluss, ob das Eis 10 cm dicker oder dünner ist. Dagegen ist der Unterschied bei z. B. 10 cm dickem Eis gewaltig. In Abb. 1.0.3 werden die Unterschiede im Wärmefluss schematisch veranschaulicht. Die Abhängigkeit des Wärmeflusses von der Eisdicke hat auch für das Meereis selbst Konsequenzen, nämlich für die Meereisproduktion.

Da Dünneis-Regionen wie z. B. Polynjen<sup>3</sup> oder Rinnen im Meereis eine wichtige Rolle bei der Meereisproduktion spielen (Morales Maqueda u. a., 2002), können mit der Eisdickenmessung eben dieser Gebiete mit dünnem Eis auch Aussagen über die Meereisproduktion getroffen werden.

**Warum werden für die Eisdickenbestimmung sowie die Meereisklassifizierung NRCS genutzt?** Seit mehr als 40 Jahren wird Meereis vom Weltraum aus beobachtet sowohl mit aktiven und passive Mikrowellensensoren aber auch mit Sensoren, die im optischen wie auch im infraroten Bereich messen. Mittlerweile sind diverse Verfahren zur Eisdickenbestimmung

---

<sup>3</sup>Polynjen sind vereinfacht gesagt größere nicht linienförmige Flächen mit offenem Wasser oder dünnem Meereis, die vollständig von Meereis und teilweise auch von Land umschlossen sind.

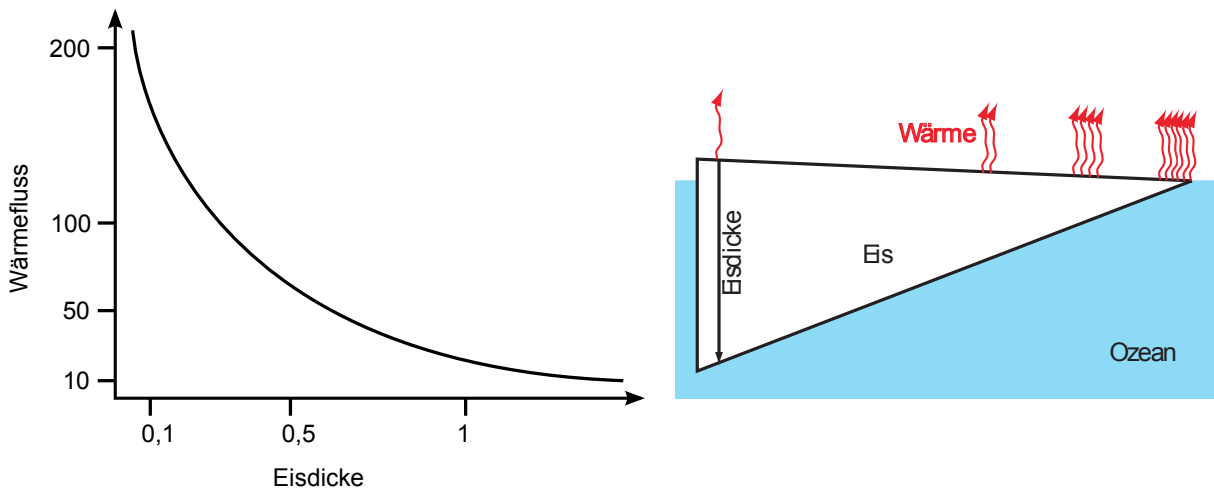


Abbildung 1.0.3.: (links) Funktioneller Zusammenhang (schematisch) zwischen dem Wärmefluss und der Eisdicke, (rechts) Schematische Darstellung des Wärmefluss für das Meereis.

per Satellit entwickelt worden z. B. über die Messung des Eisfreibords<sup>4</sup> mittels der Altimetrie (Zwally u. a., 2008), über die Oberflächentemperatur im thermischen Infrarot (Yu und Rothrock, 1996), über die Helligkeitstemperatur im Mikrowellenbereich (Martin u. a., 2004; Kaleschke u. a., 2012) oder über NRCS-Messung im Mikrowellenbereich (Kwok u. a., 1995; Nakamura u. a., 2005). Alle diese verschiedenen Methoden haben gemein, dass sie nicht das gesamte Meereisdickenspektrum messen können, sondern jeweils nur ein Teilgebiet. Die Altimetrie ist sehr nützlich, wenn die Dicke von mehrjährigem und damit in der Regel dickem Eis bestimmt werden soll. Für dünnes Eis ist sie aber weniger gut geeignet, da die Ungenauigkeiten aufgrund des geringen Freibords<sup>5</sup> von dünnem Eis zu groß sind. Dafür lässt sich mit der Oberflächentemperatur, der Helligkeitstemperatur und dem NRCS die Dicke von dünnem Meereis bestimmen. Diese drei Methoden haben ihrerseits aber wiederum Probleme, was die Messung der Dicke von mehrjährigen dickem Eis betrifft. Jede der drei Methoden hat eine gewisse maximale Eisdicke, ab der sie nicht mehr unterscheiden können, ob das Eis wirklich so dick ist oder nicht doch dicker ist. Diese maximale Eisdicke ist in der Regel  $< 0,5$  m. Dementsprechend hängt die Wahl der Messmethode vom Interessenfokus ab.

Da der Fokus auf dem dünnen Meereis liegt, sind die drei Methoden erstmal grundsätzlich dazu geeignet. Mit der Nutzung der thermischen Infrarotstrahlung von Satelliteninstrumenten wie dem AVHRR<sup>6</sup> für die Bestimmung der Eisdicke lassen sich im Vergleich mit passiven Mikrowellen relativ hohe Auflösungen  $\mathcal{O}(1 \text{ km})$  erreichen. Die Nutzung der thermischen In-

<sup>4</sup>Das ist der Abstand zwischen der oberen Kante der Eisscholle und der Wasserlinie.

<sup>5</sup>Der Freibord von Eis ist ungefähr  $1/9$  der Eisdicke. Bei Eisdicken von  $< 30$  cm ergeben sich Freibords von  $< 4$  cm.

<sup>6</sup>AVHRR = Advanced Very High Resolution Radiometer

frarotstrahlung ist allerdings stark wetterabhängig, da die von der Eisoberfläche abgestrahlte Infrarotstrahlung die Wolken nicht durchdringen können. Nach Martin u. a. (2004); Wilmes u. a. (2010) und Yu und Rothrock (1996) lassen sich mit der Methode aufgrund der gemachten Näherungen Eisdicken bis etwa 0,5 m bestimmen.

Mit der Nutzung der Helligkeitstemperatur im Mikrowellenbereich für die Eisdickenbestimmung lässt sich die Wetterabhängigkeit umgehen. Bei den Frequenzen, die im passiven Mikrowellenbereich verwendet werden, ist der Einfluss durch die Wettereffekte allerdings im Allgemeinen höher als bei den Frequenzen aktiver Mikrowellensensoren. Die räumliche Auflösung ist im Vergleich zur Nutzung der thermischen Infrarotstrahlung eine Größenordnung und im Vergleich zu SAR-Aufnahmen sogar zwei Größenordnungen schlechter. Mit der Messung der Helligkeitstemperatur lassen sich je nach Verfahren und Sensor Eisdicken bis 0,2 m (Martin u. a., 2004) bzw. bis 0,5 m (Kaleschke u. a., 2012) ermitteln.

Die Messung der NRCS im Mikrowellenbereich hat im Vergleich zu der Messung der Oberflächentemperatur bzw. der Helligkeitstemperatur den Vorteil, dass sie nahezu unabhängig von den Wetterbedingungen ist und auch eine sehr hohe räumliche Auflösung bietet. Die Auflösung von z. B. Envisat Advanced SAR (ASAR) liegt im Wide-Swath-Modus bei 150 m. Um Eisdicken mit feiner räumlicher Auflösung und unabhängig von den Wetter- und Temperaturbedingungen zu ermitteln, ist somit die Messung der NRCS das Mittel der Wahl. Je nach Methode lassen sich mit der Messung des NRCS Eisdicken bis etwa 0,15 m (Kwok u. a., 1995; Shih u. a., 1998) bzw. bis etwa 0,70 m (Nakamura u. a., 2005) ermitteln. Der Unterschied in der maximal messbaren Eisdicke zeigt an, dass es in dem Bereich noch eine Menge offener Fragen gibt. Die Multifrequenz-Messungen des Multi<sup>3</sup>Scat sind besonders dafür geeignet, da im Vergleich zu den Messungen von z. B. Kwok u. a. (1995); Nakamura u. a. (2005) und Shih u. a. (1998), explizit die simultane Verwendung von NRCS verschiedener Frequenzen für die Eisdickenbestimmung untersucht werden kann, was bisher, soweit bekannt, noch nicht gemacht worden ist.

**Was ist die Idee der Messung?** Die Idee der Messung ist die, dass sich das Erscheinungsbild des Meereises mit zunehmendem Alter ändert. Das passiert nicht nur im optischen Bereich, worauf die WMO<sup>7</sup>-Eisklassen (Kapitel 2) basieren, sondern auch im Mikrowellenbereich. Das hängt damit zusammen, dass sich die dielektrischen Eigenschaften des Meereises aufgrund der Veränderungen des Salzgehaltes und des Luftanteils ändern. Mit den dielektrischen Eigenschaften des Meereises ist einerseits die Stärke der Volumenstreuung<sup>8</sup> und der Absorption verknüpft. Andererseits hängt die Streuung an der Eisoberseite (Luft-Eis-Grenzfläche) wie auch die Streuung an der Eisunterseite (Eis-Wasser-Grenzfläche) neben der von Eisalter und Umweltbedingungen abhängigen Rauigkeit ebenfalls von den dielektrischen Eigenschaften des Meereises ab. Die verändernde Streuung und Absorption sorgen dafür, dass sich das op-

---

<sup>7</sup>World Meteorological Organization

<sup>8</sup>Volumenstreuung ist die Streuung, die durch die Streuung der einfallenden Strahlung innerhalb des Meereisvolumens erfolgt.

tische Erscheinungsbild bzw. im Mikrowellenbereich der NRCS (aktive Mikrowellen) und die Emissivität (passive Mikrowellen) des Meereises ändert. Genauer zum Rückstreuverhalten des Meereis im Allgemeinen wird im Kapitel 2 und detailliert für das dünne Meereis im Kapitel 5 behandelt. Das bedeutet, dass sich der Zusammenhang zwischen dem NRCS und der vom Eistyp und von der Dicke abhängigen Struktur des Meereis nutzen lässt, um

1. verschiedene Meereistypen zu klassifizieren und
2. die Dicke von dünnem Meereis zu bestimmen.

Bisherige Verfahren zur Klassifizierung von Meereis mittels NRCS basieren auf den NRCS-Messungen einzelner Polarisationen (Kwok u. a., 1992; Winebrenner u. a., 1996) oder auch auf vollpolarimetrischen NRCS-Messungen (Nakamura u. a., 2005; Kwok u. a., 1995). Beiden ist jedoch gemein, dass sie jeweils die NRCS bei nur einer Frequenz messen. Die flugzeuggestützten Untersuchungen von Lee u. a. (1994); Scheuchl u. a. (2002) und Errikson u. a. (1998) zeigen, dass die Kombination von NRCS-Messungen einzelner Polarisationen oder auch vollpolarimetrischer NRCS bei verschiedenen Frequenzen nicht nur auch möglich ist, sondern auch Mehrdeutigkeiten bei der Meereisklassifizierung reduziert werden. Der Nachteil der Kombination verschiedener Frequenzen ist, dass sie nur schwer auf Satellitendaten anwendbar ist und bisher, abgesehen von einer kürzlich veröffentlichten Studie von Eriksson u. a. (2010), nicht auf Satellitendaten angewendet wird. Der zukünftige Satellit CoReH2O der ESA, zum Beispiel, soll simultan die NRCS der  $vv$ - und der  $vh$ -Polarisation im X- und Ku-Band messen. Zudem kommen Dierking u. a. (2004) zu dem Schluss, dass es sinnvoller sei die NRCS der Gleichpolarisationen bei verschiedenen Frequenzen zu messen als vollpolarimetrische Messungen bei nur einer Frequenz durchzuführen. Daher ist es sinnvoll eine systematische Untersuchung der Meereisklassifizierung durchzuführen. Der Fokus liegt dabei weniger auf der Verwendung verschiedener Polarisationen, sondern in der Verwendung von NRCS verschiedener Frequenzen. Die systematische Untersuchung der Klassifizierung von Meereis mit Fokus auf der Kombination verschiedener Frequenzen ist der erste Schwerpunkt dieser Arbeit, womit sich in Kapitel 4 befasst wird.

Im Gegensatz zur Klassifizierung nutzen bisherige Methoden der Eisdickenmessung auf Basis von NRCS-Messungen jeweils nur eine Frequenz. Die Methoden basieren dabei einerseits auf physikalischen Modellen (Kwok u. a., 1995; Shih u. a., 1998) (vollpolarimetrisch) oder andererseits auf empirischen Zusammenhängen (Kern u. a., 2006; Nakamura u. a., 2005; Wakabayashi u. a., 2004). Im Hinblick auf den oben erwähnten Satelliten CoReH2O, aber auch auf die derzeitige Möglichkeiten wie die Kombination von zeitnahen Aufnahmen verschiedener Satelliten, ist es sinnvoll eine Methode für die Eisdickenbestimmung zu entwickeln, die eben diese Kombinationsmöglichkeit zulässt.

Zusätzlich ist die Eisdickenbestimmung ein inverses Problem, d. h., man versucht aus der Wirkung (NRCS) die Ursache (u. a. die Eisdicke) zu schließen. In der Regel ist solch ein

inverses Problem zusätzlich ein "schlecht gestelltes Problem"<sup>9</sup>. Dementsprechend ist es um so sinnvoller zu untersuchen wie sich die Eisdickenbestimmung bei der Nutzung von Kombinationen NRCS verschiedener Frequenzen im Vergleich zur Nutzung nur einer Frequenz verbessert. Die Entwicklung und die systematische Untersuchung der Methode ist der zweite Schwerpunkt dieser Arbeit und wird in den Kapiteln 5 und 6 behandelt.

Für beide Schwerpunkte bilden die Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen eine hervorragende Grundlage, da es erstmals möglich ist simultan gemessene NRCS von vier verschiedenen Frequenzen miteinander zu kombinieren.

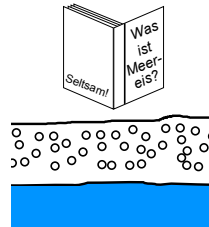
---

<sup>9</sup>Ein schlecht gestelltes Problem ist im Prinzip die Umkehrung von Hadamards "gut gestelltem Problem" Hadamard (1923). Ein "gut gestelltes Problem" ist ein mathematisches Modell für das gilt, dass

1. eine Lösung existiert,
2. die Lösung eindeutig ist und
3. die Lösung stabil ist.

Ist eine dieser Bedingungen nicht erfüllt, ist das Problem schlecht gestellt. Für den Fall der Eisdickenbestimmung ist insbesondere der zweite Punkt ein Problem, siehe dazu auch Abschnitt 6.1.

## 2. Meereis



In diesem Kapitel wird kurz die Phänomenologie des Meereises zusammengefasst sowie die fernerkundungsrelevanten Eigenschaften des Meereises aufgezeigt. Dabei ist nicht der Anspruch vollständig zu sein. Es sollen nur die für das Verständnis dieser Arbeit notwendigen Informationen über Meereis dargestellt werden.

### 2.1. Was ist Meereis?

Meereis ist gefrorenes Meerwasser. Das klingt erstmal trivialer als es sich darstellt, denn nicht alles, was an Eis in den Ozeanen schwimmt, ist auch Meereis. So sind Eisberge und auch die auf dem Meer schwimmenden Eisschelfe kein Meereis. Beide haben ihren Ursprung als Gletschereis und sind Süßwassereis. Für den Rahmen dieser Arbeit bedeutet dies, dass sie nicht von Interesse sind. Wie gesagt, Meereis wird aus Meerwasser gebildet.

Wenn Meerwasser gefriert, werden die im Meerwasser gelösten Stoffe (Salze und Gase) nicht in die Kristallgitter des entstehenden Eises eingebaut, sondern sie formen kleine mit Sole (engl. brine) oder Luft gefüllte Einschlüsse. Meereis ist dementsprechend aus Süßwassereis, dem Hauptteil, Sole und Luft zusammengesetzt und bildet eine heterogene Schicht, die auf dem Meerwasser schwimmt. Abhängig von Temperatur und Alter des Eises verändert sich der Sole- und Luftanteil innerhalb des Eises. Älteres Eis hat infolge von fortgeschrittener Entsalzung im Vergleich zu jungem Meereis einen höheren Luftanteil und einen geringeren Salzgehalt. Das hat, um es schon einmal vorweg zu nehmen, Einfluss auf die Struktur und damit auf das Rückstreuverhalten von Meereis im Optischen wie auch im Mikrowellenbereich, aber dazu später mehr. Genauso wie die innere Struktur hat auch die Oberflächenstruktur des Meereises Einfluss auf das Rückstreuverhalten des Meereises. Die Oberflächenstruktur

ist ebenfalls vom Alter des Eises wie von den Umweltbedingungen während der Eisbildung und während der Beobachtung abhängig. Durch die Einflüsse von Meeresströmungen und Wind kann das Meereis deformiert werden. Meereis kann aufeinander geschoben werden, wodurch sich Eisrücken bilden können. Andererseits kann Meereis auch auseinander gebrochen werden, wodurch sich Leads<sup>1</sup> und Polynjen bilden können, wo unter Anderem bei ausreichend kalten Temperaturen neues Meereis gebildet werden kann. Die Dicke von Meereis variiert von wenigen Zentimetern wie z. B. bei gerade gebildeten Eis bis zu einigen Metern wie z. B. bei mehrjährigem Eis oder Presseisrücken. Durch die höhere Einstrahlung und höheren Temperaturen während des Sommers können auf der Eisoberfläche Schmelztümpel entstehen. Des Weiteren kann Meereis im Winter auch mit Schnee und Meereisblumen bedeckt sein. Kurz gesagt, das Erscheinungsbild von Meereis ist sehr komplex.

Glücklicherweise gibt es eine festgelegte Nomenklatur wie die WMO Eistypen-Nomenklatur (WMO1989) mit der die verschiedenen Erscheinungsformen von Meereis benannt und eingeordnet werden können. Die WMO-Eistypen-Nomenklatur basiert dabei auf dem Wachstumsverlauf, auf der optischen Erscheinung, auf der Textur und auf der Eisdicke. Im Anhang A.1 ist ein Auszug der WMO-Eistypen-Nomenklatur und der Definitionen der für die Arbeit relevanten einzelnen Eistypen aufgezeigt. Demnach wird für dünnes Eis, das ist im Rahmen dieser Arbeit Eis mit einer Dicke  $\leq 30$  cm, abhängig vom Wachstumsverlauf und den Umweltbedingungen unterschieden zwischen:

- neuem Eis wie Frazil- und Grease-Eis, Slush und Shuga
- dünnem (flächigem) Eis, das unter ruhigen Bedingungen gewachsen ist, wie Nilas, grauem Eis und grau-weißem Eis
- dünnem Eis, das unter turbulenten Bedingungen gewachsen ist, wie Pfannkucheneis

Für dickes Eis, das ist im Rahmen dieser Arbeit Eis mit einer Dicke  $> 30$  cm, wird abhängig vom Eisalter unterschieden zwischen:

- erstjährigem Eis
- altem Eis wie zweijährigem Eis oder mehrjährigem Eis

Für einen genaueren und umfassenderen Einblick in die Phänomenologie wie auch die Entstehung und Entwicklung von Meereis sei an Untersteiner (1996) und Weeks (2010) verwiesen. Die für die Fernerkundung wichtigen Eigenschaften werden in Abschnitt 2.2 beschrieben.

---

<sup>1</sup>Auf deutsch: Rinnen. Langgezogene Risse im Eisfeld mit offenem Wasser.



## 2.2. Fernerkundungsrelevante Eigenschaften des Meereises

Wieso macht es einen Unterschied im Rückstreuverhalten von Meereis im Mikrowellenbereich<sup>2</sup>, ob das Meereis dick oder dünn ist? Meereis ist, wie eingangs beschrieben, ein Gemisch aus Süßwassereis, dem Hauptteil, Sole und Luft und bildet eine heterogene Schicht, die auf dem Meerwasser schwimmt. Abgesehen von einer bis zu 10 cm dicken Schicht von granularem Eis an der Eisoberseite besteht Meereis aus verschiedenen stängelig gewachsenen Eiskristallen, welche mehr oder weniger vertikal ausgerichtet sind, die aber auf einer Längenskala von Metern keine ausgezeichnete horizontale Richtung haben (Weeks, 2010). Neues Meereis mit einer Dicke von bis zu 5 cm besteht größtenteils nur aus granularem Eis<sup>3</sup>. Die Sole- und Lufteinschlüsse werden zwischen den einzelnen Kristallen gebildet. Im Gegensatz zum dicken Eis ist der Luftanteil für dünnes Eis sehr gering. Die Lufteinschlüsse selbst sind in der Größenordnung von Millimetern und kugelförmig (Perovich und Gow, 1996). Die Soleeinschlüsse lassen sich näherungsweise als Ellipsoide beschreiben, deren größte Halbachsen in nahezu vertikaler Richtung zeigen. Die Form der Einschlüsse reicht dabei von fast kugelförmigen bis zu vertikal gestreckten, fast zylindrischen Ellipsoiden (Golden u. a., 2007). Die Größe der Einschlüsse ist in der Größenordnung von Millimetern und weniger (Perovich und Gow, 1996). Abb. 2.2.1 zeigt stark vereinfacht die schematische Struktur des Meereises. Mit zunehmendem Alter des Eises können sich die einzelnen Einschlüsse verbinden und somit größere Einschlüsse bzw. Solekanäle bilden (Nghiem u. a., 1997), was unter anderem auch zur Verminderung des Salzgehalts beitragen kann. Der Salzgehalt verringert sich aber hauptsächlich in Folge der Schwerkraftdrainage und des Ausspülens des Eises mit Schmelzwasser (Notz und Worster, 2009). Der größte Teil der Entsalzung erfolgt dabei in der frühen Wachstumsphase, wenn das Meereis noch dünn ist (siehe Abschnitt 5.1, Gl. 5.1.2). Der Volumenanteil der Sole innerhalb des Eises ist einerseits mit dem Salzgehalt, andererseits mit der Temperatur verknüpft. Das bedeutet, dass ein geringerer Salzgehalt auch zu einem geringeren Solevolumen im Eis führt. Der Salzgehalt ist innerhalb des Eises ungleichmäßig verteilt. Aufgrund der aufwärts gerichteten Soleausscheidung an der Luft-Eis-Grenzschicht und durch den Meerwasserkontakt an der Eis-Wasser-Grenzschicht ist der Salzgehalt an den Grenzflächen erhöht und bildet ein C-förmiges Profil aus (Tucker u. a., 1992).

Die genaue Zusammensetzung des Meereises ist abhängig von Temperatur und zeitlicher Entwicklung des Meereises. So ist über das Gefrierverhalten der Sole der Volumenanteil der Sole im Eis mit der Temperatur und dem Salzgehalt des Eises verknüpft (Ulaby u. a., 1982a). Der Salzgehalt im Meereis steht wiederum mit der zeitlichen Entwicklung im Zusammenhang. Wenn von wachsendem Eis ausgegangen werden kann, ist der Salzgehalt mit der Eisdicke

---

<sup>2</sup>Der Frequenzbereich zwischen 0,3 GHz und 300 GHz bzw. der Wellenlängenbereich zwischen 1 m und  $10^{-3}$  m des elektromagnetischen Spektrums.

<sup>3</sup>Wie so ziemlich fast alles, wenn man sich mit Meereis beschäftigt, hängen die Angaben zur Dicke der granularen Eisschicht von den gegebenen Umweltbedingungen während des Eiswachstums ab. Unter turbulenten (starker Wind und Wellengang) Wachstumsbedingungen ist die granuläre Eisschicht eher größer, während sie unter ruhigen Bedingungen eher kleiner ist.

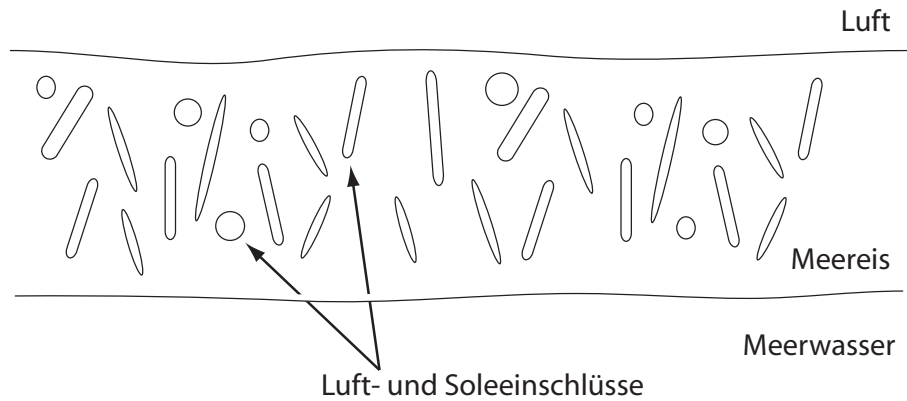


Abbildung 2.2.1.: Stark vereinfachte schematische Struktur des Meereises.

verknüpft (Cox und Weeks, 1974). Mit Veränderung der Zusammensetzung des Meereises ändert sich aber auch seine dielektrischen Eigenschaften. Das bedeutet nichts anderes als, dass Meereis mit unterschiedlichen Eisdicken auch verschiedene dielektrische Eigenschaften hat und somit auch ein anderes Rückstreuverhalten. Im Detail ist das Rückstreuverhalten von Meereis abhängig von:

- Der Beschaffenheit der Grenzflächen, also der Rauigkeit der Luft-Eis-Grenzfläche und der Eis-Wasser-Grenzfläche. An einem einfachen Beispiel lässt sich die Auswirkung der Oberflächenbeschaffenheit auf das Rückstreuverhalten zeigen: Strahlt man mit einer Taschenlampe einerseits auf eine polierte Metalloberfläche strahlt und andererseits auf eine gebürstete Metalloberfläche strahlt. So ist aus der Blickrichtung der Taschenlampe gesehen die polierte Metalloberfläche dunkel, während die gebürstete Metalloberfläche hell erleuchtet ist. Auch wenn im Beispiel sichtbares Licht und eine Metalloberfläche genommen wird, ist das Verhalten analog zum Rückstreuverhalten der Eisoberfläche im Mikrowellenbereich.
- Der Eistemperatur. Für dünnes Eis z. B. gilt unter der Annahme des thermodynamischen Gleichgewichts, dass die Eistemperatur  $T_{ice}$  eine lineare Funktion der Tiefe  $z$  ( $0 < z \leq d$ ) ist (Nghiem u. a., 1997).

$$T_{ice}(z, d) = \frac{T_s - T_{water}}{d} z + T_{water} \quad (2.2.1)$$

mit  $T_s$  Eisoberflächentemperatur,  $T_{water}$  der Eistemperatur an der Eisunterseite, die gleich der Gefriertemperatur von Meerwasser (bei einem Salzgehalt von 34 g/kg:  $\approx -1.9^\circ\text{C}$ ) ist und  $d$  der Eisdicke.

- Dem Salzgehalt des Meereises. Der Salzgehalt  $S_{ice}$  ist abhängig von der zeitlichen Entwicklung des Meereises. Aber solange von wachsendem, also sich zeitlich veränderndem,

Eis ausgegangen werden kann, kann der Salzgehalt  $S_{ice}$  als eine Funktion der Eisdicke  $d$  und der entsprechenden Tiefe  $z$  (Tucker u. a., 1992) angesehen werden

$$S_{ice} = S_{ice}(d, z), \quad (2.2.2)$$

da die Eisdicke  $d$  mit der zeitlichen Entwicklung des Eises verknüpft ist.

- Der Volumenanteil der Sole. Der Volumenanteil der Sole  $v_b$  gibt den Volumenanteil der Sole innerhalb eines spezifischen Eisvolumens an. Ein Anteil von z. B.  $v_b = 20\%$  bedeutet, dass bei einem Eisvolumen von  $11^4$  sich 0,21 Sole innerhalb dieses Eisvolumens befindet. Der Volumenanteil der Sole  $v_b$  ist eine Funktion von Salzgehalt  $S_{ice}$  und Temperatur  $T_{ice}$ . Nach Ulaby u. a. (1982a) kann der Volumenanteil der Sole  $v_b$  für einen Temperaturbereich von 250,24 K bis 272,65 K ( $-22,9^\circ\text{C}$  bis  $-0,5^\circ\text{C}$ ) mit folgender empirischer Formel berechnet werden.

$$v_b(S_{ice}, T_{ice}) = 10^{-3} S_{ice} \left( -\frac{49,185 \text{ K}}{T_{ice} - T_0} + 0,532 \right) \quad (2.2.3)$$

mit  $T_0 = 273,15 \text{ K}$ , siehe auch im Anhang Abb. A.3.1.

- Der Zunahme der Größe  $V$  der einzelnen Soleeinschlüsse mit zunehmender Eisdicke und der Größenverteilung der Soleeinschlüsse. Speziell für dünnes Meereis gilt,

$$V = V(d). \quad (2.2.4)$$

Man würde intuitiv erwarten, dass die Größe  $V$  der einzelnen Soleeinschlüsse eine Funktion der Temperatur ist und dementsprechend für kältere Temperaturen kleiner ist als für wärmere Temperaturen. Die Modelluntersuchung von Nghiem u. a. (1997) haben aber gezeigt, dass die Größe  $V$  der Soleeinschlüsse mit der Eisdicke  $d$  zusammen hängen. Dies hat kontraintuitiv zur Folge, dass die Größe der Soleeinschlüsse zunimmt, obwohl die mittlere Eistemperatur mit zunehmender Eisdicke abnimmt.

- Dem Volumenanteil der Luft im Meereis sowie der Verteilung der Größe der Lufteinschlüsse.
- Der Form der Einschlüsse. Ein zylindrisches Streuobjekt hat z. B. bei gleicher Permittivität ein anderes Streuverhalten als ein kugelförmiges Streuobjekt (Tsang u.a., 2000).
- Den Permittivitäten von Sole, Süßwassereis, Meerwasser und Luft. Da die Permittivität von Luft im Mikrowellenbereich nur sehr wenig von der Vakuumpermittivität verschieden

---

4

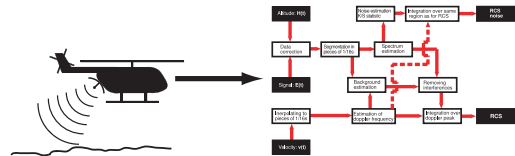
– Entspricht dem Volumen eines Würfels mit einer Kantenlängen von 0,1 m.

ist, kann für die Permittivität von Luft  $\varepsilon_L$  in guter Näherung die Vakuumpermittivität  $\varepsilon_0$  angenommen werden, also  $\varepsilon_L = \varepsilon_0$ . Die anderen drei Permittivitäten sind abhängig von Temperatur und Frequenz. Die Frequenzabhängigkeit der Permittivitäten von Süßwassereis und Sole führt dazu, dass Meereis ein dispersives Medium ist. Für die Berechnung der jeweiligen Permittivität siehe Anhang A.3.1.

- Den Permeabilitäten von Sole, Süßwassereis, Meerwasser und Luft. In guter Näherung gilt, dass die relative Permeabilität von Sole, Süßwassereis, Meerwasser und Luft gleich 1 ist.

Eine kurze, aber wichtige Bemerkung: So lange Meereis wächst, ist die Eisdicke eindeutig mit dem Eisalter verknüpft; hat man aber auch dünnes Eis, das durch Schmelzen von dickem Eis entstanden ist, so ist kein eindeutiger Zusammenhang zwischen Eisdicke und Eisalter gegeben, weil gleichzeitig dünnes altes Eis und dünnes junges Eis existiert. Wie man sieht ist, um es mit einer Untertreibung auszudrücken, Meereis ist ein kompliziertes Medium. Das ist auch der Grund dafür, dass der eigentlichen Eisdickenbestimmung die Klassifizierung vorgeschoben wird, um zumindest für das dünne Eis ein handhabbares Modell zu haben; mehr dazu in Kapitel 5.

### 3. Multi<sup>3</sup>Scat



“Ohne NRCS keine Eisdicken”, dementsprechend widmet sich dieses Kapitel der Messung der NRCS. Dazu wird zum einen das Instrument, das Multi<sup>3</sup>Scat, erklärt, sowie der Ort und der Zeitraum des Experiments gezeigt. Des Weiteren wird die Signalprozessierung beschrieben, sprich wie aus dem eigentlichen Messsignal der NRCS bestimmt wird und wie die Qualität des gemessenen NRCS ist.

#### 3.1. Instrument

Das Multi<sup>3</sup>Scat ist ein helikoptergestütztes Doppler-Scatterometer. Das Multi<sup>3</sup>Scat basiert auf einem Homodynempfänger mit niedriger Zwischenfrequenz. Das Multi<sup>3</sup>Scat arbeitet monostatisch und benutzt eine Parabolantenne mit einem Durchmesser von 0,91 m zum Senden und Empfangen. Mit dem Multi<sup>3</sup>Scat können die NRCS beider Gleich-(vv, hh) und Kreuzpolarisationen (vh, hv) für fünf verschiedene Frequenzen (L-, S-, C-, X- und Ku-Band, Tabelle 3.1) gemessen werden. Außerdem können mit dem Multi<sup>3</sup>Scat die NRCS für beliebige und im Flug veränderbare Einfallswinkel zwischen 20° und 65° gemessen werden. Für einen detaillierteren Einblick in den Aufbau des Multi<sup>3</sup>Scats wird auf das Paper von Kern u. a. (2009) verwiesen. Die Blickrichtung der Antenne ist dabei entgegengesetzt zur Flugrichtung. In Abb. 3.1.1 (links) ist gezeigt, wie das Multi<sup>3</sup>Scat an einem Hubschrauber vom Typ MBB BO-105 montiert ist. Zusätzlich ist in Abb. 3.1.1 (rechts) schematisch die Messung mit dem Multi<sup>3</sup>Scat gezeigt.

Aufgrund der festen Antennengröße gilt, dass für die verschiedenen Frequenzen des Multi<sup>3</sup>Scat der Öffnungswinkel verschieden ist. Der Öffnungswinkel  $\theta_{3dB}$  gibt den Sektor an für den gilt, dass bei senkrechtem Einfall die Amplitude der einfallenden Welle auf nicht mehr

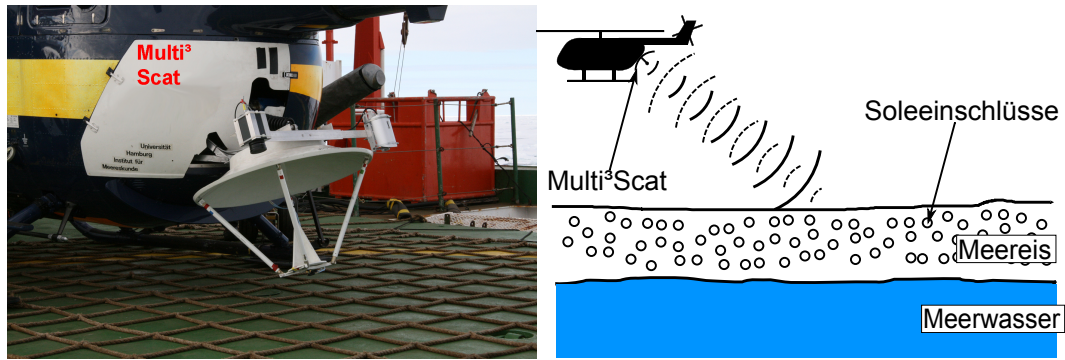


Abbildung 3.1.1.: (links) Foto des Multi<sup>3</sup>Scats, wie es an einem Hubschrauber vom Typ MBB BO-105 montiert ist (zur Verfügung gestellt von Stefan Kern). (rechts) Schematische Darstellung der Multi<sup>3</sup>Scat-Messung.

als die Hälfte abgefallen ist. Für die Scatterometeranwendung ist der Zweiwegeöffnungswinkel  $\Theta_{3dB,2way}$  von Interesse, dieser ist  $\Theta_{3dB,2way} = \Theta_{3dB}/\sqrt{2}$ . Zum Beispiel beträgt im S-Band der Zweiwegeöffnungswinkel  $7,8^\circ$ , während er im Ku-Band nur noch  $1,2^\circ$  beträgt. In Tabelle 3.1 sind die Öffnungswinkel für die verschiedenen Frequenzen gezeigt. Mit den verschiedenen Öffnungswinkel folgt, dass der Footprint<sup>1</sup> verschieden ist. In Abb. 3.1.2 ist dabei schematisch die Footprintgeometrie gezeigt. Der Footprint ist aber nicht nur von dem Öffnungswinkel abhängig, sondern auch von der Höhe der Antenne über der bestrahlten Fläche (Flughöhe) und von dem Einfallswinkel (siehe Anhang A.2). In Tabelle 3.1 sind beispielhaft die verschiedenen Footprintgrößen für eine Flughöhe von 30 m und einem Einfallswinkel von  $45^\circ$  gezeigt. Abb. 3.1.3 zeigt die Footprintgrößen als Funktion von Einfallswinkel und Flughöhe für das S- und für das Ku-Band.

Die aufgezeichneten Rohdaten des Multi<sup>3</sup>Scat bestehen aus Zeitserien der elektrischen Spannung für die jeweilige Frequenz und Polarisation. Das macht bei fünf Frequenzen und vier Polarisationen insgesamt 20 aufgezeichnete Zeitserien pro Messung. Die Abtastrate<sup>2</sup> der Messungen beträgt 82 kHz. Zusätzlich ist das Multi<sup>3</sup>Scat mit zwei Videokameras ausgestattet, die beide in die gleiche Richtung blicken wie die Antenne. Eine der Kameras zeichnet im infraroten Spektralbereich auf und die andere im sichtbaren Spektralbereich. Für weitere Details des Multi<sup>3</sup>Scat und der Kameras siehe Kern u. a. (2009).

## 3.2. Experiment

Mit dem Multi<sup>3</sup>Scat sind während der Reise ARKXXII/2 des Forschungsschiffs Polarstern im östlichen Arktischen Ozean (28.7. bis 7.10.2007 (Schauer, 2008), siehe auch Rabenstein u. a. (2008) und Kern u. a. (2008)) Messungen des Radarrückstreuquerschnittes (RCS) von Meereis

<sup>1</sup>Der Footprint ist der von der Antenne beleuchtete Bereich der Oberfläche.

<sup>2</sup>Das Multi<sup>3</sup>Scat kann auch mit anderen Abtastraten betrieben werden (Tabelle 3.1).

Frequenzband	<i>L</i>	<i>S</i>	<i>C</i>	<i>X</i>	<i>Ku</i>
Frequenz [GHz]	<i>1,0</i>	<b>2,4</b>	<b>5,3</b>	<b>10,0</b>	<b>15,0</b>
Wellenlänge [cm]	<i>30,0</i>	<b>12,5</b>	<b>5,7</b>	<b>3,0</b>	<b>2,0</b>
Antennenöffnungswinkel $\theta_{3dB,2way}$ [°]	<i>18,9</i>	<b>7,8</b>	<b>3,5</b>	<b>1,9</b>	<b>1,2</b>
Footprint @30 m, 45° [m <sup>2</sup> ]	<i>19,8 × 14,0</i>	<b>8,2 × 5,8</b>	<b>3,7 × 2,6</b>	<b>2,0 × 1,4</b>	<b>1,2 × 0,9</b>
Polarisationskombinationen	<b>hh, hv, vv, vh</b>				
Einfallswinkel [°]	<b>20 – 65</b>				
Nominale Flughöhe [m]	<b>30 – 60 – 300</b>				
Pulswiederholungsfrequenz (PRF) [KHz]	<i>50 – 82 – 90</i>				

Tabelle 3.1.: Technische Spezifikationen des Multi<sup>3</sup>Scats. Die kursiv gedruckten Größen werden im Rahmen dieser Arbeit nicht genutzt. Nur die fett gedruckten Größen werden genutzt, siehe Abschnitt 3.1.

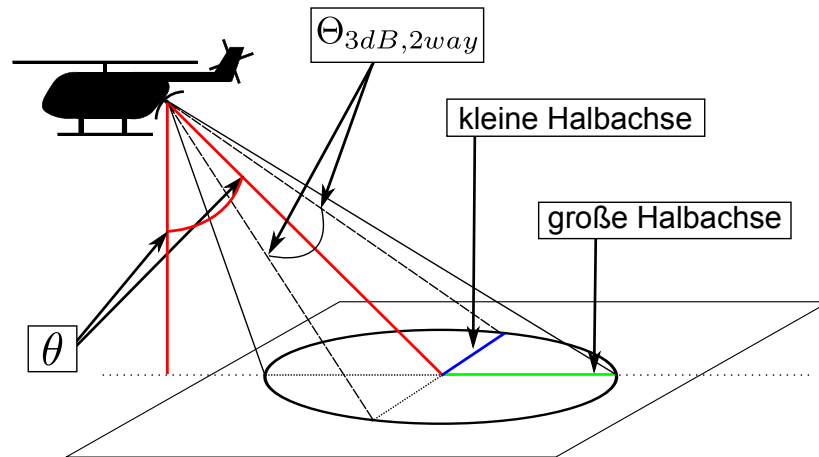


Abbildung 3.1.2.: Schematische Darstellung der Footprintgeometrie. Dabei ist  $\theta$  der Einfallswinkel und  $\Theta_{3dB,2way}$  Zweiwegeöffnungswinkel der Multi<sup>3</sup>Scat-Antenne (Tabelle 3.1)

gemacht worden. Die Messungen selbst sind von Stefan Kern, Gunnar Spreen und Andreas Winderlich (damals Universität Hamburg, Institut für Meereskunde) durchgeführt worden. Abb. 3.2.1 zeigt den Ort und Verlauf der Reise. Die Messflüge wurden innerhalb eines Zeitraums von 24 Tagen im August und September 2007 durchgeführt. An zehn Tagen sind kurze Messflüge über vorher markierte Strecken durchgeführt worden, so dass jeweils für fünf verschiedene Einfallswinkel ( $20^\circ$ ,  $30^\circ$ ,  $40^\circ$ ,  $50^\circ$  und  $60^\circ$ ), aber ansonsten gleichen Bedingungen, Messungen entlang der selben Strecke erfolgt sind. Des Weiteren sind noch Langstreckmessungen (40 km und mehr), Messflüge in Gebieten mit gleichzeitigen Satellitenaufnahmen (Envisat ASAR) und auch Messungen über einzelnen ausgewählten Meereisgebieten durchgeführt worden. Diese Messungen sind maximal mit nur zwei verschiedenen Einfallswinkeln erfolgt.

Es bleibt zu bemerken, dass die Flüge bei ungewohnt warmen Temperaturen durchgeführt worden sind (Abb. 3.2.2). Das Jahr 2007 ist durch ein bis dato unerreichtes Minimum in der arktische Meereisausdehnung gekennzeichnet. Das führte dazu, dass Gefrierbedingungen erst viel später einsetzten. Selbst in der zentralen Arktis waren während der Reise praktisch keine Gefrierbedingungen gegeben (Schauer, 2008).

Die Messungen im L-Band werden in dieser Arbeit nicht weiter berücksichtigt, weil das Multi<sup>3</sup>Scat im L-Band nicht einwandfrei funktioniert hat. Des Weiteren werden auch die Kreuzpolarisationen nicht genutzt, da nachträgliche Untersuchungen gezeigt haben, dass die Trennung zwischen den Kanälen der Gleichpolarisationen und denen der Kreuzpolarisationen für eine Verwendung der Kreuzpolarisationen nicht ausreichend waren. Durch das Weglassen der L-Band-Daten und der Kreuzpolarisationen reduziert sich die Anzahl der Zeitserien pro Messung auf 8.



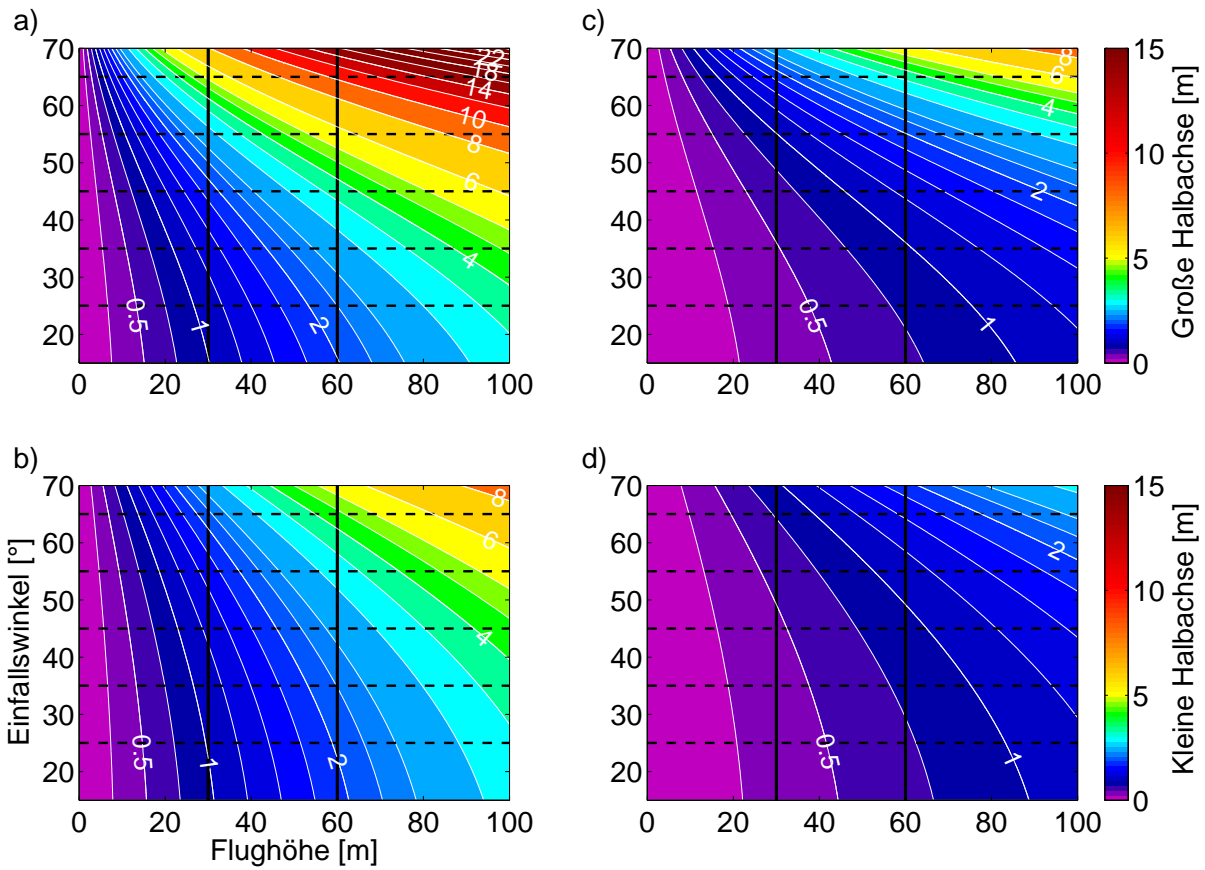


Abbildung 3.1.3.: Die Größe der kleinen und großen Halbachse des ellipsenförmigen Multi<sup>3</sup>Scat-Footprints (Abb. 3.1.2) als Funktion des Einfallswinkels und der Flughöhe für das S-Band (a, b) und das Ku-Band (c, d); die beiden oberen Bilder (a, c) geben die Größe des Footprints in Form der großen Halbachse entlang der Flugrichtung an. Die Unteren (b, d) geben die Größe des Footprints in Form der kleinen Halbachse quer zur Flugrichtung an. Die schwarzen durchgezogenen Linien geben die genutzte Flughöhe an.

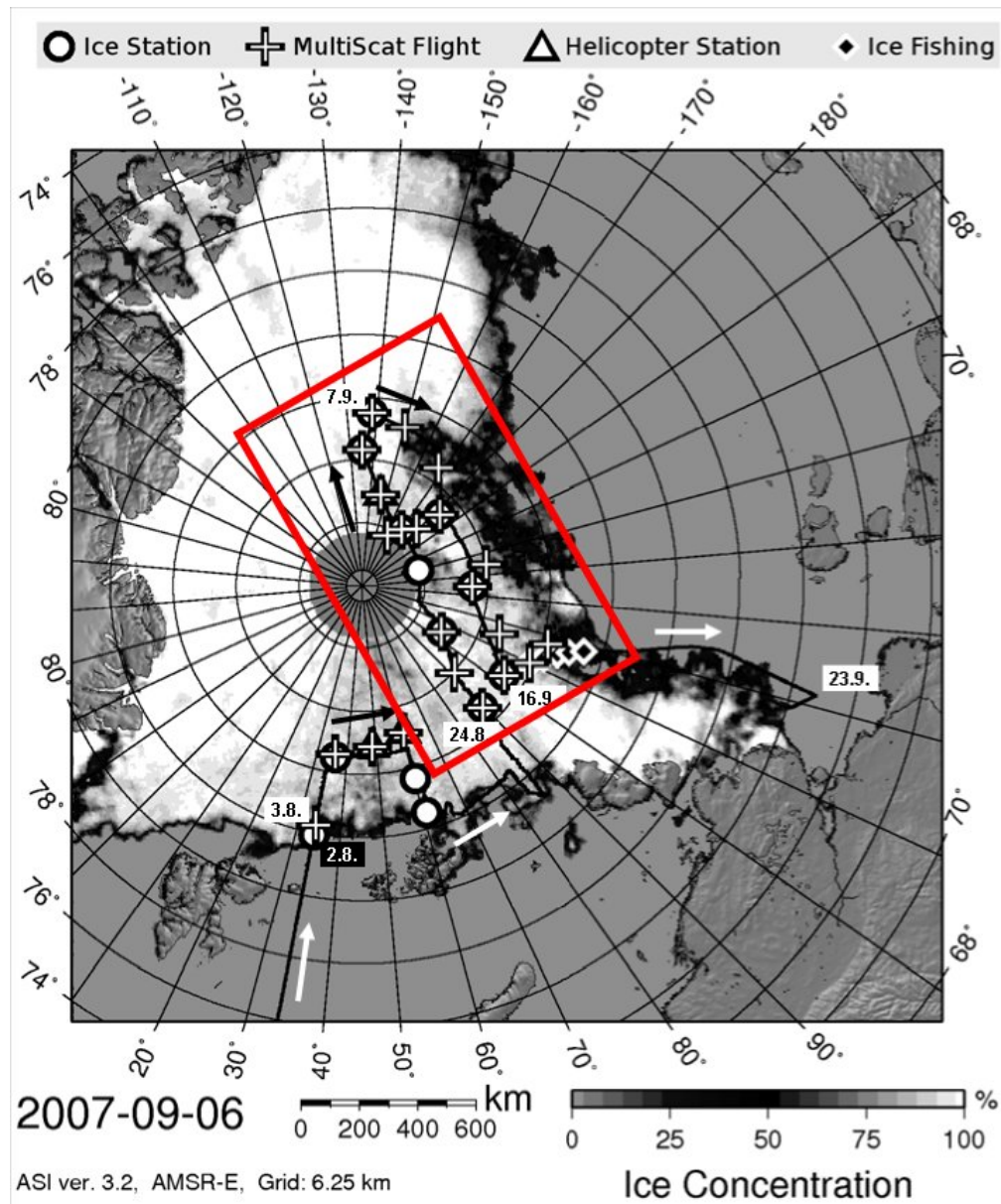


Abbildung 3.2.1.: Karte der Polarsternreise ARKXXII/2 (zur Verfügung gestellt von Gunnar Spreen). Das Rechteck zeigt das Gebiet der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen an, die in dieser Arbeit von Belang sind. Die plus-förmigen Symbole markieren die Orte der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen. Die Pfeile kennzeichnen die Fahrtrichtung der Polarstern.

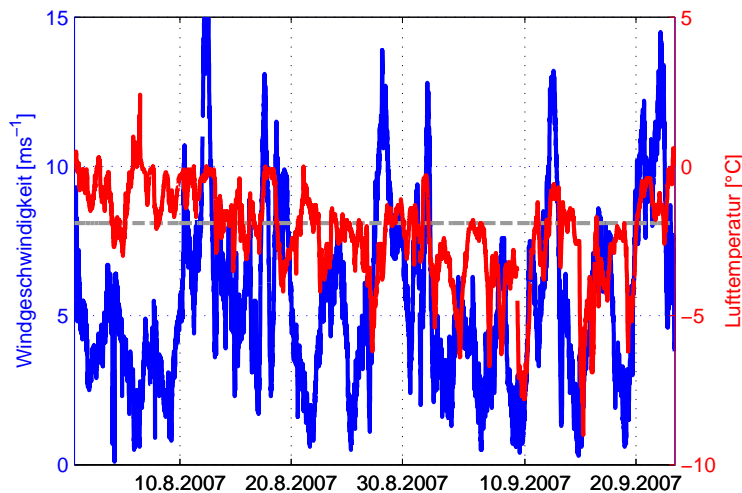


Abbildung 3.2.2.: Verlauf der Windgeschwindigkeit (blau) und der Lufttemperatur (rot) während der Polarsterne Reise ARKXXII/2.

### 3.3. Signalprozessierung

Die Berechnung der Radarrückstreuquerschnitte aus den jeweiligen Spannungszeitserien ergibt sich wie folgt (Abb. 3.3.1):

1. Korrektur der Daten bezüglich Fehlern bei der Digitalisierung (Abschnitt 3.3.1).
2. Aufteilen der jeweiligen Zeitserie in Abschnitte mit einer Länge von jeweils  $\frac{1}{16}$  s, was gleichbedeutend einer Anzahl von 5165 Werten pro Abschnitt ist, wodurch die Zeitauflösung der resultierenden RCS-Zeitserie auf  $\frac{1}{16}$  s festgelegt wird. Die Wahl dieses Zeitschrittes ist ein vernünftiger Kompromiss zwischen der räumlichen Auflösung und der

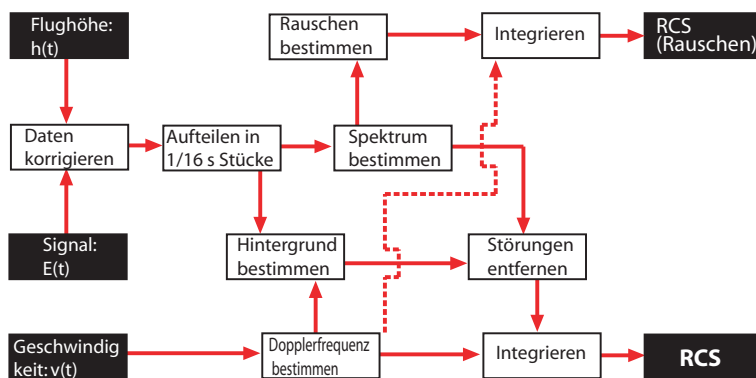


Abbildung 3.3.1.: Verlauf der Signalprozessierung.

Signalqualität. Bei einer Fluggeschwindigkeit des Helikopters von  $40 \text{ ms}^{-1}$  ergibt sich so eine räumliche Auflösung von ca. 2,5 m, d. h., die resultierenden RCS liegen somit 2,5 m auseinander. Eine weitere Konsequenz der  $\frac{1}{16}$  s-Abschnitte ist, dass aufgrund der großen beschienenen Fläche (engl. Footprint) im S-Band (Abb. 3.1.3) bei der eben genannten Geschwindigkeit und einer Flughöhe von 45 m mit einem Einfallswinkel  $\theta$  von  $45^\circ$  nur jeder vierte RCS der Zeitserie unabhängig ist. Im Ku-Band ist dagegen jeder RCS der Zeitserie unabhängig ist, d. h., dass sich die Footprints nicht überlappen.

3. Berechnung des Leistungsdichtespektrums (PSD) eines jeden Zeitabschnitt der jeweiligen Zeitserie.
4. Entfernung von Störungen, Interferenzen u.ä. aus dem PSD (Abschnitt 3.3.2).
5. Berechnung der RCS, indem über ein Frequenzintervall, zentriert um das dopplerverschobene Signal, im bereinigten PSD integriert wird. Die Intervallgrenzen sind die Frequenzen, für die gilt, dass die Stärke der Leistungsdichte des Signals um 6 dB relativ zum Maximum gefallen ist, siehe Abb. 3.3.4.
6. Bestimmung der Rauschniveaus des jeweiligen Spektrums (Abschnitt 3.3.3).

### 3.3.1. Signalkorrektur

Die Rohdaten müssen aufgrund eines Fehlers bei der Digitalisierung korrigiert werden. Falls die Distanz zwischen der Antenne und dem Ziel kleiner  $\mathcal{O}(30 \text{ m})$  ist, erreicht der größte Teil des zurückgestreuten Signal die Antenne, wenn diese noch im Sendemodus ist. Dementsprechend wird nur ein kleiner Teil des zurückgestreuten Signals während des Empfangsfensters empfangen, siehe Abb. 3.3.2 (links). Das trifft im Wesentlichen nur für die Messungen mit steilem Einfallswinkel ( $20^\circ$  bis  $30^\circ$ ) und niedriger Flughöhe zu. Zusätzlich wird das empfangene Signal immer über das gesamte Empfangsfenster gemittelt. Das kann dazu führen, dass die Stärke des von einem näheren Ziel zurückgestreuten Signals kleiner ist als die eines entfernteren Ziels, bei ansonsten gleichen Rückstreuungseigenschaften des Ziels. Dies ergibt aber physikalisch keinen Sinn, da selbst, wenn man von ebenen Wellen ausgeht und es auch sonst keine Verluste gibt, die Signalstärken zumindest gleich groß sein sollten. Dementsprechend werden die digitalisierten Daten so korrigiert, dass nur der Abschnitt des Empfangsfensters genutzt wird, in dem sich das zurückgestreute Signal mit dem Empfangsfenster überlappt.

Das mit dem Multi<sup>3</sup>Scat aufgenommene zurückgestreute Signal kann als Rechteckpuls mit einer Pulslänge von der Dauer des Sendefensters ( $1,4 \mu\text{s}$ ) angenähert werden. Das lässt sich darin begründen, dass selbst für die höchste Zwischenfrequenz  $f_i$  ( $\approx 10 \text{ kHz}$ ) das Inverse der Zwischenfrequenz viel größer als die Breite ( $1,2 \mu\text{s}$ ) des Empfangsfensters ist. So lange das Empfangsfenster kürzer als das Sendefenster ist, gilt für den Überlapp  $\delta t$

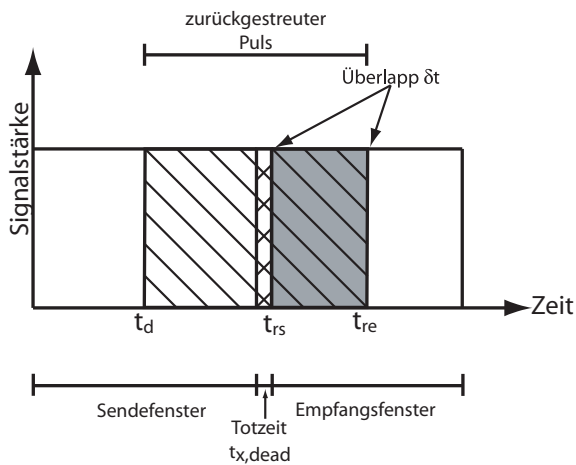


Abbildung 3.3.2.: Schematische Illustration der Datenkorrektur. (links) Mögliches Signal (schraffierter Bereich), das das Sende- und Empfangsfenster überlappt. (rechts) Diskreter (blaue Linie) und interpolierter (rote Linie) Korrekturfaktor als Funktion der Zieldistanz (siehe Text für weitere Details).

$$\delta t = \begin{cases} t_d - t_{x,dead} & t_d \leq t_{rs} \\ t_d - t_{re} & t_{rs} < t_d < t_{re} \\ 0 & t_d \geq t_{re} \end{cases} \quad (3.3.1)$$

Mit  $t_d$  der Laufzeitverzögerung,  $t_{x,dead}$  der Totzeit zwischen Sende- und Empfangsfenster und  $t_{rs}$  und  $t_{re}$  dem Beginn bzw. Ende des Empfangsfensters, siehe auch Abb. 3.3.2 (links).

Das Empfangsfenster wird jeweils zwölfmal abgetastet und jeweils über diese zwölf Abtastungen wird unabhängig vom eigentlichen Überlapp jeweils das arithmetische Mittel gebildet. Mit  $\delta t$  kann bestimmt werden über wie viele Abtastungen gemittelt werden muss und welche der Abtastungen eigentlich nur für die Mittelwertbildung benötigt werden. Zum Beispiel führt ein Überlapp  $\delta t$  von  $0,33 \mu s$  zu drei Abtastungen. Das bedeutet, dass auch nur diese drei Abtastungen für das Mittel genutzt werden dürfen. Das eigentliche Signal ohne weitere Filterung und nur mit Mittelung über den Überlappbereich ist gegeben durch

$$I_R = \frac{1}{N_0} \sum_{i=1}^{N_0} I_{R,i} = I_{R,i}, \quad (3.3.2)$$

wobei  $I_{R,i}$  die  $i$ -te Abtastung ist,  $N_0 = \lfloor \delta t \cdot f_s \rfloor$  die Anzahl der Abtastungen innerhalb des Überlappintervalls ist und  $f_s = 12 \text{ Abtastungen}/1,2 \mu s = 10 \text{ MHz}$  ist die Abtastfrequenz innerhalb des Empfangsfensters. Das Signal wird vor der Digitalisierung mit einem Bessel-Tiefpass 6. Ordnung mit einer Grenzfrequenz von  $2 \text{ MHz}$  gefiltert, um Aliaseffekte bei der

Digitalisierung auszuschließen. Die durch die Filterung hervorgerufene Verzögerung wie auch die Verformung des Signals muss für die Korrektur berücksichtigt werden. Das aufgezeichnete Signal  $I_D$  ist

$$I_D = \frac{1}{12} \sum_{i=1}^{12} I_{B,i} \quad (3.3.3)$$

mit  $I_{B,i}$  der besselgefilterten  $i$ -ten Abtastung ungeachtet davon, ob überhaupt irgend ein zurückgestreutes Signal innerhalb des Empfangsfenster liegt. Bildet man nun das Verhältnis vom eigentlichen Signal  $I_R$  und dem aufgezeichneten Signal  $I_D$ , ergibt sich der diskrete Korrekturfaktor  $C_{f,N_o}$  als Funktion der Anzahl der Abtastungen innerhalb des Überlappintervalls bzw. des Überlapps  $\delta t$

$$C_{f,N_o} = \frac{I_R}{I_D}. \quad (3.3.4)$$

Da die Laufzeitverzögerung  $t_d$ ,

$$t_d = \frac{2h}{c \cos \theta} = \frac{2d}{c}, \quad (3.3.5)$$

mit  $h$  der Flughöhe,  $\theta$  dem Einfallswinkel,  $d$  der Distanz zum Ziel und  $c$  der Lichtgeschwindigkeit, durch die schlechte Genauigkeit ( $\pm 10$  m) der Flughöhe ebenfalls nicht exakt bekannt ist, ist es nicht sinnvoll mit einer diskreten Größe zu rechnen. Stattdessen wird mit einer kontinuierlichen Größe gerechnet, weil so die großen Fehler im Bereich der Diskontinuitäten vermieden werden und so die Fehler gleichmäßiger verteilt werden. Dementsprechend wird der diskrete Korrekturfaktor  $C_{f,N_o}$  mit einer kubischen Spline-Interpolation als kontinuierliche Funktion des Überlapps  $\delta t$  dargestellt. Abb. 3.3.2 (rechts) zeigt den Korrekturfaktor sowohl diskret als auch kontinuierlich als Funktion der Distanz zum Ziel  $d$ .

### 3.3.2. Entfernung der Störungen

Abb. 3.3.3 a) zeigt ein Beispielspektrum. Die relativ breite, teilweise durchbrochene Linie in der linken Hälfte des Spektrums zwischen 4000 Hz und 5000 Hz ist das Doppler verschobene, zurückgestreute Signal. Die Störungen, die sich als gerade vertikale Linien manifestieren, müssen herausgefiltert werden, weil sie sich mit dem eigentlichen Signal überlagern können wie zum Beispiel bei 4500 Hz. Die Rohdaten jeder Messung, Frequenz und Polarisation des Multi<sup>3</sup>Scat dieser Arbeit liegen aufgrund der Aufnahmeeinstellungen in mehreren Abschnitten von jeweils 31,875 s vor. Für die Entfernung der Störungen sind zwei Gegebenheiten zu berücksichtigen:

- Die Störungen haben jeweils für einen Abschnitt eine nahezu konstante Amplitude und verändern auch nicht ihre Frequenz.
- Der Helikopter fliegt selten mit konstanter Geschwindigkeit.

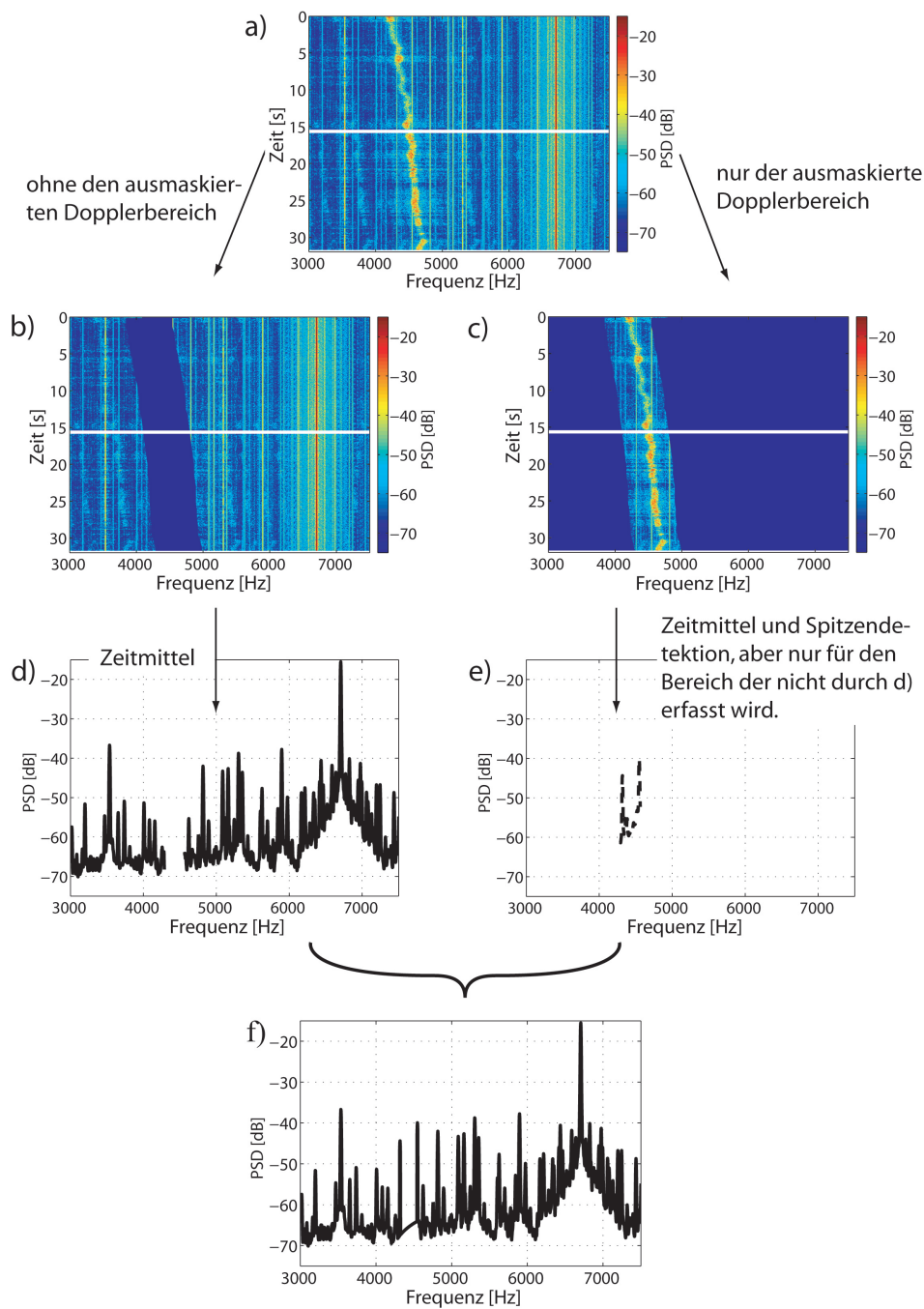


Abbildung 3.3.3.: Störungen entfernen: a) Original-Spektrogramm, b) und c) das gleiche Spektrogramm wie in a), bloß ohne den Bereich des Dopplersignals bzw. nur den Bereich des Dopplersignals. Die weißen Linien in den Bildern a), b) und c) geben den Zeitpunkt des in Abb. 3.3.4 gezeigten Spektrums an. Die Bilder d) und e) zeigen die zeitgemittelten Spektren der Spektrogramme aus b) und c); Bild f) zeigt die Kombination der Spektren aus d) und e): das Hintergrundspektrum.

Die Idee hinter der Entfernung der Störungen ist, dass ein zeitunabhängiges Spektrum bestimmt wird, so dass die Störungen innerhalb dieses zeitunabhängigen Spektrums erkannt werden können, da sich die Störungen im Gegensatz zum zurückgestreuten Signal nicht ändern.

Zuerst wird für den jeweiligen Abschnitt der Zeitserie, also für eine Dauer von 31,875 s, das Spektrogramm berechnet. Das breite Band in der Mitte von Abb. 3.3.3 a) ist das dopplerverschobene zurückgestreute Signal. Mittels der aufgezeichneten Fluggeschwindigkeit  $v$  und des Einfallswinkels  $\theta$  lässt sich mit dem Zwei-Wege-Öffnungswinkel  $\theta_{3dB,2way}$  der Antenne (Tabelle 3.1) der Bereich des Dopplersignals<sup>3</sup> maskieren. Über den nicht maskierten Bereich des Spektrogramms wird das logarithmische Zeitmittel berechnet  $\langle S(f) \rangle_t$ , siehe Abb. 3.3.3 b), d):

$$\langle S(f) \rangle_t = \exp_{10} \left[ \frac{1}{T} \int_0^T \log_{10} S(f, t) dt \right]. \quad (3.3.10)$$

Der Vorteil des logarithmischen Mittels anstatt des normalen Mittels ist, dass die Spitzen der einzelnen Störungen besser identifiziert werden können. Falls die Variabilität der Helikoptergeschwindigkeit zu gering ist, ergibt sich in  $\langle S(f) \rangle_t$  eine Lücke (Abb. 3.3.3 b, c).

Um Information über diese Lücke zu erhalten, wird nur über den Bereich der Lücke ebenfalls das logarithmische Zeitmittel berechnet. Aufgrund der möglichen Überlagerung von Störung und Signal kann nicht einfach das Zeitmittel genutzt werden, sondern es wird ein Spitzen-Detektions-Algorithmus genutzt, um die Störungen innerhalb dieses Zeitmittels zu identifizieren. Der Algorithmus identifiziert die Bereiche als Störungen, deren Breite kleiner 45 Hz

<sup>3</sup>Dopplereffekt für elektromagnetische Wellen bei beliebiger Richtung  $\phi_d$  zwischen Sender und Empfänger und konstanter Relativgeschwindigkeit  $v$  mit der sich Sender und Empfänger entfernen gilt (Jackson, 2006),

$$f' = \gamma f (1 - \beta \cos \phi_d) \quad (3.3.6)$$

mit  $f'$  der dopplerverschobenen Frequenz am Empfänger,  $f$  der ausgesendeten Frequenz,  $\gamma$  dem Lorentzfaktor

$$\gamma = \frac{1}{\sqrt{1 - \beta^2}} \quad (3.3.7)$$

und  $\beta = v/c$  das Verhältnis von Relativgeschwindigkeit  $v$  und der Lichtgeschwindigkeit  $c$  im Medium. In Luft kann man für die Lichtgeschwindigkeit die Vakuumlichtgeschwindigkeit  $c = 299.792.458 \text{ ms}^{-1}$  annehmen. Bei der Rückstreuung agiert das Zielobjekt (hier, die Eisoberfläche) nicht nur als Empfänger, sondern auch als Sender, ansonsten würde keine Rückstreuung bei der Antenne ankommen. Dementsprechend gilt für die zurückgestreuten Wellen

$$f'' = \gamma f' (1 - \beta \cos \phi_d). \quad (3.3.8)$$

Kombiniert man (3.3.6) und (3.3.8), so erhält man den Zwei-Wege-Dopplereffekt

$$\begin{aligned} f'' &= \gamma (\gamma f (1 - \beta \cos \phi_d)) (1 - \beta \cos \phi_d) \\ &= \gamma^2 (1 - \beta \cos \phi_d)^2 f \end{aligned} \quad (3.3.9)$$

und somit die Dopplerverschiebung  $\Delta f = f - f''$ . Verknüpft man den Zwei-Wege-Antennenöffnungswinkel  $\theta_{3db,2way}$  mit dem Einfallswinkel  $\theta$  kann man damit den Bereich des Dopplersignals berechnen. Dabei muss noch beachtet werden, dass  $\phi_d = 90^\circ - \theta$  ist.



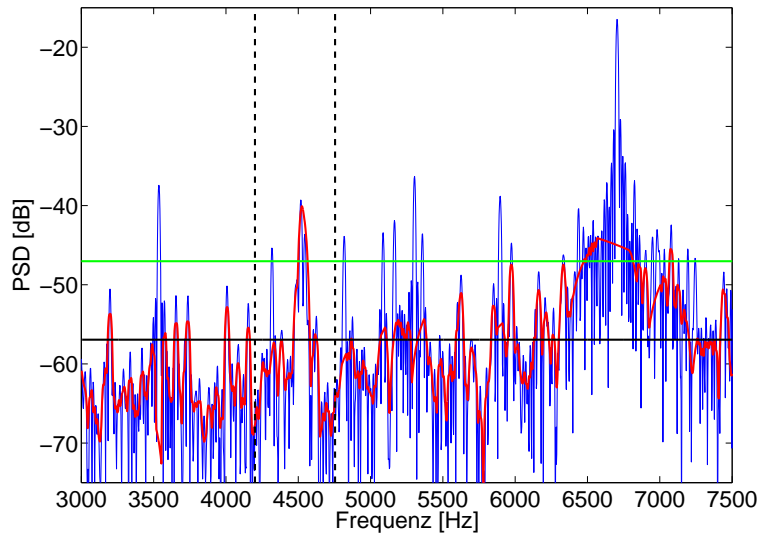


Abbildung 3.3.4.: Beispiel der prozessierten Daten vom 16.9.2007 der hh-Polarisation im X-Band. Das PSD der gefilterten Zeitserie ist in Rot gezeigt und das der ungefilterten Zeitserie ist in Blau gezeigt. Die grüne Linie zeigt den Schwellwert für die Entfernung der Störungen an und die schwarze Linie stellt das ermittelte Rauschniveau dar. Der breite Peak zwischen den gestrichelten Linien ist das eigentliche Signal.

und deren Stärke (PSD) mindestens zweimal so groß ist wie das normale Zeitmittel der Lücke. Um die Lücke in  $\langle S(f) \rangle_t$  zu schließen wird linear interpoliert und die vom Spitzen-Detektions-Algorithmus erkannten Störungen innerhalb der Lücke rekonstruiert. Damit ergibt sich das zeitunabhängige Hintergrundspektrum für diesen Abschnitt<sup>4</sup> ( Abb. 3.3.3 f).

Mittels dem Hintergrundspektrum und einem Schwellwert können die größten Störungen problemlos entfernt werden. Der Schwellwert beträgt das doppelte vom Mittelwert des Hintergrundspektrums. Bei den Frequenzen, wo das Hintergrundspektrum größer als der Schwellwert ist, werden die Bereiche des Spektrums des  $\frac{1}{16}$  s-Abschnitts gelöscht und dort linear interpoliert. Am Ende wird das Spektrum noch mit einem laufenden Mittel geglättet. In Abb. 3.3.4 ist als Beispiel das Spektrum vor und nach der Entfernung der Störungen gezeigt und in Abb. 3.3.5 ist als Beispiel die berechnete aber noch nicht kalibrierte Zeitserie des Rückstreuquerschnittes der hh-Polarisation eines 31,875 s-Abschnitts im X-Band gezeigt.

<sup>4</sup>Natürlich hätte man auch den Peak-Detektions-Algorithmus auch auf das ganze Spektrum anwenden können, was aber zu einer erheblichen Verlangsamung der Datenprozessierung geführt hätte ohne das sich das Ergebnis geändert hätte.

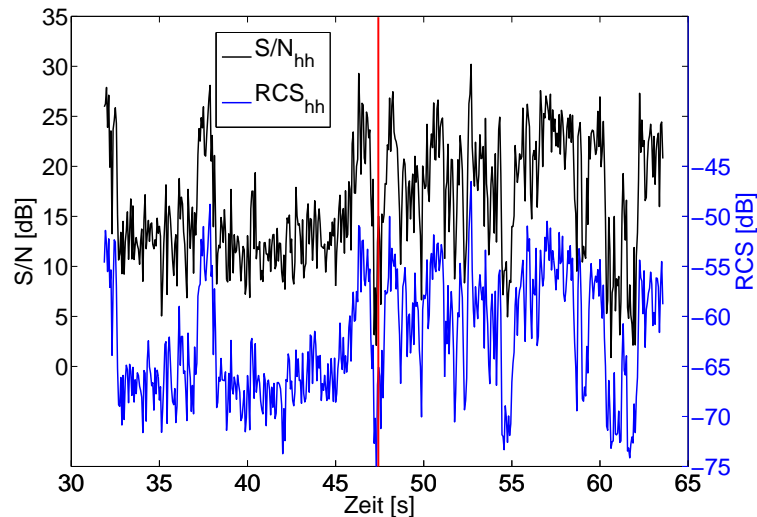


Abbildung 3.3.5.: Beispiel der prozessierten Daten vom 16.9.2007 der hh-Polarisation im X-Band. Die blaue Linie gibt den zeitlichen Verlauf des prozessierten aber noch nicht kalibrierten RCS wieder. Die schwarze Linie ist das zugehörige S/N, das zum Zeitpunkt (rote Linie) des in Abb. 3.3.4 gezeigten PSD bei etwa 15 dB liegt.

### 3.3.3. Rauschäquivalent

Zur Bestimmung des Rauschäquivalents wird die Methode von Urkovitz und Nesper (1992) benutzt, da diese im Gegensatz zu der bekannten Methode von Hildebrand und Sekhon (1974) kein gaussverteiltes Rauschen voraussetzt. Die Methode von Urkovitz und Nesper (1992) basiert auf einem Kolmogorov-Smirnov-Test. Mit dem Test wird überprüft, ob ein Leistungsspektrum ein flaches Leistungsspektrum ist. Dazu wird das Spektrum in aufsteigender Ordnung sortiert und wird als empirische Verteilung angenommen. Von dieser Verteilung werden die höchsten Werte aussortiert bis der Kolmogorov-Smirnov-Test bestanden ist. Der Mittelwert des Spektrums ohne die aussortierten Werte ist das Rauschäquivalent des Spektrums. Das so bestimmte Rauschäquivalent hat ein Vertrauensniveau von 95%, die dazugehörige Konstante ist  $K = 1,36$  (Urkovitz und Nesper, 1992). Das Rauschäquivalent muss jeweils für jeden  $\frac{1}{16}$  s-Abschnitt jeder Frequenz und Polarisation bestimmt werden. In Abb. 3.3.5 ist beispielhaft der Verlauf des Signal-zu-Rausch-Verhältnisses (S/N) für ein 31,875 s-Abschnitt gezeigt. Das typische Rauschäquivalent (NESZ<sup>5</sup>) beträgt im S- und C-Band für beide Gleichpolarisationen etwa jeweils  $-36$  dB und im X- und Ku- etwa  $-30$  dB, siehe Tabelle 3.2. Das typische NESZ ergibt sich, indem die ermittelten Rauschäquivalente aller Messungen der jeweiligen Frequenz und Polarisation gemittelt werden und wie die NRCS in Abschnitt 3.4 kalibriert werden.

<sup>5</sup>NESZ = engl. Noise Equivalent Sigma Zero

	S	C	X	Ku
hh	-36,3	-35,6	-31,6	-29,6
vv	-36,4	-37,9	-30,3	-31,5

Tabelle 3.2.: Typisches Rauschäquivalent (NESZ) des Multi<sup>3</sup>Scat in Dezibel.

### 3.4. Kalibrierung

Damit die Messergebnisse mit anderen Messergebnissen vergleichbar sind, müssen sie kalibriert werden. Idealerweise werden für die Kalibrierung eines Systems wie das Multi<sup>3</sup>Scat mit dem System Messungen des RCS von Objekten mit bekannten bzw. theoretisch berechenbaren NRCS wie z. B. Winkelreflektoren durchgeführt. Aufgrund von Modifikationen des Multi<sup>3</sup>Scats während der Polarsternreise ARKXXII/2 sind die zuvor durchgeführten Kalibrierungsmessungen nutzlos geworden. Deshalb sind während der Reise am 30.9.2007 noch zusätzlich vier Multi<sup>3</sup>Scat-Messflüge über eisfreier, aufgerauhter See nördlich von Norwegen bei ungefähr 72° nördlicher Breite und 28° östlicher Länge durchgeführt worden. Die Annahme ist, dass die Messungen mit simulierten NRCS kalibriert werden können, wenn Wind, Temperatur und Flugparameter bekannt sind.

Jeder der vier Flüge besteht aus zwei Abschnitten von je 10 km Länge. Die beiden Abschnitte unterscheiden sich in der Form, dass bei dem einem Abschnitt gegen den Wind geflogen und mit der Windrichtung gemessen worden ist. Bei dem anderen Abschnitt ist in Windrichtung geflogen worden und gegen den Wind gemessen worden. Der Einfallswinkel der Flüge I und II ist 35° und der der Flüge III und IV ist 50°. Die Messungen der Flüge I und III sind in einer Flughöhe von etwa 30 m durchgeführt worden und die der Flüge II und IV sind in einer Höhe von etwa 60 m durchgeführt worden. Die Fluggeschwindigkeit beträgt bei allen vier Flügen 40 ms<sup>-1</sup>. Die Aufzeichnungen der Polarstern geben eine Lufttemperatur von +5°C und die Wassertemperatur +7°C für den Zeitraum der vier Flüge an.

Die für die Kalibrierung benötigten NRCS der Meeresoberfläche basieren auf Simulationen des Rückstreuverhaltens der Meeresoberfläche mit dem M4S-Modell (Version 3.2.0 (Romeiser und Runge, 2008), (Stefan Kern, persönliche Mitteilung, 2008)). Das Modell basiert auf einem verbesserten dreiskaligen Oberflächenmodell für die Ozeanwellen-Radarmodulations-transportfunktion (Romeiser u. a., 1997; Romeiser und Alpers, 1997). Mit dem M4S-Modell lassen sich die NRCS der beiden Gleich- (vv, hh) und Kreuzpolarisationen (vh, hv) der Meeresoberfläche für Frequenzen von 0,4 GHz bis 35 GHz, für Einfallswinkel von 20° bis 70° und für Blickrichtungen relativ zum Wind von 0° bis 360° berechnen. Da das dem M4S-Modell beiliegenden Wellenspektrum bei bestimmten Frequenzen im L-, S- und C-Band (Thompson u. a., 2008) Schwierigkeiten verursacht, ist stattdessen das Wellenspektrum aus (Elfouhaily u. a., 1997) genutzt worden. In das Modell fließen folgende Parameter ein: die genutzten Einfallswinkel (35° und 50°) plus 2° die Neigung des Helikopters berücksichtigend, die Frequenz, die Polarisation, die Blickrichtung relativ zum Wind, die Windgeschwindigkeit und -richtung

in 10 m Höhe und eine Strömung an der Meeresoberfläche mit  $\vec{u}_{curr} = (0, 1; 0, 02)^T \text{ ms}^{-1}$  (Maslowski u. a., 2004). Die Windgeschwindigkeit ergibt sich aus den an Bord der Polarstern gemessenen Windgeschwindigkeiten. Die Windgeschwindigkeiten an Bord der Polarstern werden in 39 m über dem Meeresspiegel gemessen, weshalb diese in Windgeschwindigkeiten in 10 m umgerechnet werden müssen. Für die Umrechnung wird ein logarithmisches Windprofil für eine leicht instabile Atmosphäre (siehe oben: Luft:  $+5^\circ\text{C}$ , Wasser:  $+7^\circ\text{C}$ , siehe auch Etling (1996)) verwendet. Die resultierende mittlere Windgeschwindigkeit ist  $6,3 \text{ ms}^{-1} \pm 0,3 \text{ ms}^{-1}$  und die Windrichtung ist  $133^\circ \pm 3^\circ$ .

Die Kalibrierung des gemessenen RCS  $P$  des Multi<sup>3</sup>Scat zu NRCS  $\sigma^0$  erfolgt wie folgt,

$$\sigma^0 = f_{cal} \frac{R^4}{A} P \quad (3.4.1)$$

mit  $R$  der Distanz zwischen Ziel und Antenne,  $A$  der Footprintfläche und  $f_{cal}$  dem Kalibrierungskoeffizient, welcher unter anderem mit den oben erwähnten simulierten NRCS der Wasseroberfläche berechnet wird. Für die Herleitung der Gl. 3.4.1 siehe Anhang A.2. Der Kalibrierungskoeffizient  $f_{cal}$  ergibt sich wiederum aus dem gewichteten Mittel der für jeden Abschnitt (vier Flüge à zwei Abschnitte pro Flug ergibt acht Abschnitte) der Kalibrierungsflüge berechneten Kalibrierungskoeffizient  $f_{cal,i}$

$$f_{cal} = \frac{\sum_{i=1}^8 f_{cal,i} \Delta f_{cal,i}}{\sum_{i=1}^8 \Delta f_{cal,i}}, \quad (3.4.2)$$

wobei  $\Delta f_{cal,i}$  der mit der Gaußschen Fehlerfortpflanzung berechneter Fehler des Kalibrierungskoeffizienten  $f_{cal,i}$  ist; für die explizite Darstellung von  $\Delta f_{cal,i}$  siehe Anhang A.2. Der Kalibrierungskoeffizient  $f_{cal,i}$  ist

$$f_{cal,i} = \frac{\sigma_{b,i}^0 \bar{A}_{M,i}}{\bar{R}_{M,i}^4 \bar{P}_{M,i}} \quad (3.4.3)$$

mit  $\sigma_{b,i}^0$  dem simulierten NRCS,  $\bar{A}_{M,i}$  der mittleren Footprintfläche,  $\bar{R}_{M,i}$  der mittleren Distanz zwischen Antenne und Meeresoberfläche und  $\bar{P}_{M,i}$  der mittlere gemessene RCS der Meeresoberfläche des  $i$ -ten Abschnitts.

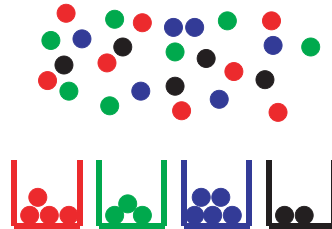
In der Arbeit von Brath u. a. (2012) ist gezeigt worden, dass die Kalibrierung des Multi<sup>3</sup>Scat mit den NRCS des M4S-Modells funktioniert und dass die NRCS des Multi<sup>3</sup>Scats der Meeresoberfläche bei verschiedenen Frequenzen (C-, X- und Ku-Band) innerhalb von 1 dB bis 2 dB mit Literaturwerten übereinstimmt. Somit ist zu erwarten, dass die NRCS des Multi<sup>3</sup>Scats von Meereis mit denen anderer Messungen bzw. Literaturwerten übereinstimmen.

### 3.5. Zusammenfassung: Multi<sup>3</sup>Scat

Während der Expedition ARKXXII/2 des Forschungsschiffs Polarstern sind im Sommer/Herbst 2007 helikoptergestützte NRCS-Messungen mit dem Multi<sup>3</sup>Scat der Universität Hamburg durchgeführt worden. Mit dem Multi<sup>3</sup>Scat können die NRCS beider Gleichpolarisationen für fünf verschiedene Frequenzen (L-, S-, C-, X- und Ku-Band) bei Einfallswinkeln zwischen 20° und 65° gemessen werden. Aufgrund von Fehlfunktionen des Multi<sup>3</sup>Scat sind die NRCS im L-Band unbrauchbar und werden außen vor gelassen. Die Signalprozessierung inklusive der Datenkorrektur und der Bestimmung des S/N wird erklärt. Das typische NESZ des Multi<sup>3</sup>Scat liegt im S- und C-Band für beide Gleichpolarisationen bei etwa jeweils –36 dB und im X- und Ku-Band bei etwa –30 dB. Das Multi<sup>3</sup>Scat wird mit Messungen des RCS der Meeresoberfläche und mit dem M4S-Modell simulierten NRCS kalibriert. Die resultierenden NRCS stimmen innerhalb von 1 dB bis 2 dB mit publizierten NRCS der Meeresoberfläche überein.



## 4. Klassifizierung



Das Ziel dieser Arbeit ist die Ermittlung der Eisdicke von dünnem Meereis. Da im Allgemeinen angenommen werden kann, dass die gemessenen (Kapitel 3) NRCS sowohl NRCS von dickem Meereis wie auch von dünnem Meereis und auch noch NRCS von offenen Wasserflächen beinhalten, müssen die NRCS des dünnen Meereises herausgefiltert werden. Das bedeutet, dass vor der eigentlichen Eisdickenbestimmung (Kapitel 6), die gemessenen NRCS in verschiedenen Klassen der verschiedenen Eis- bzw. Oberflächentypen eingeteilt, sprich klassifiziert, werden müssen. Dazu wird in diesem Kapitel erstens der Klassifizierungsansatz vorgestellt und zweitens der Klassifizierungsansatz auf die gemessenen NRCS angewendet. Zusätzlich wird die Klassifizierung noch mit alternativen Klassifizierungen verglichen.

### 4.1. Klassifizierungsansatz

#### 4.1.1. Methode

Zur Klassifizierung von Meereis mittels des NRCS gibt es die verschiedensten Methoden angefangen von einfachen Schwellwertverfahren wie in Matsuoka u. a. (2002) über die Nutzung von Polarisationsverhältnissen und/oder die Kombination von Phaseninformationen (Drinkwater u. a., 1992) bis zur polarimetrischen Dekomposition (Nakamura u. a., 2005). Um die Vorteile der Multifrequenz-Messung des Multi<sup>3</sup>Scat auszunutzen, wird eine Bayes'sche Maximum-Likelihood(BML)-Klassifizierung, die auch schon von Lee u. a. (1994) und Scheuchl u. a. (2002) verwendet worden ist, genutzt. Der Vorteil dieser Klassifizierung ist, dass sowohl vollpolarimetrische Daten wie auch jedwede Polarisationskombination einer Frequenz genutzt werden können.

Für ein besseres Verständnis wird kurz die Herleitung der Klassifizierungsmetrik aus Lee u. a. (1994) aufgezeigt. Die Elemente der komplexen Streumatrix  $\bar{S}$ ,

$$\bar{S} = \begin{pmatrix} S_{hh} & S_{hv} \\ S_{vh} & S_{vv} \end{pmatrix}, \quad (4.1.1)$$

bilden unter der Annahme eines reziproken Mediums ( $S_{hv} = S_{vh}$ ) den komplexen Vektor  $\vec{u}$ ,

$$\vec{u} = \begin{pmatrix} S_{hh} \\ S_{hv} \\ S_{vv} \end{pmatrix}. \quad (4.1.2)$$

Damit folgt für die Kovarianzmatrix  $\bar{z}$ ,

$$\bar{z} = \vec{u}\vec{u}^T, \quad (4.1.3)$$

wobei  $T$  für adjungiert (konjugiert komplex und transponiert) steht. Um Speckle oder auch Rauschen allgemein zu reduzieren, wird in der Regel über mehrere Messpunkte gemittelt. Die über  $N$  Messpunkte gemittelte Kovarianzmatrix  $\bar{Z}$  ist

$$\bar{Z} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \vec{u}_i \vec{u}_i^T \quad (4.1.4)$$

Für die Matrix

$$\bar{A} = N\bar{Z} \quad (4.1.5)$$

gilt, dass sie gemäß der komplexen Wishart-Verteilung verteilt ist. Die Wishart-Verteilung ist eine komplexe multivariate Verteilung mit Dichtefunktion  $p(\bar{A})$  (Srivastava, 1965),

$$P(\bar{A}) = \frac{|\bar{A}|^{N-q} \exp\left[-\text{Tr}\left(\bar{C}^{-1}\bar{A}\right)\right]}{K(N, q) |\bar{C}|^N}, \quad (4.1.6)$$

wobei  $|\bar{A}|$  die Determinante ist,  $\bar{C}$  die gegebene Kovarianz ist,  $\text{Tr}\left(\bar{C}^{-1}\bar{A}\right)$  die Spur von  $\left(\bar{C}^{-1}\bar{A}\right)$  ist,  $q = 3$  die Anzahl der Elemente von  $\vec{u}$  ist und

$$K(N, q) = \pi^{\frac{1}{2}q(q-1)} \prod_j^q \Gamma(N - j + 1) \quad (4.1.7)$$



mit der Gammafunktion  $\Gamma(N - j + 1)$ . Bei einer BML-Klassifizierung gilt, dass eine Matrix  $\bar{\bar{A}}$  der Matrix  $\bar{\bar{\omega}}_m$  der Klasse  $m$  zugeordnet wird, wenn für die Wahrscheinlichkeit  $P(\bar{\bar{\omega}}_m | \bar{\bar{A}})$  gilt, dass

$$P(\bar{\bar{\omega}}_m | \bar{\bar{A}}) > P(\bar{\bar{\omega}}_k | \bar{\bar{A}}), \forall k \neq m. \quad (4.1.8)$$

Mit dem Satz von Bayes

$$P(\bar{\bar{\omega}}_m | \bar{\bar{A}}) = \frac{P(\bar{\bar{A}} | \bar{\bar{\omega}}_m) P(\bar{\bar{\omega}}_m)}{P(\bar{\bar{A}})} \quad (4.1.9)$$

folgt,

$$P(\bar{\bar{A}} | \bar{\bar{\omega}}_m) P(\bar{\bar{\omega}}_m) > P(\bar{\bar{A}} | \bar{\bar{\omega}}_k) P(\bar{\bar{\omega}}_k), \forall k \neq m, \quad (4.1.10)$$

wobei  $P(\bar{\bar{\omega}}_m)$  die *a priori* Wahrscheinlichkeit von  $\bar{\bar{\omega}}_m$  ist. Ersetzt man in (4.1.6) die Kovarianzmatrix  $\bar{\bar{C}}$  mit  $\bar{\bar{C}}_m$  der Kovarianzmatrix der Klasse  $m$ , so lässt sich für die Kovarianzmatrix ( $\bar{\bar{C}}_m$ ) der Klasse  $m$  die Wahrscheinlichkeit der Matrix  $A$  bestimmen, d. h., aus  $P(\bar{\bar{A}})$  wird  $P(\bar{\bar{A}}, \bar{\bar{C}}_m)$ . Mit dem Logarithmus des Kehrwertes von  $P(\bar{\bar{A}}, \bar{\bar{C}}_m)$  lässt sich die Metrik  $D$  bilden,

$$\begin{aligned} D(\bar{\bar{A}}, \bar{\bar{C}}_m) &= -\ln P(\bar{\bar{A}}, \bar{\bar{C}}_m) \\ &= N \ln |\bar{\bar{C}}_m| + \text{Tr}(\bar{\bar{C}}_m^{-1} \bar{\bar{A}}) - \ln [P(\bar{\bar{\omega}}_m)] - (N - q) \ln |\bar{\bar{A}}| + \ln [K(N, q)]. \end{aligned} \quad (4.1.11)$$

Damit folgt, dass die Matrix  $\bar{\bar{A}}$  der Klasse  $m$  zugeordnet wird, wenn gilt,

$$D(\bar{\bar{A}}, \bar{\bar{C}}_m) < D(\bar{\bar{A}}, \bar{\bar{C}}_k), \forall m \neq k. \quad (4.1.12)$$

Da die beiden letzten Terme von (4.1.11) unabhängig von der Klasse  $m$  sind und somit nicht die Reihenfolge beeinflussen, können diese weggelassen werden können. Setzt man (4.1.5) in (4.1.11) ein und lässt die beiden letzten Terme weg, so ergibt sich für die Metrik  $D_m^*$ ,

$$D_m^* = N \left[ \ln |\bar{\bar{C}}_m| + \text{Tr}(\bar{\bar{C}}_m^{-1} \bar{\bar{Z}}) \right] - \ln [P(\bar{\bar{\omega}}_m)]. \quad (4.1.13)$$

Da in der Regel die *a priori* Wahrscheinlichkeit  $P(\bar{\bar{\omega}}_m)$  der einzelnen Klassen bei der Meereis-

klassifizierung unbekannt ist, kann die *a priori* Wahrscheinlichkeit  $P(\bar{\omega}_m)$  gleich eins gesetzt werden. Damit folgt für die Metrik  $d_m$ ,

$$d_m(\bar{Z}) = N^{-1} D_m^*(\bar{Z}) = \ln |\bar{C}_m| + \text{Tr}(\bar{C}_m^{-1} \bar{Z}), \quad (4.1.14)$$

Eine Bemerkung noch zu  $d_m$ : Durch das Weglassen der oben besprochenen Terme ist  $d_m$  keine Metrik im streng mathematische Sinne mehr, weil  $d_m$  auch kleiner Null sein kann. Mit der Metrik  $d_m$  gilt, dass die Kovarianzmatrix  $\bar{Z}$  der Klasse  $m$  zugeordnet wird, wenn gilt, dass

$$d_m(\bar{Z}) < d_k(\bar{Z}), \quad \forall m \neq k. \quad (4.1.15)$$

Unter der Annahme, dass die NRCS der verschiedenen Frequenzen statistisch unabhängig sind, ergibt sich, dass die Metrik für eine Kombination von verschiedenen Frequenzen gleich der Summe der Metriken der einzelnen Frequenzen ist (Lee u. a., 1994). Damit folgt für den Abstand  $d_{f,m}$  der Klasse  $m$

$$d_{f,m} = \sum_{j=1}^J \ln |\bar{C}_{m,j}| + \text{Tr}(\bar{C}_{m,j}^{-1} \bar{Z}_j), \quad (4.1.16)$$

wobei der Index  $j$  für die  $j$ -te Frequenz steht. Mit dem Multi<sup>3</sup>Scat wird aber nicht die komplette Streumatrix gemessen, sondern nur die NRCS  $\sigma_{pp,j,i}$  mit  $p = h, v$  den Polarisationen. Des Weiteren werden nur die Gleichpolarisationen genutzt, siehe Abschnitt 3.2. Das bedeutet, dass bis auf die Diagonalelemente die Kovarianzmatrix auf Null gesetzt ist. In Lee u. a. (2001) ist gezeigt worden, dass die Klassifizierungsmethode trotzdem anwendbar ist. Dementsprechend gilt für die Kovarianzmatrix  $\bar{Z}_j$  der  $j$ -ten Frequenz mit  $\sigma_{pp,j,i} = S_{pp,j,i} S_{pp,j,i}^*$ , wobei der Stern konjugiert komplex bedeutet,

$$\bar{Z}_j = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \begin{pmatrix} \sigma_{hh,j,i} & 0 \\ 0 & \sigma_{vv,j,i} \end{pmatrix} \quad (4.1.17)$$

und für die Klassenkovarianzmatrix  $\bar{C}_{m,j}$  der Klasse  $m$  und  $j$ -ten Frequenz.

$$\bar{C}_{m,j} = \begin{pmatrix} \sigma_{hh,m,j} & 0 \\ 0 & \sigma_{vv,m,j} \end{pmatrix} \quad (4.1.18)$$

Die Klassenmatrizen sind entscheidend für die Klassifizierung. Normalerweise würde man versuchen die entsprechenden Klassenmatrizen mittels Ground-Truth-Daten zu bestimmen. Es sind aber nur wenig Ground-Truth-Daten vorhanden, daher werden die vorhandenen Video wie auch IR-Videoaufnahmen als unabhängige Informationsquellen für die Bestimmung der Klassenmatrizen genutzt (näheres siehe Abschnitt 4.1.2).

#### 4.1.2. Training der Klassenmatrizen

Das Ergebnis der Klassifizierung hängt einerseits von der Anzahl und andererseits von der Art der gewählten Klasse ab. Aus den Flugprotokollen, den Photographien und den Videoaufzeichnungen folgt, dass während der ARKXXII/2-Expedition im Wesentlichen vier Oberflächentypen (Klassen) vorherrschend waren: offenes Wasser (OW), Nilas (N), graues Eis (GI) und altes Eis (OI) (WMO-Eisklassen, siehe Kapitel 2 bzw. Anhang A.1). Während der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen ist aufgrund der verspäteten Gefrierbedingungen (Rabenstein u. a., 2008; Kern u. a., 2008) nur sehr wenig grau-weißes Eis vorgefunden worden (Stefan Kern, Universität Hamburg, persönliche Mitteilung, 2009). Das heißt, dass das dünne Eis während der ARKXXII/2-Expedition hauptsächlich nur aus Nilas und grauen Eis bestand. Gemäß WMO-Klassifizierung bedeutet dies, dass das vorherrschende dünne Eis  $< 15$  cm ist. Der Eistyp OI, der bei den Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen anzutreffen gewesen ist, war eine Mischung aus saisonalem Meereis des vorherigen Winters, das die Schmelzseason überstanden hatte (zweijähriges Meereis), und Meereis, welches noch älter gewesen ist. Die vertikalen Salzgehaltsprofile, die während der ARKXXII/2-Expedition für den Eistyp OI erstellt worden sind, sind typisch für mehrjähriges Meereis (Kern u. a., 2008).

Die außergewöhnliche Fähigkeit des Multi<sup>3</sup>Scat die NRCS vier verschiedener Frequenzen simultan zu messen führt dazu, dass es schwierig ist in der Literatur entsprechende NRCS zu finden. Bisher gibt es keine Untersuchung über die simultane Messung des NRCS von Meereis bei vier verschiedenen Frequenzen in der Literatur. In der Regel sind die NRCS-Messungen in der Literatur nur mit einer Frequenz durchgeführt worden. Außerdem müssen noch Faktoren wie Jahreszeit und Einfallswinkel berücksichtigt werden, da, wie in Kapitel 2 aufgeführt worden ist, das Rückstreuverhalten von den Umweltbedingungen abhängt und die Stärke des NRCS, wie in Abschnitt 5.5 gezeigt wird, vom Einfallswinkel abhängt. Für eine Bestimmung der Klassenmatrizen in erster Näherung muss daher auf alternative Informationen zurückgegriffen werden. Anhand der Videoaufzeichnungen und der Flugprotokolle wurden dazu Abschnitte bzw. Messflüge ausgewählt, bei denen die einzelnen Oberflächentypen einfach zu trennen sind. Für die Bestimmung der OW-Klassenmatrizen sind Teile von verschiedenen Messflügen mit eindeutigen Regionen offenen Wassers ausgewählt worden. Daraus resultieren drei Klassenmatrizen aus drei Messflügen mit den Einfallswinkeln  $25^\circ$ ,  $35^\circ$  und  $40^\circ$ . Diese drei Klassenmatrizen können aufgrund der Eindeutigkeit als Ground-Truth für offenes Wasser angesehen werden. Grundsätzlich ist zu sagen, dass die Unterscheidung zwischen Nilas und offenem Wasser bei den vorherrschenden Bedingungen während der ARKXXII/2-Expedition schwierig ist. Erstens sind die Lufttemperaturen so hoch gewesen (Abb. 3.2.1 (unten)), dass eine Unterscheidung mit den IR-Aufzeichnungen sehr schwierig wenn nicht sogar faktisch unmöglich ist. Zweitens sehen bei wenig Wind und der daraus resultierenden glatten Wasseroberfläche Nilas und offenes Wasser in den Videoaufzeichnungen sehr ähnlich aus. Abgesehen davon ist es insgesamt sehr schwierig aufgrund der oft schlechten Lichtverhältnisse bei den Messungen die verschiedenen Eistypen in den Videoaufzeichnungen zu unterscheiden, weshalb auch keine

systematische Untersuchung der Videoaufzeichnungen bezüglich den verschiedenen Eisklassen erfolgt ist.

Für die drei übrigen Oberflächentypen wurden die sieben kurzen Messflüge (jeweils  $\approx 5,5$  km) des 16.9.2007 mit, nach den Videoaufzeichnungen, keinen bzw. nahezu keinen Bereichen von offenem Wasser und Einfallswinkeln von  $25^\circ$ ,  $32^\circ$ ,  $35^\circ$ ,  $42^\circ$ ,  $52^\circ$ <sup>1</sup> und  $65^\circ$  genutzt. Um einen Startpunkt für die Klassifizierung zu setzen, sind willkürlich die NRCS der hh-Polarisation im Ku-Band mit einem K-Means-Clustering-Algorithmus für den jeweiligen Einfallswinkel in drei verschiedene Cluster aufgeteilt worden. Genauso gut hätte man auch die vv-Polarisation nehmen können, das hätte an der Stelle keinen wesentlichen Unterschied gemacht. Das Ku-Band ist ausgewählt worden, da es den kleinsten Footprint hat (Tabelle 3.1). Die drei Anfangsschwerpunkte der Cluster sind Mittelwert, Maximum und Minimum. Streng genommen können Maximum und Minimum kein Schwerpunkt eines Clusters sein, da sie aber nur Anfangswerte darstellen, ist das hier nicht so wichtig. Gemäß dieser einfachen Klassifizierung werden für die erwähnten sieben Messflüge die NRCS der übrigen Frequenzen und Polarisationen klassifiziert. Mit den Mittelwerten über die jeweiligen Cluster ergibt sich jeweils eine Klassenmatrix pro Oberflächentyp, Frequenz und Einfallswinkel.

Die so bestimmten Klassenmatrizen sind natürlich nicht die finalen optimalen Klassenmatrizen, sondern nur eine erste Näherung. Für die OW-Klasse sind die Matrizen optimal, jedoch nur für die drei genannten Einfallswinkel ( $25^\circ$ ,  $35^\circ$  und  $40^\circ$ ). Die bisher bestimmten Klassenmatrizen sind nur die Startpunkte für das Trainieren der eigentlichen Klassenmatrizen. Mit diesen Klassenmatrizen werden die NRCS der erwähnten sieben Messflüge und der drei Messflüge mit dem eindeutigen offenen Wasser in erster Näherung klassifiziert. Mit der Berücksichtigung des Ergebnisses der ersten Näherung werden wiederholt für die jeweilige Frequenz, Einfallswinkel und Oberflächentyp bzw. Klasse neue Klassenmatrizen bestimmt und mit diesen dann die NRCS erneut klassifiziert und so weiter.

In Abb. 4.1.1 ist der Klassifizierungsalgorithmus schematisch dargestellt. In anderen Worten, der Klassifizierungsalgorithmus wird mit den Daten der sieben kurzen Messflüge und denen der drei Messflüge mit den eindeutigen Bereichen offenen Wassers trainiert. Für das Klassifizierungstraining wird ein iterativer BML-Algorithmus (siehe nächsten Abschnitt) unter Ausnutzung aller verfügbaren Informationen genutzt. Das würde eigentlich bedeuten, dass für die Klassifizierung alle vier möglichen Frequenzen genutzt werden sollten. Da der Footprint im S-Band aber wesentlich größer als der Footprint in den übrigen verwendeten Frequenzbändern (siehe Tabelle 3.1, Abb. 3.1.3) ist, wird das S-Band für die Klassifizierung nicht genutzt. Die so trainierten Klassenmatrizen dienen als Klassenmatrizen für die zu klassifizierenden NRCS. Die NRCS werden ohne weitere Iteration gemäß der Metrik  $d_{f,m}$  (Gl. 4.1.16) klassifiziert.

---

<sup>1</sup>Bei  $52^\circ$  sind zwei Messflüge erfolgt.

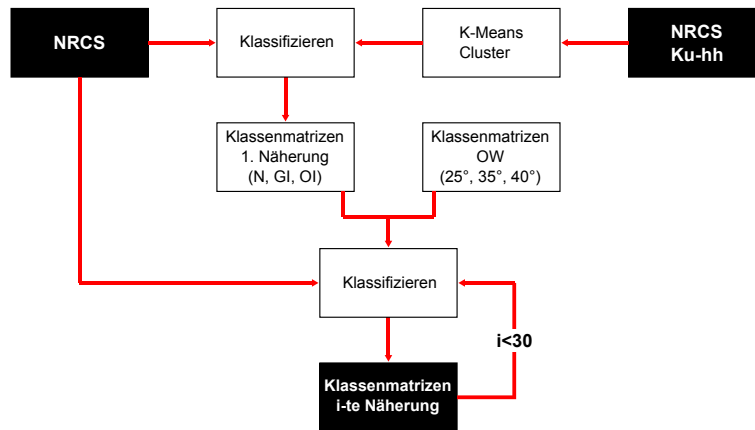


Abbildung 4.1.1.: Schematische Darstellung des iterativen BML-Algorithmus.

### 4.1.3. Der iterative BML Algorithmus

1. Jede NRCS-Zeitreihe eines Messfluges wird mit einem gleitenden Mittel mit einer Fensterlänge von  $\frac{1}{4}$  s (vier Werte) geglättet, so dass für die  $i$ -te Kovarianzmatrix  $\bar{\bar{Z}}_{i,j}$  der Zeitserie der  $j$ -ten Frequenz gilt

$$\bar{\bar{Z}}_{i,j} = \frac{1}{4} \sum_l \bar{\bar{Z}}_{j,l} \quad (4.1.19)$$

mit  $l = [i - 2, i - 1, i, i + 1]$ .

2. Die NRCS werden gemäß der Metrik  $d_{f,m}$  (siehe Gl. 4.1.16) klassifiziert. Als Klassenmatrizen werden die oben genannten Klassenmatrizen in erster Näherung genutzt, die dem jeweiligen Einfallswinkel am nächsten sind (siehe Abschnitt 4.1.2).
3. Für die jeweilige Klasse wird der Median der als  $m$ -te Klasse klassifizierte NRCS bestimmt, so dass für die neue  $m$ -te Klassenmatrix gilt

$$\bar{\bar{C}}_{m,j} = \begin{pmatrix} \text{med}(\sigma_{hh,j,i}) & 0 \\ 0 & \text{med}(\sigma_{vv,j,i}) \end{pmatrix}, \quad (4.1.20)$$

wobei  $\text{med}(x)$  der Median von  $x$  ist und  $i$  der Index für die einzelnen NRCS der Klasse  $m$  ist.

4. Die NRCS werden gemäß der neu bestimmten Klassenmatrix aus Schritt 3 klassifiziert.
5. Schritt 3 und 4 werden wiederholt bis eine maximale Anzahl von 30 Iterationen erreicht ist oder die Klassifizierung einen stabilen Zustand erreicht hat. In Abb. 4.1.2 wird dazu das Konvergenzverhalten des Klassifizierungstrainings dargestellt. Es zeigt sich dabei

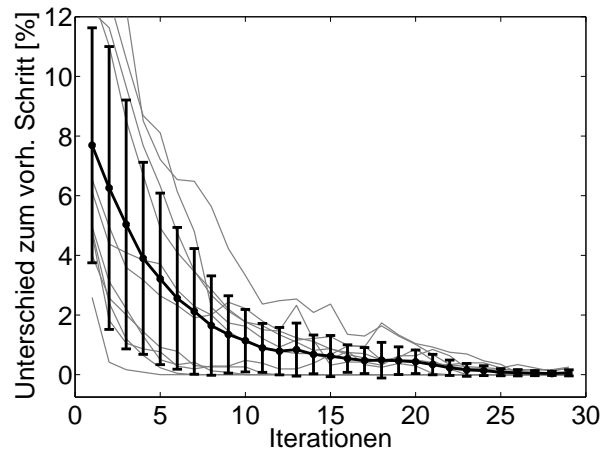


Abbildung 4.1.2.: Konvergenzverhalten des Klassifizierungstrainings. Der Unterschied zum vorherigen Schritt in % (y-Achse) als Funktion der Anzahl der Iterationen (x-Achse). Die grauen Linien sind die Unterschiede jedes einzelnen Trainingssets und die schwarze Linie ist davon das Mittel. Die Fehlerbalken geben die zugehörigen Standardabweichungen an.

ein nahezu exponentieller Abfall der Unterschiede zwischen den einzelnen Iterationsschritten. Für den größten Teil der Trainingsdaten gilt, dass nach 10 Iterationsschritten der Unterschied zum vorherigen Iterationsschritt kleiner 2% ist und dass nach 30 Iterationsschritten fast kein Unterschied zum vorherigen Iterationsschritt gegeben ist. Das bedeutet, dass das Training einen stabilen Zustand erreicht hat.

## 4.2. Ergebnisse der Klassifizierung

### 4.2.1. Konsistenzprüfung

Abb. 4.2.1 zeigt das Gleichpolarisationsverhältnis  $\sigma_{vv}/\sigma_{hh}$  einer Messung vom 16.9.2007 im C-Band bei einem Einfallswinkel von  $52,5^\circ$ . Die als Nilas klassifizierte NRCS sind wie auch die als offenes Wasser klassifizierte NRCS mit einem hohen Gleichpolarisationsverhältnis verbunden, während als altes Eis klassifizierte NRCS mit einem Gleichpolarisationsverhältnis nahe 0 dB verbunden sind.

Ein Vergleich der klassifizierten Daten mit den OW-Ground-Truth-Daten zeigt, dass alle OW-Ground-Truth-NRCS als OW klassifiziert werden. Allerdings wird ein kleiner Teil der Daten, der gemäß der Videoaufzeichnung als N klassifiziert werden sollte, als OW klassifiziert. Abgesehen davon scheint die Klassifizierung vernünftige Ergebnisse zu zeigen, jedenfalls so weit wie es mit den Video- und IR-Aufzeichnungen verifiziert werden kann. Eine quantitative Untersuchung der Klassifizierung bzw. Validierung mit den IR-Aufzeichnungen ist auf-

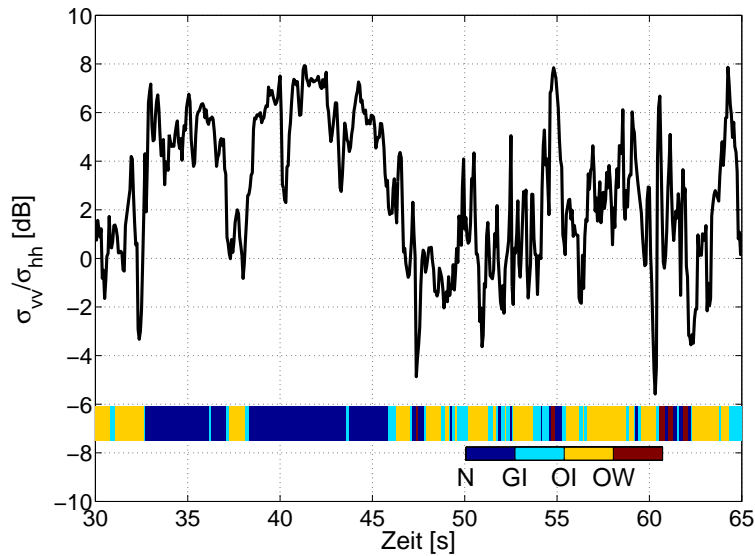


Abbildung 4.2.1.: Gleichpolarisationsverhältnis  $\sigma_{vv}/\sigma_{hh}$  einer Messung vom 16.9.2007 im C-Band bei einem Einfallswinkel von  $52,5^\circ$ . Der farbige Streifen zeigt den klassifizierten Oberflächentyp an: Nilas (N), graues Eis (GI), altes Eis (OI) und offenes Wasser(OW).

grund der ungewöhnlich warmen Temperaturen (Abb. 3.2.1 (unten)) während der ARKXXII/2-Expedition und dem daraus resultierend geringen Temperaturkontrast zwischen den einzelnen Oberflächentypen nicht möglich.

Nach Onstott (1992) sollte das C-Band Gleichpolarisationsverhältnis bei einem Einfallswinkel von  $50^\circ$ - $55^\circ$  für N bei 4,0 dB, für OW bei 10 dB und für OI bei 0,3 dB liegen. Die Gleichpolarisationsverhältnisse der als N klassifizierten Daten liegen im Bereich von 3 dB bis 8 dB, die als OW klassifizierten im Bereich von 3 dB bis 8 dB und die als OI liegen im Durchschnitt bei knapp über 0 dB. Während die Gleichpolarisationsverhältnisse der als OI klassifizierten Daten gut mit den von Onstott (1992) übereinstimmen, sind die der als N klassifizierten Daten ein wenig höher und die der als OW klassifizierten Daten etwas niedriger. Die Unterschiede in den N-Gleichpolarisationsverhältnissen können mit den verschiedenen Umweltbedingungen und der verschiedenen Jahreszeiten erklärt werden. Die Gleichpolarisationsverhältnisse von Onstott (1992) sind das Ergebnis von Messungen im März. Im Gegensatz dazu sind die Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen im August/September durchgeführt worden und damit unter wesentlich wärmeren Bedingungen (Abb. 3.2.1 (unten)). Der Grund für die unterschiedlichen OW-Gleichpolarisationsverhältnisse liegt wahrscheinlich in den unterschiedlichen Wetterbedingungen während der Messungen. Das Rückstreuverhältnis von OW hängt im Wesentlichen vom Wind ab; unterschiedliche Windgeschwindigkeiten und Windrichtungen relativ zum Blickwinkel führen zu unterschiedlichen Rückstreuwerten (Thompson u. a., 2008).

Bei einem Einfallswinkel von  $50^\circ$  beträgt der Footprint des Multi<sup>3</sup>Scats bei 30 m Flughöhe

im C-Band in der Größenordnung von 3 m quer und 5 m entlang der Flugrichtung. Aufgrund der Prozessierung liegen ca. alle 2,5 m NRCS (siehe Abschnitt 3.3) vor, die jeweils für die Klassifizierung zwecks Reduzierung des Rauschens über vier Werte geglättet werden. Unter der Berücksichtigung des Überlapps der benachbarten Footprints zeigt sich, dass die einzelnen Oberflächentypen entlang der Flugrichtung eine Ausdehnung in der Größenordnung von 20 m haben müssen, damit sie zweifelsfrei zu identifizieren sind. Wenn über mehr als vier NRCS gemittelt wird, erhöht sich dem entsprechend die Mindestausdehnung für eine zweifelsfreie Identifizierung. Außerdem können Eisrücken, die häufig an den Rändern von Öffnungen innerhalb der Meereisdecke zu finden sind, zu spekularen Reflektionen und zu Schatteneffekten führen und somit die NRCS der benachbarten Footprints beeinflussen. Dementsprechend ist zu erwarten, dass die Ausdehnung der OW- bzw. N-Gebiete entlang der Flugrichtung in der Größenordnung von 30 m liegen muss, um eindeutig identifizierbar zu sein. Das bedeutet, sind die OW-Bereiche zu klein, können die NRCS der OW-Klasse das Ergebnis einer Mischung von offenem Wasser und Meereis sein. Das kann dazu führen, dass das Gleichpolarisationsverhältnis kleiner ist als das einer reinen Wasseroberfläche.

Das Gleichpolarisationsverhältnis ist neben anderen Parametern (siehe auch Kapitel 5) eine nichtlineare Funktion des Einfallswinkels und der Eisdicke. Dabei nimmt das Verhältnis bei konstantem Einfallswinkel mit abnehmender Eisdicke zu und mit zunehmender Eisdicke ab (Onstott, 1992). Für 5 cm dickes Nilas wurden für das Gleichpolarisationsverhältnis im C-Band bei einem Einfallswinkel von 50° Werte von 4,0 dB (Onstott, 1992) beobachtet. Wie in Abb. 4.2.1 zu sehen, variieren die Gleichpolarisationsverhältnisse oberhalb von 4,0 dB, so dass eine Mischung verschiedener Eisdicken kleiner 5 cm zu erwarten wäre. Vom Schiff aus beobachtete, ähnliche Eisbereiche an dem Tag zeigten aber eher eine Eisdicke von 10 cm bis 15 cm. Für Eis solcher Dicke wäre bei einem Einfallswinkel von 50° aber ein geringeres Gleichpolarisationsverhältnis als 4 dB im C-Band zu erwarten. Es lässt sich daher nicht ausschließen, dass das als N klassifizierte Eis aus zwei Lagen übereinander geschobenem dünnen Nilas besteht; ein Eistyp der recht häufig im Bereich des Schiffes beobachtet wurde. In diesem Fall gilt der funktionale Zusammenhang aus Onstott (1992) nicht und die Messungen lassen sich nicht mehr vergleichen. Dieses Beispiel verdeutlicht die Schwierigkeiten, die bei der Beobachtung von Meereis gegeben sind.

Im Allgemeinen hat sich gezeigt, dass das Meereis während ARKXXII/2-Expedition sehr unterschiedlich im Vergleich zu anderen Studien gewesen ist. Die Lufttemperaturen waren ungewöhnlich hoch im Vergleich zu typischen Herbstbedingungen, was unter anderem dazu führt, dass der Sole-Anteil bzw. das Solevolumen im Meereis und insbesondere im dünnen Meereis höher ist (siehe Kapitel 2). Höhere Temperaturen erhöhen auch die Wahrscheinlichkeit von einer Slush-Schicht<sup>2</sup> auf der Oberfläche des dünnen Eises, was häufig beobachtet wurde. Eine Slush-Schicht führt im Vergleich zu dünnem glatten Meereis zu einer Erhöhung der Oberflächenrauigkeit. Eine rauhere Oberfläche wiederum führt zu isotroperer Oberflächenstreuung

---

<sup>2</sup>Slush entspricht auf deutsch in etwa Eismatsch.



und damit zu einer Reduzierung des Gleichpolarisationsverhältnis (siehe Abschnitt 5.2). Zusätzlich dämpft der hohe Anteil von flüssigem Wasser innerhalb der Slush-Schicht die eindringende Mikrowellenstrahlung und reduziert damit die Eindringtiefe, was dazu beiträgt, dass der Anteil der Volumenstreuung und die Oberflächenstreuung des eigentlichen Eises reduziert wird. Daher ist es naheliegend, dass zumindest ein Teil der über Nilas beobachteten niedrigen Gleichpolarisationsverhältnisse mit dem eben genannten Einfluss der Slush-Schicht erklärt werden kann.

#### 4.2.2. Meereis NRCS Signaturen

Anstatt Mittelwert und Standardabweichungen werden Histogramme der Multi<sup>3</sup>Scat-NRCS-Daten jeder Messung, Frequenz, Polarisation und Eistyp bestimmt. Histogramme haben gegenüber Mittelwert und Standardabweichung den Vorteil, dass man durch die Histogramme ein einfaches und schnellen Überblick über das statistische Verhalten bekommt. Dies ist insbesondere bei Ausreißern oder dem verschiedenen Verhalten an den Rändern der Histogramme wichtig.

Jedes Histogramm ist mit der Anzahl der Werte normiert um die relative Häufigkeit zu erhalten. Die verschiedenen relativen Häufigkeiten werden über ein Winkelbereich von 5° zusammengemittelt um die NRCS als Funktion des Einfallswinkel darstellen zu können. Dazu wurden die jeweiligen relativen Häufigkeiten mit  $\sqrt{N}$  gewichtet, wobei  $N$  die Anzahl der Messwerte pro Histogramm ist. Die relativen Häufigkeiten werden mit  $\sqrt{N}$  anstatt  $N$  gewichtet, weil eine Gewichtung mit  $N$  dazu geführt hätte, dass die wenigen Langstreckenflüge ( $\geq 40$  km) die Ergebnisse bei den Einfallswinkeln um 40° zu stark dominiert hätten. Mit der  $\sqrt{N}$ -Gewichtung wird die Dominanz ein wenig herab gesenkt, so dass die kürzeren Messflüge ( $< 10$  km), die auch andere Eissituationen repräsentieren, auch mit berücksichtigt werden. In Abb. 4.2.2 wird zusätzlich die Anzahl der Werte pro Einfallswinkel gezeigt. Obwohl der Fokus der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen auf dem dünnem Eis liegt, wird die größte Anzahl der NRCS als OI klassifiziert und in absteigender Reihenfolge GI, N und OW.

In Abb. 4.2.3 werden die relativen Häufigkeiten der beiden Gleichpolarisationen der als OW klassifizierten Werte für das S-, C-, X- und Ku-Band gezeigt. Bereiche mit weniger als 10 Werte sind dabei ausgelassen worden. In den Abb. 4.2.4 bis 4.2.6 werden die Histogramme der drei übrigen Oberflächentypen/Klassen, also N, GI und OI, gezeigt. Zusätzlich werden noch die Mittel- und Modalwerte sowie die lineare Regression der mittleren NRCS  $\sigma_{reg,ijk}$  als Funktion des Einfallswinkels gezeigt.

$$\sigma_{reg,ijk}(\theta) = \exp_{10} \left[ \frac{1}{10} (b_{ijk} \cdot \theta + a_{ijk}) \right] \quad (4.2.1)$$

Dabei sind  $a_{ijk}$ ,  $b_{ijk}$  die Regressionskoeffizienten und die Indizes  $i$ ,  $j$  und  $k$  stehen jeweils für Frequenz, Polarisation und Oberflächentyp. Die einzelnen Werte der Koeffizienten  $a_{ijk}$ ,  $b_{ijk}$  sind in Tabelle 4.1 aufgelistet. Die Werte für die OW-Klasse, sprich das offene Wasser, sind

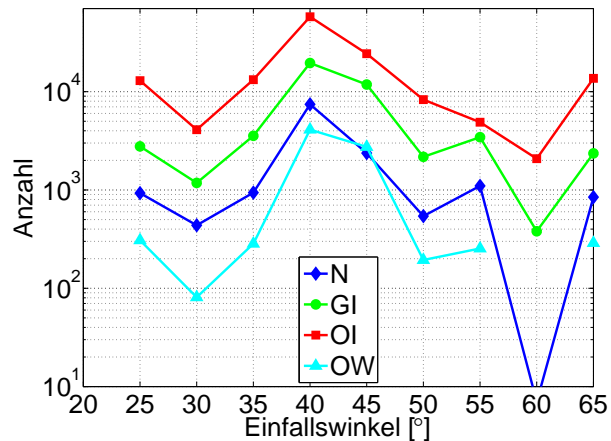


Abbildung 4.2.2.: Anzahl der Werte pro Einfallswinkel der Histogramme der Abb. 4.2.4 - 4.2.6. Die Legende zeigt den klassifizierten Oberflächentyp an: Nilas (N), graues Eis (GI), altes Eis (OI) und offenes Wasser(OW).

nur der Vollständigkeit halber aufgelistet. Das Rückstreuverhalten von offenem Wasser hängt nur begrenzt vom Einfallswinkel ab. Im besonderem Maße hängt es von der Windstärke und -richtung sowie vom Blickwinkel relativ zur Windrichtung ab (Thompson u. a., 2008).

Unabhängig von Frequenz und Polarisation zeigen die Histogramme für alle vier Oberflächentypen einen Abfall der NRCS mit zunehmendem Einfallswinkel. Die Histogramme der drei Eistypen (N, GI, OI) verfügen für alle Einfallswinkel über gut ausgeprägte Maxima, wobei die größten relativen Häufigkeiten für die OI-Klasse und die geringsten für die N-Klasse zu finden sind. Es zeigt sich auch, dass die Histogramme der N- wie auch der GI-Klasse breiter sind als die der OI-Klasse. Abgesehen von der hh-Polarisation im Ku-Band bei einem Einfallswinkel von 65° liegen die Mittelwerte der NRCS über dem NESZ (siehe Abschnitt 3.3.3 und Tabelle 3.2).

**Klasse: Offenes Wasser (OW)** Die größte Variabilität für die Position der Modalwerte ist für die OW-Klasse zu finden. Außerdem zeigt sich für die OW-Klasse aber auch, dass der Bereich, in dem die NRCS der OW-Klasse gemessen worden sind, im Vergleich zu den drei Eistypen am kleinsten ist. Die stark variierenden Modalwerte der OW-Klasse hängen mit der variierenden Windgeschwindigkeit zusammen. Die Windgeschwindigkeiten während der Messflüge (zehn Tage), die die Grundlage der Histogramme bilden, schwanken im Bereich vom  $1 \text{ ms}^{-1}$  bis  $9 \text{ ms}^{-1}$  (siehe Abb.3.2.1 (unten)), wobei fünf Tage eine Geschwindigkeit vom  $5 \text{ ms}^{-1}$  aufwiesen. Es ist nicht verwunderlich, dass die Unterscheidung zwischen den Klasse N und OW bei geringer Windgeschwindigkeit, drei Tage mit Windgeschwindigkeiten kleiner  $2.5 \text{ ms}^{-1}$ , weniger erfolgreich ist. Bei einem Einfallswinkel von 40° liegen die modellierten C-Band NRCS für die hh-Polarisation (Thompson u. a., 2008) zwischen  $-23,5 \text{ dB}$  bei  $3 \text{ ms}^{-1}$  und  $-16,5 \text{ dB}$  bei  $9 \text{ ms}^{-1}$  Windgeschwindigkeit. Nicht nur die Windgeschwindigkeit

hat Einfluss auf das Rückstreuverhalten, sondern wie in Abschnitt 4.2.1 erwähnt auch die Blickrichtung relativ zum Wind. Bei einem Einfallswinkel von  $40^\circ$  und einer Blickrichtung gegen den Wind ergibt sich gemäß Thompson u. a. (2008) bei einer Windgeschwindigkeit von  $5 \text{ m s}^{-1}$  für die hh-Polarisation im C-Band ein NRCS von  $-21 \text{ dB}$ , während es in Windrichtung  $-22,7 \text{ dB}$  sind. Bei der Blickrichtung quer zum Wind ( $90^\circ$ ) beträgt der NRCS  $-24,0 \text{ dB}$ . Der Unterschied im NRCS zwischen mit der Windrichtung gemessen und quer zur Windrichtung gemessen erhöht sich mit zunehmender Windgeschwindigkeit, bei  $9 \text{ m s}^{-1}$  sind es z. B. schon  $5 \text{ dB}$ .

**Klasse: Nilas (N)** Die geringste Bandbreite an NRCS für die Klasse N und somit die beste Definition wird im X-Band beobachtet (Abb. 4.2.4). Außerdem fällt im Vergleich zu den drei übrigen Frequenzen die relative Häufigkeit im X-Band schneller ab, was nichts anderes bedeutet als, dass die Verteilung im X-Band am schärfsten ist. Winebrenner u. a. (1996) bestimmten ähnliche Histogramme von mehrjährigem, einjährigem Eis und Lead-Eis<sup>3</sup> während der herbstlichen Gefriersaison in der Arktis aus ERS-1<sup>4</sup> Messungen (vv-Polarisation, C-Band, Einfallswinkel  $20^\circ$  bis  $26^\circ$ ). Deren Histogramm der NRCS von dunklem Lead-Eis (Nilas) ist bezüglich des Mittelwerts und der Form des Histogramm in guter Übereinstimmung mit dem Histogramm der Klasse N (vv-Polarisation, C-Band, Einfallswinkel  $25^\circ$ ). Die Mittelwerte der Histogramme unterscheiden sich nur um  $1,5 \text{ dB}$ .

**Klasse: Graues Eis (GI)** Für die GI-Klasse ist die Bandbreite an NRCS für das S-, C- und X-Band relativ gleich und kleiner als für das Ku-Band (Abb. 4.2.5). Die stärksten Maxima sind bei den Daten im S- und C-Band zu beobachten. Die Maxima sind insgesamt stärker ausgeprägt als für die Klasse N, aber geringer als für die Klasse OI.

**Klasse: Altes Eis (OI)** Für die OI-Klasse zeigen alle vier Frequenzen ähnliche Bandbreiten an NRCS und stark ausgeprägte Maxima (Abb. 4.2.6); die Maxima im S- und C-Band sind im Vergleich zu X- und Ku-Band noch stärker ausgeprägt. Die Ergebnisse der Klasse OI stimmen mit denen von Winebrenner u. a. (1996) und Carlström und Ulander (1993) gut überein. Das Histogramm der NRCS des mehrjährigen Eises von Winebrenner u. a. (1996) ist bezüglich des Mittelwerts und der Form des Histogramm in guter Übereinstimmung mit dem Histogramm der OI-Klasse (vv-Polarisation, C-Band, Einfallswinkel  $25^\circ$ ). Der Unterschied der Mittelwerte der beiden Histogramme beträgt weniger als  $1 \text{ dB}$ . Carlström und Ulander (1993) publizierten C-Band Scatterometer-Messungen von dickem Meereis während des Beginns der Gefriersaison. Deren Steigung des NRCS (vv-Polarisation) als Funktion des Einfallswinkels passt gut mit ermittelten Steigung (vgl. Tabelle 4.1) der vv-Polarisation im C-Band der OI-Klasse zusammen. Der Unterschied zwischen den beiden Steigungen beträgt nur  $0,03 \text{ dB}/^\circ$  und der

<sup>3</sup>Lead-Eis ist neugebildetes Eis, das sich in den langgestreckten Rinnen (engl. leads) zwischen auseinandergebrochenen Eisschollen bildet.

<sup>4</sup>European Remote Sensing Satellite 1 der Europäischen Weltraumorganisation (ESA)

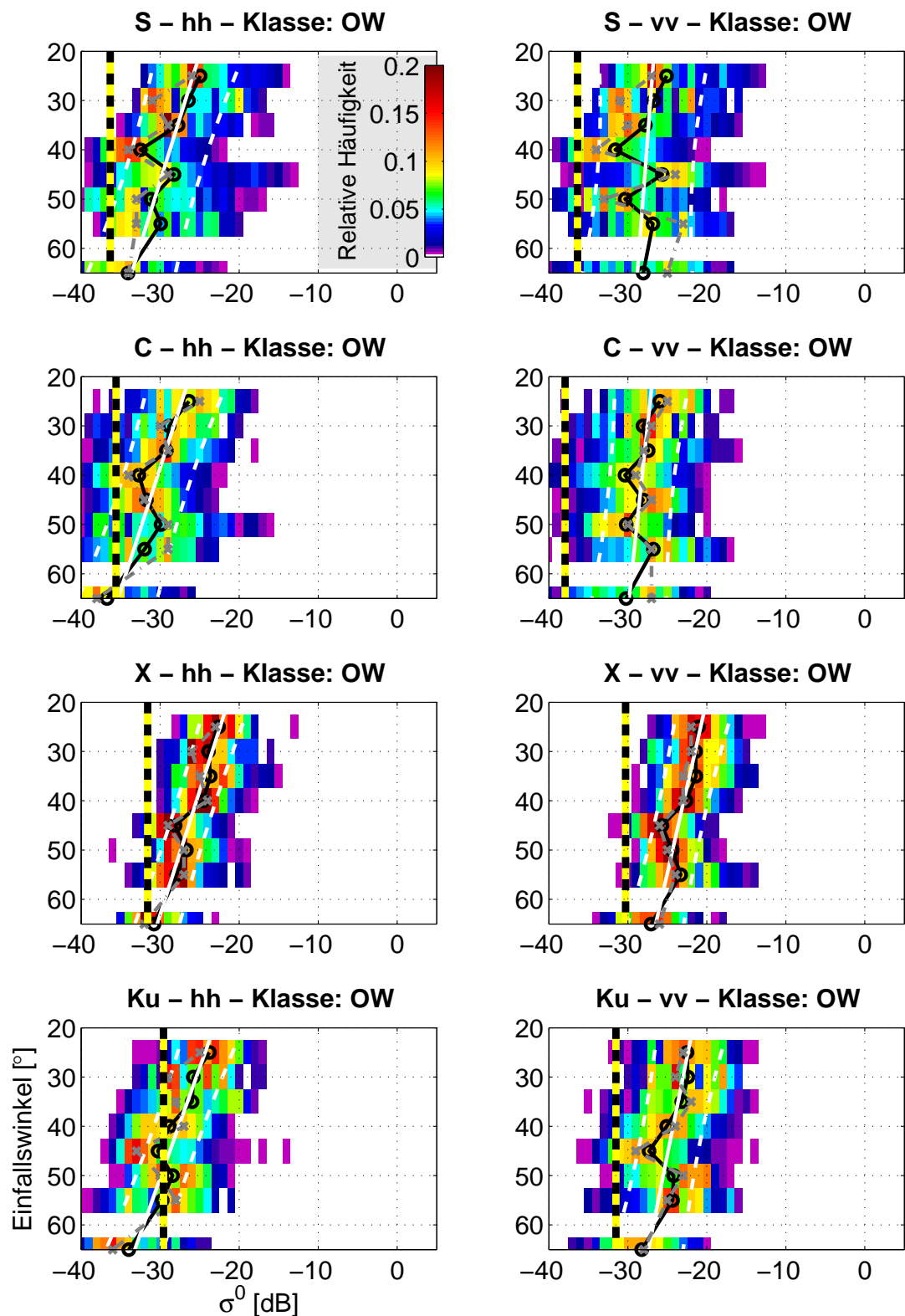


Abbildung 4.2.3.: Histogramme der NRCS (links: hh-Polarisation, rechts: vv-Polarisation), die als offenes Wasser (OW) für (von oben nach unten) das S-, C-, X- und Ku-Band klassifiziert sind. Die schwarzen Kreise markieren für den gegebenen Einfallswinkel den Mittelwert und die grauen Kreuze den Modalwert, während die gelb-schwarze Linie (siehe auch Tabelle 3.2) das Rauschäquivalent anzeigt. Die weiße Linie ist die Regressionsgerade, berechnet aus den jeweiligen Mittelwerten, wobei die gestrichelten weißen Linien den 95%-Vertrauensbereich anzeigen.

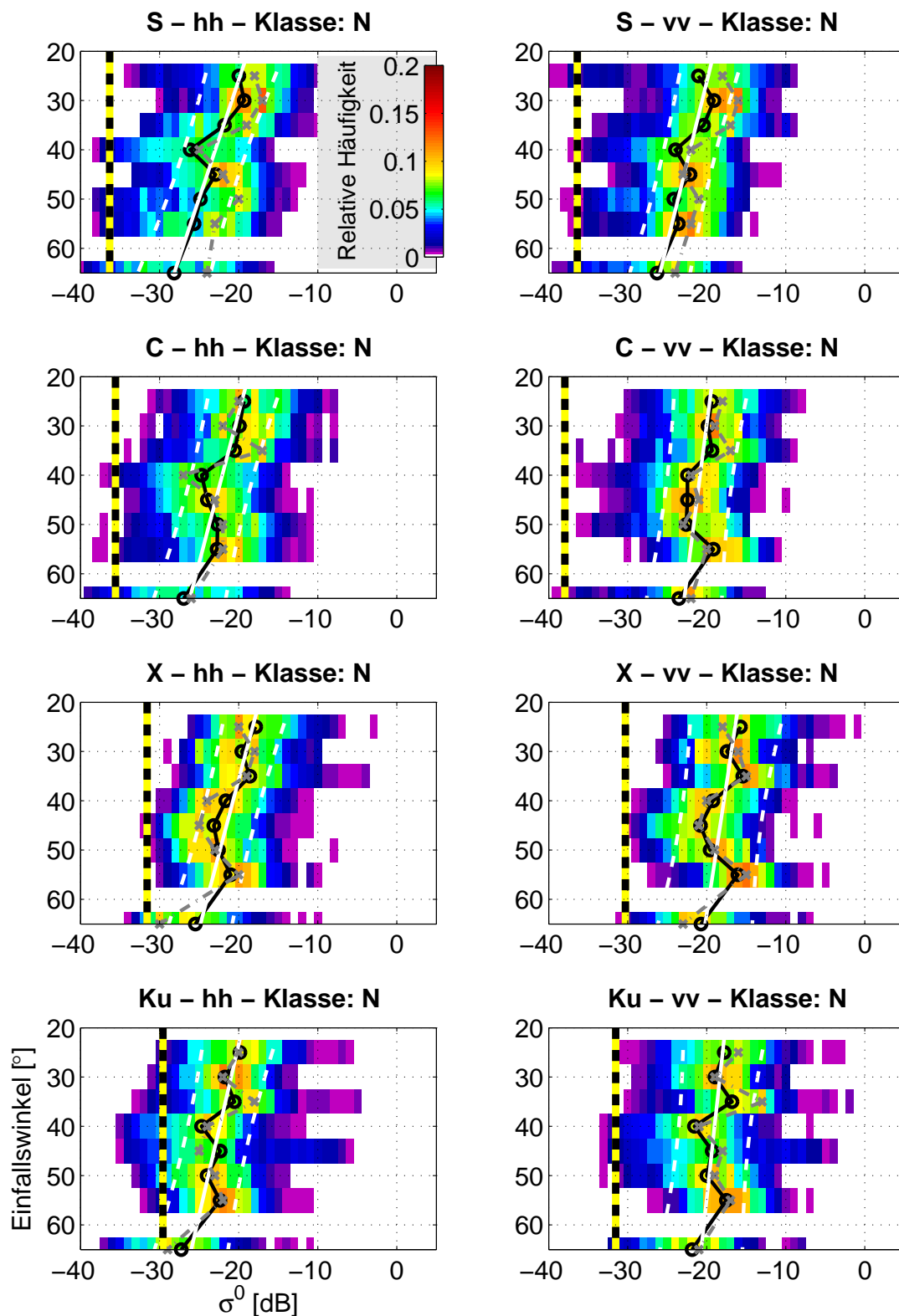


Abbildung 4.2.4.: Analog zu Abb. 4.2.3, bloß für die als Nilas (N) klassifizierten NRCS.

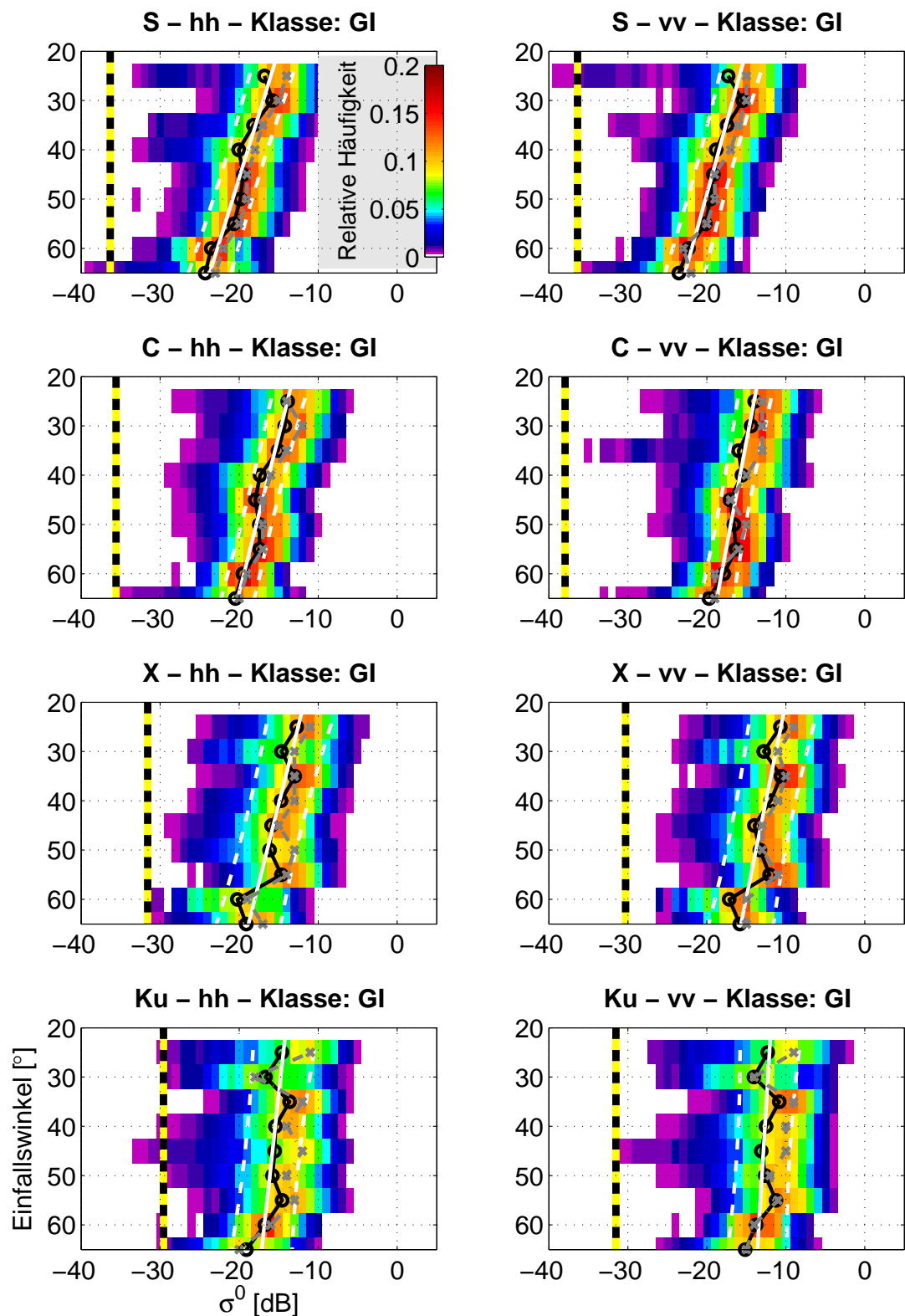


Abbildung 4.2.5.: Analog zu Abb. 4.2.3, bloß für die als graues Eis (GI) klassifizierte NRCS.

Gesamtunterschied liegt in der Größenordnung von 1 dB bis 2 dB. Die Übereinstimmung für die hh-Polarisation ist im Vergleich zur vv-Polarisation geringer. Der Unterschied zwischen den Steigungen der hh-Polarisation beträgt  $0,08 \text{ dB}/^\circ$  und der Gesamtunterschied liegt in der Größenordnung von 3,5 dB. Nach Carlström und Ulander (1993) ist das Gleichpolarisationsverhältnis während des Beginns der Gefrierphase für altes Eis (Klasse OI) nahezu konstant über einen großen Einfallswinkelbereich, was in guter Übereinstimmung mit den hiesigen Ergebnissen ist. Das Gleichpolarisationsverhältnis ändert sich über ein Bereich von  $45^\circ$  um 2 dB oder genauer von  $-1 \text{ dB}$  bei  $20^\circ$  zu  $+1 \text{ dB}$  bei  $65^\circ$ . Ohne den langen Ausläufer bei  $35^\circ$  wäre das Gleichpolarisationsverhältnis bei 0 dB.

**Allgemein** Insgesamt helfen die Histogramme die Ergebnisse der Klassifizierung besser zu verstehen. So ist z. B. die Varianz der NRCS der Klasse N für die größeren Frequenzen (X- und Ku-Band) geringer als für die niedrigeren Frequenzen (S- und C-Band). Dies stimmt mit den Erwartungen überein, da das X- und das Ku-Band aufgrund der geringeren Eindringtiefe empfindlicher auf das Nilas sein sollten als S- oder C-Band. Im C- und insbesondere im S-Band stammt ein großer Anteil des NRCS von der Streuung an der Eisunterseite (siehe Kapitel 5). Nichtsdestotrotz ist die Variabilität der NRCS für die Klasse N wesentlich größer als für die Klassen GI und OI. Einerseits kann das durch eine nicht ausreichende Unterscheidung zwischen GI und N verursacht werden. Andererseits sind die Erscheinungsformen von dünnem Eis sehr vielfältig (blank, feucht, trocken, mit Slush bedeckt) und führen damit auch zu variablen NRCS. Ein weiterer Grund für die geringere Variabilität der GI- bzw. OI-Klasse gegenüber der N-Klasse könnte die bessere Statistik sein. Wie oben schon erwähnt, ist die Anzahl der Werte (Abb. 4.2.2), die als GI oder OI klassifiziert worden sind, teilweise um bis zu eine Größenordnung größer. Zu Bemerkem bleibt noch, dass das während der ARKXXII/2-Expedition vorgefundene Meereis im Wesentlichen abgeschmolzenes, erstjähriges oder zweijähriges Eis und nicht das klassische mehrjährige Eis gewesen ist (Rabenstein u. a., 2008; Kern u. a., 2008).

#### 4.2.3. Klassifizierung mittels anderer Frequenzkombinationen

Um Informationen über die Redundanz der Klassifizierung und den Einfluss der verschiedenen Frequenzen und Kombinationen zu erhalten, wird die Klassifizierung aus Abschnitt 4.2.1 und 4.2.2, die C-, X- und Ku-Band kombiniert (ab hier CXKu-Klassifizierung), mit Klassifizierungen verglichen, die nur eine Frequenz und/oder mehrere aber verschiedene Frequenzen nutzen. Der Vergleich bezieht sich nur auf die Verwendung von verschiedenen Frequenzen bzw. Frequenzkombinationen; es werden jeweils beide Gleichpolarisationen einer Frequenz genutzt. Das Ergebnis dieses Vergleichs ist in Abb. 4.2.7 als ein Satz verschiedener Konfusionsmatrizen zusammengefasst. Die Konfusionsmatrizen sind so normiert, dass die Summe über die jeweilige Spalte gleich der Anzahl der Werte in Prozent nach der CXKu-Klassifizierung ist. Die Matrizen sind wie folgt zu lesen: Die X-Achse repräsentiert die CXKu-Klassifizierung (klein geschriebe-

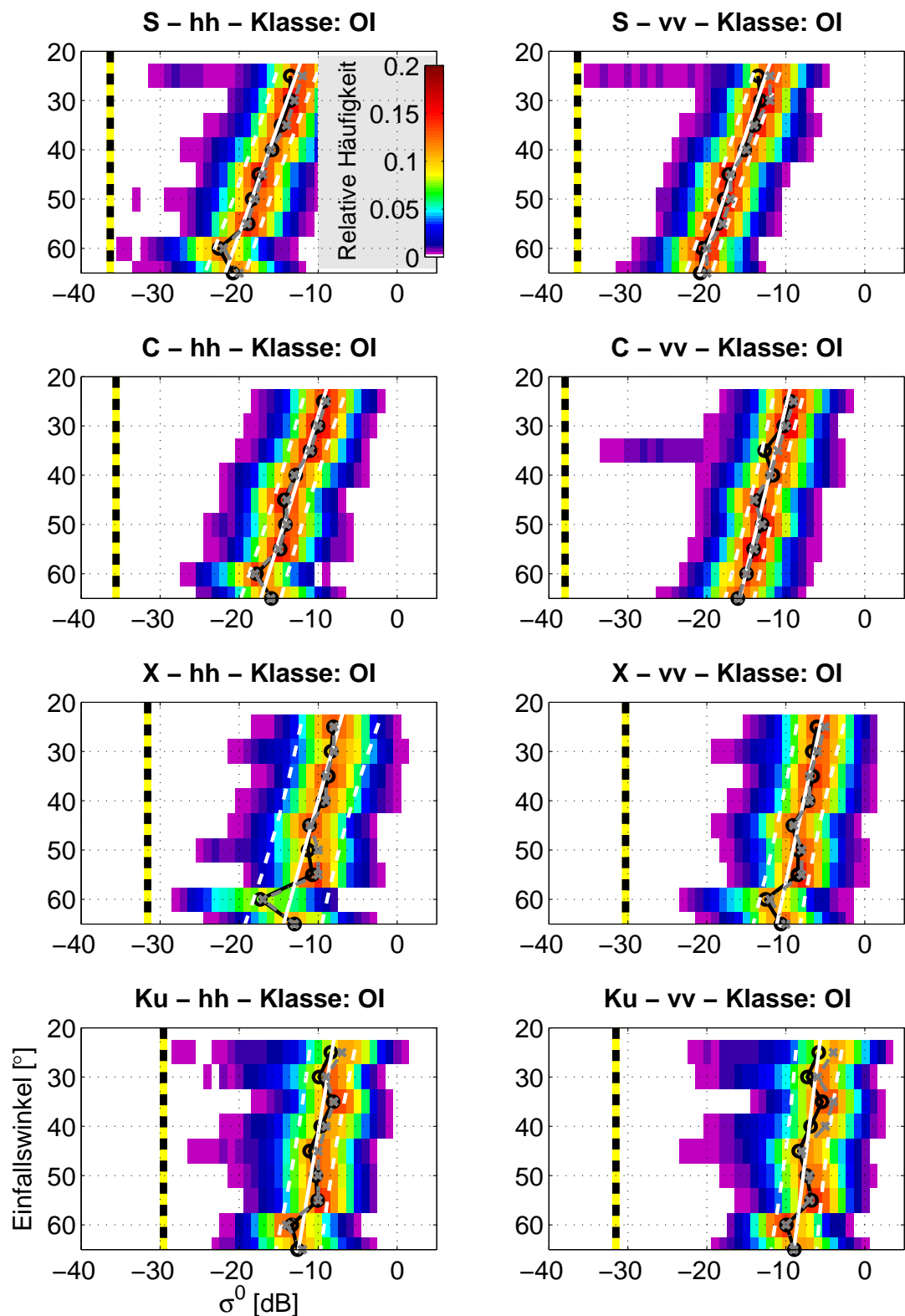


Abbildung 4.2.6.: Analog zu Abb. 4.2.3, bloß für die als altes Eis (OI) klassifizierte NRCS.



Band	Polarisation	Oberflächentyp	$b$ [°/dB]	$a$ [dB]	$b_{low}$ [°/dB]	$a_{low}$ [dB]	$b_{up}$ [°/dB]	$a_{low}$ [dB]
S	hh	OW	-0,19	-20,98	-0,32	-26,74	-0,07	-15,22
S	hh	N	-0,21	-14,60	-0,31	-19,36	-0,10	-9,83
S	hh	GI	-0,19	-11,16	-0,25	-13,95	-0,13	-8,37
S	hh	OI	-0,22	-7,24	-0,28	-9,89	-0,17	-4,60
S	vv	OW	-0,05	-25,71	-0,21	-32,92	0,11	-18,51
S	vv	N	-0,15	-16,00	-0,24	-19,97	-0,06	-12,03
S	vv	GI	-0,17	-11,55	-0,23	-14,16	-0,12	-8,93
S	vv	OI	-0,21	-7,27	-0,25	-8,97	-0,18	-5,57
C	hh	OW	-0,20	-22,22	-0,32	-27,41	-0,09	-17,02
C	hh	N	-0,16	-15,49	-0,27	-20,21	-0,06	-10,77
C	hh	GI	-0,16	-9,97	-0,20	-12,15	-0,11	-7,78
C	hh	OI	-0,20	-4,57	-0,25	-7,17	-0,14	-1,96
C	vv	OW	-0,07	-25,53	-0,18	-30,40	0,04	-20,65
C	vv	N	-0,08	-17,62	-0,19	-22,55	0,03	-12,69
C	vv	GI	-0,12	-11,09	-0,16	-13,24	-0,07	-8,93
C	vv	OI	-0,15	-6,08	-0,19	-7,97	-0,11	-4,19
X	hh	OW	-0,20	-17,42	-0,26	-20,35	-0,13	-14,49
X	hh	N	-0,17	-14,11	-0,26	-18,27	-0,07	-9,95
X	hh	GI	-0,16	-8,61	-0,25	-12,80	-0,07	-4,43
X	hh	OI	-0,18	-3,01	-0,28	-8,02	-0,07	2,00
X	vv	OI	-0,14	-17,23	-0,22	-20,91	-0,06	-13,55
X	vv	N	-0,09	-14,03	-0,23	-20,21	0,04	-7,85
X	vv	GI	-0,13	-7,47	-0,22	-11,70	-0,04	-3,23
X	vv	OI	-0,14	-2,27	-0,20	-5,32	-0,07	0,79
Ku	hh	OW	-0,22	-18,74	-0,31	-22,49	-0,14	-15,00
Ku	hh	N	-0,14	-16,63	-0,25	-21,44	-0,04	-11,81
Ku	hh	GI	-0,07	-12,70	-0,15	-16,66	0,02	-8,73
Ku	hh	OI	-0,11	-5,64	-0,17	-8,56	-0,04	-2,72
Ku	vv	OW	-0,13	-19,26	-0,23	-23,82	-0,02	-14,70
Ku	vv	N	-0,07	-16,30	-0,19	-21,71	0,05	-10,90
Ku	vv	GI	-0,04	-11,11	-0,12	-14,94	0,04	-7,28
Ku	vv	OI	-0,08	-3,89	-0,14	-6,86	-0,01	-0,91

Tabelle 4.1.: Regressionskoeffizienten gemäß Gl. 4.2.1. Die Indizes *low* und *up* geben die untere und obere Grenze des 95%-Vertrauensbereiches an.

ne Klassenbezeichnungen), die als "Wahrheit" angenommen wird, während die Y-Achse die Klassifizierung mit einer anderen Frequenz bzw. Frequenzkombination wiedergibt (groß geschriebene Klassenbezeichnungen). Falls ein Matricelement der Kombination OW-ow orange gefärbt ist (Abb. 4.2.7, links oben, S-Band allein), werden nur etwa 60% der OW-Werte nach der CXKu-Klassifizierung von der Klassifizierung, die nur S-Band benutzt (S-Klassifizierung), ebenfalls als OW erkannt. Gleichzeitig werden etwa 35% der OW-Werte als N klassifiziert und etwa 5% entfallen auf die Klasse GI. Auf Basis dieser Konfusionsmatrizen lassen sich die Unterschiede zwischen den verschiedenen Klassifizierungen und Oberflächentypen relativ einfach darstellen.

Alle Kombinationen zeigen eine gute Trennung zwischen OW und OI. Weniger als 2% der OI-Werte werden als OW klassifiziert und umgekehrt. Das gilt, abgesehen von S-, SC-, SX- und SCX-Klassifizierungen, auch für die Unterscheidung von GI und OW. Des Weiteren ist die Unterscheidung zwischen N und OI sehr gut. Selbst bei der S-Klassifizierung werden weniger als 7% der N-Werte als OI und umgekehrt klassifiziert. Die Unterscheidung zwischen N und OW und N und GI ist schlechter als die Unterscheidung zwischen OI und OW. Bei der X-, Ku- und XKu-Klassifizierung ist die Anzahl der N-Werte, die fälschlicherweise als OW klassifiziert werden, größer als die, die fälschlicherweise als GI klassifiziert werden. Für die übrigen Klassifizierungen gilt es umgekehrt.

Die SC-, SX-, SCX- und SCKu-Klassifizierung zeigen eine viel größere Anzahl an N-Werten ( $\emptyset$  (25%)), die fälschlicherweise als GI klassifiziert werden als Klassifizierungen ohne S-Band ( $\emptyset$  (10%)). Wenn man die S-, X- und Ku-Klassifizierung ausschließt, dann ist die Menge der GI-Werte, die fälschlicherweise als OI klassifiziert werden größer als die GI-Werte, die fälschlicherweise als N klassifiziert werden. Die CKu- oder die CX- und, im geringeren Maße, auch die XKu-Klassifizierung führt zu ähnlichen Resultaten wie die CXKu-Klassifizierung (Abb. 4.2.7). Die durchschnittlichen Trefferraten liegen bei mindestens 80% bis teilweise fast 100%.

In Abb. 4.2.7 ist außerdem der Gesamtunterschied zwischen der CXKu-Klassifizierung und den anderen Klassifizierungen für die jeweiligen Oberflächenklassen (N, GI, OI, OW) und der Durchschnitt über alle vier Klassen (schwarze Linie) gezeigt. Im Allgemeinen lässt sich sagen, dass je mehr Frequenzen genutzt werden, desto kleiner ist der Unterschied zur Referenzklassifikation CXKu. Die CKu-Klassifizierung zeigt mit einem durchschnittlichen Unterschied von etwa 7% den geringsten Unterschied der alternativen Klassifizierungen auf. Die Klassifizierungen mit den nächst kleineren Unterschieden sind die SCXKu-Klassifizierung mit einem durchschnittlichen Unterschied von etwa 10% und die CX- und XKu-Klassifizierung mit jeweils etwa 13%. Auffallend ist, dass abgesehen von der CKu-, CX- und XKu-Klassifizierung auch die C-, X- und Ku-Klassifizierung ebenfalls sehr geringe Unterschiede bei der OW-Klasse haben (5% bis 10%) und somit im gleichen Bereich liegen wie die Klassifizierungen in denen diese Bänder kombiniert werden. Der Unterschied der X-Klassifizierung ( $\approx$  5%) ist sogar noch geringer als der der CKu-Klassifizierung ( $\approx$  7%). Dafür ist aber der Unterschied für die N- und GI-Klasse für die C-, X- und Ku-Klassifizierung in der Größenordnung von 30%, während der Unterschied für die CKu-Klassifizierung in der Größenordnung von 10% ist. Im

Allgemeines zeigt sich, dass die Klassifizierungen mit S-Band größere Unterschiede vorweisen als vergleichbare Klassifizierungen ohne S-Band. Einzige Ausnahme bildet die Nutzung aller vier Frequenzen. Sprich, die Verwendung von S-Band kann zu einer signifikant anderen Klassifizierung führen, was am wesentlich größeren Footprint der Antenne im S-Band im Vergleich zu den anderen Frequenzen (siehe Abb. 3.1.3 oder auch Tabelle 3.1) liegen könnte. Daher ist in Abschnitt 4.1.2 das S-Band beim Trainieren der Klassenmatrizen außen vor gelassen worden. Damit die Gebiete eines Oberflächentyps im S-Band eindeutig identifizierbar sind, müssen sie viel größer als bei den drei anderen Frequenzen sein. Aus den Videoaufzeichnungen lässt sich schließen, dass die N- oder OW-Gebiete oft kleiner als der Footprint im S-Band aber größer als der Footprint im C-, X- oder Ku-Band sind. Des Weiteren ist es schwierig unter ruhigen Windbedingungen insbesondere im S-Band zwischen OW und N zu unterscheiden. Die Qualität der Klassifizierung wird durch die obige Untersuchung relativ zur Referenzklassifikation CXKu, die kein S-Band beinhaltet, bestimmt. Eine Klassifizierung, die z. B. auf der SCXKu-Kombination aufgebaut wäre, käme zu anderen Resultaten.

Grundsätzlich gilt, dass jede Klassifizierung einer gewissen Willkür unterliegt. Das fängt schon bei der subjektiven Einschätzung der *in situ* Anzahl der verschiedenen Eisklassen an und geht bei der Auswahl der Messungen, die als Basis für die Klassifizierung dienen, weiter. Diese ausgewählten Messungen und die Anzahl der Klassen sind aber ganz entscheidend für die Klassifizierung, weil damit im Endeffekt die Klassifizierung festgelegt wird! Das bedeutet, dass selbst der ausgeklügeltste Klassifizierungsalgorithmus versagt, wenn die als Basis dienenden Messungen nicht repräsentativ für die anderen Messungen sind. Natürlich hängt das Klassifizierungsergebnis in entscheidendem Maße vom eigentlichen Klassifizierungsverfahren ab. Weniger entscheidend für die hiesige Klassifizierung ist die Anfangsklassifizierung für die drei Eisklassen (N, GI, OI) nach der hh-Polarisation im Ku-Band (Abschnitt 4.1.2). Da die genutzten NRCS der vier Multi<sup>3</sup>Scat-Frequenzen sich nicht diametral anders verhalten, sind die Anfangsklassifizierungen, wenn man eine andere Frequenz und Polarisation nutzt, nur leicht unterschiedlich. Der Unterschied ist aber so klein, dass sich die Klassenmatrizen nach dem Trainingsprozess nicht unterscheiden. Das liegt daran, dass im Trainingsprozess nicht nur die eine Frequenz genutzt wird, sondern im Fall der CXKu-Klassifizierung drei Frequenzen, wodurch die Unterschiede in der Anfangsklassifizierung ausgeglichen werden. Unterschiede ergeben sich allerdings, wenn der Trainingsprozess z. B. nur mit X- und Ku-Band erfolgt. Für die Klassifizierung der Multi<sup>3</sup>Scat-Daten bedeutet das, dass die Resultate sich ändern können, wenn anstatt der CXKu-Klassifizierung z. B. die SCXKu-Klassifizierung genutzt wird.

Bei allen Schwierigkeiten, die bei der Klassifizierung insbesondere auf Basis empirischer Daten zu beachten sind, liefert die CXKu-Klassifizierung wie in Abschnitt 4.2.2 gezeigt sinnvolle und vergleichbare Ergebnisse, so dass es gerechtfertigt ist, sie als sinnvolle Referenzklassifizierung zu nutzen. Nichtsdestotrotz ist eigentlich eine systematische Validierung der Klassifizierung notwendig. Das Multi<sup>3</sup>Scat-Instrument ist mit der koinzidenten IR- und der koinzidenten Videokamera an sich dafür gut ausgerüstet. Die IR- und die Videoaufzeichnungen konnten aber bei den während der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen gegebenen Bedingungen leider

nicht den erwünschten Nutzen bringen. Zu überlegen wäre, zumindest die Klassenmatrizen für das offene Wasser auf Basis physikalischer Modelle zu bestimmen, weil es für die Berechnung des NRCS der Wasseroberfläche gute Modelle (siehe Abschnitt 3.4) gibt. Allerdings bleibt offen, wie diese für den offenen Ozean gedachten Modelle für die kleineren Bereiche offenen Wassers im Eisfeld funktionieren.

Die obige Untersuchung berücksichtigt nur die Effekte, die durch die Nutzung der verschiedenen Frequenzen bzw. Frequenzkombinationen verursacht werden. Da eine Anzahl von Satellitensensoren die Möglichkeit bietet bei mehreren Polarisationen (z. B. Envisat ASAR) bzw. teilweise auch vollpolarimetrisch (z. B. TerraSAR-X (TSX)) zu messen, ist es wichtig die Untersuchung weiterzuführen, um auch den Effekt der verschiedenen Polarisationen zu analysieren. Ein möglicher Satellit, der gleichzeitig nicht nur mehrere Polarisationen misst, sondern auch gleichzeitig im X- und Ku-Band misst, wäre der in Planung befindliche CoReH<sub>2</sub>O-Satellit.

### 4.3. Zusammenfassung: Klassifizierung

Mit der Bayesian-Maximum-Likelihood-Klassifizierung, angewendet auf die Kombination der Gleichpolarisationen im C-, X- und Ku-Band, ist es möglich in den Daten der ARKXXII/2-Expedition vier Oberflächentypen zu unterscheiden und zwar Nilas, graues Eis, altes Eis und offenes Wasser. Eine qualitative Überprüfung der Klassifizierung mit den koinzidenten Video- und IR-Aufzeichnungen zeigte eine gute Übereinstimmung. Aufgrund der ungewöhnlich warmen Temperaturen während der ARKXXII/2-Expedition war eine quantitative Überprüfung bzw. Validierung der Klassifizierung mit den IR-Aufzeichnungen nicht möglich; der Temperaturkontrast zwischen den einzelnen Oberflächentypen war zu gering. Die Ergebnisse der Klassifizierung mit anderen Frequenzkombinationen zeigen, dass der geringste Unterschied relativ zur CXKu-Referenzklassifizierung mit der Kombination von C- und Ku-Band zu finden ist (7% Unterschied). Die Kombination von C- und X-Band bzw. X- und Ku-Band führt zu einem Unterschied von jeweils etwa 13%, was ein wenig schlechter als die Kombination aller vier Frequenzen ist (10% Unterschied).

Für die Interpretation der Ergebnisse ist es wichtig zu bedenken, dass die Messungen während des Beginns der Gefriersaison unter größtenteils ungewöhnlich warmen Temperaturen ( $> -5^{\circ}\text{C}$ ) durchgeführt worden sind. Dieser Umstand erschwert zudem den Vergleich der Resultate mit Literaturwerten; es gibt kaum Studien in denen NRCS bei ähnlichen Bedingungen gemessen worden sind. Unter kälteren Bedingungen wäre es möglich gewesen, mittels der IR-Aufzeichnungen die einzelnen Oberflächentypen zu unterscheiden und somit die Klassifizierung zu verifizieren. Des Weiteren gilt, dass die Klassifizierung noch nicht unter normalen Gefrierbedingungen getestet wurde. Die Unsicherheiten in den Klassifizierungsergebnissen lassen eine endgültige Aussage, welche Frequenzkombination unter den vorherrschenden Bedingungen optimal wäre, nicht zu. Die Ergebnisse bestätigen aber, dass eine Kombination aus zwei oder drei für die Klassifizierung genutzten Frequenzen zu ähnlichen Ergebnissen führt. Das bedeu-

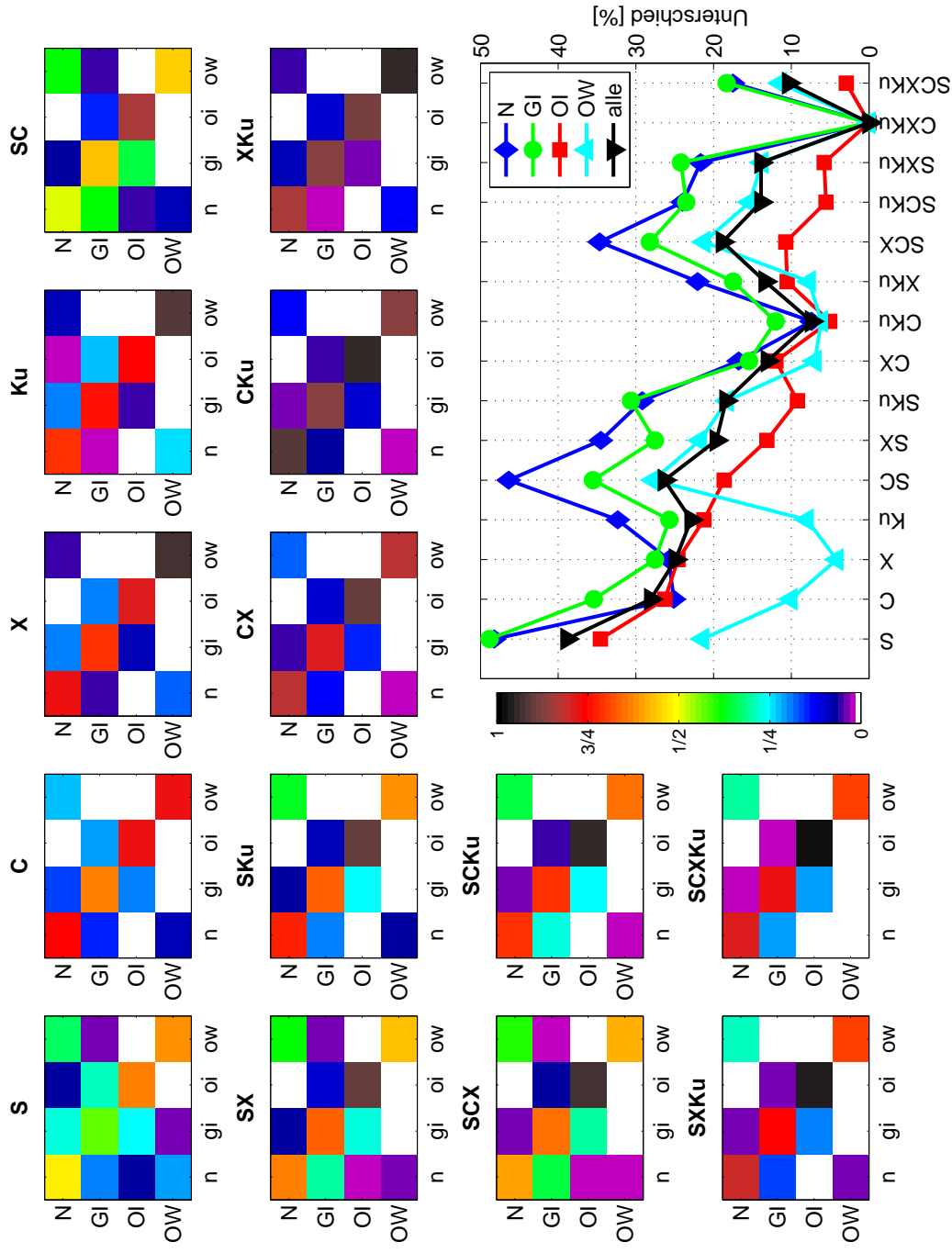
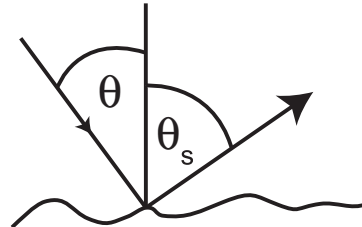


Abbildung 4.2.7.: Konfusionsmatrizen zwischen der Referenzklassifizierung (CXKu) und den alternativen Klassifizierungen (siehe Text). Die Konfusionsmatrizen sind so normiert, dass die Summe über die jeweilige Spalte gleich der Anzahl der Werte in Prozent nach der CXKu-Klassifizierung ist. Die X-Achse repräsentiert die CXKu-Klassifizierung (klein geschriebene Klassenbezeichnungen, die Referenz), während die Y-Achse die Klassifizierung mit einer anderen Frequenz bzw. Frequenzkombination wiedergibt (groß geschriebene Klassenbezeichnungen). (untere rechte Ecke) Unterschied zwischen der CXKu-Klassifizierung und der Klassifizierung mit anderen Frequenzkombinationen in Prozent. Die Legende zeigt den klassifizierten Oberflächentyp an: Nias (N), graues Eis (GI), altes Eis (OI) und offenes Wasser (OW).

tet, dass z. B. eine Kombination der Daten von Envisat ASAR (C-Band) und TerraSAR-X (X-Band) bzw. die Daten der geplanten CoReH<sub>2</sub>O-Mission (X- und Ku-Band) unter ähnlichen Umweltbedingungen zu gleichen Ergebnissen führt.

## 5. Rückstreumodell



Um aus den gemessenen (Kapitel 3) und klassifizierten (Kapitel 4) NRCS die Eisdicken abzuleiten, was in Kapitel 6 behandelt wird, bedarf es einen Zusammenhang bzw. ein Modell, das den NRCS des Meereises mit der Dicke des Meereises verknüpft. Das lässt sich prinzipiell mit zwei verschiedenen Ansätzen bewerkstelligen. Der eine Ansatz nutzt dafür einen empirisch ermittelten Zusammenhang und der andere Ansatz einen theoretischen (physikalischen) Zusammenhang. Der Vorteil eines empirischen Modells ist der, dass dieses in der Regel wesentlich einfacher als ein theoretisches Modell ist. Andererseits haben empirische Modelle den Nachteil, dass für ein solides Modell viele verschiedene Daten notwendig sind, die das Verhalten unter den teilweise auch sehr unterschiedlichen Gegebenheiten wiedergeben können. Ein Umstand der nicht unbedingt immer leicht zu erfüllen ist. Abgesehen davon, ist es mit einem empirischen Modell schwierig, Einblicke in die eigentliche Physik des Problems zu bekommen, sprich das Problem zu verstehen. Dementsprechend ergibt es, gerade im Hinblick auf die verschiedenen Einfallswinkel und Frequenzen des Multi<sup>3</sup>Scat bzw. der verschiedenen Satellitensensoren, mehr Sinn ein theoretisches Modell zu nutzen. Innerhalb dieses Kapitels wird ein theoretisches Rückstreumodell des Meereis aufgestellt und zusätzlich noch dazu das Verhalten des Rückstreumodells untersucht.

### 5.1. Modellannahmen

Bevor auch nur ein Gedanke über ein mögliches Streumodell geäußert wird, ist es wichtig zu wissen, wovon das Rückstreuverhalten von dünnem Meereis abhängt. Würde man alle in Abschnitt 2.2 erwähnten Eigenschaften berücksichtigen, das resultierende Streumodell wäre bei Weitem zu komplex. Das Ziel dieser Arbeit ist jedoch nicht das bestmögliche Rückstreumodell

für Meereis zu entwickeln, sondern eine Methode zur Bestimmung der Eisdicke des dünnen Meereises. Dementsprechend liegt der Fokus auf einem möglichst einfachen Streumodell, das aber das Rückstreuverhalten von Meereis hinreichend gut für die Eisdickenbestimmung wiedergibt, weshalb folgende teilweise starke Vereinfachungen angenommen werden:

1. Nur dünnes Eis (Eisdicke  $< 0,3\text{ m}$ ) ist von Interesse.
2. Die Eisoberfläche ist eben und nur kleinskalige Rauigkeiten spielen eine Rolle. Das spiegelt insbesondere die Oberflächeneigenschaften von dünnem Meereis wieder, das in Leads und/oder bei nicht zu starken Wind- und Welleneinfluss gewachsen ist. Für Pfannkucheneis, welches unter starken Wind- und Welleneinfluss gewachsen, ist diese Annahme begrenzt gültig, da Pfannkucheneis eine höhere Oberflächenrauigkeit vorweist. Die Beschränkung auf ebenes, dünnes Eis mit kleinskaliger Oberflächenrauigkeit schließt außerdem deformiertes Eis mit Rücken und, im Falle von altem Eis, Hummocks aus.
3. Die Eisoberfläche ist frei von Schnee und Meereisblumen. Diese Annahmen sind starke Vereinfachungen, da insbesondere Meereisblumen bzw. Schnee, wenn er feucht ist, einen großen Einfluss auf das Rückstreuverhalten haben können bzw. kann. Meereisblumen sind einerseits sehr empfindlich und können schnell durch Wind und Schnee zerstört werden (Perovich und Richter-Menge, 1994). Außerdem ist neu gewachsenes Meereis, da es eben frisch gewachsen ist, in der Regel nicht oder nur sehr wenig von Schnee bedeckt. Andererseits bewirkt eine Bedeckung des dünnen Meereises mit Meereisblumen oder Schnee eine Veränderung der Oberflächenrauigkeit, auch wenn die Bedeckung schon längst nicht mehr existiert. Bei den *in situ* Beobachtungen während der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen hat sich gezeigt, dass das dünne Eis im Wesentlichen schneefrei und frei von Meereisblumen gewesen ist.
4. Dünnes Meereis ist ein Stoffgemisch aus Süßwassereis und Sole. Der Luftanteil wird außen vor gelassen, da der Luftanteil in dünnem Meereis verglichen mit dem Soleanteil gering ist und der hohe Luftanteil bei dickem Eis durch die fortgeschrittene Entsalzung bedingt ist (Tucker u. a., 1992).
5. Die Temperatur im Meereis ist gleichverteilt und entspricht der mittleren Temperatur,

$$T_{ice} = \frac{T_{water} + T_s}{2}, \quad (5.1.1)$$

wobei  $T_s$  die Eisoberflächentemperatur und  $T_{water}$  die Temperatur der Eisunterseite ist.

6. Der Salzgehalt im Meereis ist gleichverteilt und entspricht dem mittleren Salzgehalt. Diese Annahme beinhaltet auch, dass die Oberfläche nicht von einer dünnen Soleschicht bedeckt ist, sondern trocken ist. Die Gleichverteilung des Salzgehaltes ist eine starke



Vereinfachung, da bekannt ist, dass der Salzgehalt im Meereis einem C-förmigen Profil folgt mit größerem Salzgehalt an der Ober- und Unterseite und niedrigerem Salzgehalt dazwischen. Trotz Gleichverteilung bleibt der Salzgehalt eine Funktion der Eisdicke. Für den Salzgehalt  $S_{ice}$  gilt der empirische Zusammenhang zwischen Salzgehalt  $S_{ice}$  und der Eisdicke  $d$  von Cox und Weeks (1974).

$$S_{ice}(d) = \begin{cases} 14.24 - 19.39 m^{-1} \cdot d & , 0 \text{ m} < d \leq 0.32 \text{ m} \\ \text{kubische Interpolation} & , 0.32 \text{ m} < d \leq 0.4 \text{ m} \\ 7.88 - 1.59 m^{-1} \cdot d & , 0.4 \text{ m} < d \end{cases} \quad (5.1.2)$$

Um die Diskontinuität bei 0,4 m zu vermeiden ist (5.1.2) im Vergleich zu Cox und Weeks (1974) leicht modifiziert, siehe Abb. A.3.1 im Anhang.

7. Die Größe der Soleeinschlüsse ist eine Funktion der Eisdicke  $d$ . Die Einschlüsse haben jedoch bei gegebener Eisdicke  $d$  die gleiche effektive Größe (siehe Abschnitt 5.3). Wichtig dabei ist, die effektive Größe nicht mit der mittleren Größe der Einschlüsse zu verwechseln. Aufgrund der starken Nichtlinearität der Streuung an den Soleeinschlüssen sind die mittlere und die effektive Größe voneinander verschieden. Die effektive Größe ist die Größe, die eine Anzahl von gleichgroßen Streuobjekten mit gleichem Volumenanteil hat, die aber das gleiche Streuverhalten haben wie die eigentliche Anzahl unterschiedlich großer Streuobjekte mit dem gleichen Volumenanteil.
8. Die Soleeinschlüsse sind Kugeln. Die Annahme ist damit begründet, dass Meereis mit einer Dicke  $< 0,1 \text{ m}$  vorzugsweise aus granularem Eis mit eher kugelförmigen Einschlüssen besteht und dass die obere bis zu  $0,1 \text{ m}$  dicke Schicht des dickeren Meereises ebenfalls eher aus granularem Eis besteht (Abschnitt 2.2). Des Weiteren gilt, dass die Soleeinschlüsse im Eis zufällig verteilt sind und die Ausrichtung, auch wenn sie eine Vorzugsrichtung hat, zufällig ist, so dass erwartet werden kann, dass die Anisotropie der Streuer dadurch wenigstens vermindert wird. Nichtsdestotrotz bleibt es eine starke Vereinfachung, die die gegebenen Anisotropie und den daraus resultierenden Effekten bei der Rückstreuung vernachlässigt. Andererseits hat Zabel u. a. (1996) ebenfalls mit kugelförmigen Soleeinschlüssen gearbeitet und gezeigt, dass das Rückstreuverhalten von Meereis sinnvoll wiedergegeben werden kann.

Zusammengefasst, Meereis wird als eine homogene Schicht von Süßwasserwassereis mit kugelförmigen und gleichgroßen Soleeinschlüssen, die zwischen einem unteren Halbraum aus Meerwasser und einem oberen Halbraum aus Luft liegt, angenähert (siehe Abb. 5.1.1). Die Temperatur und der Salzgehalt sind jeweils homogen verteilt und die Ober- und Unterseite sind flach und glatt (nur kleinskalige Rauigkeit). Außerdem ist die Eisoberseite frei von Schnee und Meereisblumen. Die Annahmen 5 bis 8 sind starke Vereinfachungen der inneren Struktur des Meereises, die dementsprechend auch zum Teil zu erheblichen Ungenauigkeiten

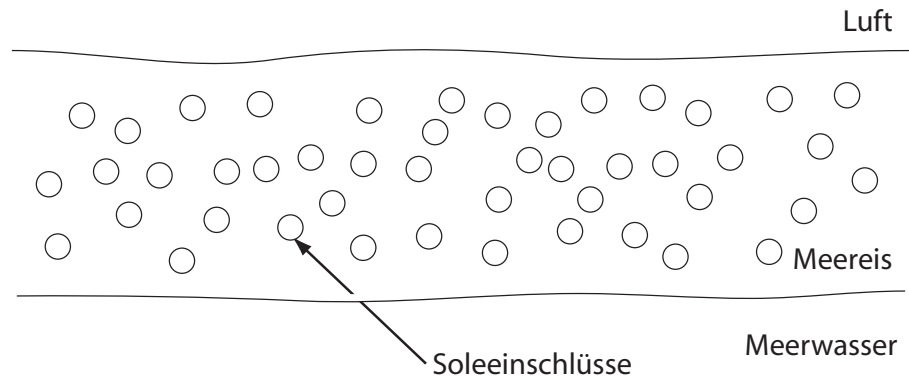


Abbildung 5.1.1.: Angenommener schematischer Aufbau für die Simulation des Rückstreuerverhalten von dünnem Meereis.

führen können. Allerdings ermöglichen diese Vereinfachung, dass das Rückstreumodell einfach und handhabbar bleibt. Das kann natürlich keine Rechtfertigung für diese starken Vereinfachungen sein, sondern sie sind nur dann gerechtfertigt, wenn trotzdem noch das Rückstreuerverhalten des Meereises entsprechend wiedergegeben werden kann. Deshalb wird das Modell einerseits an Messdaten angepasst, was insbesondere die Vereinfachung 7 betrifft (siehe auch Abschnitt 5.3), und es wird andererseits mit unabhängigen Daten getestet (Abschnitt 5.4), was im Endeffekt die Berechtigung für die gemachten Vereinfachung liefert.

Die vorgenommenen Näherungen sind für dünnes Eis gültig. Das bedeutet, dass mit größer werdender Eisdicke die Gültigkeit der Näherungen nachlässt und somit auch die des Modells, wobei die Gültigkeit nicht abrupt nachlässt, sondern graduell mit zunehmender Eisdicke nachlässt.

## 5.2. Streuung

Bevor das Modell entwickelt wird, ist es wichtig zu überlegen, wie komplex das Modell für die gegebene Aufgabenstellung sein sollte. Es ist insbesondere wichtig zu wissen, was und wie gut mit den verschiedenen Sensoren gemessen werden kann. Es ist z. B. unnötig ein komplexes vollpolarimetrisches Streumodell wie das Nghiem-Modell (Nghiem u. a., 1997) zu entwickeln, wenn der entsprechende Sensor das gar nicht messen kann.

Grundsätzlich gilt, dass das Multi<sup>3</sup>Scat wie auch Satelliten wie z. B. TerraSAR-X monostatisch messen, d. h., dass nur das direkt zurückgestreute Signal gemessen werden kann. Somit ist nur die Rückstreuung von Interesse, also das gestreute Signal in Richtung der Antenne, von der die einfallende Strahlung ausgesendet wird. Mit dem Multi<sup>3</sup>Scat kann bei Einfallswinkeln zwischen 20° und 65° simultan die NRCS beider Gleichpolarisationen (hh, vv) und beider Kreuzpolarisationen (hv, vh) für fünf verschiedene Frequenzen zwischen 1 GHz und 15 GHz gemessen werden. Wie in Abschnitt 3.2 beschrieben ist die Kanaltrennung des Multi<sup>3</sup>Scats zwi-

schen den Gleich- und Kreuzpolarisationen nicht ausreichend. Außerdem hat das Multi<sup>3</sup>Scat im L-Band nicht einwandfrei funktioniert, so dass für diese Arbeit die Kreuzpolarisationen wie auch das L-Band weggelassen werden. Moderne SAR-Satelliten wie TerraSAR-X wiederum messen auch die Kreuzpolarisation. Der NRCS der Gleichpolarisation von dünnem Eis ist in der Größenordnung von  $-20$  dB im X-Band bei einem Einfallswinkel von  $40^\circ$  (Abb. 4.2.4). Das NESZ liegt für TerraSAR-X bei  $-22$  dB (Pitz und Miller, 2010). Das bedeutet, dass selbst für die Gleichpolarisation der NRCS nur knapp über dem Rauschäquivalent von TerraSAR-X liegt. Der NRCS der Kreuzpolarisation als Effekt von Streuprozessen zweiter und höherer Ordnung (Mehrfachstreuung)<sup>1</sup> ist aber oft noch um 10 dB kleiner als der der Gleichpolarisation, weshalb die Kreuzpolarisation für das dünne Eis vernachlässigt werden kann<sup>2</sup>. Daher muss das Modell nicht fähig sein Kreuzpolarisation zu simulieren. Da der NRCS der Gleichpolarisation im Wesentlichen ein Effekt von Streuprozessen erster Ordnung ist, kann das Modell soweit vereinfacht werden, dass die Streuung mit Streuprozessen erster Ordnung approximiert wird. Ein weiterer Punkt ist, dass mit dem Multi<sup>3</sup>Scat grundsätzlich nur der NRCS gemessen wird und nicht die Phase der zurückgestreuten Welle. Dementsprechend liegt der Fokus dieser Arbeit auf den NRCS und nicht auf der Phase, auch wenn einige Satelliten wie TerraSAR-X auch die Phase messen können. Das hat den Vorteil, dass dadurch das Modell wesentlich vereinfacht werden kann, da es nicht vollpolarimetrisch sein muss. Allerdings lässt sich durch diese Vereinfachung das Modell nicht einfach mehr auf ein vollpolarimetrisches Modell erweitern. Da die gängigen satellitengestützten SAR-Sensoren und auch das Multi<sup>3</sup>Scat nicht im Nadir messen, kann die kohärente Rückstreuung, die im Wesentlichen bei Messungen im Nadir auftritt, vernachlässigt werden. Das Rückstreuverhalten kann allein mit der nicht-kohärenten Rückstreuung approximiert werden.

Nach Abschnitt 5.1 wird das dünne Meereis als homogene Schicht mit kugelförmigen Soleeinschlüssen und unregelmäßigen Grenzflächen beschrieben. Für dieses Modell gibt es vier Streuprozesse erster Ordnung

1. Oberflächenstreuung an der Luft-Eis-Grenzfläche (Eisoberseite),
2. aufwärts gerichtete Volumenstreuung aufgrund der Einschlüsse im Eis,
3. der Wechselwirkung zwischen der Volumenstreuung und Eis-Wasser-Grenzfläche,
4. Oberflächenstreuung an der Eis-Wasser-Grenzfläche (Eisunterseite).

Da das Modell ein Streumodell erster Ordnung ist, wird jede einfallende Welle jeweils nur durch einen der vier Streuprozesse gestreut. Falls z. B. eine Welle an der Oberfläche nach

---

<sup>1</sup>Die Kreuzpolarisation ist für den Fall der Rückstreuung (monostatisch Messung) ein Effekt von Streuprozessen zweiter und höherer Ordnung. Für Rückstremessungen bei denen die Sende- und Empfangsantenne an verschiedenen Orten ist, ist die Kreuzpolarisation auch ein Effekt von Streuprozessen erster Ordnung (Tsang u.a., 2000; Fung, 1994), was in dieser Arbeit aber nicht von belang ist.

<sup>2</sup>Diese Aussage bezieht sich nur auf die Verwendung für die Eisdickenbestimmung. Bei der Klassifizierung (der Unterscheidung zwischen den einzelnen Eistypen) kann die Kreuzpolarisation trotzdem sinnvoll sein.

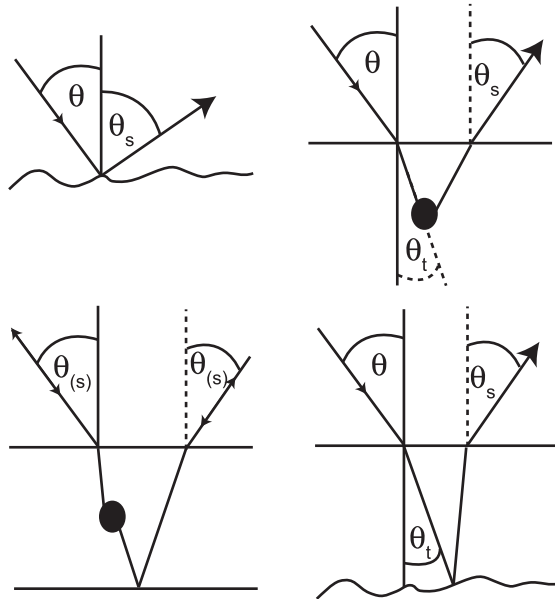


Abbildung 5.2.1.: Streuprozesse erster Ordnung. (oben links) Oberflächenstreuung an der Oberseite, (oben rechts) Volumenstreuung, (unten links) Wechselwirkung zwischen der Volumenstreuung und der Unterseite und (unten rechts) Oberflächenstreuung an der Unterseite.

unten gestreut wird, so wird diese Welle nicht mehr im Volumen gestreut und wird an der Eisunterseite bzw. Eisoberseite nur kohärent reflektiert bzw. transmittiert. Für eine Ableitung der vier Streuprozesse aus der Strahlungstransportgleichung sei an das Werk von Fung (1994) verwiesen. Die vier Streuprozesse sind in Abb. 5.2.1 schematisch dargestellt.

Für den NRCS  $\sigma_{ii}^0$  gilt somit (Fung, 1994),

$$\sigma_{ii}^0 = \underbrace{\sigma_{t,ii}}_1 + \underbrace{\sigma_{v,ii}}_2 + \underbrace{\sigma_{vb,ii}}_3 + \underbrace{\sigma_{b,ii}}_4 \quad (5.2.1)$$

mit  $\sigma_{t,ii}$  der Oberflächenstreuterm der Eisoberseite,  $\sigma_{v,ii}$  dem Volumenstreuterm,  $\sigma_{vb,ii}$  dem Term der Wechselwirkung zwischen Volumenstreuung und Eisunterseite,  $\sigma_{b,ii}$  der Oberflächenstreuung der Eisunterseite und  $ii = hh, vv$  der Polarisation. Die Größenordnung der einzelnen Terme hängt von dem Verhältnis von Streu- und Extinktionskoeffizient, dem Extinktionskoeffizienten an sich und den Permittivitäten der Medien ab. Der dritte Term ( $\sigma_{vb,ii}$ ) ist der kleinste von den vier Termen.

## 5.2.1. Streuprozesse

### Oberflächenstreuung an der Eisoberseite

Der erste Streuprozess in Gl. 5.2.1 ist die Oberflächenstreuung an der Eisoberseite (Abb. 5.2.1 (links oben)). Für die Berechnung der Oberflächenstreuung an der Eisoberseite wird das Integral-Equation-Model (Fung, 1994) (IEM) genutzt. Das IEM ist für kleine und mittlere Rauigkeiten gültig. Für die Rückstreuung an der Eisoberseite  $\sigma_{t,ii}$  gilt in erster Ordnung,

$$\sigma_{t,ii} = \frac{k_0^2}{2} \exp\left(-2k_z^2 h_{01}^2\right) \sum_{n=1}^{\infty} |I_{ii}^n| \frac{W^{(n)}(2k_x)}{n!} \quad (5.2.2)$$

mit  $k_0$  der Wellenzahl in der Luft,  $h_{01}$  der Wurzel des quadratischen Mittels der Oberflächenauslenkung (RMS-Höhe),  $k_z = k_0 \cos \theta$ ,  $k_x = k_0 \sin \theta$ ,  $\theta$  dem Einfallswinkel,  $ii = hh, vv$  der Polarisation und  $W^{(n)}(2k_x)$  der Fouriertransformation der  $n$ -ten Potenz der eindimensionalen Oberflächenkorrelationsfunktion. Nach Zabel u. a. (1996) und Beaven u. a. (1995) lässt sich die Korrelation der Oberfläche von dünnem glatten Eis mit einer exponentiellen Korrelationsfunktion beschreiben. Die  $n$ -te Potenz der eindimensionalen exponentiellen Oberflächenkorrelationsfunktion (Fung, 1994) ist

$$W^{(n)}(2k_x) = \left(\frac{L_{01}}{n}\right)^2 \left[1 + \left(\frac{k_x L_{01}}{n}\right)^2\right]^{-\frac{3}{2}}, \quad (5.2.3)$$

wobei  $L_{01}$  die Korrelationslänge der Eisoberseite ist. Für  $I_{ii}^n$  gilt,

$$I_{ii}^n = (2k_z h)^n f_{ii} \exp\left(-k_z^2 h^2\right) + \frac{(k_z h)^n [F_{ii}(-k_x, 0) + F_{ii}(k_x, 0)]}{2}, \quad (5.2.4)$$

dabei ist  $f_{ii}$  der Kirchhoffsche Feldkoeffizient und  $F_{ii}$  ist der komplementäre Feldkoeffizient, für die Berechnung der Koeffizienten siehe Anhang A.4. Für die Gültigkeit des Modells ist wichtig, dass

$$k_0^2 h_{01} L_{01} < 1.6 \quad (5.2.5)$$

gilt (Fung, 1994). Das ist streng genommen die Gültigkeitsgrenze für eine Potenz- $\frac{3}{2}$ -Korrelationsfunktion, die eine Zwischenform einer gaußförmigen und einer exponentiellen Korrelationsfunktion<sup>3</sup> darstellt. Die genaue Gültigkeit des Modells bei einer exponentiellen Korrelationsfunktion ist nicht bekannt. Nach Fung (1994) ist davon auszugehen, dass der Gültigkeits-

<sup>3</sup>

**Gaußförmige** Korrelationsfunktion:

$$C_{gauss} \sim \exp\left(-\frac{x^2}{L^2}\right)$$

**Potenz- $\frac{3}{2}$**  Korrelationsfunktion:

$$C_{3/2} \sim \left(1 + \frac{x^2}{L^2}\right)^{-\frac{3}{2}}$$

bereich für eine exponentielle Korrelationsfunktion größer ist. Mit der Bedingung (5.2.5) ist man somit auf der sicheren Seite.

### (Aufwärts gerichtete) Volumenstreuung

Der zweite Streuprozess in Gl. 5.2.1 ist die aufwärts gerichtete Volumenstreuung (Abb. 5.2.1 (rechts oben)). Da das Rückstreuverhalten nur mit Streuprozessen erster Ordnung genähert wird, wird die Volumenstreuung allein durch die von der Luft-Eis-Grenzfläche kohärent transmittierte Strahlung verursacht. Dabei wird die einfallende Strahlung an den (Sole-)Einschlüssen im Meereis aufwärts gestreut und an der Luft-Eis-Grenzfläche wieder kohärent transmittiert. Der Volumenstreuterm  $\sigma_{v,ii}$  (Fung, 1994) ist somit

$$\sigma_{v,ii} = \frac{1}{2} \frac{\kappa_s}{\kappa_e} T_{01,i} T_{10,i} \cos \theta \left[ 1 - \exp \left( \frac{-2\kappa_e d}{\cos \theta_t} \right) \right] P_{ii}(\cos \theta_t, -\cos \theta_t; \pi) \quad (5.2.6)$$

mit  $d$  der Eisdicke,  $\kappa_s$  dem Streukoeffizienten,  $\kappa_e$  dem Extinktionskoeffizienten,  $T_{01,i}$  und  $T_{10,i}$  den abwärts und aufwärts gerichteten Transmissionskoeffizienten der Luft-Eis-Grenzfläche für die Polarisation  $i$ ,  $P_{ii}$  dem Phasenmatrizelement der Polarisation  $ii$ ,  $i = h, v$  der Polarisation,  $\theta$  dem Einfallswinkel und  $\theta_t$  dem Austrittswinkel im Eis. Nach dem Snelliusschen Brechungsgesetz ist der Austrittswinkel  $\theta_t$

$$\theta_t = \arcsin \left( \frac{\sqrt{Re(\varepsilon_0)} \sin \theta}{\sqrt{Re(\varepsilon_t)}} \right). \quad (5.2.7)$$

$\varepsilon_0$  ist die Permittivität des Mediums (hier Luft), aus dem die einfallende Strahlung kommt, und  $\varepsilon_t$  ist die Permittivität des Mediums (hier Meereis), in das die Strahlung transmittiert wird. Die Phasenmatrix  $P(\cos \theta_t, -\cos \theta_t; \pi)$  wird im Abschnitt 5.2.3 erklärt; der Streu- und der Extinktionskoeffizient wird in Abschnitt 5.2.2 beschrieben.

### Wechselwirkung zwischen der Volumenstreuung und Eis-Wasser-Grenzfläche

Der dritte Streuprozess in Gl. 5.2.1 ist die Wechselwirkung zwischen der Volumenstreuung und der Eis-Wasser-Grenzfläche (Abb. 5.2.1 (links unten)). Wie die aufwärtsgerichtete Volumenstreuung wird die Wechselwirkung zwischen der Volumenstreuung und Eis-Wasser-Grenzfläche allein durch die von Luft-Eis-Grenzfläche kohärent transmittierte Strahlung verursacht. Da Meereis ein reziprokes Medium<sup>4</sup> ist, gibt es zwei äquivalente Möglichkeiten der Wechselwirkung. Die Erste ist, dass die von der Luft-Eis-Grenzfläche kohärent transmittierte abwärts ge-

---

**Exponentielle** Korrelationsfunktion:

$$C_{exp} \sim \exp \left( -\frac{|x|}{L} \right)$$

mit  $L$  der Korrelationslänge und  $x$  der Ortskoordinate (nach Fung (1994)).

<sup>4</sup>Ein reziprokes Medium ist, vereinfacht gesagt, solch ein Medium bei dem es keinen Unterschied macht, wenn die Ausbreitungsrichtung umgekehrt wird. (Tsang u.a., 2000)

richtete Strahlung an der Eis-Wasser-Grenzfläche reflektiert wird, daraufhin an den Einschlüssen im Meereis aufwärts gestreut wird und anschließend an der Luft-Eis-Grenzfläche kohärent transmittiert wird. Die Zweite ist, dass die von der Luft-Eis-Grenzfläche kohärent transmittierte abwärts gerichtete Strahlung an den Einschlüssen im Meereis abwärts gestreut wird, dann an der Eis-Wasser-Grenzfläche reflektiert wird und zuletzt an der Luft-Eis-Grenzfläche kohärent transmittiert wird. Damit ergibt sich für die Wechselwirkung der Volumenstreuung und Eis-Wasser-Grenzfläche  $\sigma_{vb,ii}$  (Fung, 1994),

$$\sigma_{vb,ii} = \cos \theta T_{01,i} T_{10,i} R_{12,i} \frac{\kappa_s d}{\cos \theta_t} \exp\left(\frac{-2\kappa_e d}{\cos \theta_t}\right) \times [P_{ii}(-\cos \theta_t, -\cos \theta_t; \pi) + P_{ii}(\cos \theta_t, \cos \theta_t; \pi)] \quad (5.2.8)$$

mit  $R_{12,i}$  dem Reflexionskoeffizient der Eis-Wasser-Grenzfläche der Polarisation  $i = h, v$ , siehe Anhang A.4. Die übrigen Größen sind die gleichen wie für die aufwärtsgerichtete Volumenstreuung.

### Oberflächenstreuung an der Eisunterseite

Der letzte Streuprozess in Gl. 5.2.1 ist die Streuung an der Eisunterseite bzw. der Eis-Wasser-Grenzfläche (Abb. 5.2.1 (rechts unten)). Die Streuung an der Eisunterseite ist analog zur Streuung an der Eisoberseite mit dem Unterschied, dass anstatt des Einfallswinkel  $\theta$  der Austrittswinkel  $\theta_t$  aus Gl. 5.2.7 und die Permittivitäten von Meereis und Seewasser genutzt werden. Zusätzlich muss noch berücksichtigt werden, dass die einfallende Strahlung das Meereis durchqueren muss, bevor sie an der Eisunterseite gestreut werden kann. Das gleiche gilt natürlich auch für die in Richtung Eisoberseite gestreute Strahlung. Anders gesagt, die Verluste in Folge der Absorption und der Streuung im Meereis sind einzurechnen. Somit gilt die Streuung an der Eisunterseite  $\sigma_{b,ii}$  inklusive der Abschwächung (Fung, 1994),

$$\sigma_{b,ii} = \cos \theta T_{01} T_{10} \exp\left(\frac{-2\kappa_e d}{\cos \theta_t}\right) \frac{\sigma_{sb,ii}(\theta_t)}{\cos \theta_t}, \quad (5.2.9)$$

wobei  $\sigma_{sb,ii}(\theta_t)$  die Streuung an der Eisunterseite ohne die Verluste ist.  $\sigma_{sb,ii}(\theta_t)$  berechnet sich in der gleichen Weise wie die Streuung an der Eisoberseite  $\sigma_{t,ii}$  (Gl. 5.2.2). Die Unterschiede sind in der Form, dass die Wellenzahl  $k_0$  mit der Wellenzahl im Meereis  $k_{ice}$  und die Rauigkeitsparameter der Eisoberfläche ( $h_{01}, L_{01}$ ) mit denen der Eis-Wasser-Grenzfläche ( $h_{12}, L_{12}$ ) ersetzt werden.

### 5.2.2. Streu-/Extinktionskoeffizient

In der klassischen Strahlungstransporttheorie wird davon ausgegangen, dass die einzelnen Streuobjekte soweit voneinander entfernt sind, dass sie sich gegenseitig nicht beeinflussen.

Der Volumenanteil der Streuobjekte wird als kleiner  $\mathcal{O}(1\%)$  angenommen (Tsang u.a., 2000); das Medium ist optisch dünn. Im Meereis ist der Volumenanteil der Streuobjekte (der Soleeinschlüsse) aber wesentlich höher, vgl. auch Abb. A.3.1. Der Volumenanteil der Soleeinschlüsse  $v_b$  liegt bei  $\mathcal{O}(10\%)$ . Damit ist Meereis aber nicht mehr optisch dünn, sondern dicht. Tsang u. a. (1992) und Ishimaru und Kuga (1982) haben gezeigt, dass der Streukoeffizient nicht mehr, wie bei einem optisch dünnem Medium, eine lineare Funktion des Volumenanteils ist. Der Grund dafür ist, dass bei einem dichtem Medium der Abstand der einzelnen Streuobjekte zueinander viel geringer ist, so dass die gestreute Welle des einen Streuobjektes die Streuung der einfallenden Welle am anderen Streuobjekt beeinflusst und umgekehrt. Die Streuung der einzelnen Streuobjekte ist korreliert und nicht mehr unabhängig, was für die Berechnung des Streu- und des Extinktionskoeffizienten berücksichtigt werden muss. Eine detaillierte Einführung in die Strahlungstransporttheorie dichter Medien<sup>5</sup> (DMRT) ist in (Tsang und Kong, 2001) gegeben.

Für die Aufgabenstellung dieser Arbeit und mit den vorgenommenen Näherungen bietet sich ein einfaches analytisches Strahlungstransportmodell aus (Tsang u. a., 2001) an. Für die komplette Ableitung des Modells wird an das Werk von Tsang u. a. (2001) verwiesen. Die Hauptannahmen sind, dass die Streuobjekte kleine Kugeln sind, also Rayleigh-Streuung gilt, und dass die Percus-Yavick-Näherung für harte Kugeln für die Paarkorrelationsfunktion der Streuobjekte gilt. Als Konsequenz der Näherung der Soleeinschlüsse als Kugeln (siehe Abschnitt 5.2.3) folgt, dass es keinen Unterschied zwischen den Streu-/Extinktionskoeffizienten  $\kappa_{s/e}$  beider Polarisationen gibt<sup>6</sup>. Der Grund dafür ist, dass es aufgrund der sphärischen Symmetrie der Streuobjekte keine Vorzugsrichtung gibt. Damit gilt für den Streu-/Extinktionskoeffizienten  $\kappa_{s/e}$ ,

$$\kappa_{s/e} = \kappa_{s/e,hh} = \kappa_{s/e,vv}. \quad (5.2.10)$$

Der Extinktionskoeffizient ergibt sich aus der effektiven Wellenzahl  $K$  des Mediums,

$$\kappa_e = 2\text{Im}\left(\sqrt{K^2}\right). \quad (5.2.11)$$

Nach Tsang u. a. (2001) ist die effektive Wellenzahl  $K$  mit  $k_{ice}r_b \ll 1$ , wobei  $r_b$  der Radius der Streuobjekte ist, gegeben durch

$$K^2 = k_{ice}^2 \frac{1 + 2v_b y}{1 - v_b y} + i \frac{3}{2} v_b k_{ice}^5 r_b^3 \left| \frac{y}{1 - v_b y} \right|^2 \times \int_0^\pi d\theta_s \left[ \sin \theta_s \left( \frac{\sin^2 \theta_s}{2} + \cos \theta_s \right) \left( 1 + (2\pi)^3 n_0 H(p) \right) \right] \quad (5.2.12)$$

<sup>5</sup>engl. dense media radiative transfer (DMRT)

<sup>6</sup>Das bedeutet auch, dass die Polarisationsunterschiede nur durch die Streuung bzw. die Transmission/Reflexion an den beiden Grenzflächen (Luft-Eis- und Eis-Wasser-Grenzfläche) verursacht wird.



mit  $k_{ice} = k\sqrt{\varepsilon_{ice}}$  der Wellenzahl des Hintergrundmediums, also Süßwassereis,  $\theta_s$  dem Streuwinkel,  $\varepsilon_{ice}$  der relativen Permittivität von Süßwassereis und

$$y = \frac{\varepsilon_b - \varepsilon_{ice}}{\varepsilon_b + 2\varepsilon_{ice}}. \quad (5.2.13)$$

$\varepsilon_b$  ist dabei die relative Permittivität der Sole,  $v_b$  der Volumenanteil der Streuobjekte (Soleeinschlüsse),  $n_0$  die Anzahl der Streuobjekte pro Volumen und  $H(p)$  der Strukturfaktor mit

$$p = \sqrt{k_{ice}^2 \sin^2 \theta_s + (k_{ice} - K_r)^2}, \quad (5.2.14)$$

wobei

$$K_r \approx Re \left( \sqrt{k_{ice}^2 \frac{1 + 2v_b y}{1 - v_b y}} \right) \quad (5.2.15)$$

dem Realteil des ersten Terms der effektive Wellenzahl  $K$  (Gl. 5.2.12) entspricht. Der Strukturfaktor  $H(p)$  ist die Fouriertransformierte der Korrelationsfunktion der Streuobjekte. Für die Berechnung des Strukturfaktor  $H(p)$  siehe Anhang A.4.

Wie oben erwähnt gilt die effektive Wellenzahl unter der Annahme der Rayleigh-Streuung. Im Abschnitt 5.2.3 wird die Phasenmatrix aber mittels der Mie-Streuung berechnet. Das ist allerdings kein Widerspruch, da die Rayleigh-Streuung ein Grenzfall der Mie-Streuung ist und für Frequenzen bis 10 GHz (X-Band) die Rayleigh-Bedingung  $k_{ice}r_b \ll 1$  ohne Weiteres erfüllt wird. Für das Ku-Band (15 GHz) ist die Bedingung schwächer erfüllt, d. h., es gilt zwar immer noch  $k_{ice}r_b < 1$ , aber es stellt sich die Frage, in wie weit noch gilt, dass  $k_{ice}r_b \ll 1$ . Da das Modell möglichst einfach sein soll und die Bedingung, wenn auch schwächer, noch erfüllt ist, werden die Streu- und Extinktionskoeffizient trotzdem unter der obigen Annahme berechnet. Mit der effektiven Wellenzahl  $K$  ist auch die effektive Permittivität  $\varepsilon_{eff}$  des dichten Mediums, also des Meereises, verknüpft,

$$\varepsilon_{eff} = \frac{K^2}{k^2} \quad (5.2.16)$$

mit  $k$  der Vakuumwellenzahl. Der noch fehlende Streukoeffizient  $\kappa_s$  ist

$$\begin{aligned} \kappa_s = & \frac{3v_b k_{ice}^5 r^3}{2K_r} \left| \frac{y}{1 - v_b y} \right|^2 \\ & \times \int_0^\pi d\theta_s \left[ \sin \theta \left( \frac{\sin^2 \theta_s}{2} + \cos \theta_s \right) \left( 1 + (2\pi)^3 n_0 H(p) \right) \right] \end{aligned} \quad (5.2.17)$$

Die numerische Berechnung des Integrals in Gl. 5.2.12 und des Integrals in Gl. 5.2.17 erfolgt mit einer Gaußquadratur mit 10 Stützstellen.

### 5.2.3. Phasenmatrix

Die Phasenmatrix verknüpft die einfallende Strahlung mit der Streuantwort der Streuobjekte. Man kann sich die Streumatrix auch als Operator vorstellen, der auf die einfallende Strahlung wirkt und als Ergebnis die gestreute Strahlung hat. Die Phasenmatrixelemente in den Gln. 5.2.6 und 5.2.8 geben die Streuantwort aller Einschlüsse im Meereis an, d. h., wie bei gegebener Einfallrichtung bei jedem beliebigen Winkel die Intensität der gestreuten Strahlung ist. Nach Tsang u. a. (2001) kann die Phasenmatrix der gesamten Einschlüsse mit der Phasenmatrix eines einzigen Streuobjektes beschrieben werden, wenn die Korrelation der einzelnen Streuobjekte im Streu- bzw. Extinktionskoeffizienten berücksichtigt wird. Mit der Annahme der kugelförmigen Einschlüsse kann die Phasenmatrix der Einschlüsse mit der Mie-Streuung berechnet werden. Die Phasenmatrix  $\overline{\overline{P}}_{poi}$  in Notation der Einfallsebene mit Streuwinkel  $\Theta$  ist gegeben durch

$$\overline{\overline{P}}_{poi} \begin{pmatrix} |f_{11}|^2 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & |f_{22}|^2 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \text{Re}(f_{11} \cdot f_{22}^*) & -\text{Im}(f_{11} \cdot f_{22}^*) \\ 0 & 0 & \text{Im}(f_{11} \cdot f_{22}^*) & \text{Re}(f_{11} \cdot f_{22}^*) \end{pmatrix} \quad (5.2.18)$$

mit

$$f_{11} = \frac{i}{k_{ice}} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} [a_n \pi_n(\cos \Theta) + b_n \tau_n(\cos \Theta)] \quad (5.2.19)$$

und

$$f_{22} = \frac{i}{k_{ice}} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} [a_n \tau_n(\cos \Theta) + b_n \pi_n(\cos \Theta)]. \quad (5.2.20)$$

$a_n, b_n$  sind die Mie-Koeffizienten (siehe Anhang A.4),  $k_{ice} = k_0 \sqrt{\varepsilon_{ice}}$  ist die Wellenzahl im Eis und \* bedeutet konjugiert komplex.  $\pi_n, \tau_n$  stehen im Zusammenhang mit den zugeordneten Legendrepolyomen  $P_n^1$  (Tsang u.a., 2000):

$$\pi_n(\cos \Theta) = -\frac{P_n^1(\cos \Theta)}{\sin \Theta} \quad (5.2.21)$$

$$\tau_n(\cos \Theta) = -\frac{dP_n^1(\cos \Theta)}{d\Theta} \quad (5.2.22)$$

Die eigentliche Berechnung der Mie-Koeffizienten sowie von  $\pi_n, \tau_n$  erfolgt mit C. Mätzlers "Mie Scattering Toolbox for Matlab" (Mätzler, 2002). Da die Stärke der Streuamplitude in den Gln. 5.2.6 und 5.2.8 durch den Streukoeffizienten berücksichtigt wird, muss die Phasenmatrix  $\overline{\overline{P}}_{poi}$  mit dem Mie-Streuquerschnitt  $\sigma_{s,mie}$  normiert werden. Damit gilt für die normierte Phasenmatrix  $\overline{\overline{P}}_{poi}^*$

$$\overline{\overline{P}}_{poi}^* = \frac{\overline{\overline{P}}_{poi} \cdot 4\pi}{\sigma_{s,mie}}. \quad (5.2.23)$$

Der Mie-Streuquerschnitt  $\sigma_{s,mie}$  ist das Integral der gesamten gestreuten Leistung über  $4\pi$  Raumwinkel,

$$\begin{aligned}\sigma_{s,mie} &= \int_0^\pi d\Theta \sin \Theta \left( |f_{11}(\Theta)|^2 + |f_{22}(\Theta)|^2 \right) \\ &= \frac{2\pi}{k^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \left( |a_n|^2 + |b_n|^2 \right).\end{aligned}\quad (5.2.24)$$

Um die Phasenmatrix  $\bar{P}_{poi}^*$  in der Basis der horizontalen und vertikalen Polarisation darzustellen, wird die Basis der Phasenmatrix  $\bar{P}_{poi}^*$  mit folgender Transformation gewechselt (Zurk, 1996; Ishimaru, 1978). Für die Phasenmatrix  $\bar{P}(\theta, \phi)$  in der Basis der horizontalen und vertikalen Polarisation gilt,

$$\bar{P}(\theta, \phi) = \bar{M}_2(\phi_2) \bar{P}_{poi}^* \bar{M}_1(\phi_1) \quad (5.2.25)$$

mit

$$\bar{M}_i(\phi_i) = \begin{pmatrix} \cos^2 \phi_i & \sin^2 \phi_i & \frac{1}{2} \sin 2\phi_i & 0 \\ \sin^2 \phi_i & \cos^2 \phi_i & -\frac{1}{2} \sin 2\phi_i & 0 \\ -2 \sin 2\phi_i & 2 \sin 2\phi_i & \cos 2\phi_i & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}. \quad (5.2.26)$$

$\Theta$ ,  $\phi_1$  und  $\phi_2$  stehen mit dem Einheitsausbreitungsvektor und Einheitsvektor in Richtung der vertikalen Polarisation wie folgt im Zusammenhang (Zurk, 1996):

$$\Theta = \arcsin |\vec{e}_{ks}(\theta_s, \phi_s) \times \vec{e}_{ki}(\theta_t, \phi_t)| \quad (5.2.27)$$

$$\phi_1 = \arcsin (\vec{e}_{vi}(\theta_t, \phi_t) \cdot \vec{e}_{ks}(\theta_s, \phi_s)) \quad (5.2.28)$$

$$\phi_2 = \arcsin (\vec{e}_{vs}(\theta_s, \phi_s) \cdot \vec{e}_{ki}(\theta_t, \phi_t)) \quad (5.2.29)$$

$\vec{e}_{ks}(\theta_s, \phi_s)$ ,  $\vec{e}_{ki}(\theta_t, \phi_t)$  sind die Einheitsausbreitungsvektoren der gestreuten und einfallenden Welle.  $\vec{e}_{vs}(\theta_s, \phi_s)$ ,  $\vec{e}_{vi}(\theta_t, \phi_t)$  wiederum sind die Einheitsvektoren in Richtung der vertikalen Polarisation der gestreuten und einfallenden Welle. Die explizite Darstellung der vier Vektoren ist in Anhang A.4 gezeigt.

### 5.3. Wachstum der Soleeinschlüsse

Anhand von NRCS-Messungen von künstlichem, salzhaltigem Eis aus dem CRRELEX1993-Experiment (CRRELEX93a) zeigen Nghiem u. a. (1997), dass die Zunahme der NRCS mit der Zunahme der Eisdicke bei den CRRELEX93a-Daten von deren Modell nur mit Zunahme der effektiven Größe der Streuobjekte, also der Soleeinschlüsse, erklärt werden kann. Die Veränderung der Eisunterseite und der Eisoberseite mit dem Eiswachstum ist zu gering, als dass der Anstieg des NRCS mit ansteigender Eisdicke mit der Veränderung der Eisober- bzw. Eisunterseite erklärt werden kann. Der von Nghiem u. a. (1997) genutzte Zusammenhang zwischen der effektiven Größe und der Eisdicke ist nicht sinnvoll für das hier im Rahmen dieser Arbeit entwickelte Modell, weil die Modelle zu unterschiedlich sind. Das von Nghiem u. a. (1997) genutzte Modell berücksichtigt nur die Volumenstreuung; die Streuung an der Eisober- bzw. Eisunterseite wird komplett vernachlässigt. Das Modell für die Volumenstreuung selbst ist ein vollpolarimetrisches Streumodell mit ellipsoiden Soleeinschlüssen und Mehrfachstreuung, während das in dieser Arbeit entwickelte Modell ein Streumodell erster Ordnung mit kugelförmigen Soleeinschlüssen ist. Eigentlich ist es nicht ein Zusammenhang zwischen der Größe der Soleeinschlüsse und der Eisdicke, sondern zwischen der Korrelationslänge der Soleeinschlüsse und der Eisdicke. Die Korrelationslänge hängt aber mit der Größe der Streuobjekte zusammen.

Mit den CRRELEX93a-Daten, die auch Nghiem u. a. (1997) genutzt hat, kann der Zusammenhang zwischen der Eisdicke und der Größe der Soleeinschlüsse für das in dieser Arbeit entwickelte Modell bestimmt werden. Die CRRELEX93a-Daten (Nghiem u. a., 1997) bestehen unter anderem aus C-Band (5 GHz) NRCS-Messungen beider Gleichpolarisationen von künstlich gewachsenem, salzhaltigem Eis. Es sind bei neun verschiedenen Eisdicken mit einer Dicke von 3 cm bis 12 cm mit jeweils verschiedenen Einfallswinkeln (20° bis 35°) NRCS-Messungen durchgeführt worden. Als Ansatz wird angenommen, dass das effektive Volumen eines Soleeinschlusses  $V_b$  eine lineare Funktion der Eisdicke ist,

$$V_b(d) = w \cdot d + V_0 \quad (5.3.1)$$

mit  $d$  der Eisdicke und  $w$ ,  $V_0$  den zu bestimmenden Koeffizienten.  $V_0$  ist das effektive Volumen der Soleeinschlüsse zu Beginn des Eiswachstums und  $w$  ist die Wachstumsrate mit der das effektive Volumen eines Soleeinschlusses  $V_b$  mit der Eisdicke zunimmt. Für den Radius  $r_b(d)$  der Soleeinschlüsse folgt,

$$r_b(d) = \sqrt[3]{\frac{3V_b(d)}{4\pi}} = \sqrt[3]{\frac{3(w \cdot d + V_0)}{4\pi}}. \quad (5.3.2)$$

Die Koeffizienten werden mit einem Brute-Force-Ansatz bestimmt. Für 140.000 Kombinationen der Streuparameter und der Koeffizienten (siehe Tabelle 5.1 für den Bereich der Streuparameter  $L_{01}$ ,  $L_{12}$ ,  $h_{01}$ ,  $h_{12}$ ,  $T_s$  und den Koeffizienten  $w$ ,  $V_0$ ) sind die NRCS der beiden Gleichpolarisationen für die neun gemessene Eisdicken und die vier verschiedene Einfallswinkel

berechnet worden. Im Vergleich zur Eisdickenbestimmung (Abschnitt 6.1) ist der Bereich der Rauigkeitsparameter ( $L_{01}$ ,  $L_{12}$ ,  $h_{01}$ ,  $h_{12}$ ) viel kleiner, da die Rauigkeit des künstlichen, salzhaltigen Eises insgesamt sehr gering ist, so dass der Einfluss der Oberflächenstreuung eigentlich vernachlässigbar ist, wovon Nghiem u. a. (1997) in ihren Untersuchungen auch ausgegangen sind. Das salzhaltige, künstliche Eis ist unter Laborbedingungen ohne Störungen wie z. B. Wellen bei natürlichen Meereis gewachsen, weshalb das künstliche Eis auch viel glatter ist, was sich in den Rauigkeitsparametern ( $L_{01}$ ,  $L_{12}$ ,  $h_{01}$ ,  $h_{12}$ ) bemerkbar macht. Die Kombination der Koeffizienten für die gilt, dass  $\Delta\sigma^0$  minimal ist, wird als die Lösung für die beiden Koeffizienten  $w$ ,  $V_0$  angenommen.  $\Delta\sigma^0$  selbst ist

$$\Delta\sigma^0 = \sqrt{\sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^9 \sum_{k=1}^4 (\sigma_{m,ijk}^0 - \sigma_{c,ijk}^0)^2} \quad (5.3.3)$$

mit  $\sigma_{c,ijk}^0$  dem berechneten NRCS der  $i$ -ten Polarisation (hh, vv), der  $j$ -ten Eisdicke und dem  $k$ -ten Einfallswinkel und  $\sigma_{m,ijk}^0$  dem zugehörigen gemessenen NRCS.

	$L_{01}$ [m]	$L_{12}$ [m]	$h_{01}$ [m]	$h_{12}$ [m]	$T_{surf}$ [K]	$V_0$	$w$
Obere Grenze	1	1	$10^{-4}$	$10^{-4}$	265,4	$2 \cdot 10^{-10}$	$10^{-8}$
Untere Grenze	0,1	0,1	$10^{-5}$	$10^{-5}$	—	$6 \cdot 10^{-11}$	$10^{-9}$

Tabelle 5.1.: Parameterbereiche für die Anpassung des Wachstums der Soleeinschlüsse. Die Oberflächentemperatur ergibt sich aus den CRRELEX93a-Daten (Nghiem u. a., 1997).

Abbildung 5.3.1 zeigt den NRCS (rote Linien) im C-Band (5 GHz) als Funktion der Eisdicke mit den bestimmten Koeffizienten  $w = 6.13 \cdot 10^{-9} \text{m}^3/\text{m}$  und  $V_0 = 9.02 \cdot 10^{-11} \text{m}^3$ . Zusätzlich dazu sind noch die NRCS (graue Linien) der jeweils besten Kombination von jeweils 700 Kombinationen gezeigt, also insgesamt 200 graue Linien. Die gemessenen NRCS (blaue Quadrate) werden sehr gut wiedergegeben. Der Unterschied zwischen den gemessenen NRCS und den NRCS mit den neu angepassten Koeffizienten ist zum größten Teil  $< 1$  dB. Auffallend dabei ist, dass sich die verschiedenen Kombinationen nur im Bereich von sehr kleinen Eisdicken ( $d < 3$  cm) stärker unterscheiden, was im Wesentlichen auf den noch vorhandenen restlichen Einfluss der Streuung an der Eisober- und an der Eisunterseite zurückzuführen ist. Daher ist es nicht entscheidend, dass es keine NRCS für Eisdicken  $< 3$  cm gibt. In diesem Eisdickenbereich ist der Einfluss der Volumenstreuung selbst bei sehr glatter Eisoberfläche sehr gering und auch bei glatten Oberflächen dominiert die Streuung an den beiden Grenzflächen. Im restlichen Eisdickenbereich ist der Einfluss der Oberflächenstreuung im Vergleich zur Volumenstreuung vernachlässigbar, weshalb es zur Bestimmung der Größe der Soleeinschlüsse völlig ausreicht, dass es nur NRCS für Eisdicken  $\geq 3$  cm gibt. Natürlich sind die Unterschiede zwischen den grauen Linien auch deshalb so gering, weil sie die jeweils beste Kombination von jeweils 700 Kombinationen sind. Zum Vergleich mit den Ergebnissen von Nghiem u. a.

(1997) ist der mit dem Zusammenhang<sup>7</sup> aus Nghiem u. a. (1996) berechnete NRCS der Volumenstreuung (grüne Linien in Abbildung 5.3.1) als Funktion der Eisdicke dargestellt. Wie zu sehen ist, ist die Übereinstimmung zwischen den NRCS nur aus der Volumenstreuung mit dem Nghiem-Zusammenhang (grüne Linien) und den gemessenen NRCS (blaue Quadrate) sehr viel schlechter als die NRCS (rote Linien) mit den neu bestimmten Koeffizienten  $w$ ,  $V_0$ .

Es kann nicht erwartet werden, dass der empirische Zusammenhang von Gl. 5.3.2 mit  $w = 6.13 \cdot 10^{-9} \text{m}^3/\text{m}$  und  $V_0 = 9.02 \cdot 10^{-11} \text{m}^3$  für die verschiedenen, bei den Messungen (z. B. die Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen) auftretenden Eisbedingungen gilt. Die Unterschiede zwischen den verschiedenen Wachstumsbedingungen von natürlich gewachsenem Meereis sind dafür zu groß, siehe Kapitel 2. Der empirische Zusammenhang von Gl. 5.3.2 ist deshalb nur eine Art erster Näherung, die den groben Rahmen vorgibt. Um die eigentlichen Eisbedingungen zu berücksichtigen, wird Gl. 5.3.2 mit den Faktoren  $a_1$  und  $a_2$  angepasst, so dass für den Radius der Soleeinschlüsse  $r_b(d)$  gilt,

$$r_b(d) = \sqrt[3]{a_1 w \cdot d + a_2 V_0}. \quad (5.3.10)$$

<sup>7</sup>Aus (Nghiem u. a., 1996) ist der Zusammenhang zwischen der Korrelationslänge  $l_i$  und den Halbachsen  $r_i$  der ellipsoiden Streuobjekte bekannt:

$$6l_x l_y l_z = r_x r_y r_z \quad (5.3.4)$$

Des Weiteren gilt für die Verhältnisse der Korrelationslängen der ellipsoide Streuobjekte in (Nghiem u. a., 1997)

$$\frac{l_x}{l_y} = 2,8 \quad (5.3.5)$$

und

$$\frac{l_z}{l_x} = 1,2. \quad (5.3.6)$$

Mit (5.3.5), (5.3.6) und  $r_x r_y r_z = \frac{3}{4\pi} V$  eingesetzt in (5.3.4) folgt für den Zusammenhang zwischen der Korrelationslänge  $l_x$  und dem Volumen des ellipsoiden Streuobjekts  $V$

$$\frac{3}{4\pi} V = l_x \cdot \frac{l_x}{2,8} \cdot 1,2 l_x \cdot 6 = \frac{18}{7} l_x^3. \quad (5.3.7)$$

Unter der Annahme, dass (5.3.7) für eine Kugel mit Volumen  $V = \frac{4\pi}{3} r^3$  und Radius  $r$  gilt, folgt

$$r = \sqrt[3]{\frac{18}{7} l_x}. \quad (5.3.8)$$

Mit der Wachstumsrate  $b_n = 3,74 \cdot 10^{-3}$  und  $a_n = 2,48 \cdot 10^{-4} \text{m}$  (beide Koeffizienten aus (Nghiem u. a., 1997)) gilt folgender Zusammenhang zwischen dem effektiven Radius der Soleeinschlüsse  $r_N$  und der Eisdicke  $d$

$$r_n = \sqrt[3]{\frac{18}{7} (b_n \cdot d + a_n)}. \quad (5.3.9)$$

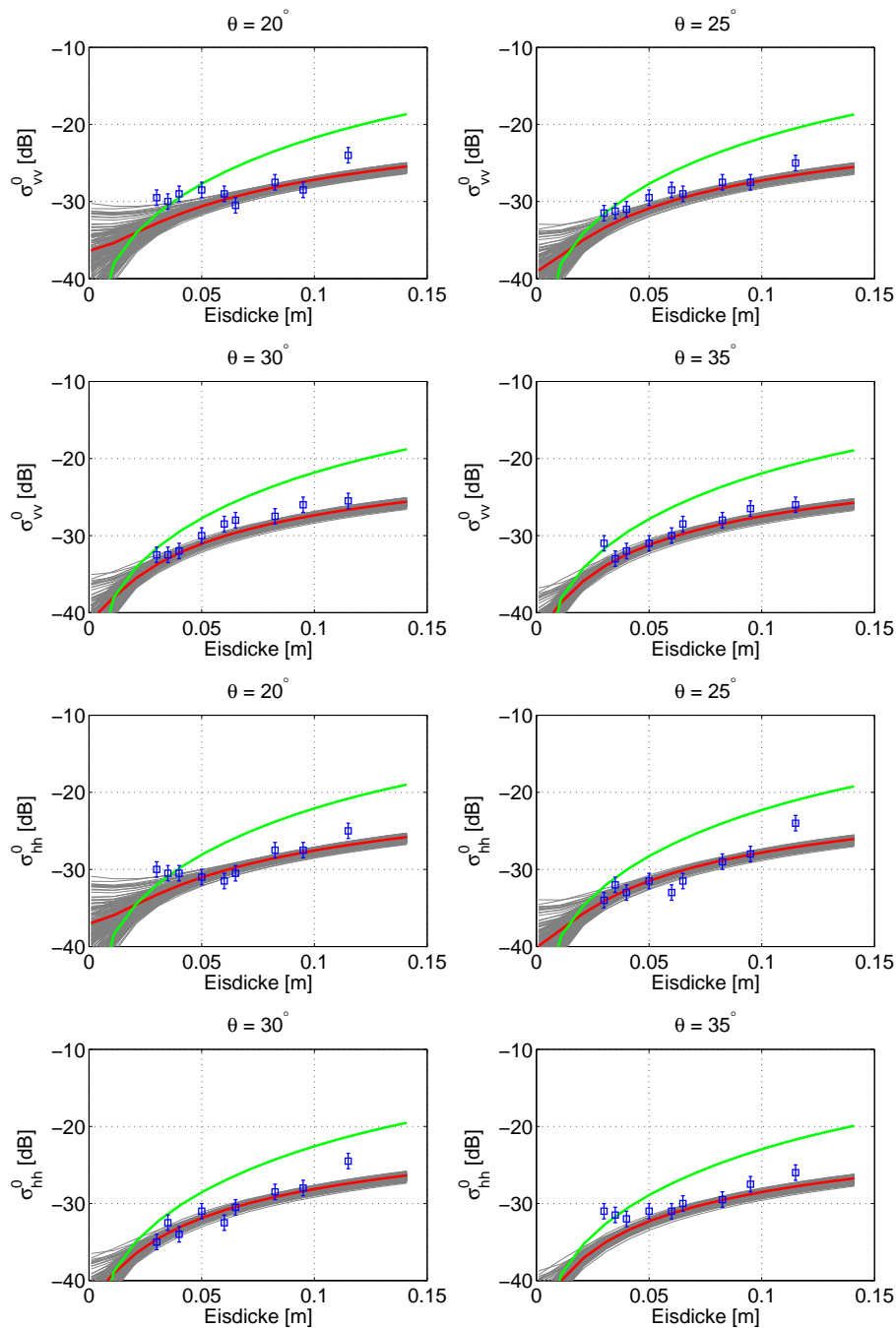


Abbildung 5.3.1.: NRCS der CRRELEX93a-Messungen (blaue Quadrate) zusammen mit den NRCS (rote Linien) der optimalen Parameter ( $w = 6.13 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{m}$  und  $V_0 = 9.02 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3$ ) als Funktion der Eisdicke für verschiedene Einfallswinkel. Die Fehlerbalken geben nicht den Fehler der CRRELEX93a-Messung an, sondern geben zur besseren Orientierung den Bereich des Messwerts  $\pm 1$  dB an. Die grauen Linien repräsentieren die NRCS der besten Kombination von jeweils 700 Kombinationen. (oben) NRCS der vv-Polarisation und (unten) NRCS der hh-Polarisation.

## 5.4. Validierung

Um zu testen, ob das Modell das Rückstreuverhalten von dünnem Meereis wiedergeben kann, wird das Streumodell mit Rückstremessungen des U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory vom Winter 1993 (CRRELEX93b)<sup>8</sup> (Kanagaratnam u. a., 1994) verglichen. Die verwendeten CRRELEX93b-Daten bestehen aus NRCS-Messungen beider Gleich- und Kreuzpolarisationen von künstlich gewachsenem, salzhaltigem Eis mit sechs verschiedenen Dicken zwischen 0,005 m - 0,158 m (siehe Tabelle 5.2) bei verschiedenen Einfallswinkeln ( $0^\circ$  -  $55^\circ$ ) im Ku-Band (13,9 GHz) (Kanagaratnam u. a., 1994). Für die Validierung werden die CRRELEX93b-Daten mit der Vektorkorrektur genutzt. Die NRCS mit Einfallswinkel  $< 20^\circ$  werden für den Vergleich nicht genutzt, weil bei Einfallswinkeln  $< 20^\circ$  die kohärente Rückstreuung beachtet werden muss und das Rückstreumodell nur nicht-kohärente Rückstreuung simulieren kann. Die NRCS der Kreuzpolarisationen werden ebenfalls außen vorgelassen, weil das Modell als Streumodell erster Ordnung die NRCS der Kreuzpolarisationen nicht simulieren kann. Auffallend ist, dass die CRRELEX93b-NRCS eine hohe Variabilität haben. Es gibt zum Teil Sprünge in den NRCS, die physikalisch keinen Sinn ergeben. So gibt es Sprünge im NRCS von über 5 dB bei Unterschieden im Einfallswinkel von nur  $5^\circ$ . Bei einer Eisdicke von z. B. 0,11 m springt der NRCS der hh-Polarisation von  $-22$  dB auf  $-30$  dB bzw. von  $-30$  dB auf  $-24$  dB bei einer Zunahme des Einfallswinkel von  $25^\circ$  auf  $30^\circ$  bzw. von  $30^\circ$  auf  $35^\circ$ , siehe Abb. 5.4.1. Des Weiteren zeigt sich, dass bei knapp 20% der CRRELEX93b-NRCS das Polarisationsverhältnis negativ ist. Bei einer Eisdicke von 5 mm ist das Polarisationsverhältnis für Einfallswinkel  $\leq 35^\circ$  durchweg  $< -3$  dB. Bei den anderen Eisdicken sind die Polarisationsverhältnisse für Einfallswinkel  $\leq 35^\circ$  vereinzelt ebenfalls im Bereich von  $-3$  dB. Aus der Theorie ist zu erwarten, dass das Polarisationsverhältnis positiv ist. Daher liegt die Vermutung nahe, dass die CRRELEX93b-NRCS zum Teil stark verrauscht sind bzw. ein recht große Ungenauigkeit haben, so dass man fast versucht ist, die CRRELEX93b-NRCS erst einmal zu glätten. Trotzdem wird das Rückstreumodell mit den CRRELEX93b-NRCS, so wie sie sind, getestet.

Die gegebenen Parameter für die Simulation des Rückstreuverhaltens sind die Wassertemperatur  $T_w$  direkt unterhalb des Eises mit 271,65 K ( $-1,5^\circ\text{C}$ ) (Zabel u. a., 1996), die Eisdicke  $d_C$ , die Temperatur der Eisoberseite  $T_{Cs}$  (für beide Größen siehe Tabelle 5.2) und der Salzgehalt des Wassers mit angenommenen 32 g/kg. Die Rauigkeitsparameter (die Korrelationslänge  $L_{01}$  und die RMS-Höhe  $h_{01}$  der Eisoberseite und die Korrelationslänge  $L_{12}$  und die RMS-Höhe  $h_{12}$  der Eisunterseite) und die angepasste Formel für das Wachstum der Soleeinschlüsse sind das Ergebnis der Anpassung des Modells an die CRRELEX93b-Daten.

Wie in Abschnitt 5.3 erfolgt die Anpassung mit einem Brute-Force-Ansatz. Für jede der sechs Eisdicken (Tabelle 5.2) werden für jeweils 110.000 Kombinationen der Streuparameter ( $L_{01}$ ,  $L_{12}$ ,  $h_{01}$ ,  $h_{12}$ ,  $a_1$ ,  $a_2$ ) die NRCS der beiden Gleichpolarisationen der jeweiligen Anzahl  $N_\theta$  an Einfallswinkeln berechnet. Die Kombination der Streuparameter für die jeweilige Eisdicke

<sup>8</sup>Nicht verwechseln mit den CRRELEX1993-Daten aus Nghiem u. a. (1997), die in Abschnitt 5.3 genutzt werden.



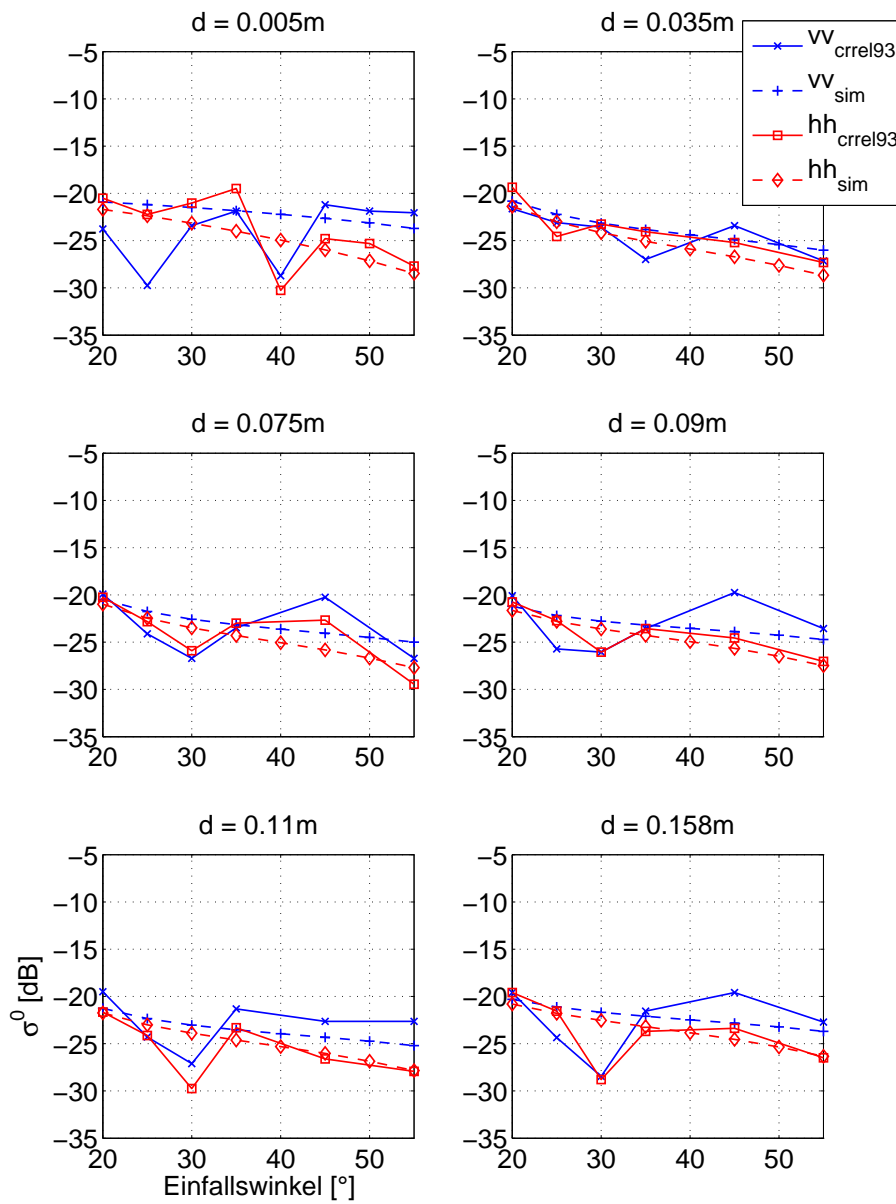


Abbildung 5.4.1.: Gleichpolarisierte NRCS der CRRELEX93b-Messungen (durchgezogene Linien) und des Rückstreumodells (gestrichelte Linien) mit den Parametern aus Tabelle 5.2 für die sechs verschiedenen Eisdicken  $d_c$  als Funktion des Einfallswinkels. Die blauen Linien geben die vv-Polarisation und die roten Linien die hh-Polarisation an.

(gegeben)		(bestimmt)				
$d_C$ [cm]	$T_{Cs}$ [°C]	$L_{01}$ [cm]	$h_{01}$ [cm]	$L_{12}$ [cm]	$h_{12}$ [cm]	$r_b$ [cm]
0,5	-12,8	0,26	0,034	0,12	0,012	0,023
3,5	-16,7	0,66	0,013	3,3	0,015	0,026
7,5	-15,7	0,98	0,016	7,7	0,055	0,029
9,0	-15,7	0,11	0,021	4,8	0,057	0,029
11,0	-16,5	0,96	0,014	3,1	0,056	0,028
15,8	-17,6	0,89	0,023	3,9	0,083	0,032

Tabelle 5.2.: Gegebene und ermittelte Parameter der Validierung, die in Abb. 5.4.1 gezeigt ist.

$d_{C,j}$  für die gilt, dass  $\Delta\sigma_j^0$  minimal ist, wird als die optimale Kombination angesehen.  $\Delta\sigma_j^0$  selbst ist

$$\Delta\sigma_j^0 = \sqrt{\sum_{i=1}^2 \sum_{k=1}^{N_\theta} (\sigma_{m,ijk}^0 - \sigma_{c,ijk}^0)^2} \quad (5.4.1)$$

mit  $\sigma_{c,ijk}^0$  dem berechneten NRCS der  $i$ -ten Polarisation (hh, vv), der  $j$ -ten Eisdicke und dem  $k$ -ten Einfallswinkel und  $\sigma_{m,ijk}^0$  dem zugehörigen gemessenen NRCS.

Die mit den optimalen Parametern berechneten NRCS (gestrichelte Linien) beider Gleichpolarisationen als Funktion des Einfallswinkels für die verschiedenen Eisdicken sind in Abb. 5.4.1 zusammen mit den CRRELEX93b-NRCS (durchgezogene Linien) gezeigt. Im Allgemeinen zeigt sich trotz der starken Variabilität eine gute Übereinstimmung zwischen Modell und Messung. Die Unterschiede zwischen Modell und Messung sind größtenteils  $< 2$  dB, wobei die Unterschiede für die hh-Polarisation kleiner sind als für die vv-Polarisation, siehe Abb. 5.4.2. Tests mit CRRELEX93b-NRCS, die mit einem zweidimensionalen LOWESS<sup>9</sup>-Verfahren geglättet sind (hier nicht weiter aufgeführt), zeigen erstens bei weitem kleinere Unterschiede und zweitens, dass die Unterschiede für die hh-Polarisation und die Unterschiede für die vv-Polarisation nahezu gleich sind. Deshalb kann davon ausgegangen werden, dass die vorhandenen unterschiedlich großen Unterschiede für die beiden Polarisationen im Wesentlichen durch die Verrauschtheit bzw. Unsicherheit der CRRELEX93b-NRCS verursacht werden. Auffallend sind die teilweise starken Ausreißer mit mehr als 4 dB Unterschied. Das kann einerseits daher stammen, dass das Modell ein Streumodell erster Ordnung ist und deshalb das Rückstreuverhalten nicht komplett wiedergegeben werden kann. Andererseits liegt es nach der obigen Betrachtung nahe, dass diese starken Ausreißer durch die Unsicherheit der CRRELEX93b-NRCS verursacht werden. So zeigt unter anderem Zabel u. a. (1996) für vergleichbare NRCS von 0,16 m dickem Eis (ebenfalls CRRELEX93b) Fehler von 2 dB bis 3 dB. Weiterhin zeigt sich, dass die Übereinstimmung für sehr dünnes Eis (Eisdicke  $d_C = 5$  mm) schlecht ist. Die Unterschiede liegen bei 4 dB bzw. 3 dB für die vv- bzw. hh-Polarisation. Wie oben schon

<sup>9</sup>engl. Local regression using weighted linear least squares, zu deutsch robuste lokal gewichtete Regression

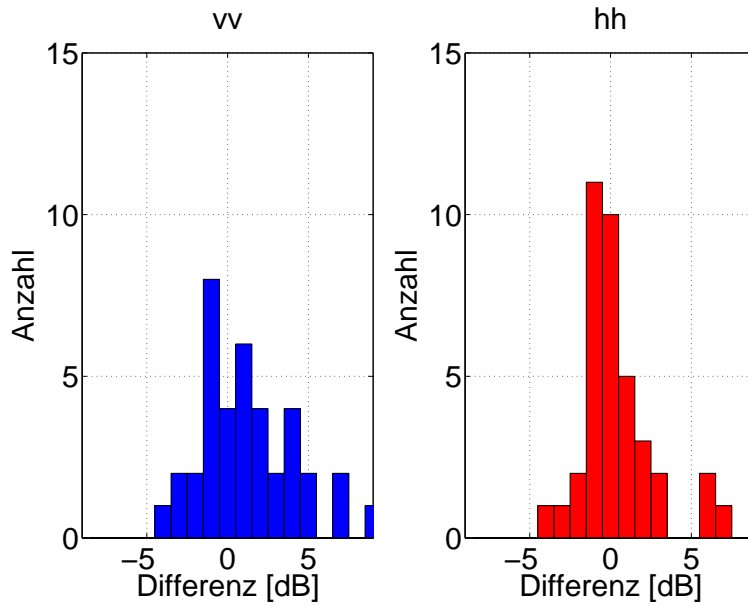


Abbildung 5.4.2.: Histogramme der Differenz in Dezibel zwischen den modellierten NRCS und den gemessenen NRCS. (links) vv-Polarisation und (rechts) hh-Polarisation.

erwähnt, sind die Messdaten insbesondere bei einer Eisdicke von 5 mm aber problematisch. Das Polarisationsverhältnis für Einfallswinkel  $\leq 35^\circ$  ist  $< -3$  dB und bei  $25^\circ$  beträgt es sogar  $-8$  dB, was aus der Theorie nicht zu erwarten ist. Deshalb ist es kein Problem, dass das Rückstreumodell die CRRELEX93b-NRCS nicht so wiedergeben kann.

An sich ist es wünschenswert, das Rückstreumodell insbesondere auf den Zusammenhang zwischen der Eisdicke und der Größe der Soleinschlüsse für extrem dünnes Eis zu testen. Allerdings ist der Volumenstreuterm für extrem dünnes Eis selbst im Ku-Band vernachlässigbar. Das Wechselwirkungsvolumen bzw. die Eisdicke  $d$  ist so klein, dass für den Term  $\left[1 - \exp\left(\frac{-2\kappa_e d}{\cos\theta_t}\right)\right]$  aus Gl. 5.2.6 gilt,

$$\left[1 - \exp\left(\frac{-2\kappa_e d}{\cos\theta_t}\right)\right] \approx 0. \quad (5.4.2)$$

Aus Messungen der Oberflächenrauigkeit der Luft-Eis-Grenzfläche hat Zabel u. a. (1996) die Korrelationslänge  $L_{01,C}$  und die RMS-Höhe  $h_{01,C}$  für die CRRELEX93b-Daten bestimmt. Der Vergleich der optimalen Korrelationslänge  $L_{01}$  und der optimalen RMS-Höhe  $h_{01}$  der Luft-Eis-Grenzfläche des Rückstreumodells mit denen aus den Rauigkeitsmessungen (Zabel u. a., 1996) zeigt, dass die optimale Korrelationslänge  $L_{01}$  und die RMS-Höhe  $h_{01}$  des Modells von gleicher Größenordnung wie die der Rauigkeitsmessungen ( $L_{01,C} = \mathcal{O}(0,4 \text{ cm})$  und  $h_{01,C} = \mathcal{O}(0,04 \text{ cm})$ ) sind. Ein direkter quantitativer Vergleich ist nicht möglich, weil aus

den Daten aus (Zabel u. a., 1996) und (Kanagaratnam u. a., 1994) nicht eindeutig erkennbar ist, welche Rauheitsmessung zu welchen Eisdicken gehört. Die Rauheitsparameter der Eisunterseite ( $L_{12}$  und  $h_{12}$ ) haben nur begrenzten Einfluss auf das Rückstreuergebnis, weil durch die geringe Eindringtiefe ( $\mathcal{O}(1\text{ cm})$ ) im Ku-Band der Anteil der Streuung durch die Eisunterseite gering ist und nur für die ersten beiden Eisdicken (0,5 cm und 3,5 cm) von Belang ist (siehe Abschnitt 5.5.3). Für die übrigen vier Eisdicken (7,5 cm, 9,0 cm, 11,0 cm und 15,8 cm) spielen die Rauheitsparameter der Eisunterseite ( $L_{12}$  und  $h_{12}$ ) praktisch keine Rolle.

Mit dem Modell kann mit realistischen Parametern das Rückstreuverhalten von künstlich gewachsenem, salzhaltigem Eis im Ku-Band wiedergegeben werden. Im Vergleich zu den niedrigeren Frequenzen gilt, dass die Rayleigh-Bedingung, wie in Abschnitt 5.2.2 beschrieben, für die Berechnung des Streukoeffizienten  $\kappa_s$  im Ku-Band am schwächsten erfüllt ist und auch der Anteil der Volumenstreuung im Ku-Band am höchsten ist. Das bedeutet, dass für die niedrigeren Frequenzen (S-, C- und X-Band) das Rückstreumodell ebenso funktionieren sollte, da die Rayleigh-Bedingung für die Berechnung des Streukoeffizienten  $\kappa_s$  bei niedrigeren Frequenzen besser erfüllt ist. Außerdem nimmt der Anteil der Volumenstreuung, bei der die Rayleigh-Bedingung eine Rolle spielt, mit abnehmender Frequenz ab. Daher kann davon ausgegangen werden, dass das Rückstreumodell für die Eisdickenbestimmung ausreichend ist.

## 5.5. Verhalten des Modells (Sensitivität)

Obwohl das in den vorherigen Abschnitten aufgestellte Modell nur ein Streumodell erster Ordnung ist, ist es schon zu komplex um das Verhalten des Modell einfach zu verstehen, weil zum einen das Modell nicht linear ist und zum anderen weil neun beziehungsweise zehn, wenn man die Frequenz dazuzählt, Parameter benötigt werden. Deshalb wird im Folgenden der NRCS für die vier Frequenzen der Multi<sup>3</sup>Scats (S-, C-, X-, Ku-Band; 2,4 GHz, 5,3 GHz, 10 GHz, 15 GHz) als Funktion eines Parameters bzw. zweier Parameter berechnet, während die übrigen Parameter als konstant angenommen werden. Die neun Parameter und deren konstante Werte für den Fall, dass sie als konstant angenommen sind, sind in Tabelle 5.3 aufgeführt. Die Werte der Parameter sind so gewählt, dass sie typische Werte von dünnem Meereis repräsentieren bzw. dass sie eine typische Messsituation repräsentieren.

### 5.5.1. Eisdicke und Einfallswinkel

In Abb. 5.5.1 ist der NRCS der vier Multi<sup>3</sup>Scat-Frequenzen und beider Gleichpolarisationen als Funktion der Eisdicke  $d$  und des Einfallswinkels  $\theta$  gezeigt. Für die übrigen Parameter siehe Tabelle 5.3. Für alle vier Frequenzen gilt, dass der NRCS mit zunehmendem Einfallswinkel abnimmt. Weiterhin ist bei allen vier Frequenzen gegeben, dass der NRCS der vv-Polarisation größer ist als der der hh-Polarisation. Mit abnehmender Eisdicke und zunehmendem Einfallswinkel nimmt der Unterschied zwischen den Polarisationen zu. Zusätzlich zeigt sich, dass

Parameter	Name	Fester Wert
$L_{01}$	Korrelationslänge Luft-Eis-Grenzfläche	0,02 m
$L_{12}$	Korrelationslänge Eis-Wasser-Grenzfläche	0,02 m
$h_{01}$	RMS-Höhe Luft-Eis-Grenzfläche	$10^{-3}$ m
$h_{12}$	RMS-Höhe Eis-Wasser-Grenzfläche	$10^{-3}$ m
$T_s$	Oberflächen Temperatur	267 K
$d$	Eisdicke	0,1 m
$\theta$	Einfallswinkel	$40^\circ$
$a_1$	Anpassungsfaktoren der Soleeinschlüsse	1
$a_2$		1

Tabelle 5.3.: Festgelegte Parameter für die Untersuchung des Modellverhaltens.

der NRCS für höhere Frequenzen größer ist, wobei der NRCS im S-Band bei  $\mathcal{O}(-20 \text{ dB})$  und im Ku-Band bei  $\mathcal{O}(-15 \text{ dB})$  liegt. Der auffallendste Unterschied zwischen den einzelnen Frequenzen ist die Position der lokalen NRCS-Minima. Während im S-Band das lokale NRCS-Minimum quasi nicht gegeben ist, sind die lokalen NRCS-Minima bei den drei anderen Frequenzen wesentlich stärker ausgeprägt.

Das NRCS-Minimum ist durch die gleiche Stärke der Volumenstreuprozesse (Streuprozesse 2 und 3, Abschnitt 5.2.1) und der Oberflächenstreuprozesse (Streuprozesse 1 und 4, Abschnitt 5.2.1) gekennzeichnet. In Abb. 5.5.1 sind zusätzlich noch die Stärke der Volumenstreuprozesse mit weißen Kontur-Linien und die der Oberflächenstreuprozesse mit schwarzen Konturlinien angezeigt. Das bedeutet, links vom NRCS-Minimum dominieren die Oberflächenstreuprozesse und rechts vom Minimum dominieren die Volumenstreuprozesse. Der Anteil der Oberflächenstreuprozesse an der Gesamtstreuung nimmt somit mit zunehmender Eisdicke ab, während der Anteil der Volumenstreuprozesse mit zunehmender Eisdicke zunimmt. Gemäß dem sind im S-Band hauptsächlich die Oberflächenstreuprozesse von Bedeutung. Bei den drei übrigen Frequenzen sind sowohl Oberflächenstreuprozesse wie auch Volumenstreuprozesse von Bedeutung.

Mit zunehmender Frequenz verschiebt sich das Minimum zu kleineren Eisdicken. Das Minimum im C-Band z. B. ist bei  $\mathcal{O}(0,25 \text{ m})$ , während es im Ku-Band bei  $\mathcal{O}(0,05 \text{ m})$  ist. Der Grund dafür ist der, dass der Extinktionskoeffizient  $\kappa_e$  des Meereises im Mikrowellenbereich mit zunehmender Frequenz zunimmt und die Eindringtiefe entsprechend abnimmt. Mit der Abnahme der Eindringtiefe reduziert sich die Eisdicke bis zu der die Streuung an der Eisunterseite eine Rolle spielt und ab der die Volumenstreuung dominiert. Mit zunehmender Frequenz wird daher der Eisdickenbereich für den gilt, dass die Volumenstreuprozesse und die Oberflächenstreuprozesse gleich groß sind, zu geringeren Eisdicken verschoben. Gerade bei sehr

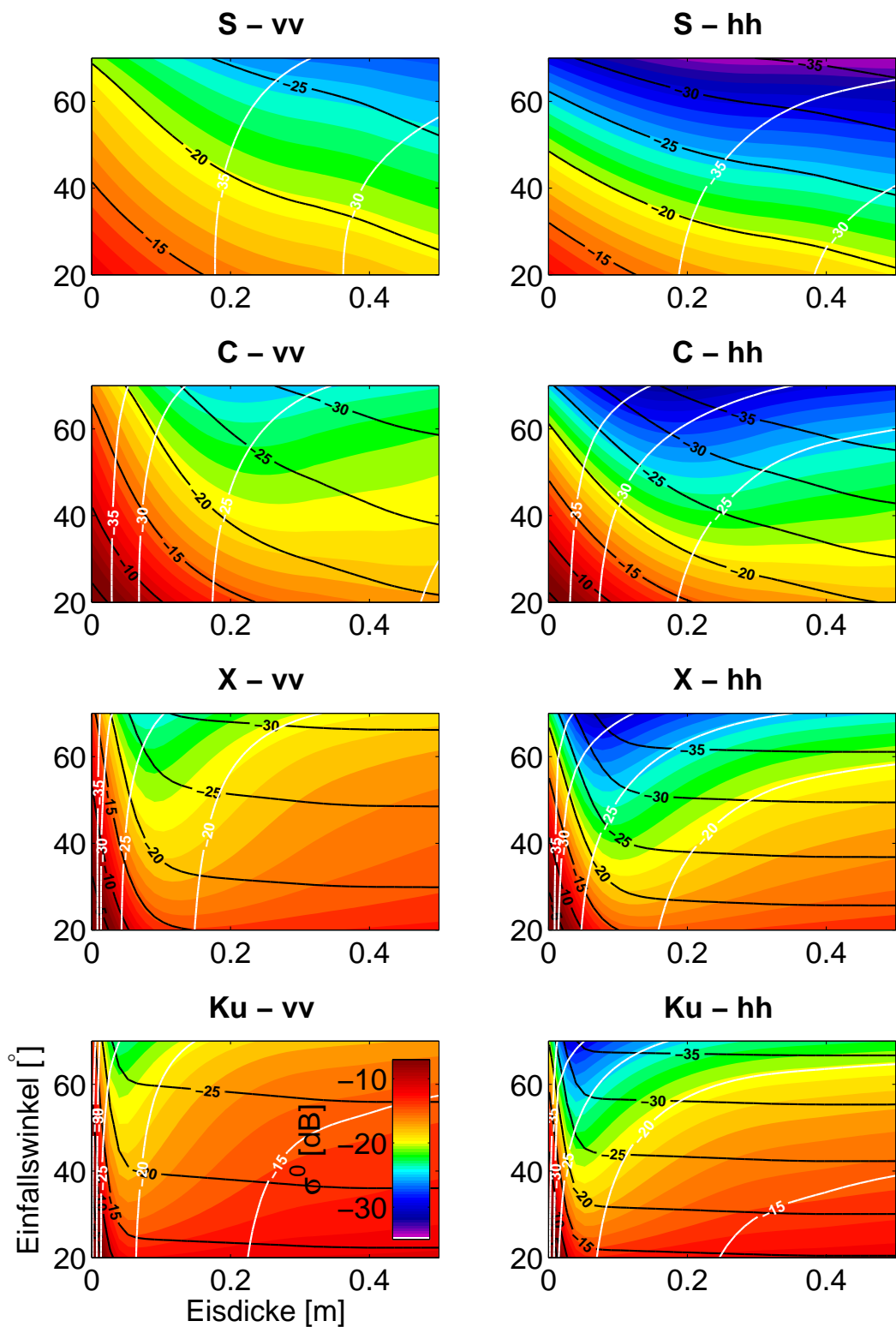


Abbildung 5.5.1.: NRCS als Funktion der Eisdicke und des Einfallswinkel. Auf der linken Seite die vv-Polarisation im (von oben nach unten) S-, C-, X- und Ku-Band und auf der rechten Seite die entsprechenden hh-Polarisationen. Die schwarzen Linien geben die Summe der beiden Oberflächenstreuterme ( $\sigma_{t,ii}$  und  $\sigma_{b,ii}$ ) aus Gl. 5.2.1 an und die weißen Linie geben die Summe der beiden Volumenstreuterme ( $\sigma_{v,ii}$  und  $\sigma_{vb,ii}$ ) aus Gl. 5.2.1 an.

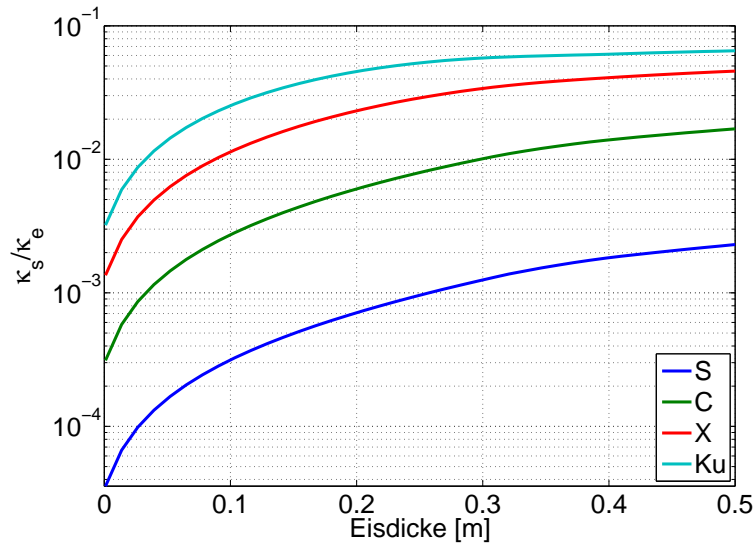


Abbildung 5.5.2.: Das Verhältnis von Streukoeffizient  $\kappa_s$  zu Extinktionskoeffizient  $\kappa_e$  im S-, C-, X- und Ku-Band als Funktion der Eisdicke.

dünnem Eis und insbesondere bei niedrigeren Frequenzen ist der dominierende Streuprozess weder die Streuung an der Eisoberseite noch die Volumenstreuprozesse, sondern aufgrund der großen Permittivitätskontraste zwischen Meereis und Meerwasser die Streuung an der Eisunterseite. Die Streuung an der Eisoberseite bleibt dagegen mit zunehmender Eisdicke fast konstant, da sich der Permittivitätskontrast zwischen Luft und Eis mit zunehmender Eisdicke nur sehr wenig ändert.

Die Volumenstreuung ist bei höheren Frequenzen schon bei niedrigeren Eisdicken vorherrschend, weil das Verhältnis von Streukoeffizient  $\kappa_s$  zu Extinktionskoeffizient  $\kappa_e$  bei höheren Frequenzen größer ist als bei niedrigeren (Abb. 5.5.2). Dieses Verhältnis bestimmt in Gl. 5.2.6 die Stärke der Volumenstreuung. Das Anwachsen des Streukoeffizienten  $\kappa_s$  mit der Frequenz hängt damit zusammen, dass das Verhältnis  $x$ ,

$$x = k_{ice} r_b = \frac{2\pi r_b}{\lambda_{ice}}, \quad (5.5.1)$$

zwischen dem Umfang ( $2\pi r_b$ ) des Streuobjekts (Soleeinschlusses) und der Wellenlänge  $\lambda_{ice}$  im Ku-Band viel größer als im S-Band ist. Für die Mie-Streuung gilt mit  $x < 1$ , was für das S- wie das Ku-Band zutrifft, dass mit leicht anwachsenden Verhältnis  $x$  die Streuung sehr stark anwächst.

Das lokale NRCS-Minimum verschiebt sich zudem mit zunehmendem Einfallswinkel zu niedrigeren Eisdicken. Der Grund dafür ist im Wesentlichen der, dass sich die effektive Eindringtiefe  $d_{sp}$  durch den flacheren Einfallswinkel  $\theta$  reduziert, da für die effektive Eindringtiefe

$d_{sp}$  gilt,

$$d_{sp} = d_p \cos \theta, \quad (5.5.2)$$

wobei  $d_p = \kappa_e^{-1}$  die eigentliche Eindringtiefe ist.  $\kappa_e$  ist der Extinktionskoeffizient, welcher unabhängig vom Einfallswinkel (siehe Abschnitt 5.2.2) ist.

### 5.5.2. Rauigkeit der Eisoberseite

In Abbildung 5.5.3 ist der NRCS der verschiedenen Frequenzen und Polarisierungen in Abhängigkeit von der Korrelationslänge  $L_{01}$  und von der RMS-Höhe  $h_{01}$  dargestellt. Grundsätzlich gilt, dass mit ansteigender Frequenz der NRCS ansteigt und dass dieser bei vv-Polarisation größer als bei hh-Polarisation ist. Die größten Unterschiede zwischen Minimum- und Maximum-NRCS ( $\mathcal{O}(10 \text{ dB})$ ) sind im X- und Ku-Band zu finden, während im C-Band die Unterschiede nur halb so groß sind und im S-Band nur ein Viertel des Unterschieds im X- bzw. Ku-Band sind. Insgesamt sind die Unterschiede zwischen Minimum-NRCS und Maximum-NRCS im Vergleich zur Betrachtung des NRCS als Funktion von Einfallswinkel und Eisdicke (Abb. 5.5.1) geringer.

Das Rückstreuverhalten ist bei den vier Frequenzen ähnlich. Die Korrelationslänge  $L_{01}$  festhaltend steigt der NRCS mit ansteigender RMS-Höhe an, ausgenommen im Ku-Band bei  $L_{01} \approx 5 \cdot 10^{-3} \text{ m}$  und  $h_{01} \gtrsim 4 \cdot 10^{-3} \text{ m}$ , wo der NRCS mit ansteigender RMS-Höhe  $h_{01}$  abnimmt. Die RMS-Höhe  $h_{01}$  festhaltend zeigt sich ein Maximum im NRCS, was sich mit größerer RMS-Höhe  $h_{01}$  leicht zu einer größeren Korrelationslänge  $L_{01}$  verschiebt, was insbesondere bei der hh-Polarisation gut zu sehen ist. Mit Ausnahme der vv-Polarisation im Ku-Band wächst das NRCS-Maximum mit ansteigender RMS-Höhe  $h_{01}$  an. Das ist aber kein spezielles Verhalten des Ku-Bands. Falls der NRCS als Funktion der normalisierten Korrelationslänge  $L_{01}^*$ ,

$$L_{01}^* = kL_{01}, \quad (5.5.3)$$

und der normalisierten RMS-Höhe  $h_{01}^*$ ,

$$h_{01}^* = kh_{01} \quad (5.5.4)$$

mit  $k$  der Wellenzahl, berechnet wird, dann ist das Verhalten bei allen vier Frequenzen nahezu gleich. Ein leichter Unterschied ergibt sich aus der Frequenzabhängigkeit des Realteils der Permittivität des Meereises. Die Stärke des NRCS ist deshalb unterschiedlich, weil die normalisierte Korrelationslänge  $L_{01}^*$  und die normalisierte RMS-Höhe  $h_{01}^*$  verschieden sind. Zum Beispiel im S-Band entspricht eine Korrelationslänge von  $0,02 \text{ m}$  einer normalisierten Korrelationslänge von  $\approx 1$ , während im Ku-Band eine Korrelationslänge von  $0,02 \text{ m}$  einer normalisierten Korrelationslänge von  $\approx 6$  entspricht. Berücksichtigt man nur die Streuung an der Eisoberseite und nimmt im Ku-Band anstatt einer Korrelationslänge von  $0,02 \text{ m}$  eine von  $\approx 0,003 \text{ m}$ , welche einer normalisierten Korrelationslänge von  $\approx 1$  entspricht, so gibt



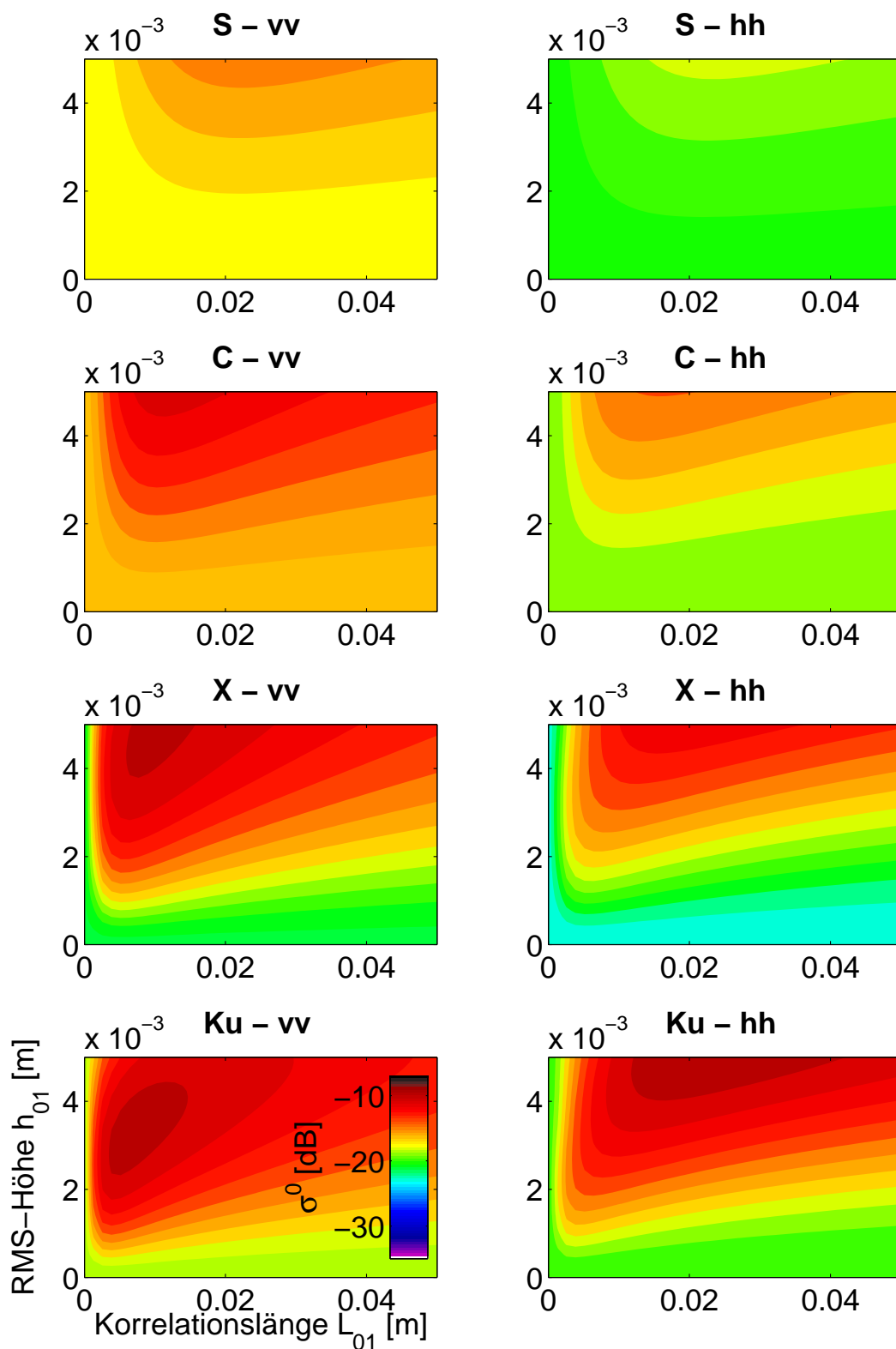


Abbildung 5.5.3.: NRCS als Funktion der Korrelationslänge der Eisoberseite  $L_{01}$  und der RMS-Höhe der Eisoberseite  $h_{01}$ .

es, abgesehen von den leichten Unterschieden durch die frequenzabhängige Permittivität des Meereises, keine Unterschiede. Das Gleiche gilt auch für die RMS-Höhe. Das bedeutet, dass die Unterschiede zwischen den NRCS der verschiedenen Frequenzen in Abhängigkeit von den beiden Rauigkeitsparametern ( $L_{01}$  und  $h_{01}$ ) hauptsächlich durch die unterschiedlichen Verhältnisse von Korrelationslänge  $L_{01}$  zur Wellenzahl  $k$  bzw. RMS-Höhe  $h_{01}$  zur Wellenzahl  $k$  verursacht werden. Die übrigen Unterschiede sind das Resultat der drei anderen Streuprozesse. Da sie aber nicht von der Korrelationslänge  $L_{01}$  und der RMS-Höhe  $h_{01}$  abhängen, führen sie nur zu einer konstanten Verschiebung des NRCS. So führt z. B. die starke Rückstreuung an der Eisunterseite im S-Band, dass bei kleiner RMS-Höhe  $h_{01}$  und kleiner Korrelationslänge  $L_{01}$  die NRCS im S-Band größer sind als im X-Band.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass von S- nach Ku-Band ansteigend die Sensitivität auf Änderungen der Rauigkeitsparameter der Eisoberseite ansteigt.

### 5.5.3. Rauigkeit der Eisunterseite

Der Streuprozess an der Eisunterseite ist der Gleiche wie der an der Eisoberseite, vgl. auch Gln. 5.2.9 und 5.2.2. Dementsprechend sollten die Ergebnisse analog zu denen aus Abschnitt 5.5.2 sein, ausgenommen die Unterschiede aufgrund des stärkeren Permittivitätskontrastes<sup>10</sup>. Abbildung 5.5.4 zeigt den NRCS der verschiedenen Frequenzen und Polarisationen in Abhängigkeit von der Korrelationslänge  $L_{12}$  der Eisunterseite und von der RMS-Höhe  $h_{12}$  der Eisunterseite. Im S- und C-Band sind die Ergebnisse analog zu denen aus Abschnitt 5.5.2 abgesehen davon, dass der Unterschied zwischen Maximum- und Minimum-NRCS wesentlich größer ist; anstatt der 4 dB im S-Band bzw. 5 dB im C-Band für den Fall der Rauigkeit an der Eisoberseite sind es für den hiesigen Fall der 23 dB im S-Band bzw. 13 dB im C-Band. Im X- und Ku-Band aber unterscheiden sie sich auf den ersten Blick komplett. Der NRCS ist im X- und Ku- nahezu konstant; im X-Band sind die Unterschiede zwischen Maximum- und Minimum-NRCS bei  $< 0,5$  dB und im Ku-Band sogar bei  $< 0,01$  dB. Das liegt nicht am eigentlichen Streuprozess, der ist derselbe wie in Abschnitt 5.5.2 und sollte durch den wesentlich stärkeren Permittivitätskontrast sogar noch stärker sein. Der Unterschied zu Abschnitt 5.5.2 ist der, dass die einfallende Strahlung wie auch die an der Eisunterseite gestreute Strahlung jeweils das Meereis durchqueren muss. Wie in Tabelle 5.3 aufgeführt beträgt für diese Sensitivitätsuntersuchung die Eisdicke  $d = 0,1$  m. Berücksichtigt man die Dämpfung der einfallenden Strahlung durch das Meereis, zeigt sich, dass durch den im X- und Ku-Band viel größeren Extinktionskoeffizienten als im S- oder C-Band kaum Strahlung an der Eisunterseite ankommt, die gestreut werden kann. Daher macht es im X- und Ku-Band bei Eis mit einer Dicke  $> 0,1$  m nahezu keinen Unterschied wie die Rauigkeit der Eisunterseite ist. Somit ist das Rückstreuverhalten im X- und Ku-Band von Meereis dicker als 0,1 m hauptsächlich durch die anderen drei Streuprozesse bestimmt. Im S- und C-Band macht es jedoch einen Unterschied. Könnte

<sup>10</sup>Der Permittivitätskontrast zwischen Luft und Meereis ist abhängig von der Frequenz ca. eins zu vier, während der Permittivitätskontrast zwischen Meereis und Meerwasser eine Größenordnung größer ist.

die Strahlung das Meereis verlustfrei durchdringen, würde man im X- und Ku-Band ein ähnliches Verhalten wie im S- und C-Band sehen bzw. wie bei der Streuung an der Eisoberseite (Abschnitt 5.5.2).

#### 5.5.4. Oberflächentemperatur

Das Verhalten des NRCS (schwarze Linien in Abb. 5.5.5) als Funktion der Oberflächentemperatur  $T_s$  im Bereich von 255 K bis 271 K ist unterschiedlich für die vier Frequenzen. Nichtsdestotrotz sind die niedrigsten NRCS der jeweiligen Frequenz und Polarisation bei den höchsten Oberflächentemperaturen  $T_s$  zu finden. Während im S-Band der NRCS mit einem Unterschied zwischen dem NRCS bei 255 K und dem bei 271 K von 0,4 dB nahezu konstant, ändert sich der NRCS der drei anderen Frequenzen viel stärker mit Änderung der Oberflächentemperatur  $T_s$ . Im C-Band und bei der hh-Polarisation im X-Band ändert sich der NRCS um knapp 5 dB. Die Änderung des NRCS bei vv-Polarisation im X-Band mit der Temperatur beträgt nur etwa die Hälfte. Im Gegensatz zum Ku-Band fällt der NRCS bei den drei anderen Frequenzen mit ansteigender Temperatur streng monoton ab, während die vv(hh)-Polarisation des NRCS im Ku-Band bei einer Oberflächentemperatur  $T_s$  von 263 K (262 K) ein kleines Maximum hat. Das Maximum ist um 0,5 dB größer als der NRCS bei  $T_s = 255$  K. Auch wenn dieses Maximum nur angedeutet ist, zeigt sich darin, dass der Streukoeffizient  $\kappa_s$  eben nicht, wie bei einem optisch dünnen Medium, eine lineare Funktion des Volumenanteils der Streuobjekte (Soleeinschlüsse) ist (siehe Abschnitt 5.2.2). Die Temperaturabhängigkeit ist insgesamt geringer im Ku-Band als im C- bzw. X-Band. Der NRCS der vv(hh)-Polarisation im Ku-Band ändert sich nur um 1,4 dB (2,7 dB). Auffallend ist, dass das Polarisationsverhältnis im X- und Ku-Band mit zunehmender Oberflächentemperatur  $T_s$  größer wird, was andeutet, dass im Vergleich zur Volumenstreuung der Anteil der Oberflächenstreuung zunimmt.

Der Grund für das oben erwähnte Verhalten des NRCS als Funktion der Oberflächentemperatur ist die Temperaturabhängigkeit des Volumenanteils der Sole (Gl. 2.2.3 und siehe im Anhang Abb. A.3.1) und der relativen Permittivität der Sole und des Süßwassereises (siehe im Anhang Abb. A.3.2). Durch den Anstieg der Oberflächentemperatur  $T_s$  von 255 K auf 271 K verändert sich der Volumenanteil der Sole; er ist fünfmal größer bei einer Oberflächentemperatur  $T_s$  von 271 K als bei  $T_s = 255$  K. Das bedeutet, dass sich die effektive Permittivität des Meereises ändert und dass sich der Anteil der Volumenstreuung ändert (grüne Linien in Abb. 5.5.5). Mit Ausnahme des Ku-Bands ist der Anteil der Volumenstreuung nahezu konstant für niedrige Oberflächentemperaturen (nur leicht abfallend) und (stärker) abfallend für höhere Oberflächentemperaturen. Im Ku-Band steigt der Anteil der Volumenstreuung bis knapp  $T_s = 263$  K leicht an und vermindert sich erst dann.

Normalerweise wäre zu erwarten, dass für einen höheren Volumenanteil an Streuobjekten die Volumenstreuung höher ist als für einen niedrigeren Volumenanteil. Das ist auch richtig, wenn das Medium ein optisch dünnes Medium ist und die Streuobjekte selbst keine Strahlung absorbieren. Meereis ist erstens kein optisch dünnes Medium und zweitens, und noch

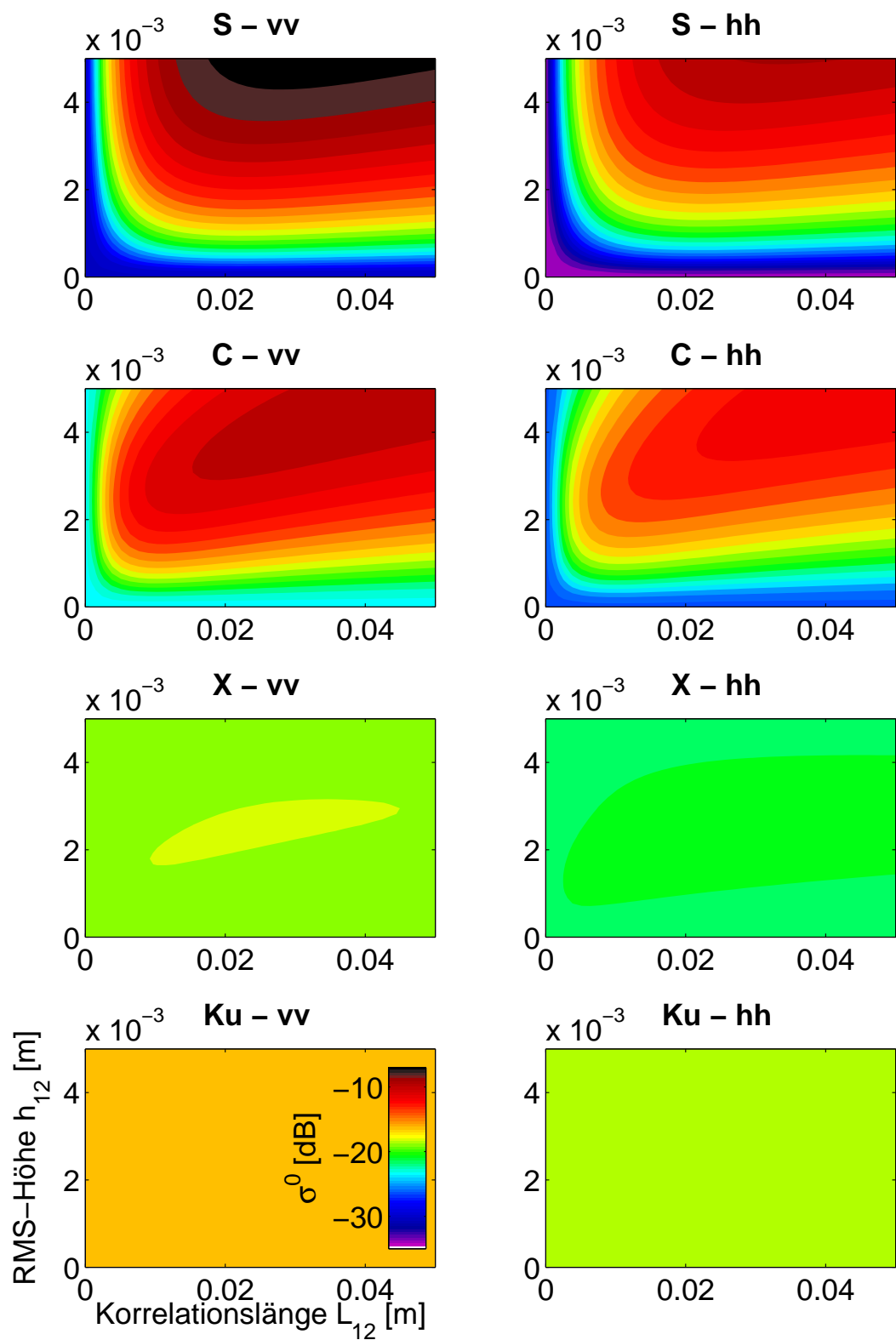


Abbildung 5.5.4.: NRCS als Funktion der Korrelationslänge der Eisunterseite  $L_{12}$  und der RMS-Höhe der Eisunterseite  $h_{12}$ .

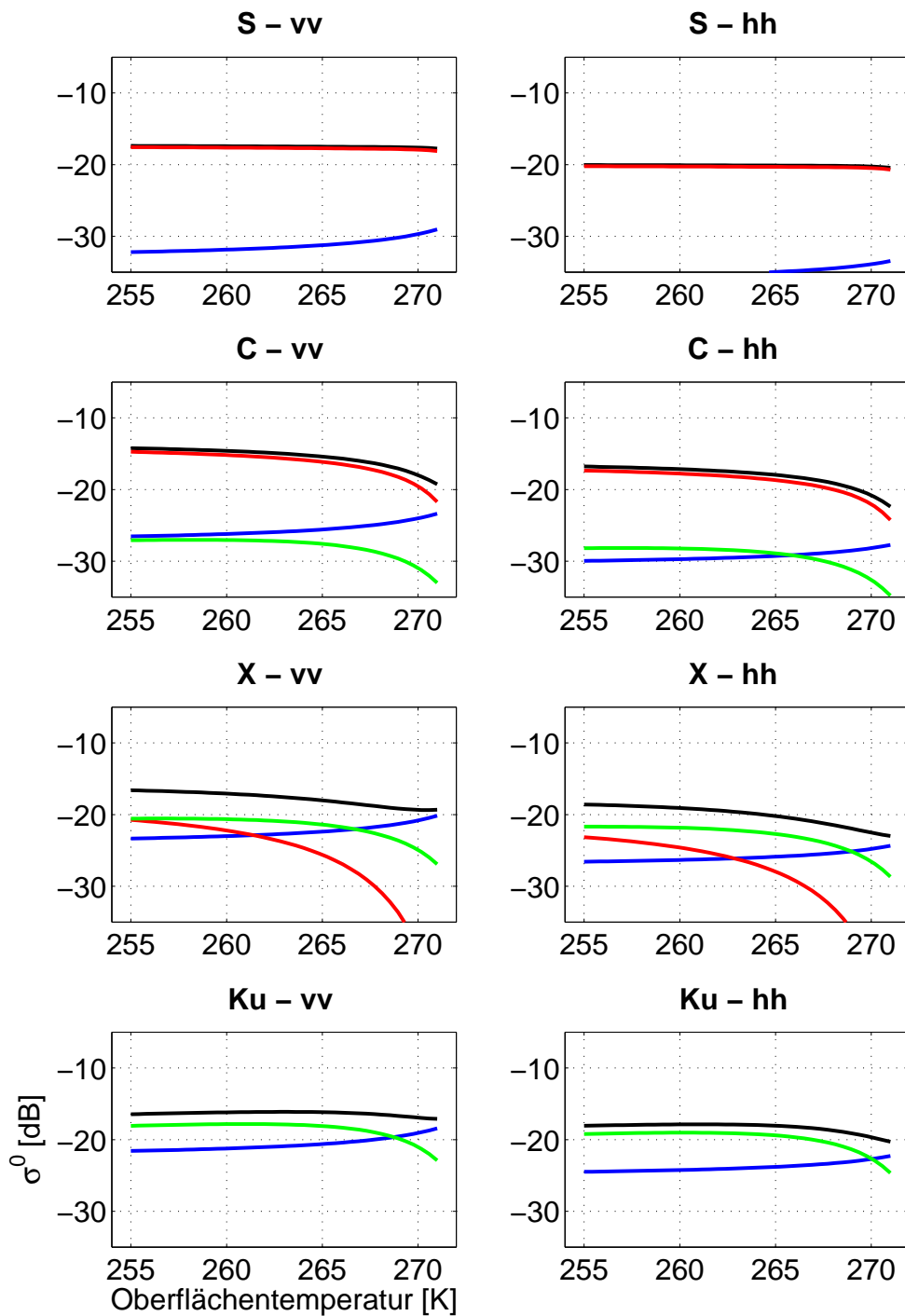


Abbildung 5.5.5.: NRCS als Funktion der Oberflächentemperatur  $T_s$  (von oben nach unten) im S-, C-, X- und Ku-Band. (links) vv-Polarisation und (rechts) hh-Polarisation. Die schwarze Linie repräsentiert die gesamt Streuung aller vier Streuterme aus Gl. 5.2.1, während die grüne Linie die beiden Volumenstreuterme repräsentiert und die rote Linie die Streuung an der Eisunterseite bzw. die blaue Linie die Streuung an der Eisoberseite repräsentiert.

wichtiger, die Streuobjekte (Soleeinschlüsse) absorbieren einen Teil der Strahlung, was sich auch im großen Imaginärteil der Permittivität der Sole widerspiegelt. Durch den höheren Volumenanteil der Sole bei höheren Temperaturen erhöht sich somit auch die Absorption im Medium und damit wird weniger Strahlung aus dem Medium zurückgestreut; der Anteil der Volumenstreuung nimmt ab. Der Streukoeffizient  $\kappa_s$  (Abb. 5.5.6 (oben)) steigt zwar mit der Zunahme der Streuobjekte an, der Anstieg ist aber nicht stark genug um die Verluste durch die Absorption auszugleichen. Des Weiteren steigt der Streukoeffizient, abhängig von der jeweiligen Frequenz, nur bis zu einem spezifischen Wert an und fällt dann mit weiterer Zunahme der Anzahl von Streuobjekten wieder ab (siehe Abschnitt 5.2.2).

Mit der Änderung der Oberflächentemperatur  $T_s$  ändert sich zudem die Permittivität des Süßwassereises wie auch die der Sole. Der Imaginärteil der Permittivität des Süßwassereises und der Sole steigt mit ansteigender Temperatur an, was zu einer stärkeren Absorption führt. Zusätzlich steigt auch der Realteil der Permittivität der Sole mit der Temperatur an, wodurch der Permittivitätskontrast zwischen dem Süßwassereis und der Sole erhöht wird. Der Effekt durch die Änderung der Permittivität durch die Temperaturänderung ist aber wesentlich geringer als die Änderung des Volumenanteils der Sole im Eis mit der Temperatur und der daraus resultierenden Änderung der Anzahl der Soleeinschlüsse. Da die Größe bzw. das effektive Volumen eines einzelnen Soleeinschlusses unabhängig von der Temperatur durch Gl. 5.3.1 bei gegebener Eisdicke  $d$  festgelegt ist, kann die Änderung des Volumenanteils nur durch die Änderung der Anzahl der Soleeinschlüsse berücksichtigt werden. Bei konstanten Permittivitäten der Sole und des Süßwassereises ändert sich das in Abb. 5.5.5 gezeigte Verhalten des NRCS nur geringfügig.

Durch die Erhöhung des Volumenanteils der Sole (und zweitrangig der Permittivität der Sole und des Süßwassereises) erhöht sich auch sowohl Real- wie auch Imaginärteil der effektiven Permittivität des Meereises mit der Temperatur (Abb. 5.5.6 (unten)). Das hat zur Folge,

1. dass sich der Permittivitätskontrast zwischen der Luft und dem Meereis erhöht und damit auch die Streuung an der Eisoberseite (blaue Linien in Abb. 5.5.5) und
2. dass durch die Zunahme der Absorption weniger Strahlung an der Eisunterseite (rote Linien in Abb. 5.5.5) gestreut werden kann.

Der Anstieg der Streuung an der Eisoberseite ist nicht stark genug um die Verminderung der anderen Streuprozesse zu kompensieren, weshalb der NRCS mit ansteigender Oberflächentemperatur  $T_s$  geringer wird.

### 5.5.5. Veränderung der Größe der Soleeinschlüsse

Um die verschiedenen Umweltbedingungen während des Eiswachstums zu berücksichtigen wird die Größe der Soleeinschlüsse mit den Anpassungsfaktoren  $a_1$  und  $a_2$  modifiziert. Mit der Änderung von  $a_1$  ändert sich die Wachstumsrate der Soleeinschlüsse und mit  $a_2$  ändert sich die Größe der Soleeinschlüsse zu Beginn des Gefrierens. Abb. 5.5.7 zeigt den NRCS der beiden

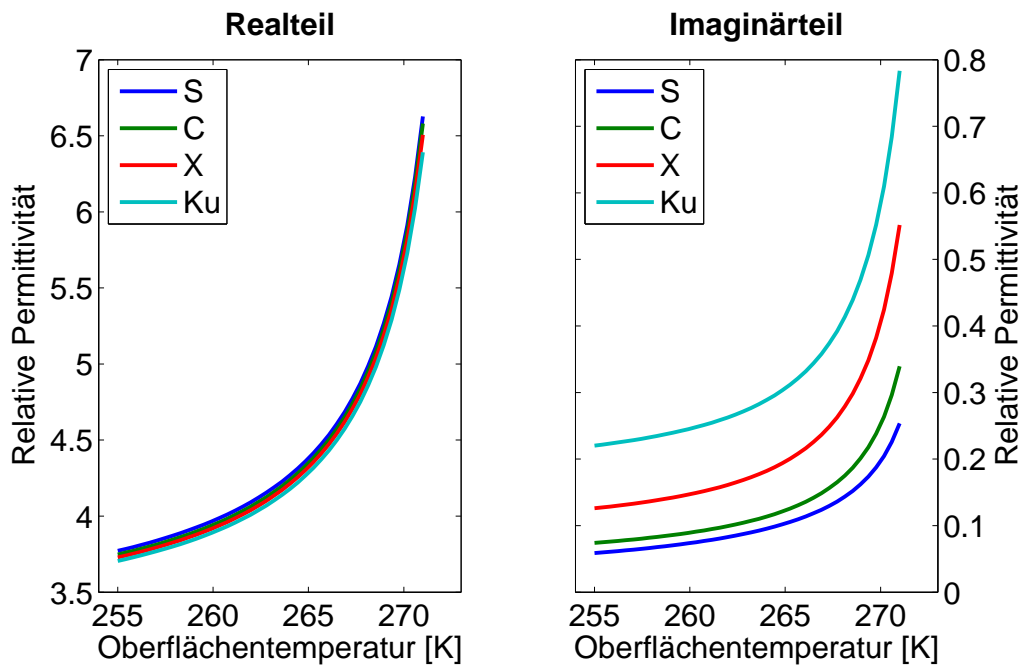
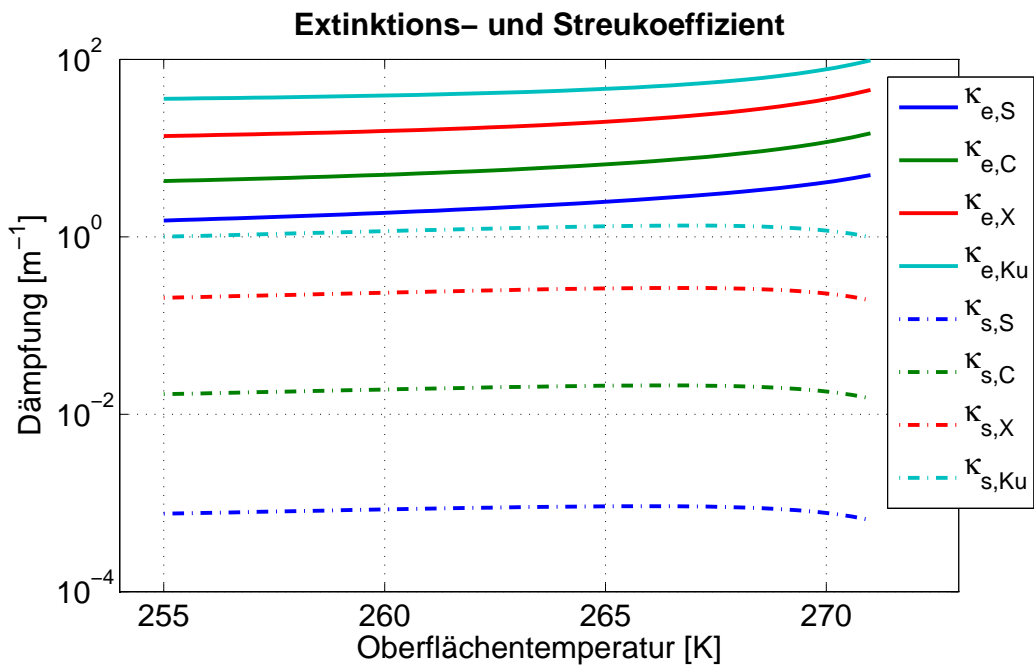


Abbildung 5.5.6.: (oben) Extinktionskoeffizient  $\kappa_e$  (durchgezogene Linien) und Streukoeffizient  $\kappa_s$  (gestrichelte Linien) als Funktion der Oberflächentemperatur für das S-, C-, X- und Ku-Band. (unten) Relative Permittivität als Funktion der Oberflächentemperatur für das S-, C-, X- und Ku-Band. (unten links) Realteil und (unten rechts) Imaginärteil.

Gleichpolarisationen der vier Frequenzen in Abhängigkeit von den beiden Anpassungsfaktoren  $a_1$  und  $a_2$ . Im S-Band und C-Band ist der NRCS nahezu konstant. Die Unterschiede zwischen dem NRCS-Maximum bei  $a_1 = 2$  und  $a_2 = 2$  und dem Minimum bei  $a_1 = 0$  und  $a_2 = 0$  ist im S-Band  $< 0,1$  dB und im C-Band  $< 1$  dB. Im X- und Ku-Band sind die Änderungen des NRCS viel größer. Im X-Band beträgt der Unterschied zwischen dem NRCS-Maximum bei  $a_1 = 2$  und  $a_2 = 2$  und dem Minimum bei  $a_1 = 0$  und  $a_2 = 0$  ca. 5 dB und im Ku-Band beträgt er ca. 7 dB. Die geringen Änderungen im S- und C-Band ergeben sich daher, dass die Modifizierung der Größe der Soleeinschlüsse auf den Streukoeffizienten  $\kappa_s$  wirkt. Dieser ist im S- und C-Band im Vergleich zum Absorptionskoeffizienten  $\kappa_a$  so klein, das gilt,

$$\kappa_e = \kappa_a + \kappa_s \underbrace{\approx}_{\kappa_s \ll \kappa_a} \kappa_a. \quad (5.5.5)$$

Außerdem wird aufgrund des kleinen Streukoeffizienten  $\kappa_s$  die Rückstreuung im S- und C-Band durch die Streuung an der Eisunterseite und an der Eisoberseite dominiert (Abb. 5.5.1). Da der Absorptionskoeffizient  $\kappa_a$  nur von dem Volumenanteil  $v_b$  (siehe Abschnitt 5.2.2) abhängig ist und nicht von der Größe der einzelnen Soleeinschlüsse, ändert sich somit der NRCS nur sehr wenig mit Änderung der Größe der Soleeinschlüsse. Im X- und Ku-Band ist die Volumenstreuung der dominierende Streuprozess (Abb. 5.5.1). Dementsprechend ändert sich der NRCS mit der Vergrößerung oder der Verkleinerung der Soleeinschlüsse.

### 5.5.6. Zusammenfassung

Mit der Frequenz, dem Einfallswinkel und der Eisdicke ändert sich der dominierende Streuprozess. Für sehr dünne Eisdicken und steile Einfallswinkel gilt, dass die Streuung an den Grenzflächen (Streuprozesse 1 und 4 in Gl. 5.2.1) die dominierenden Streuprozesse sind. Mit zunehmender Eisdicke und Einfallswinkel verschiebt sich die Dominanz in Richtung der Volumenstreuprozesse (Streuprozesse 2 und 3 in Gl. 5.2.1). Während im S-Band selbst für dickere Eisdicken die Streuung an den Grenzflächen dominiert, dominiert im Ku-Band schon bei kleinen Eisdicken und steilen Einfallswinkeln die Volumenstreuung. Damit geht auch die Bedeutung der Rauigkeiten der Grenzflächen einher. Im S-Band spielt insbesondere die Rauigkeit der Eisunterseite selbst bei dickem Eis eine tragende Rolle. Im Ku-Band kann die Streuung an der Eisunterseite abgesehen von ganz dünnem Eis sogar vernachlässigt werden. Bei höheren Oberflächentemperaturen ist der NRCS kleiner als bei niedrigeren Oberflächentemperaturen und führt zu einer Erhöhung des relativen Anteils der Streuung an der Eisoberseite. Die Änderung der Größe der Soleeinschlüsse wirkt im Wesentlichen in der Volumenstreuung, was sich insbesondere bei den höheren Frequenzen (X- und Ku-Band) zeigt.



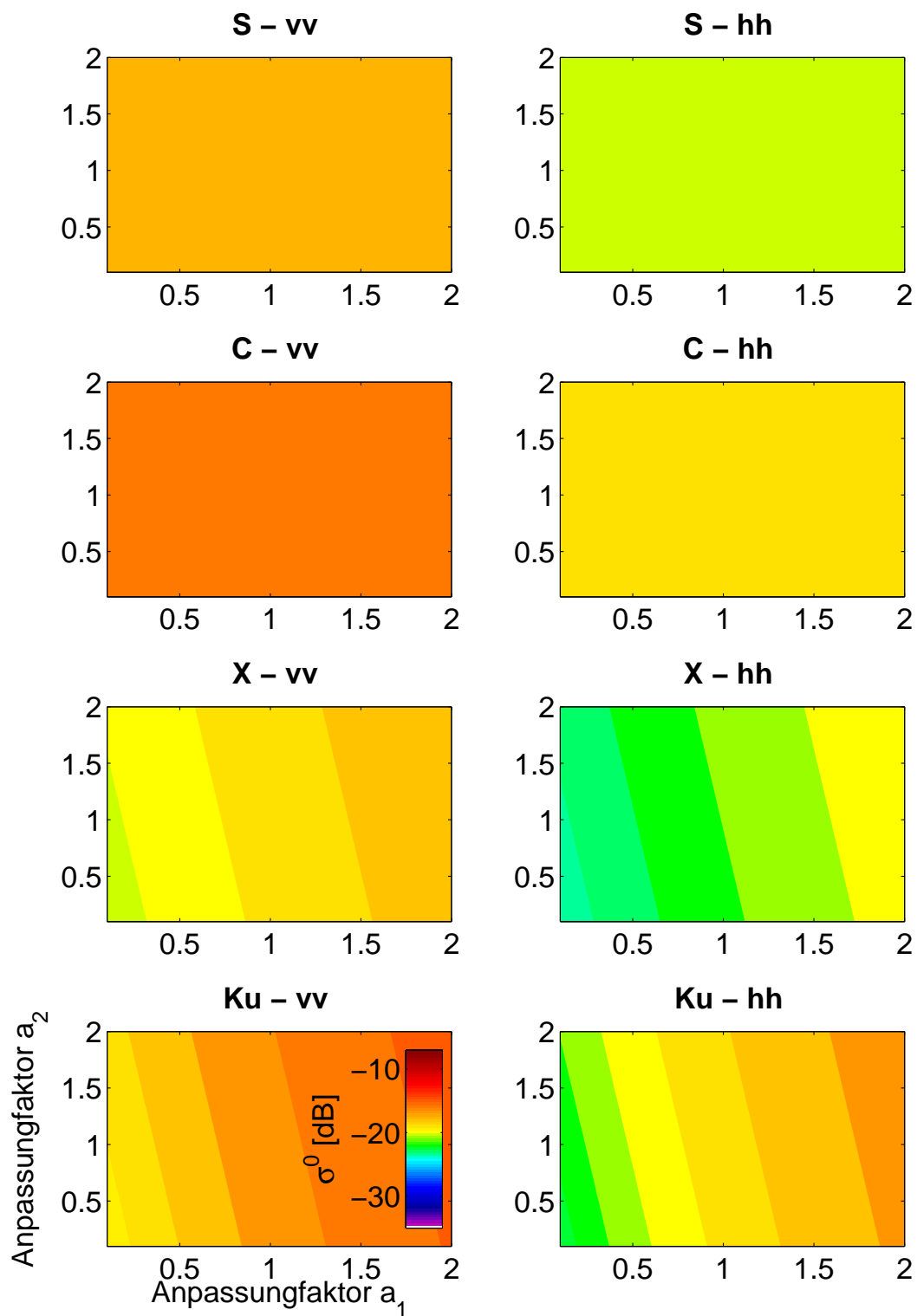


Abbildung 5.5.7.: NRCS als Funktion der Anpassungsfaktoren  $a_1$  und  $a_2$ , siehe auch Gl. 5.3.2.

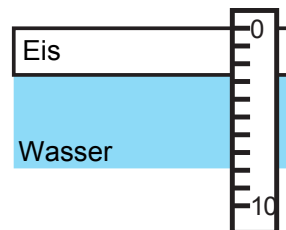
## 5.6. Zusammenfassung: Streumodell

Das Streumodell besteht aus einer homogenen Schicht aus Meereis unter einem Halbraum aus Luft und über einem Halbraum aus Meerwasser. Die Soleeinschlüsse im Meereis sind gleichgroße Kugeln, die mit der Eisdicke anwachsen. Aufgrund der gemachten Näherungen für dünnes Eis ist das Modell nur für den Eisdickenbereich von dünnem Eis gültig, also bis etwa 0,3 m. Nur Streuprozesse erster Ordnung werden berücksichtigt. Daher können nur die Gleichpolarisationen berechnet werden. Das Modell besteht aus vier Streuprozessen: 1. der Streuung an der Eisoberseite, 2. der (aufwärtsgerichteten) Volumenstreuung, 3. der Wechselwirkung zwischen Volumenstreuung und der Eisunterseite und 4. der Streuung an der Eisunterseite. Die Volumenstreuung wird mittels Mie-Streuung und der Streu- und der Extinktionskoeffizient werden mit einem einfachen DMRT-Modell berechnet. Die Streuung an den Grenzflächen wird mit dem IEM mit exponentieller Korrelationsfunktion berechnet. Die Eigenschaften des Meereises werden bestimmt durch den mittleren Salzgehalt  $S$  in Abhängigkeit von der Eisdicke  $d$ , der mittleren Eistemperatur  $T_{ice}$  in Form des Mittelwerts aus Oberflächentemperatur  $T_s$  und Wassertemperatur  $T_w$ , dem Volumenanteil der Sole  $v_b$  in Abhängigkeit vom Salzgehalt  $S$  und der Eistemperatur  $T_{ice}$ , dem Radius der Soleeinschlüsse  $r_b$  als Funktion der Eisdicke  $d$  und den Anpassungsfaktoren  $(a_1, a_2)$  und den relativen Permittivitäten von Süßwassereis  $\varepsilon_{ice}$  und Sole  $\varepsilon_b$  als Funktion der mittleren Eistemperatur  $T_{ice}$  und der Frequenz  $f$ . Die Permittivität der Luft ist gleich der Vakuumpermittivität  $\varepsilon_0$  gesetzt und die Permittivität des Meerwassers ist eine Funktion der Wassertemperatur  $T_w$ , die auf konstant  $T_w = 271,25$  K gesetzt ist.

Damit ist der NRCS  $\sigma_{ii}^0$  mit  $ii = hh, vv$  eine Funktion der Eisdicke  $d$ , der Oberflächentemperatur  $T_s$ , der Korrelationslänge  $L_{01}$  und RMS-Höhe  $h_{01}$  der Eisoberseite, der Korrelationslänge  $L_{12}$  und RMS-Höhe  $h_{12}$  der Eisunterseite, den Anpassungsfaktoren  $(a_1, a_2)$ , der Frequenz  $f$  und des Einfallswinkels  $\theta$ , also

$$\sigma_{ii}^0 = \sigma_{ii}^0(d, T_s, L_{01}, L_{12}, h_{01}, h_{12}, a_1, a_2, f, \theta). \quad (5.6.1)$$

## 6. Eisdicke



Nachdem in Kapitel 3 die Messung der NRCS, in Kapitel 4 die Klassifizierung des NRCS und in Kapitel 5 der Zusammenhang zwischen der Eisdicke und dem NRCS behandelt worden ist, befasst sich dieses Kapitel mit der eigentlichen Ermittlung der Eisdicken des dünnen Meereises. Zuerst wird der entwickelte Eisdickenalgorithmus beschrieben und die Ungenauigkeit der mit dem Algorithmus ermittelten Eisdicke untersucht. Des Weiteren wird der Eisdickenalgorithmus auf die zuvor klassifizierten NRCS der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen angewendet. Zusätzlich wird die gesamte Methode der Eisdickenbestimmung, sprich die Klassifizierung und der Eisdickenalgorithmus, als Anwendungsbeispiel auf von Satelliten aufgenommene SAR-Bilder angewendet.

### 6.1. Eisdickenbestimmung

Das Streumodell in Abschnitt 5.2 ist ein Vorwärtsmodell, das bedeutet, falls die eingehenden Größen bekannt sind, kann der NRCS berechnet werden. Bei der Eisdickenbestimmung ist die Situation aber anders. Die einzigen Informationen die bekannt sind, sind die gemessenen NRCS, die Frequenz, der Einfallswinkel und eine begründete Vermutung über den Bereich der Oberflächentemperatur. Das bedeutet, dass nur zwei von den in Gl. 5.6.1 eingehenden zehn Größen bekannt sind. Zwei Probleme treten bei der Eisdickenbestimmung auf:

1. Es ist ein schlecht gestelltes Problem (siehe auch Fußnote S. 22 ), wenn pro Messpunkt weniger als acht bekannte Größen in Form von Messgrößen oder von der Messung festgelegten Größen zur Verfügung stehen, weil es mehr unbekannte als bekannte Variablen gibt.
2. Das Streumodell ist nicht linear.

Nichtlineare funktionelle Zusammenhänge können in der Regel nicht einfach invertiert werden, da sie im Allgemeinen nicht bijektiv sind. Verschiedene Parametersätze können zu dem gleichen Ergebnis kommen wie z. B. bei einer einfachen Parabel  $y = x^2$  mit  $x \in \mathbb{R}$ . Schon für diese einfache Parabel gibt es keine Möglichkeit, sie einfach über ihren gesamten Definitionsbereich zu invertieren. Man muss den Definitionsbereich auf positive oder negative Werte beschränken, damit sie invertierbar wird. Unglücklicherweise ist das in Abschnitt 5.2 aufgestellte Modell ein wenig komplizierter. Zur Lösung des inversen Problems wird ein statistischer Ansatz genutzt. Durch den statistischen Ansatz lässt sich die komplizierte Mathematik vermeiden, die nötig ist um das Modell analytisch zu invertieren.

Die Idee ist mit dem Streumodell aus Abschnitt 5.2 eine NRCS-Lookup-Tabelle (LUT) aufzubauen und die gemessenen NRCS  $\vec{\sigma}_0$  mit denen der LUT-NRCS  $\vec{\sigma}_0^{(LUT)}$  zu vergleichen. Die verschiedenen gemessenen NRCS  $\sigma_{pp}^0(f_i, \theta_i)$  eines Messpunktes mit den Polarisationen  $pp = vv, hh$ , den verschiedenen Frequenzen  $f_i$  und den Einfallswinkeln  $\theta_i$  werden dazu zu einem NRCS-Vektor  $\vec{\sigma}_0$  zusammengefügt, welcher die Messdaten repräsentiert. Um zu verhindern, dass die größte Komponente von  $\vec{\sigma}_0$  die Eisdickenbestimmung dominiert, was besonders wichtig ist, wenn Frequenzen mit stark unterschiedlichen NRCS kombiniert werden, wird der NRCS in Dezibel (dB) genutzt, also

$$\vec{\sigma}_0 = 10 \cdot \left( \log_{10} \sigma_{vv}^0(f_1, \theta_1), \dots, \log_{10} \sigma_{hh}^0(f_K, \theta_K) \right)^T. \quad (6.1.1)$$

Da die eingehenden Parameter des Rückstreumodells inklusive der Eisdicke  $d$  bekannt sind, lässt sich daraus dann rekursiv die Eisdicke bestimmen. Wie alle Messwerte sind auch die gemessenen NRCS  $\vec{\sigma}_0$  fehlerbehaftet. Diese Messfehler müssen für die Eisdickenbestimmung mit berücksichtigt werden. Um die Messfehler zu berücksichtigen, werden von dem gemessenen NRCS  $\vec{\sigma}_0$  verschiedene Realisationen erzeugt, indem jeweils ein gaußverteilter Fehler hinzuaddiert wird. Die einzelnen Realisationen unterscheiden sich nur durch den hinzugefügten Fehler. Gemäß der Untersuchung der Verteilung der NRCS der für die Kalibrierung genutzten offenen Wasserflüge (ohne hier weiter aufgeführt zu sein) wird angenommen, dass die Verteilung der Fehler der NRCS  $\sigma_{pp}^0$  der logarithmischen Normalverteilung entspricht. Jede dieser Realisationen wird mit der LUT verglichen um die Eisdicke zu bestimmen. Das Mittel über diese Eisdicken ist dann die gesuchte Eisdicke des Messpunktes. Im nächsten Abschnitt wird der in Abb. 6.1.1 schematisch gezeigte Algorithmus noch einmal im Detail beschrieben.

Zusätzlich wird der Definitionsbereich der unbekanntenen Größen mit *a priori* Wissen eingegrenzt. So ist bekannt, dass die Korrelationslänge der Eisober- und auch der Eisunterseite von natürlich gewachsenem dünnem Eis  $\mathcal{O}(2 \text{ cm})$  (Onstott, 1992; Zabel u. a., 1996; Beaven u. a., 1995) ist, ohne aber einen festen Zusammenhang mit der Eisdicke zu haben. Die RMS-Höhe ist  $\mathcal{O}(1 \text{ mm})$  (Onstott, 1992; Zabel u. a., 1996; Beaven u. a., 1995). Die Oberflächentemperatur lässt sich ebenfalls eingrenzen, wenn grob die Lufttemperatur abgeschätzt wird und die Gefriertemperatur des Meerwassers berücksichtigt wird. Meerwasser mit einem Salzgehalt von  $34 \text{ g/kg}$  gefriert bei  $\approx 271,25 \text{ K} = -1,9^\circ\text{C}$ . Unter der Annahme des thermischen

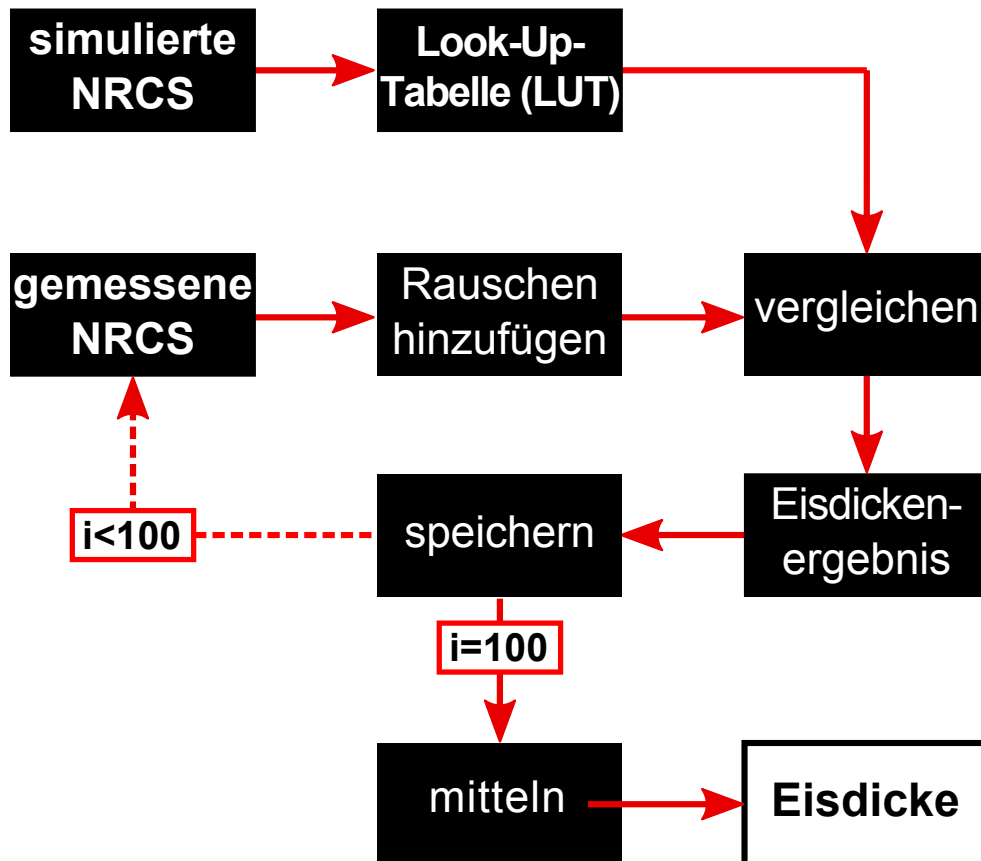


Abbildung 6.1.1.: Schematische Darstellung des Eisdickenalgorithmus.

Gleichgewichts und wachsenden Meereises ist das die Obergrenze  $T_{max}^*$  für die Oberflächentemperatur. Die Lufttemperatur ist unter Winterbedingungen über dem Meereis in der Größenordnung  $\mathcal{O}(248\text{ K} = -25^\circ\text{C})$ . Da unter Winterbedingungen die Eisoberflächentemperatur im Mittel nicht kleiner als die Lufttemperatur sein kann, kann als Untergrenze  $T_{min}$  für die Oberflächentemperatur  $\mathcal{O}(248\text{ K} = -25^\circ\text{C})$  abgeschätzt werden. Aus der Annahme, dass sich das dünne Meereis im thermodynamischen Gleichgewicht befindet und Gefrierbedingungen vorliegen, folgt unter Anderem, dass dünneres Eis eine höhere Oberflächentemperatur  $T_s$  haben muss als dickeres Eis. Das bedeutet,

$$T_s(d_1) > T_s(d_2), d_1 < d_2 \quad (6.1.2)$$

Damit lassen sich mögliche Oberflächentemperaturen noch weiter einschränken. Außerdem gilt, dass die Oberflächentemperatur gegen die Wassertemperatur  $T_w$  (siehe Abschnitt 5.1)

strebt, wenn die Eisdicke gegen null strebt,

$$T_s(d) \rightarrow T_w, d \rightarrow 0. \quad (6.1.3)$$

Da die Oberflächentemperatur von dünnem Eis im thermodynamischen Gleichgewicht nicht kälter als die Lufttemperatur sein kann, gilt für das dünne Eis mit einer Eisdicke  $d_{max}$  im Bereich der Obergrenze des Gültigkeitsbereichs des Modells, dass es nicht kälter sein kann als die Untergrenze  $T_{min}$ . Das bedeutet, dass

$$T_s(d_{max}) = T_{min} \quad (6.1.4)$$

Mit (6.1.2), (6.1.3) und (6.1.4) lässt sich nun ein linearer Zusammenhang zwischen der Oberflächentemperatur  $T_s$  und der Eisdicke aufstellen,

$$T_s(d) = \frac{T_s(d_{max}) - T_w}{d_{max}} d + T_w, d \leq d_{max} \quad (6.1.5)$$

Mit (6.1.5) lässt sich der Temperaturbereich noch weiter eingrenzen, da die Oberflächentemperatur  $T_s$  durch die Wassertemperatur  $T_w$  und der Oberflächentemperatur  $T_s(d_{max})$  für die Eisdicke  $d_{max}$  festgelegt ist. Das bedeutet, dass der Temperaturbereich durch die minimale Temperatur  $T_{min}$  und maximale Temperatur  $T_{max}$  des Eises mit der Dicke  $d_{max}$  festgelegt wird, wobei  $T_{min} < T_{max} < T_w$ . Damit gilt für die Oberflächentemperatur  $T_s$ ,

$$\frac{T_{min} - T_w}{d_{max}} d + T_w \leq T_s(d) \leq \frac{T_{max} - T_w}{d_{max}} d + T_w. \quad (6.1.6)$$

### 6.1.1. Eisdickenalgorithmus

1. Mit dem Streumodell wird eine LUT gebildet. Die LUT besteht aus 5000 zufallsverteilten NRCS-Vektoren<sup>1</sup>  $\vec{\sigma}_j^{(LUT)}$ . Zufallsverteilt bedeutet hier, dass die eingehenden Parameter zufällig und gleichverteilt sind, d. h. innerhalb ihres Definitionsbereichs ist jeder Wert gleich wahrscheinlich. Die zufallsverteilten Parameter sind die Eisdicke  $d$ , die Oberflächentemperatur  $T_s$ , die Anpassungsfaktoren  $a_1$  und  $a_2$  sowie die vier Rauigkeitsparameter  $(L_{01}, L_{12}, h_{01}, h_{12})$ . Die Parameterintervalle sind so gewählt, dass sie einerseits im Gültigkeitsbereich des Modells liegen und andererseits auch die in der Natur vorkommenden Parameterintervalle repräsentieren. In Tabelle 6.1 sind die einzelnen Parameter und -intervalle dargestellt. Abb. 6.1.2 zeigt die daraus resultierende LUT als Funktion der Eisdicke. Die obere Grenze der Eisdicke  $d$  ist größer als die in Abschnitt 5 erwähnten 0,3 m, da einerseits die Gültigkeit nicht abrupt endet und andererseits auch nicht genau festgelegt ist, wo genau die Gültigkeit endet. Des Weiteren ist

<sup>1</sup>Die 5000 zufallsverteilten NRCS-Vektoren werden als ausreichend angesehen. Tests mit noch größeren LUT führten nicht zu einer signifikanten Veränderung der Ergebnisse, hier nicht weiter aufgeführt.

die Temperaturuntergrenze auf 255 K festgelegt. Das ist wärmer als die oben erwähnte Untergrenze, weil die Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen auf denen erstmal der Fokus liegt bei wärmeren Temperaturen durchgeführt worden sind (vgl. Abb. 6.2.1). Die Frequenz  $f$  und der Einfallswinkel  $\theta$  sind durch die Messung an sich vorgegeben, wobei ohne Probleme Messungen mit verschiedenen Frequenzen und Einfallswinkeln kombiniert werden können.

- Um die Fehlerbehaftung der Messungen zu berücksichtigen werden  $N$  Realisationen des gemessenen NRCS-Vektor  $\vec{\sigma}_0$ ,

$$\vec{\sigma}_0 = 10 \cdot (\log \sigma_{vv}(f_1), \dots, \log \sigma_{hh}(f_n))^T, \quad (6.1.7)$$

erzeugt, indem  $N$ -mal ein Zufallswert  $\vec{\Delta}$ , welcher den Messfehler repräsentieren soll, zu dem NRCS-Vektor  $\vec{\sigma}_0$  hinzuaddiert wird, so dass gilt

$$\vec{\sigma}^* = (\vec{\sigma}_0 + \vec{\Delta}_1, \dots, \vec{\sigma}_0 + \vec{\Delta}_N) = (\vec{\sigma}_1^*, \dots, \vec{\sigma}_N^*). \quad (6.1.8)$$

$\vec{\Delta}$  ist gaußverteilt mit der Standardabweichung  $s$ , die dem Messfehler entspricht, und einem Mittelwert von null. Für die Multi<sup>3</sup>Scat-NRCS kann von einem Messfehler von 1,5 dB ausgegangen werden (siehe auch Abschnitt 3.1). Dementsprechend ist die Standardabweichung  $s = 1,5$  dB. Das  $T$  steht für transponiert.

- Jede der  $N$  Realisationen vom NRCS-Vektor  $\vec{\sigma}_0$  wird mit der LUT verglichen um den LUT-Vektor  $\vec{\sigma}_0^{(LUT)}$  zu finden der die geringste Abweichung bzw. den geringsten Abstand  $\Delta\sigma_n$  hat. Der Abstand  $\Delta\sigma_n$  ist

$$\Delta\sigma_n = \sqrt{(\vec{\sigma}_n^* - \vec{\sigma}_j^{(LUT)}) (\vec{\sigma}_n^* - \vec{\sigma}_j^{(LUT)})^T} \quad (6.1.9)$$

mit  $j = \{1, 2, \dots, 5000\}$  und  $n = \{1, 2, \dots, N\}$ . Da jeder Parameter eines LUT-Vektors bekannt ist ergibt sich die Eisdicke  $d_n$  durch den Index  $j_{min}$  für den  $\Delta\sigma_n$  minimal ist. Also ist  $d_n = d_{j_{min}}^{(LUT)}$ . Das Ergebnis ist ein Ensemble  $\vec{d}$  von  $N$  Eisdicken,

$$\vec{d} = (d_1, \dots, d_N)^T$$

- Mit dem Mittel über das Eisdickenensemble  $\vec{d}$  ergibt sich die Eisdicke  $d$ ,

$$d = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N d_n,$$

des gemessenen NRCS-Vektors  $\vec{\sigma}_0$ .

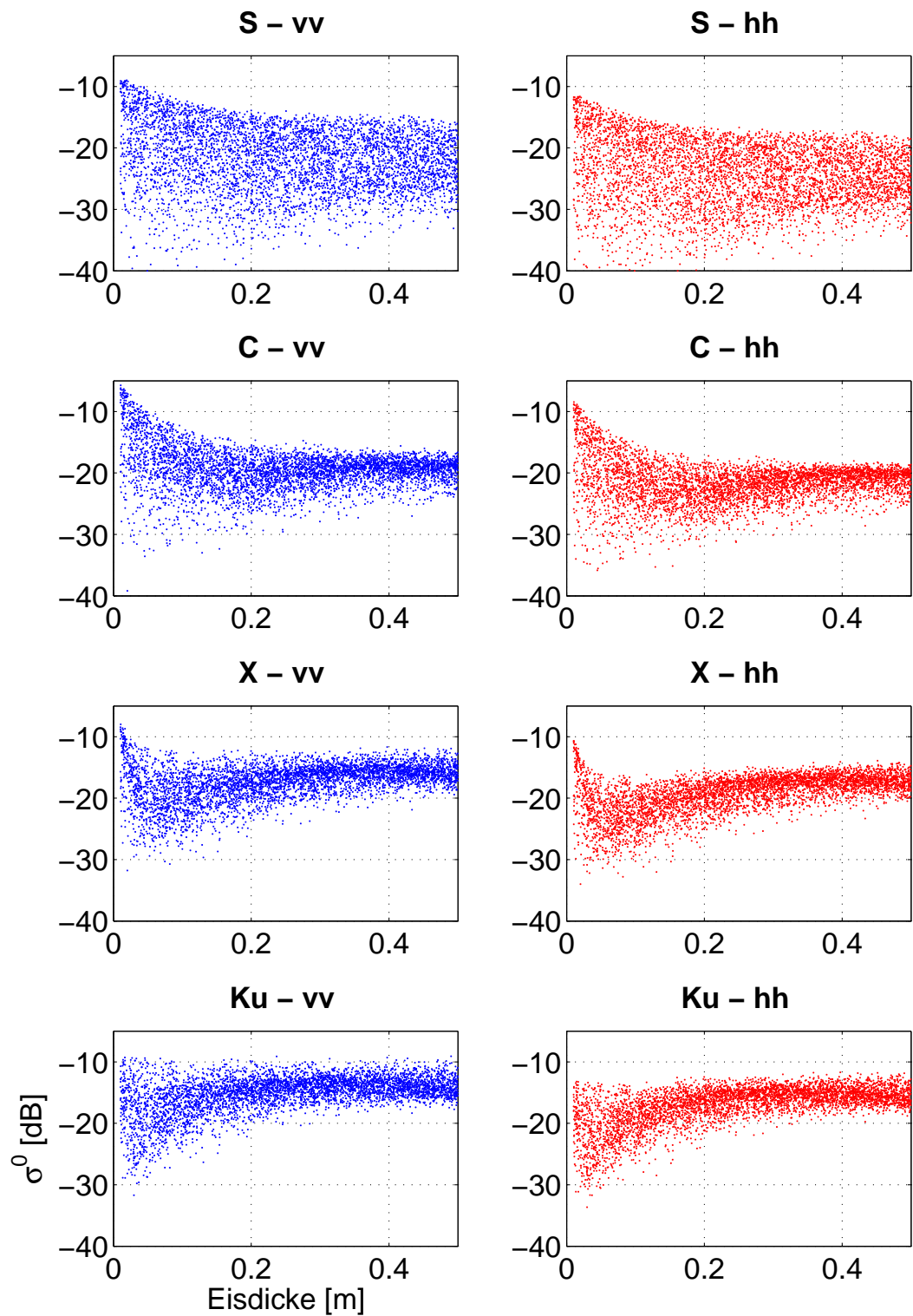


Abbildung 6.1.2.: Bildliche Darstellung der LUT mit 5000 Werten der vier Frequenzen und beider Gleichpolarisationen des Multi<sup>3</sup>Scats bei einem Einfallswinkel von  $\theta = 40^\circ$  als Funktion der Eisdicke  $d$ . Die übrigen Parameter sind gemäß Tabelle 6.1 gewählt.



	$d$ [cm]	$L_{01}$ [cm]	$L_{12}$ [cm]	$h_{01}$ [cm]	$h_{12}$ [cm]	$T_s(d_{max})$ [K]	$a_1$	$a_2$
Obere Grenze	50	5	5	0,2	0,2	271	2	2
Untere Grenze	1	0	0	0	0	255	0	0

Tabelle 6.1.: Parameterbereiche für die Simulationen in Abschnitt 6.1.2, 6.1.3 und für die eigentliche Eisdickenbestimmung.

### 6.1.2. Konvergenzverhalten

Um ein besseres Verständnis vom Eisdickenalgorithmus zu haben, ist es wichtig das Konvergenzverhalten wie auch den Fehler des Algorithmus zu untersuchen. Der Fehler wird in Abschnitt 6.1.3 behandelt. Hier geht es um das Konvergenzverhalten des Algorithmus. Ohne das Wissen vom Konvergenzverhalten kann nicht beurteilt werden, ob die mit dem Algorithmus bestimmten Eisdicken numerisch stabil sind. Für eine solche Untersuchung bietet es sich an mit dem Rückstreumodell simulierte NRCS zu nutzen, weil so das Konvergenzverhalten allein auf den Algorithmus zurückgeführt werden kann. Die simulierten NRCS können prinzipiell mit denen der LUT exakt wiedergeben werden, da die NRCS der LUT wie auch die simulierten NRCS mit dem gleichem Rückstreumodell berechnet werden. Das heißt, eine eventuell vorhandene Verzerrung des Konvergenzverhaltens des Algorithmus aufgrund möglicherweise vorhandener Abweichungen zwischen dem simulierten und dem gemessenen Rückstreuverhalten kann ausgeschlossen werden.

Aufgrund der unbekanntem Rauigkeitsparameter ( $L_{01}$ ,  $L_{12}$ ,  $h_{01}$ ,  $h_{12}$ ), den unbekanntem Anpassungsfaktoren  $a_1$  und  $a_2$  und der Eisdicke  $d$  sollte nicht nur ein Parametersatz getestet werden, sondern es sollten mehrere Verschiedene sein. Für den Test der Konvergenz werden vier Fälle ausgewählt, die die Grenzen möglicher der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen repräsentieren. Die Grenzen sind gegeben durch die untere (255 K) und obere (271 K) Grenze der Oberflächentemperatur und den steilsten (20°) und den flachsten (70°) Einfallswinkel. Mit den Temperaturgrenzen sind auch gleichzeitig die Oberflächentemperatur  $T_s(d_{max})$  der dicksten vorgegebenen Eisdicke  $d_{max} = 0,5$  m festgelegt. Damit lässt sich dann mit Gl. (6.1.5) die Oberflächentemperatur  $T_s$  für die Eisdicke  $d$  mit  $d \leq d_{max}$  berechnen.

Für jeden der vier Fälle (siehe auch Tabelle 6.2) werden mit dem Rückstreumodell NRCS-Messreihen simuliert. Jede Messreihe besteht aus 50 gleichmäßig verteilten bekannten Eisdicken  $d$  von 1 cm bis 50 cm mit 20 Messpunkten pro Eisdicke (1000 Messpunkten pro Messreihe). Die Rauigkeitsparameter ( $L_{01}$ ,  $L_{12}$ ,  $h_{01}$ ,  $h_{12}$ ) werden für jede der 50 Eisdicken zufällig aus den in Tabelle 6.1 angegebenen Intervallen gewählt, so dass die 20 Datenpunkte pro Eisdicke jeweils bis auf eine zufällige 10%-Variabilität die gleichen Rauigkeitsparameter haben. Die beiden Anpassungsfaktoren  $a_1$  und  $a_2$  werden für jeden der vier Fälle jeweils ebenfalls zufällig aus den in Tabelle 6.1 angegebenen Intervallen gewählt, so dass es pro Fall jeweils ein zufälliges Paar Anpassungsfaktoren gibt. Zusätzlich wird noch 1,5 dB Gaußsches Rauschen zu den simulierten NRCS hinzugefügt um die Messungsgenauigkeit des Multi<sup>3</sup>Scat zu simulie-

Fall	$T_s$ [K]	$\theta$ [°]
1	255	20
2	255	70
3	271	20
4	271	70

Tabelle 6.2.: Testfälle für die Konvergenzuntersuchung.

ren. Die Eisdicke wird mit dem Eisdickenalgorithmus für 500 verschiedenen Ensemblegrößen  $N_\nu = \{1, 2, \dots, 500\}$  (Größe der LUT: 5000 NRCS-Vektoren, siehe auch Abschnitt 6.1.1) bestimmt, so dass pro simuliertem Messwert 500 Eisdicken ermittelt werden. Das Konvergenzverhalten für den Messpunkt  $i$  und Fall  $j$  ergibt sich aus der Differenz  $\Delta d_{c,ij}(N_\nu)$ .  $\Delta d_{c,ij}(N_\nu)$  ist die Differenz zwischen der mit dem Algorithmus ermittelten Eisdicke  $d_{c,ij}(N_\nu)$ , die sich aus dem Mittel über ein Ensemble von  $N_\nu$  ergibt, und der mit dem Algorithmus ermittelten Eisdicke  $d_{c,ij}(500)$ , die sich aus dem Mittel über ein Ensemble von 500 ergibt,

$$\Delta d_{c,ij}(N_\nu) = |d_{c,ij}(N_\nu) - d_{c,ij}(500)|. \quad (6.1.10)$$

Die Konvergenz wird mit der Eisdicke  $d_{c,ij}(N_\nu = 500)$  und nicht mit der bekannten Eisdicke  $d$  getestet, weil hier nur von Interesse ist, wie schnell oder auch wie langsam die Eisdicke  $d_{c,ij}$  mit zunehmender Ensemblegröße  $N_\nu$  konvergiert. Anders ausgedrückt, ab welcher Ensemblegröße  $N_\nu$  macht es keinen Unterschied in der Eisdicke  $d_{c,ij}$  mehr, wenn die Ensemblegröße größer wird. Die Annahme dabei ist, dass gilt  $d_{c,ij}(N_\nu = 500) = d_{c,ij}(N_\nu = \infty)$ . Zusätzlich wird nicht nur eine Frequenzkombination getestet, sondern die gleichen 15 verschiedenen Kombinationen wie in Abschnitt 4.2.3. Es werden pro verwendeter Frequenz jeweils beide Gleichpolarisationen genutzt.

In Abb. 6.1.3 ist das Mittel  $\langle \Delta d_c(N_\nu) \rangle_{1000,j}$ ,

$$\langle \Delta d_c(N_\nu) \rangle_{1000,j} = \frac{1}{1000} \sum_{i=1}^{1000} \Delta d_{c,ij}(N_\nu), \quad (6.1.11)$$

der Differenz  $\Delta d_{c,ij}$  über die 1000 Messpunkte pro Fall  $j$  als Funktion der Anzahl der Realisationen bzw. der Ensemblegröße  $N_\nu$ , über die im Eisdickenalgorithmus gemittelt wird, für die verschiedenen Frequenzkombinationen des Multi<sup>3</sup>Scats gezeigt. Die in Abb. 6.1.3 gezeigten Fehlerbalken geben die Standardabweichung von  $\langle \Delta d_c \rangle_{1000}$  an. Unabhängig von der eigentlichen Frequenzkombination ist das Konvergenzverhalten für die vier Fälle nahezu gleich. Des Weiteren gibt es auch kaum Unterschiede zwischen dem Konvergenzverhalten der einzelnen Kombinationen. Das Mittel  $\langle \Delta d_c \rangle_{1000,j}$  fällt bei allen vier Fällen und allen 15 Frequenzkombinationen innerhalb einer Ensemblegröße  $N_\nu$  von 10 bis 15 auf einen Wert von 0,03 m ab. Mit zunehmender Ensemblegröße  $N_\nu$  wird der Abfall schwächer. Bei  $N_\nu = 50$  beträgt das Mittel  $\langle \Delta d_c \rangle_{1000}$  0,01 m bis 0,02 m und bei  $N_\nu = 100$  ist es  $< 0,01$  m. Die Standardabweichung

nimmt ebenfalls mit der Ensemblegröße  $N_\nu$  ab; sie liegt bei einer Anzahl der Realisationen  $N_\nu$  von 10 bis 15 noch bei 0,025 m und bei  $N_\nu = 100$  ist sie  $< 0,01$  m .

In Abb. 6.1.4 ist das Mittel  $\langle \Delta d_c(N_\nu, d) \rangle_{4,20}$ ,

$$\langle \Delta d_c(N_\nu, d) \rangle_{4,20} = \frac{1}{4} \frac{1}{20} \sum_{j=1}^4 \sum_i \Delta d_{c,ij}(N_\nu, d), i \in \{k \mid d_k = d\} \quad (6.1.12)$$

der Differenz  $\Delta d_{c,ij}$  über die vier Fälle und über die 20 Messpunkte pro bekannter Eisdicke  $d$  für die verschiedenen Frequenzkombinationen und jeweils fünf verschiedenen Eisdicken als Funktion der Anzahl der Realisationen  $N$  gezeigt. Im Großen und Ganzen ist das Verhalten ähnlich zu dem des Mittels über die 1000 Messpunkte pro Fall, aber es gibt Unterschiede in der Geschwindigkeit der Konvergenz der verschiedenen Eisdicken. Es zeigt sich, dass bei dünnerem Eis der Algorithmus schneller konvergiert als bei dickerem. Bei der Frequenzkombination CX z. B. liegt bei 0,05 m dickem Eis die Differenz  $\langle \Delta d_c(N_\nu, d) \rangle_{4,20}$  schon bei  $N_\nu = 10$  bei etwa 0,01 m, während bei 0,45 m dickem Eis dieser Wert erst ab  $N_\nu \approx 40$  erreicht wird.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass der Algorithmus konvergiert und mit einer Anzahl der Realisationen  $N_\nu = 100$  die resultierenden Eisdicken mehr als ausreichend stabil für die Eisdickenbestimmung sind.

### 6.1.3. Validierung und Fehleruntersuchung

Nachdem in Abschnitt 6.1.1 gezeigt worden ist wie die Eisdicke bestimmt wird und in Abschnitt 6.1.2, dass der Algorithmus konvergiert, befasst sich dieser Abschnitt mit dem Fehler des Algorithmus. Idealerweise würde man die Fehleruntersuchung anhand von kontrollierten Vergleichsmessungen durchführen bei denen neben den gemessenen NRCS auch noch die Eisdicke und auch die übrigen notwendigen Parameter bekannt wären, so dass man die mit dem Algorithmus ermittelten Eisdicken mit der unabhängig davon bekannten Eisdicke vergleichen könnte. Dies ist leider nicht gegeben, da die notwendigen Vergleichsmessungen fehlen. Dementsprechend wird wie auch schon bei der Konvergenzuntersuchung (Abschnitt 6.1.2) auf mit dem Rückstreumodell simulierte NRCS zurückgegriffen. Bei der Konvergenzuntersuchung (Abschnitt 6.1.2) ist es ein Vorteil gewesen, dass Abweichungen zwischen simuliertem Rückstreuverhalten und gemessenem Rückstreuverhalten ausgeschlossen werden können. Hier ist es von Nachteil, da gerade diese eventuell vorhandenen Abweichungen und die daraus resultierenden Ungenauigkeiten von Interesse sind. Das heißt, die Fehleruntersuchung in diesem Abschnitt konzentriert sich auf den Fehler der Eisdicke, der sich allein auf den Algorithmus zurückführen lässt.

Aufgrund des komplexen Rückstreumodells und des Eisdickenalgorithmus ist es nicht möglich, die Gaußsche Fehlerfortpflanzung für die Fehlerabschätzung zu nutzen. Die NRCS werden mit dem Rückstreumodell simuliert, dann mit dem Eisdickenalgorithmus mit einer Ensemblegröße von  $N = 100$  (Abschnitt 6.1.1) die Eisdicke bestimmt und die Unterschiede miteinander

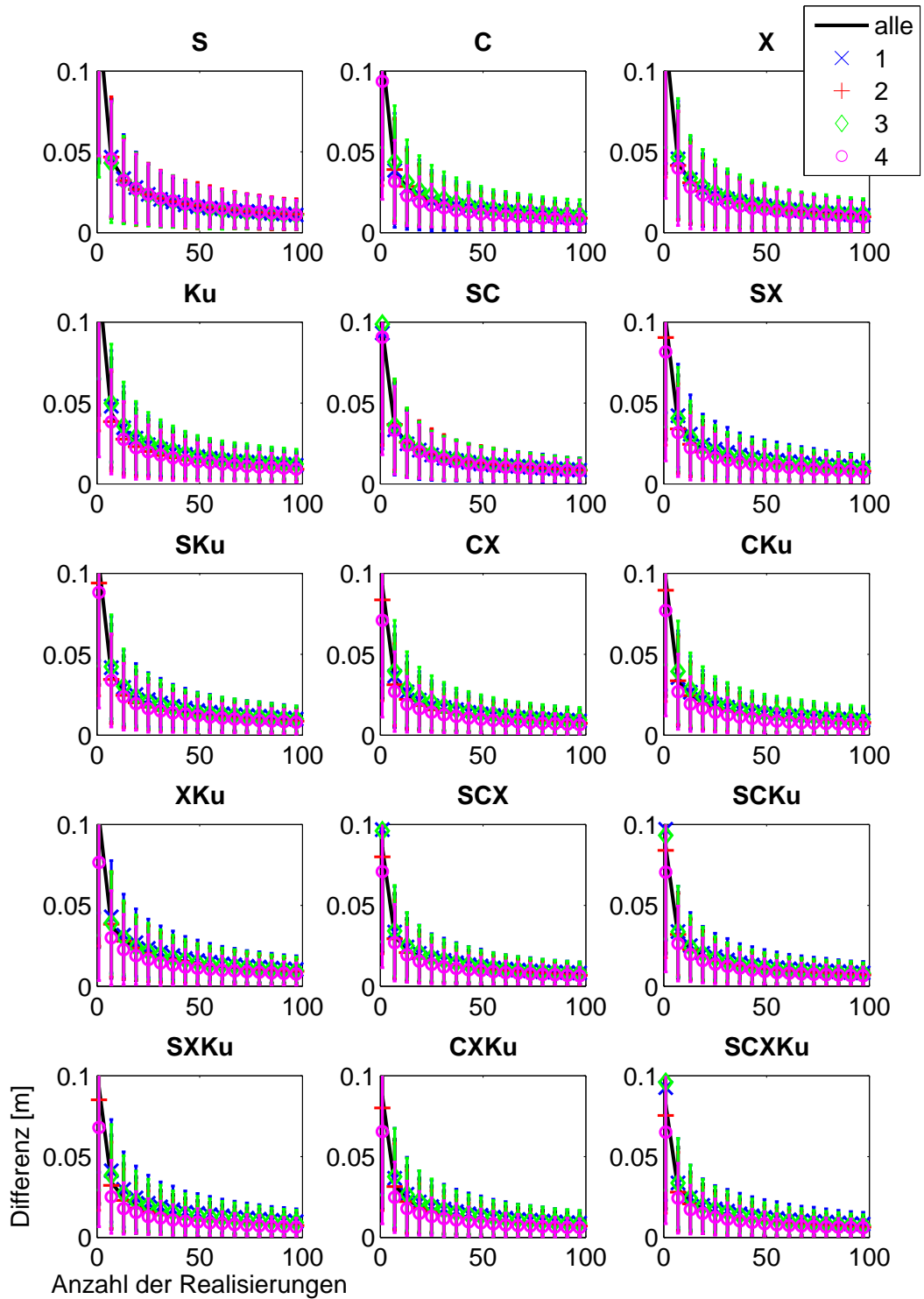


Abbildung 6.1.3.: Der Mittelwert  $\langle \Delta d_c(N_\nu) \rangle_{1000,j}$  der Differenz  $\Delta d_{c,ij}$  der verschiedenen Frequenzkombinationen über die 1000 Werte pro Fall für die vier verschiedenen Testfälle (Tabelle (6.2)) als Funktion der Anzahl der Realisierungen.

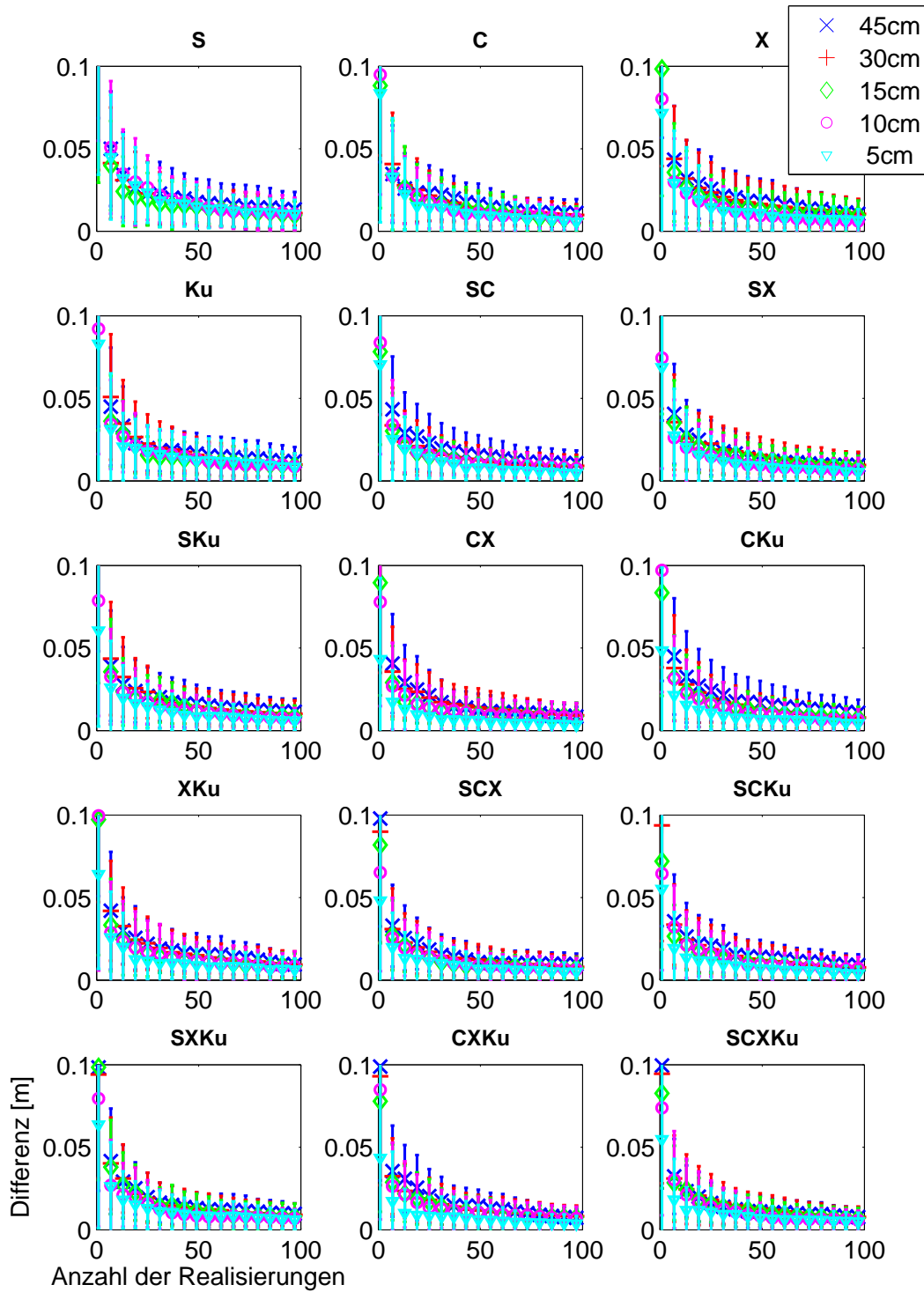


Abbildung 6.1.4.: Der Mittelwert  $\langle \Delta d_c(N_\nu, d) \rangle_{4,20}$  der Differenz  $\Delta d_{c,ij}$  der verschiedenen Frequenzkombinationen über die vier Fälle und über die 20 Messpunkte pro Eisdicke  $d$  für die verschiedenen Eisdicken als Funktion der Ensemblegröße  $N_\nu$ .

verglichen. Die Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers (RMSE<sup>2</sup>) zwischen der vorgegebenen Eisdicke und der aus dem Algorithmus resultierenden Eisdicke wird als statistischer (zufälliger) Fehler angesehen. Das einfache Mittel der Unterschiede wird als systematischer Fehler angesehen.

Die Eigenschaften des Meereises können während der eigentlichen Messung z. B. die Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen aufgrund der verschiedenen Umweltbedingungen sehr vielfältig sein, was bei der Simulation mit zu berücksichtigen ist. Für jede Kombination aus neun verschiedenen Umgebungstemperaturen und sechs verschiedenen Einfallswinkeln (54 Kombinationen) werden jeweils zehn NRCS-Messreihen simuliert. Jede Messreihe besteht aus 50 gleichmäßig verteilten bekannten Eisdicken  $d$  von 0,01 m bis 0,50 m mit 20 Messpunkten pro Eisdicke. Die Messreihen bestehen entsprechend aus jeweils 1000 Messpunkten mit insgesamt 50 verschiedenen Eisdicken. Die Rauigkeitsparameter ( $L_{01}$ ,  $L_{12}$ ,  $h_{01}$ ,  $h_{12}$ ) werden für jede der 50 Eisdicken zufällig aus den in Tabelle 6.1 angegebenen Intervallen gewählt, so dass die 20 Messpunkte pro Eisdicken jeweils bis auf eine zufällige 10%-Variabilität die gleichen Rauigkeitsparameter haben. Die beiden Anpassungsfaktoren  $a_1$  und  $a_2$  werden für jede Messreihe jeweils ebenfalls zufällig aus den in Tabelle 6.1 angegebenen Intervallen gewählt, so dass es pro Messreihe jeweils ein zufälliges Paar Anpassungsfaktoren ( $a_1$  und  $a_2$ ) gibt. Die verschiedenen Umgebungstemperaturen werden simuliert in dem die Oberflächentemperatur  $T_{s,dmax}$  des Eises mit maximaler Eisdicke  $d_{max} = 0,5$  m festgelegt wird. Die Oberflächentemperatur  $T_{s,dmax}$  reicht von 255 K in 2 K-Schritten bis 271 K. Mit Gl. 6.1.5 und der bekannten Eisdicke  $d$  ergibt sich die simulierte Oberflächentemperatur  $T_s(d)$ . Der Einfallswinkel  $\theta$  reicht von 20° in 10° bis 70°.

Bevor die Untersuchung des Fehler beginnt, soll erstmal gezeigt werden, dass es mit dem Algorithmus grundsätzlich möglich ist, Eisdicken zu ermitteln, gerade in Hinblick dessen, dass die Eisdickenbestimmung ein "schlecht gestelltes Problem" ist (siehe auch Fußnote S. 22). Die in Abschnitt 6.1.2 erfolgte Konvergenzuntersuchung sagt nicht aus, ob die ermittelten Eisdicken sinnvoll sind, sondern nur, dass die ermittelten Eisdicken ab einer gewissen Ensemblegröße  $N$  numerisch stabil sind. Grundsätzlich ist bei dieser Untersuchung hier nicht die einzelne Messung von Interesse, sondern das mittlere Verhalten. Abb. 6.1.5 zeigt die mittlere mit dem Eisdickenalgorithmus bestimmte Eisdicke  $\langle D \rangle$  als Funktion der bekannten Eisdicke  $d$  für sechs verschiedene Einfallswinkel und für die 15 verschiedenen Frequenzkombinationen. Dazu werden die jeweils einzeln mit dem Eisdickenalgorithmus (Ensemblegröße  $N = 100$ , Größe der LUT: 5000 NRCS-Vektoren, siehe auch Abschnitt 6.1.1) ermittelten Eisdicken  $D_{l,m,p}$  jeweils über die Bereiche gleicher Eisdicke  $d$  der verschiedenen Messreihen zusammengemittelt.

$$\langle D(d) \rangle = \frac{1}{LMP} \sum_{p=1}^P \sum_{m=1}^M \sum_l (D_{l,m,p}), l \in \{k \mid D_{k,m,p} = d\} \quad (6.1.13)$$

---

<sup>2</sup>engl. root mean square error

mit der Anzahl der Messpunkte  $L = 20$  pro Eisdicke  $d$ , der Anzahl der Messreihen pro gegebener Umgebungstemperatur  $M = 10$ , der Anzahl an verschiedenen Umgebungstemperaturen  $P = 9$  und  $D_{l,m,p}$  der mit dem Eisdickenalgorithmus ermittelten Eisdicke. Grundsätzlich zeigt sich, abgesehen vom S-Band, dass es eine Zweiteilung in der mittleren Eisdicke  $\langle D \rangle$  gibt. Im ersten Eisdickenbereich, abhängig von Frequenzkombination und Einfallswinkel, bis zu einer vorgegebenen Eisdicke  $d$  von etwa 0,25 m bis etwa 0,30 m steigt die mittlere ermittelte Eisdicke  $\langle D \rangle$  (die farbigen Linien in Abb. 6.1.5) im Wesentlichen gleich mit der vorgegebenen Eisdicke  $d$  (schwarze Linie) an. Im zweiten Eisdickenbereich erreicht die mittlere ermittelte Eisdicke  $\langle D \rangle$  ein Sättigungsniveau, d. h. sie steigt nur noch sehr wenig bis gar nicht mehr an, wobei der Abfall der Steigung mit zunehmendem Einfallswinkel nachlässt. Im S-Band gibt es diese Zweiteilung nicht. Die nur mit dem S-Band ermittelten mittleren Eisdicken steigen zwar mehr oder weniger linear mit der vorgegebenen Eisdicke  $d$  an, die ermittelten Eisdicken (farbigen Linien) haben nicht einmal ansatzweise für gewisse Eisdickenbereiche die gleiche Steigung wie die schwarze Linie in Abb. 6.1.5, die die Solleisdicke repräsentiert. Es lässt sich schon einmal schließen, dass bis etwa 0,30 m die Eisdicke bestimmt werden kann und Eis mit Dicken  $\gtrsim 0,30$  m nicht von etwa 0,30 m dickem Eis unterschieden werden kann.

Um genauer das Verhalten des Algorithmus zu untersuchen, besonders ob es systematische Abweichungen gibt, ist es sinnvoller die Abweichung  $S$  zu berechnen. Die Abweichung  $S$  ist die Differenz aus der mittleren ermittelten Eisdicke  $\langle D(d) \rangle$  und der bekannten Eisdicke  $d$ .

$$S(d) = \langle D(d) \rangle - d \quad (6.1.14)$$

und kann als systematischen Abweichung angesehen werden. In Abb. 6.1.6 ist die Abweichung  $S$  als Funktion der bekannten Eisdicke  $d$  für sechs verschiedene Einfallswinkel und für die 15 verschiedenen Frequenzkombinationen gezeigt. Damit ein Messverfahren gute Ergebnisse hervorbringt, sollte die Abweichung erstens möglichst klein sein und zweitens möglichst konstant sein. Wie bei der mittleren ermittelten Eisdicke  $\langle D \rangle$  (siehe oben bzw. Abb. 6.1.5) zeigt sich auch hier eine Zweiteilung. Im ersten Eisdickenbereich liegt die Abweichung mehr oder weniger konstant bei  $\mathcal{O}(0,05 \text{ m})$  abhängig von Frequenzkombination und Einfallswinkel. Im zweiten Eisdickenbereich ab etwa 0,25 m bis etwa 0,30 m, abhängig von Frequenzkombination und Einfallswinkel, fällt die Abweichung  $S$  nahezu linear mit der zunehmenden vorgegebenen Eisdicke  $d$  in den negativen Bereich ab. Das bedeutet, im ersten Eisdickenbereich wird die Eisdicke leicht überschätzt und im Zweiten leicht bis sehr stark unterschätzt. Der zweite Eisdickenbereich fängt bei steilen Einfallswinkel ( $20^\circ$ ) bei  $\approx 0,25$  m und bei flachen Einfallswinkeln ( $50^\circ$  bis  $70^\circ$ ) bei  $\approx 0,30$  m an. Der Grund dafür ist der, dass durch die Zunahme des Polarisationsverhältnisses mit größer werdenden Einfallswinkel die NRCS bei größeren Eisdicken im Vergleich zu steilen Einfallswinkel noch durch den Algorithmus unterschieden werden können (siehe Abschnitt 5.5.1). Der Grund für die großen Abweichungen im zweiten Abschnitt liegt in der oben erwähnten Sättigung. Ab einer gewissen Eisdicke ist die Sensitivität des NRCS gegenüber der Eisdicke zu gering und wird vom Rauschen überlagert, wodurch nur anhand des

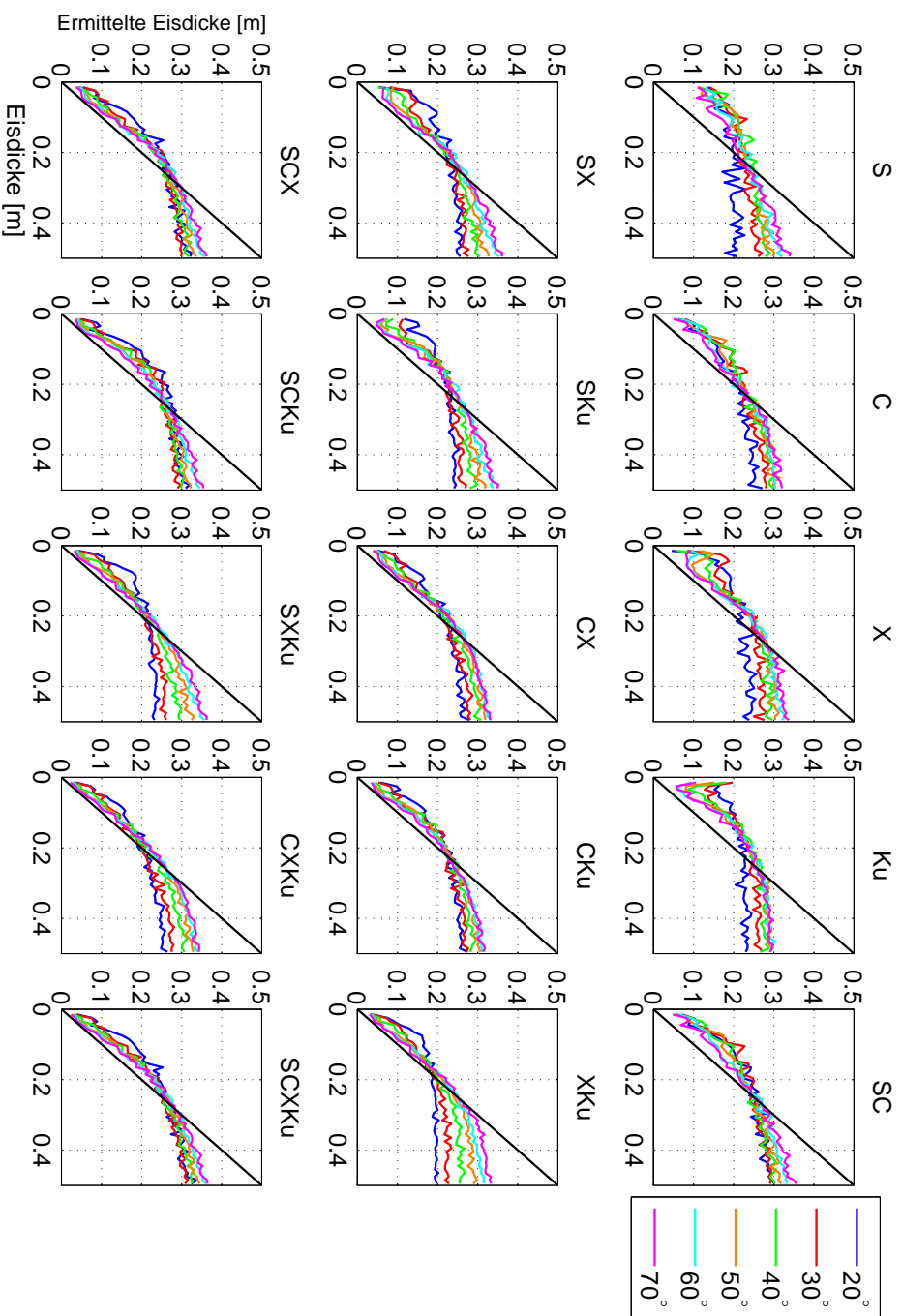


Abbildung 6.1.5.: Durchschnittliche ermittelte Eisdicke ( $\langle D(d) \rangle$ ) der Simulationen als Funktion der gegebenen Eisdicke  $d$ . Die Buchstaben an der Oberseite jeder Unterabbildung zeigen die genutzte Frequenz bzw. Frequenzkombination an.



NRCS nicht mehr zwischen den verschiedenen Eisdicken unterschieden werden kann. Bei der Frequenzkombination XKu ist dieser Unterschied zwischen den Einfallswinkeln am stärksten ausgeprägt. Das ist am Abstand der Linien für die verschiedenen Einfallswinkel in Abb. 6.1.6 gut erkennbar. Der Abstand für XKu ist im zweiten Eisdickenbereich wesentlich größer als für z. B. CKu. Dieser Effekt ist für Frequenzkombinationen mit X- und Ku-Band gemeinsam stärker ausgeprägt als für Kombinationen ohne X- und/oder Ku-Band. Des Weiteren zeigt sich, dass die Abweichung bei großen Einfallswinkeln meistens kleiner ist als bei kleinen Einfallswinkeln und dass die Kombination von zwei oder mehr Frequenzen zumindest im ersten Abschnitt zu einer kleineren Abweichung führt. Das gibt einmal mehr die vermutliche Obergrenze der Eisdicke an, die mit diesem Verfahren sinnvoll abgeleitet werden kann, nämlich eine Eisdicke von in etwa 0,3 m. Das ist in etwa das Doppelte, was Kwok u. a. (1995) und Shih u. a. (1998) an maximaler Eisdicke ermittelt haben, und in etwa die Hälfte, was Nakamura u. a. (2005) an maximaler Eisdicke ermittelt haben.

Die Abweichung  $S$  der Kombinationen von mehreren Frequenzen ist im ersten Abschnitt bis auf die SC-Kombination kleiner als die Abweichung der jeweiligen Einzelfrequenzen. Zum Beispiel ist die im S-Band alleine ermittelte Eisdicke schlecht. Kombiniert man die Messungen im S- mit denen im X-Band, so ist die Abweichung  $S$  erstens viel kleiner als bei alleinigen Nutzung des S-Bands und auch kleiner als bei der Nutzung des X-Bands und zweitens wird die Abweichung  $S$  konstanter. Das zeigt sich insbesondere bei den kleinen Eisdicken  $d$ . Die im X- oder Ku-Band alleine ermittelten Eisdicken haben bei kleinen Eisdicken  $d$  hohe Abweichungen: Zum Beispiel ist bei einem Einfallswinkel von  $40^\circ$  (grüne Linien in Abb. 6.1.6) für Eisdicken  $d < 0,05$  m die Abweichung  $S > 0,07$  m. Die Kombination der Beiden hat bei dem gleichen Einfallswinkel und den gleichen Eisdicken aber nur noch eine Abweichung  $S \approx 0,03$  m. Bei Frequenzkombinationen mit X- und Ku-Band gemeinsam ist die Abweichung  $S$  durchweg am konstantesten und auch am kleinsten. Für Einfallswinkel  $> 40^\circ$  (orange-, cyan- und magentafarbene Linien in Abb. 6.1.6) ist die Abweichung im ersten Abschnitt  $\lesssim 0,03$  m. Kombinationen mit X- oder Ku-Band, also nicht gemeinsam, sind im Mittel etwas schlechter, sprich sie haben leicht größere und weniger konstante Abweichungen im ersten Abschnitt. Außerdem sind Frequenzkombinationen die das S-Band beinhalten im Mittel schlechter als vergleichbare Kombinationen mit C-Band anstatt dem S-Band.

Die Abweichung  $S$  im ersten Eisdickenbereich wird im Wesentlichen durch zwei Effekte verursacht. Der Erste ist der, dass bei der Bestimmung der Abweichung  $S$  jeweils über die vorgegebenen bekannten Eisdicken  $d$  gemittelt wird. Bei sehr kleinen Eisdicken ( $\mathcal{O}(0,02$  m)) kann die ermittelte Eisdicke, wenn sie fehlerhaft ermittelt worden ist, nach Vorgabe der LUT (siehe Tabelle 6.1) nicht kleiner als 0,01 m sein. Die fehlerhaft ermittelte Eisdicke kann aber entsprechend größer sein und zwar im Prinzip bis zur maximalen Eisdicke der LUT. Das bedeutet, dass bei kleinen Eisdicken die ermittelten Eisdicken unsymmetrisch um den wahren Eisdickenwert verteilt sind, wodurch sich im Mittel eine größere Eisdicke als die wahre Eisdicke ergibt und somit die Abweichung. Ein Beispiel: Wenn bei einer vorgegebenen, bekannten Eisdicke  $d$  von 0,01 m 25% der ermittelten Eisdicken eine falsche Eisdicke von 0,09 m haben,

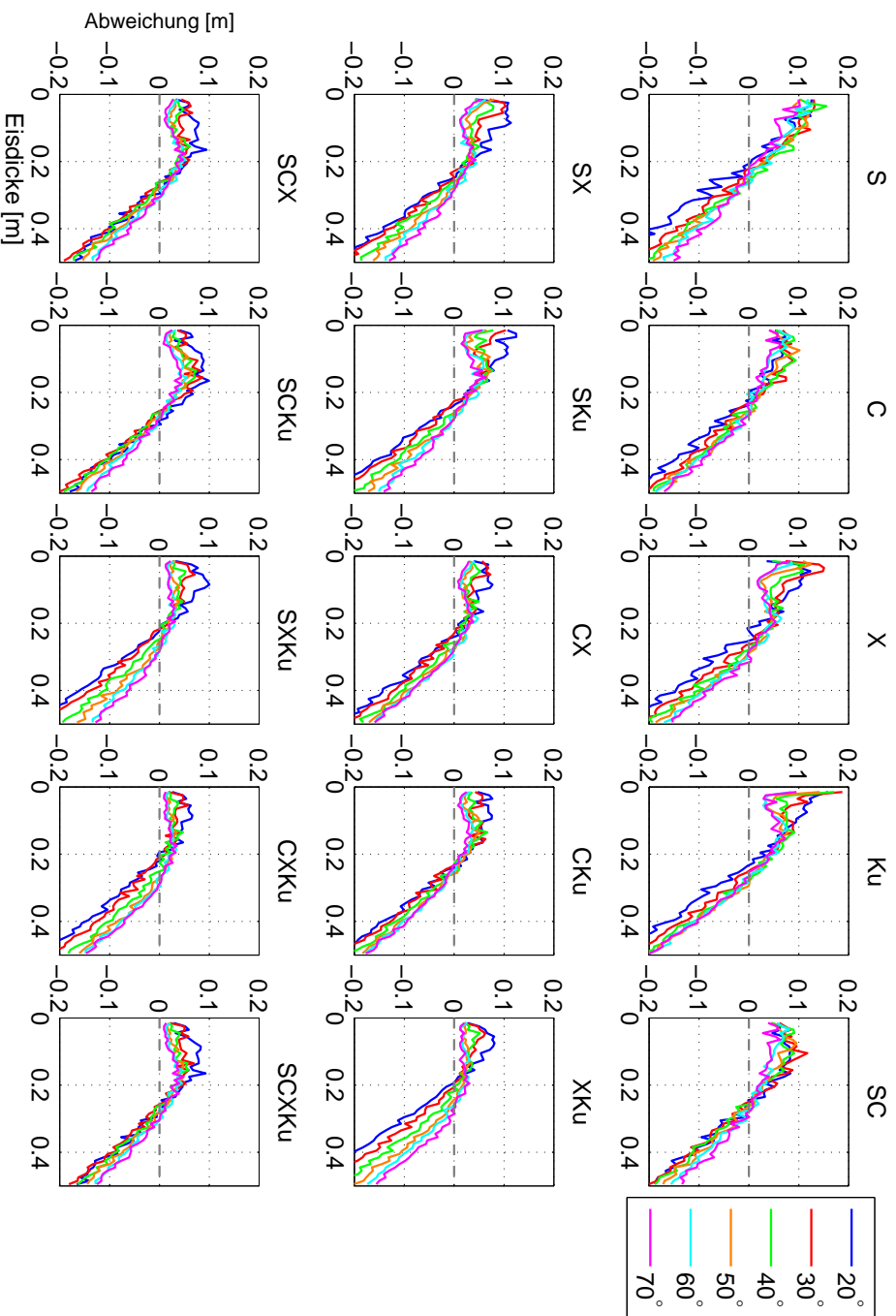


Abbildung 6.1.6.: Systematische Abweichung  $S$  der ermittelten Eisdicke als Funktion der gegebenen Eisdicke  $d$ . Die Buchstaben an der Oberseite jeder Unterabbildung zeigen die genutzte Frequenz bzw. Frequenzkombination an.

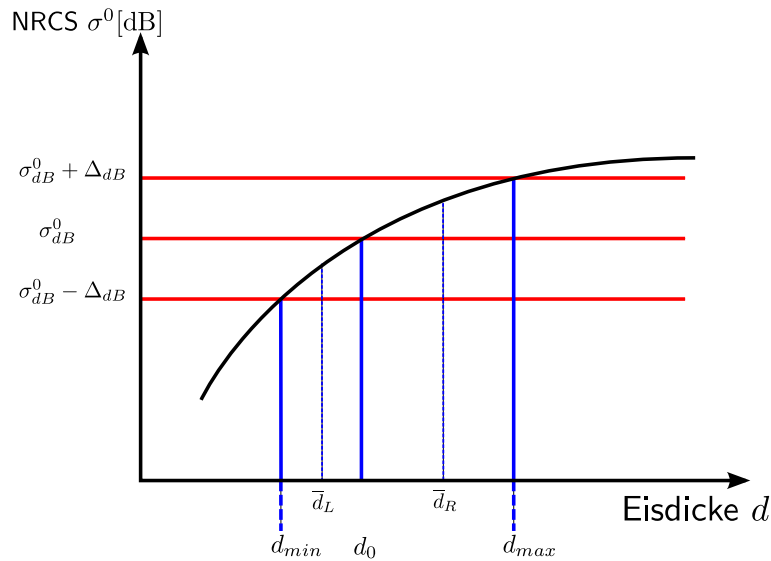


Abbildung 6.1.7.: Nichtlinearer Verlauf des NRCS als Funktion der Eisdicke (schematisch). Die Indizes  $dB$  bedeuten, dass die Logarithmen genutzt werden, siehe auch Eisdickenalgorithmus (Abschnitt 6.1.1).

so führt das zu einer Abweichung im Mittel von 0,03 m. Das ist natürlich nur ein vereinfachtes Beispiel, aber es veranschaulicht sehr gut den Effekt. Der zweite Effekt für die Abweichung im ersten Abschnitt wird durch den nichtlinearen Zusammenhang zwischen dem NRCS und der Eisdicke verursacht. Durch die Berücksichtigung der Unsicherheit im Eisdickenalgorithmus wird aber nicht nur der eigentliche Messwert, sondern auch die Werte daneben berücksichtigt, wenn auch durch die Gaußverteilung mit geringerer Gewichtung (siehe Abschnitt 6.1.1). Unter der Annahme, dass die die Anzahl der Realisationen und auch die Realisationen symmetrisch um den eigentlichen NRCS verteilt sind, folgt in Abb. 6.1.7, dass zwischen  $d_{min}$  und  $d_0$  sowie  $d_0$  und  $d_{max}$  jeweils die gleiche Anzahl an Realisationen gegeben ist.<sup>3</sup> Der Abstand vom Mittelwert  $\bar{d}_L$  über das linke Intervall ( $d_{min}$  und  $d_0$ ) zum Eisdickenwert des eigentlichen Messwert  $d_0$  ist kleiner als der des Mittelwertes  $\bar{d}_R$  über das rechte Intervall ( $d_0$  und  $d_{max}$ ). Das bedeutet, dass der Mittelwert über das gesamte Eisdickenensemble größer als  $d_0$  ist, wodurch es ebenfalls zu einer positiven Abweichung kommt.

Nun bedarf es noch der Untersuchung, wie groß die Ungenauigkeit der ermittelten Eisdicken sind. Dazu wird der RMSE  $\Delta d$  berechnet. Abb. 6.1.8 zeigt den RMSE  $\Delta d$  der ermittelten Eisdicke für die 15 verschiedenen Frequenzkombinationen bei sechs verschiedenen Einfallswinkeln. Der RMSE  $\Delta d$  ist

<sup>3</sup>  $d_0$  ist die Eisdicke, die dem eigentlichen NRCS ohne Berücksichtigung der Unsicherheit zugeordnet wird.

$$\Delta d(d) = \left[ \frac{1}{LMP} \sum_{p=1}^P \sum_{m=1}^M \sum_{l=1}^L (D_{l,m,p} - d - S(d))^2 \right]^{\frac{1}{2}}, l \in \{k \mid D_{k,m,p} = d\} \quad (6.1.15)$$

mit  $L = 20$  der Anzahl der Messpunkte pro Eisdicke  $d$ ,  $M = 10$  der Anzahl der Messreihen pro gegebener Umgebungstemperatur,  $P = 9$  der Anzahl an verschiedenen Umgebungstemperaturen und  $D_{l,m,n}$  der ermittelten Eisdicke. Bei der Berechnung des RMSE  $\Delta d$  wird zusätzlich noch die Abweichung  $S$  abgezogen, weil so der RMSE  $\Delta d$  nur die zufälligen Abweichungen wiedergibt. Mit Ausnahme des S-Bandes für kleine Eisdicken und flache Einfallswinkel zeigen alle Frequenzkombinationen ein ähnliches Verhalten. Der RMSE  $\Delta d$  steigt für flache Einfallswinkel ( $70^\circ$ ) von etwa  $0,02$  m bei einer vorgegebenen Eisdicke  $d$  von  $0,01$  m auf  $0,04$  m bei etwa  $0,20$  m vorgegebener Eisdicke  $d$  an und bleibt nahezu konstant mit weiter zunehmender vorgegebener Eisdicke  $d$ . Mit steiler werdenden Einfallswinkeln wird der RMSE  $\Delta d$  für sehr dünne Eisdicken größer und der Anstieg wird auch flacher, so dass der RMSE  $\Delta d$  bei Einfallswinkeln von  $20^\circ$  bis  $30^\circ$  fast konstant über den gesamten Eisdickenbereich ist. Unabhängig vom Einfallswinkel liegt der RMSE  $\Delta d$  ab etwa  $0,20$  m vorgegebener Eisdicke  $d$  bei etwa  $0,04$  m. Grundsätzlich gilt, dass der RMSE  $\Delta d$  bei Kombinationen von mehreren Frequenzen  $0,01$  m bis  $0,02$  m kleiner ist als bei Verwendung der einzelner Frequenzen. Im Mittel lässt sich sagen, dass die RMSE der einzelnen Frequenzen größer als die der Zweifrequenzkombinationen sind und dass die RMSE der Zweifrequenzkombinationen größer als die der Dreifrequenzkombinationen sind.

In Abb. 6.1.9 ist der RMSE  $\Delta D_{30}$  in Abhängigkeit des Einfallswinkels  $\theta$  und der Oberflächentemperatur  $T_{s,max}$  der maximalen Eisdicke  $d_{max} = 0,5$  m für die 15 Frequenzkombinationen dargestellt. Anstatt über die Temperatur zu mitteln wird über die vorgegebene Eisdicke  $d$  von  $0,01$  m bis  $0,30$  m gemittelt, somit gilt für den RMSE  $\Delta D_{30}$ ,

$$\Delta D_{30}(\theta, T_{s,max}) = \left[ \frac{1}{QM} \sum_{q=1}^Q \sum_{m=1}^M (d_q - d_{m,q})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (6.1.16)$$

mit  $M = 10$  der Anzahl der Messreihe pro gegebener Umgebungstemperatur und  $Q = 600$  der Anzahl der Messpunkte für den Eisdickenbereich von  $0,01$  m bis  $0,30$  m. Der RMSE  $\Delta D_{30}$  gibt damit zusammenfassend die gesamte (systematische und statistische) Abweichung für Eis bis  $0,30$  m Eisdicke an. Allgemein gilt, dass bei festgehaltener Temperatur der RMSE  $\Delta D_{30}$  bei flachen Einfallswinkeln kleiner ist als bei steilen Einfallswinkeln. Weiterhin zeigt sich, dass der RMSE  $\Delta D_{30}$  für Mehrfrequenzkombinationen kleiner ist als bei der Nutzung nur einer Frequenz. Der RMSE  $\Delta D_{30}$  mit Nutzung nur einer Frequenz beträgt  $\mathcal{O}(0,10$  m) und mit Nutzung von Mehrfrequenzkombinationen liegt der RMSE  $\Delta D_{30}$  bei  $\mathcal{O}(0,06$  m). Die Temperaturabhängigkeit des RMSE  $\Delta D_{30}$  nimmt, besonders bei Frequenzkombinationen mit X- oder Ku-Band, mit zunehmendem Einfallswinkel zu, wobei die Temperaturabhängigkeit kleiner

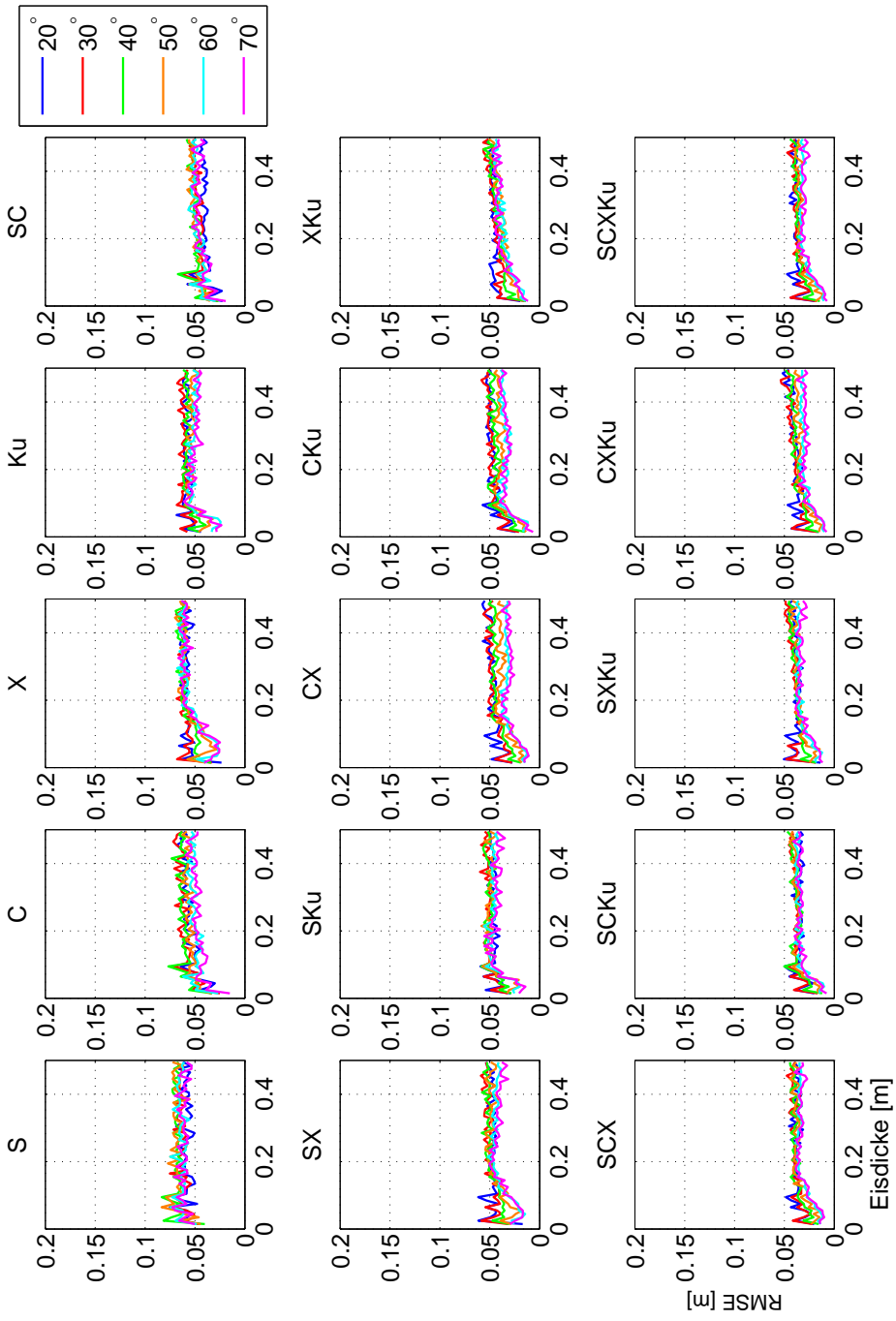


Abbildung 6.1.8.: RMSE  $\Delta d$  der ermittelten Eisdicke als Funktion der gegebenen Eisdicke  $d$ . Die Buchstaben an der Oberseite jeder Unterabbildung zeigen die genutzte Frequenz bzw. Frequenzkombination an.

als die Winkelabhängigkeit ist. Auffallend ist, dass der RMSE  $\Delta D_{30}$  bei wärmeren Temperaturen, besonders bei flachen Einfallswinkeln, geringer ist als bei kälteren Temperaturen. Die NRCS können bei kälteren Oberflächentemperaturen mit mehr möglichen Parametersätzen und dementsprechend auch mehr möglichen Eisdicken wiedergegeben werden als bei wärmeren Temperaturen. Bei wärmeren Temperaturen ist das Rückstreuverhalten in Folge der stärkeren Änderung der effektiven Permittivität mit der Eisdicke und der Temperatur (siehe im Anhang Abb. A.4.1 und A.4.2) eindeutiger. Bei den Kombinationen SCX, SCKu und SCXKu zeigt sich ein leicht abweichendes Verhalten; bei steilen Einfallswinkeln ist der RMSE  $\Delta D_{30}$  bei niedrigeren Temperaturen kleiner als bei höheren Temperaturen. Das kann aber auch an den vorhandenen statistischen Schwankungen dieser Untersuchung liegen.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die systematischen Abweichungen bei  $\mathcal{O}(0,07\text{ m})$  für Eisdicken  $< 0,30\text{ m}$  liegen und dass die statistischen (zufälligen) Abweichung unabhängig von der Eisdicke bei  $\mathcal{O}(0,04\text{ m})$  liegen. Bei flacheren Einfallswinkeln sind beide Abweichung geringer als bei steileren Einfallswinkel und die Kombination von mehreren Frequenzen führt zu einer Verringerung beider Abweichungen von  $\mathcal{O}(0,04\text{ m})$  für die systematische Abweichung und von  $\mathcal{O}(0,02\text{ m})$  für die zufällige Abweichung. Des Weiteren sind die Gesamtabweichungen für Eisdicken bis  $0,30\text{ m}$  im Mittel bei höheren Temperaturen geringer als bei niedrigeren Temperaturen. Für ein besseres Ergebnis bei der Eisdickenbestimmung, ist es somit besser mit mehreren Frequenzen und mit flachen Einfallswinkeln zu messen.

Eine abschließende Bemerkung noch: Die in diesem Abschnitt bestimmten Abweichungen geben nur die Abweichungen in Folge des Eisdickenalgorithmus an. Für den Gesamtfehler bedarf es noch einer Untersuchung des Streumodells. Das bedeutet, es muss quantitativ untersucht werden, wie gut das Streumodell das Rückstreuverhalten des Meereises unter den verschiedenen Gegebenheiten wiedergibt. Dies ist im Rahmen dieser Arbeit nicht mehr möglich, weil dies zusätzlicher Messungen des NRCS von dünnem Meereis für verschiedene und bekannte Temperaturen und Eisdicken bei verschiedenen Einfallswinkeln und für verschiedene Frequenzen bedarf. Trotzdem sind die hier ermittelten Abweichungen eine Orientierung für die Genauigkeit der ermittelten Eisdicken.

## 6.2. Multi<sup>3</sup>Scat

Der in Abschnitt 6.1 beschriebene Eisdickenalgorithmus wird auf die Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen der Polarsternreise ARKXXII/2 mit den in Tabelle 6.1 gezeigten Parameterintervallen und mit  $N = 100$  angewendet. Die Eisdicken werden für die 15 verschiedenen Frequenzkombinationen des Multi<sup>3</sup>Scat bestimmt, wobei jeweils beide Gleichpolarisationen der verschiedenen Frequenzen genutzt werden. Wie in Abschnitt 6.1 ist der Eisdickenalgorithmus nur für dünnes Eis gültig. Dementsprechend müssen zunächst die NRCS des dünnen Meereises ( $\lesssim 0,3\text{ m}$ ) von denen des dicken Meereises ( $\gtrsim 0,3\text{ m}$ ) und auch denen des offenen Wassers separiert werden. Um die NRCS des dünnen Meereises von den Anderen zu trennen, wird die in Ab-

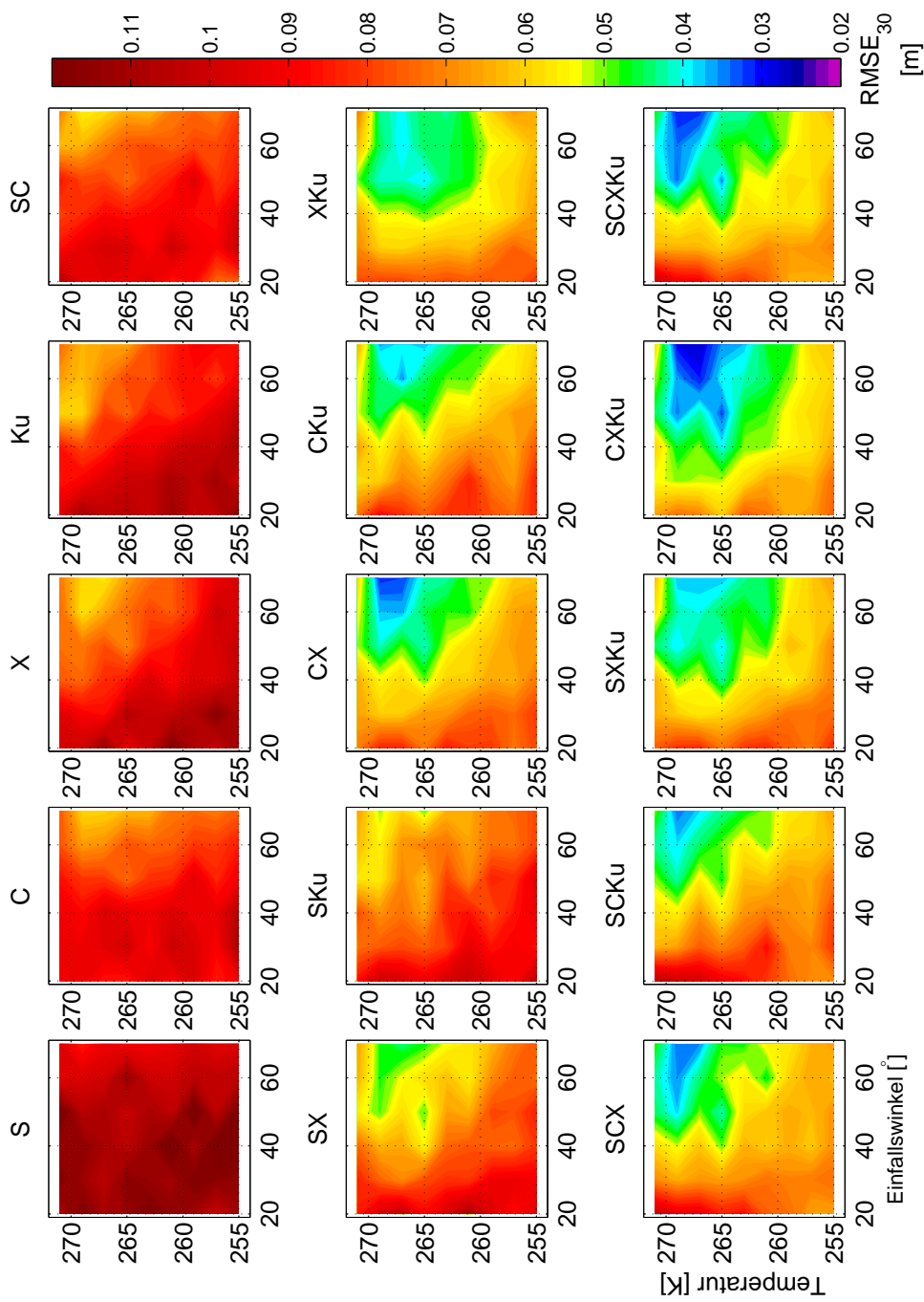


Abbildung 6.1.9.: RMSE  $\Delta D_{30}$  der ermittelten Eisdicke als Funktion der gegebenen Eisdicke  $d$  und der Oberflächentemperatur  $T_{s,max}$  der maximalen Eisdicke ( $d_{max} = 0,5 \text{ m}$ ). Die Buchstaben an der Oberseite jeder Unterabbildung zeigen die genutzte Frequenz bzw. Frequenzkombination an.

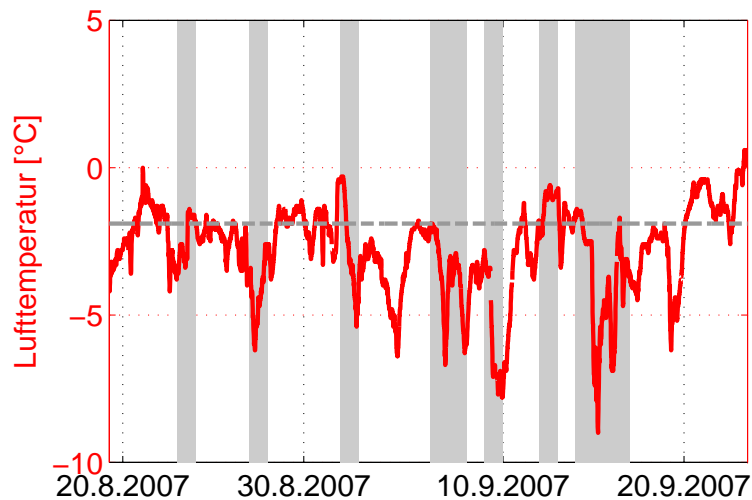


Abbildung 6.2.1.: Lufttemperatur während der Reise ARKXXII/2 der Polarstern. Die graue waagerechte Linie gibt näherungsweise den Gefrierpunkt von Meerwasser an. Die grau unterlegten Bereiche kennzeichnen die Tage mit NRCS-Messungen.

schnitt 4 beschriebene Klassifizierung benutzt. Für die Klassifizierung wird die Kombination der NRCS beider Gleichpolarisationen des C-, X- und Ku-Bands genutzt. Die Klassen N und GI werden als dünnes Eis angenommen. In Abb. 6.2.1 ist die Lufttemperatur während der Polarsternreise gezeigt. Wie schon in Kapitel 4 und 2 erwähnt, war die Temperatur während der Reise ungewöhnlich hoch. Die Anwendung des Eisdickenalgorithmus konzentriert sich auf die Messungen vom 15.9.2007 und 17.9.2007, weil dies die einzigen langen Messflüge über neu gewachsenem dünnem Meereis unter Gefrierbedingungen gewesen sind. Trotzdem sind von den langen Messflügen nur ein Drittel der Daten NRCS von dünnem Meereis. Beide Messungen sind bei einem Einfallswinkel von  $40^\circ$  durchgeführt worden und bestehen aus etwa 13.000 bzw. 10.000 NRCS dünnen Meereises.

## 6.2.1. Messungen

### 6.2.1.1. 15.9.2007

Vor der eigentlichen Betrachtung der Eisdicke ist es sinnvoll zuerst die als dünnes Meereis klassifizierten NRCS zu betrachten. In Abb. 6.2.2 sind die Verteilungen der als dünnes Meereis klassifizierten NRCS (rote Linien) vom 15.9.2007 für die beiden Gleichpolarisationen und die vier verschiedenen Frequenzen gezeigt.

Alle Verteilungen haben eine ähnliche Form mit jeweils einem Maximum, mit negativer Schiefe und positivem Exzess. Mit zunehmender Frequenz verschieben sich die Verteilungen



zu höheren NRCS, wobei die Verteilungen der vv-Polarisationen zu höheren NRCS verschoben werden als die der hh-Polarisationen. Die Schiefe wird mit zunehmender Frequenz zu negativeren Werten und der Exzess zu größeren Werten verschoben. Die NRCS-Verteilungen deuten an, dass die Verhältnisse des dünnen Meereises während der Messung ziemlich homogen waren, was sich darin zeigt, dass 90% der als dünnes Eis klassifizierten NRCS als GI klassifiziert sind. In Abb. 6.2.2 zeigt sich das, da die cyanfarbenen Linien, die die Verteilungen der als GI klassifizierten NRCS darstellen, so gut wie deckungsgleich mit den Gesamtverteilungen (rote Linien) sind.

Die Verteilungen (blaue Linien) der als N klassifizierten NRCS sind in Abb. 6.2.2 ebenfalls dargestellt. Damit die Verteilungen der als N klassifizierten NRCS überhaupt sichtbar sind, sind sie mit einem Faktor von 10 multipliziert. Da die Anzahl an als N klassifizierten NRCS weit geringer ist als die der als GI klassifizierten NRCS, ist die Verteilung der als N klassifizierten NRCS weniger glatt. Nichtsdestotrotz lässt sich gut erkennen, wie sich die beiden Eistypen unterscheiden, wobei die als N klassifizierten NRCS wie zu erwarten eine geringere Stärke als die GI klassifizierten NRCS haben. Dabei fällt auf, dass sich die beiden Eistypen mit zunehmender Frequenz stärker unterscheiden. Während im S-Band, bedingt durch die breiteren Verteilungen, die Verteilungen für die beiden Eistypen eher ineinander übergehen sind sie im Ku-Band deutlich voneinander getrennt. Auch in den Modalwerten zeigt sich, dass sich die beiden Eistypen mit zunehmender Frequenz stärker unterscheiden. Im S-Band liegt der Unterschied zwischen den Modalwerten der beiden Eistypen bei 4 dB, während im Ku-Band der Unterschied bei 7 dB liegt, was beides konsistent zu den Regressionsgeraden der NRCS-Signaturen in Abschnitt 4.2.2 ist. Interessanterweise zeigt sich im S-Band im Gegensatz zu den drei übrigen Frequenzen ein leichtes Plateau im Bereich zwischen  $-30$  dB und  $-20$  dB, wobei nicht klar ist, woher dieser Unterschied kommt. Eine Möglichkeit wäre die, dass ein Teil des Meereises an der Eisunterseite eine sehr geringere Rauigkeit hat. Da im Vergleich zu den anderen drei Frequenzen die NRCS im S-Band aufgrund der geringeren Dämpfung durch das Meereis sehr viel empfindlicher auf Änderungen der Rauigkeiten an der Eisunterseite reagieren als die drei anderen Frequenzen (siehe Abschnitt 5.5.3), würde sich dieser Rauigkeitsunterschied nur im S-Band bemerkbar machen.

Die Verteilungen der ermittelten Eisdicke für die 15 Frequenzkombinationen werden in Abb. 6.2.3 getrennt für die beiden Eistypen Nilas (N, blaue Linien) und graues Eis (GI, cyanfarbene Linien) dargestellt. Wie schon bei den NRCS sind die Verteilungen der als N klassifizierten Eisdicken zur besseren Sichtbarkeit mit einem Faktor von 10 multipliziert. Die minimale ermittelbare und die maximale ermittelbare Eisdicke ist durch die Vorgaben (Tabelle 6.1) auf 0,01 m bzw. 0,5 m beschränkt. In den Tabellen 6.3 bzw. 6.4 sind die statistischen Eigenschaften der Eisdickenverteilungen des als N bzw. als GI klassifizierten Meereises zusammengefasst.

Die Eisdickenverteilungen (Abb. 6.2.3, blaue Linien) des als N klassifizierten Eises für die verschiedenen Frequenzkombinationen lassen sich grob in zwei Gruppen aufteilen:

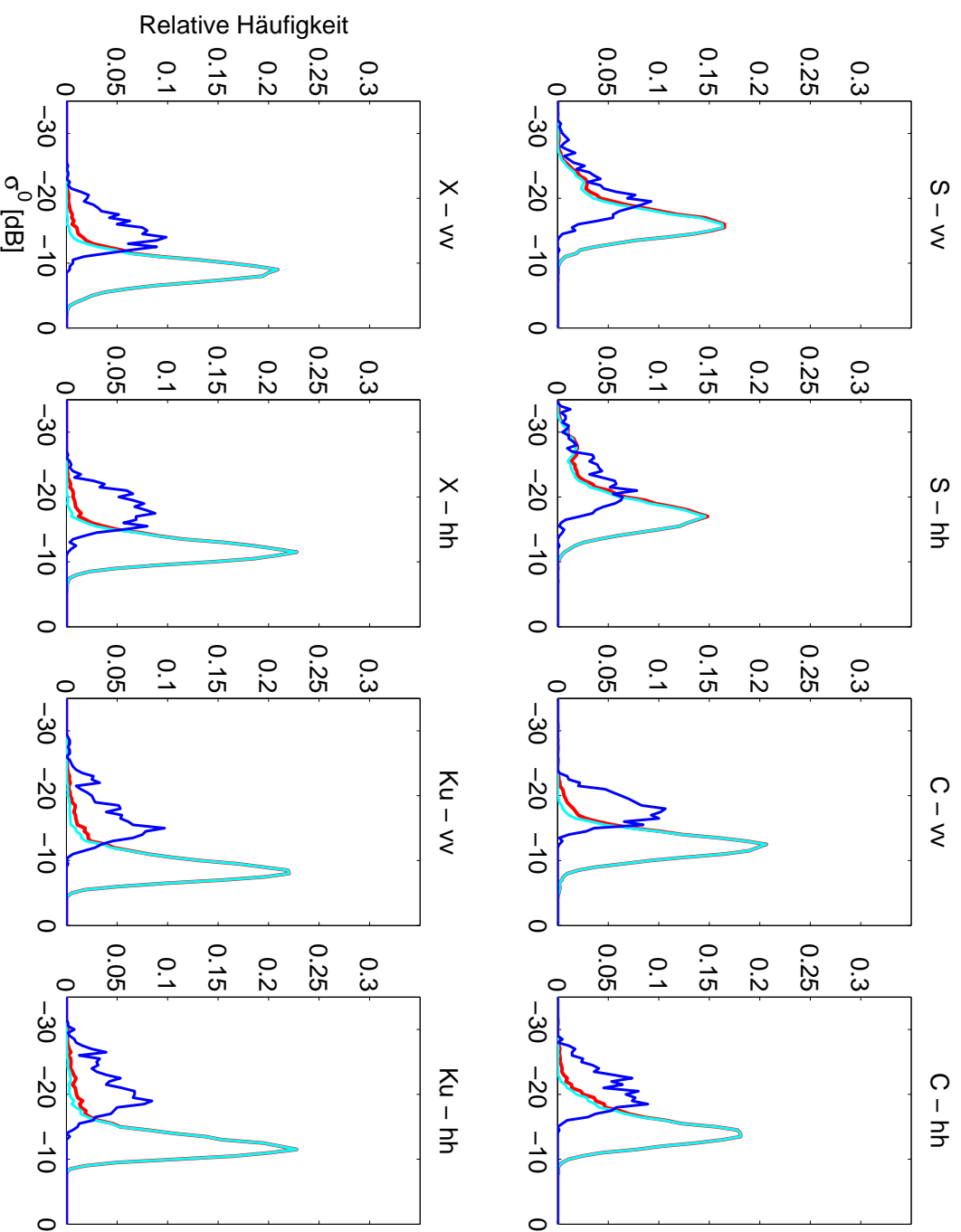


Abbildung 6.2.2.: NRCS-Verteilungen der Messungen vom 15.9.2007 jeweils für beide Gleichpolarisationen für S-, C-, X- und Ku-Band. Die Histogramme sind so normalisiert, dass die Flächen unterhalb der roten Kurven gleich 1 sind. Rote Linien repräsentieren die Gesamtverteilungen, während cyanfarbene Linien die Verteilung der als GI klassifizierten NRCS und blaue Linien die Verteilung der als N klassifizierten NRCS repräsentieren. Die Verteilung der als N klassifizierten NRCS sind zur besseren Sichtbarkeit zehnfach überhöht dargestellt.

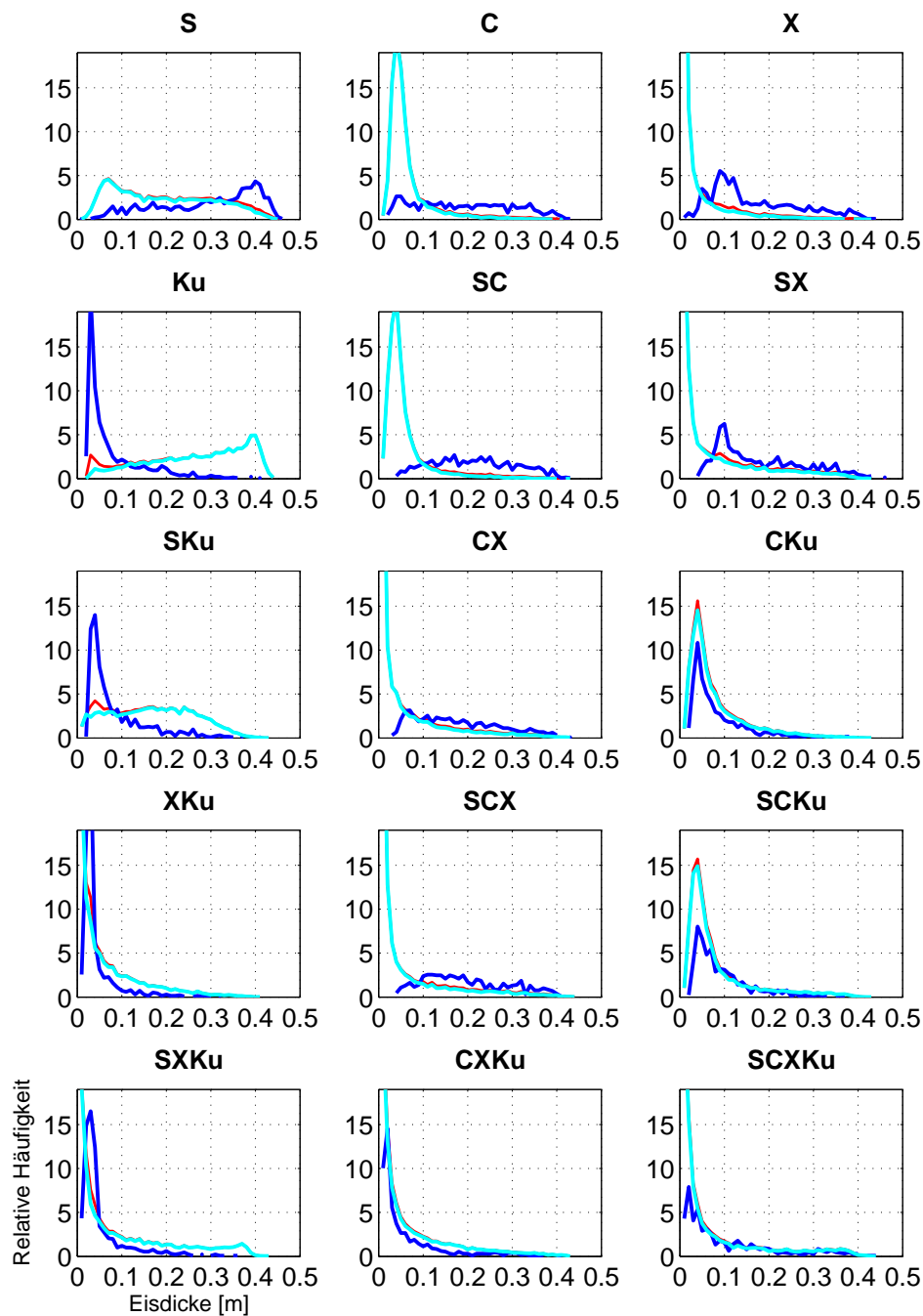


Abbildung 6.2.3.: Verteilungen der ermittelten Eisdicke der Messungen vom 15.9.2007. Die Buchstaben an der Oberseite jeder Unterabbildung zeigen die genutzte Frequenz bzw. Frequenzkombination an. Die Histogramme sind so normalisiert, dass die Flächen unterhalb der roten Kurven gleich 1 sind. Rote Linien repräsentieren die Gesamtverteilungen, während cyanfarbene Linien die Verteilung der als GI klassifizierten NRCS und blaue Linien die Verteilung der als N klassifizierten NRCS repräsentieren. Die Verteilung der als N klassifizierten NRCS sind zur besseren Sichtbarkeit zehnfach überhöht dargestellt.

Kombination	Gruppe	Mittlere Eisdicke [m]	Stdabw. Eisdicke [m]	Schiefe	Exzess	Modale Eisdicke [m]	Median Eisdicke [m]
S	1	0.29	0.11	-0.55	-0.91	0.40	0.31
C	1	0.19	0.11	0.18	-1.11	0.04	0.18
X	1	0.17	0.10	0.75	-0.45	0.09	0.13
Ku	2	0.08	0.07	1.83	3.23	0.03	0.04
SC	1	0.21	0.09	0.15	-0.89	0.17	0.21
SX	1	0.18	0.10	0.67	-0.65	0.10	0.15
SKu	2	0.09	0.07	1.78	3.00	0.04	0.05
CX	1	0.18	0.09	0.50	-0.74	0.07	0.16
CKu	2	0.08	0.06	1.89	3.93	0.04	0.06
XKu	2	0.04	0.04	3.19	11.88	0.03	0.03
SCX	1	0.20	0.09	0.41	-0.82	0.11	0.18
SCKu	2	0.09	0.06	1.63	2.73	0.04	0.07
SXKu	2	0.05	0.06	2.47	6.54	0.03	0.03
CXKu	2	0.06	0.08	2.11	4.11	0.02	0.03
SCXKu	2	0.11	0.10	1.28	0.67	0.02	0.06

Tabelle 6.3.: Statistische Größen der Eisdickenverteilungen vom 15.9.2007 des als N klassifizierten Meereises für die 15 verschiedenen Frequenzkombinationen. Die Messungen sind mit einem Einfallswinkel von 40° durchgeführt worden.

Gruppe 1 Die Gruppe 1 besteht aus den Verteilungen der Kombinationen S, C, X, SC, SX, CX und SCX. Diese Verteilungen haben gemein, dass sie einen ausgeprägten negativen Exzess haben, sprich sehr breit sind, und die mittleren Eisdicken  $\geq 0,17$  m sind (Tabelle 6.3). Abgesehen von den Kombinationen S, X, und SX sind die ermittelten Eisdicken recht gleichmäßig über den gesamten Eisdickenbereich verteilt. Bei den Kombinationen X, SX bzw. S zeigt sich eine größere Häufung der Eisdicken bei 0,10 m bzw. 0,40 m.

Gruppe 2 Die Gruppe 2 besteht aus der Verteilungen der Kombinationen Ku, SKu, CKu, XKu, SCKu, SXKu, CXKu und SCXKu. Diese Verteilungen zeichnen sich im Gegensatz zu denen der Gruppe 1 dadurch aus, dass sie einen ausgeprägten positiven Exzess und dementsprechend ausgeprägte modale Eisdicken haben. Die modalen Eisdicken liegen bei 0,03 m (Tabelle 6.3). Bis auf die Kombination SCXKu, deren mittlere Eisdicke bei 0,11 m liegt, sind die mittleren Eisdicken  $\leq 0,08$  m.

Gemäß der WMO-Klassifizierung (Anhang A.1) ist Nilas Meereis mit einer Eisdicke von bis zu 0,10 m. Das bedeutet, dass die ermittelten Eisdicken der Kombinationen aus der Gruppe 1 mit Ausnahme der Kombinationen X und SX, selbst wenn man die Abweichungen und Ungenauigkeiten aus der Fehleruntersuchung (Abschnitt 6.1.3) berücksichtigt, schlicht und

einfach zum größten Teil falsch sind.<sup>4</sup> Bei den Kombinationen X und SX sind die ermittelten Eisdicken sinnvoll, wenn man die systematische Abweichung von circa 0,05 m aus der Fehleruntersuchung (Abschnitt 6.1.3) berücksichtigt, trotzdem weisen beide Kombinationen noch einen hohen Anteil an größeren Eisdicken vor. Im Vergleich zur Gruppe 1 konzentriert sich der größte Teil der ermittelten Eisdicke der Kombinationen aus Gruppe 2 im Eisdickenbereich  $< 0,10$  m, was nach Definition genau der Eisdickenbereich von Nilas ist. Auffällig ist jedoch, dass die Kombinationen mit realistischer Eisdicke für Nilas allesamt Kombinationen mit Ku-Band sind. Die wenigen *in situ* Messungen der Eisdicken vom 15.9.2007 liegen im Bereich von 0,02 m bis 0,05 m. Die Messungen sind zwar auf die Rinnen in der Umgebung der Polarstern beschränkt, sie können trotzdem als repräsentativ für das während des Messflugs angetroffene Nilas angesehen werden. Nichtsdestotrotz lässt sich unter der Berücksichtigung der Ergebnisse der Fehleruntersuchung und der *in situ* Messungen nicht sagen, welche der acht Kombinationen aus Gruppe 2 die besten Eisdicken liefert. Was sich sagen lässt, ist das, dass die Eisdicken der Kombinationen XKu, SXKu und CXKu am wenigsten Eisdicken  $> 0,10$  m haben, sprich deren Eisdicken konzentrieren sich am ehesten auf den Eisdickenbereich von Nilas.

Die Eisdickenverteilungen (Abb. 6.2.3, cyanfarbene Linien) des als GI klassifizierten Eises für die verschiedenen Frequenzkombinationen lassen sich grob in drei Gruppen aufteilen:

- Gruppe 3 Die Gruppe 3 besteht aus den Verteilungen der Kombinationen S, Ku und SKu. Gemeinsam haben sie, dass sie einen ausgeprägten negativen Exzess haben, also recht breit sind, und dass die mittleren Eisdicken  $> 0,17$  m und  $< 0,27$  m sind (Tabelle 6.4). Während die Eisdicken für die Kombination SKu recht gleichmäßig zwischen 0,01 m und 0,30 m verteilt sind, zeigt sich bei den Kombinationen S und Ku eine größere Häufung der Eisdicken bei 0,07 m bzw. 0,40 m.
- Gruppe 4 Die Gruppe 4 besteht aus den Verteilungen der Kombinationen C, SC, CKu und SCKu. Die Verteilungen haben einen sehr ausgeprägten positiven Exzess und dementsprechend jeweils sehr ausgeprägte modale Eisdicken von 0,04 m (Tabelle 6.4). Die mittleren Eisdicken liegen zwischen 0,06 m und 0,08 m.
- Gruppe 5 Die Gruppe 5 besteht aus den Verteilungen der Kombinationen X, SX, CX, XKu, SCX, SXKu, CXKu und SCXKu. Kennzeichnend für diese Gruppe ist, dass die Verteilungen abgesehen von der Kombination SXKu wie die der Gruppe 4 einen positiven Exzess haben und dementsprechend ausgeprägte modale Eisdicken haben. Diese sind noch kleiner als bei den Kombinationen der Gruppe 4 und liegen für alle Kombinationen der Gruppe bei der minimal möglichen Eisdicke von 0,01 m (Tabelle 6.4).

Angenommen die Eisklasse GI ist zusammengesetzt aus den WMO-Eisklassen (Anhang A.1) graues Eis und grau-weißes Eis, auch wenn in Abschnitt 4.1.2 gezeigt ist, dass nur sehr

---

<sup>4</sup>Die Aussage ist natürlich nur unter der Annahme möglich, dass die Klassifizierung sinnvolle Ergebnisse liefert, was in Kapitel 4 aber auch gezeigt ist.

Kombination	Gruppe	Mittlere Eisdicke [m]	Stdabw. Eisdicke [m]	Schiefe	Exzess	Modale Eisdicke [m]	Median Eisdicke [m]
S	3	0.19	0.11	0.33	-1.08	0.07	0.17
C	4	0.06	0.05	2.88	10.16	0.04	0.04
X	5	0.04	0.06	3.04	10.29	0.01	0.01
Ku	3	0.27	0.11	-0.46	-0.89	0.40	0.28
SC	4	0.06	0.05	2.98	10.91	0.04	0.04
SX	5	0.08	0.10	1.45	1.10	0.01	0.03
SKu	3	0.17	0.09	0.09	-0.91	0.24	0.17
CX	5	0.06	0.08	1.94	3.26	0.01	0.02
CKu	4	0.08	0.07	1.84	3.49	0.04	0.05
XKu	5	0.07	0.08	1.59	2.09	0.01	0.03
SCX	5	0.06	0.09	1.96	3.13	0.01	0.02
SCKu	4	0.08	0.08	1.93	3.24	0.04	0.05
SXKu	5	0.11	0.11	1.02	-0.20	0.01	0.06
CXKu	5	0.08	0.09	1.67	2.19	0.01	0.03
SCXKu	5	0.08	0.10	1.69	1.74	0.01	0.02

Tabelle 6.4.: Statistische Größen der Eisdickenverteilungen vom 15.9.2007 des als GI klassifizierten Meereises für die 15 verschiedenen Frequenzkombinationen. Die Messungen sind mit einem Einfallswinkel von 40° durchgeführt worden.

wenig grau-weißes Eis vorhanden gewesen ist. Dann bedeutet das, dass die Eisdicken für die Klasse GI zwischen 0,10 m und 0,30 m liegen sollte. Das bedeutet für die Kombinationen der Gruppen 4 und 5, dass die ermittelten Eisdicken, unter der Berücksichtigung der Ungenauigkeiten und Abweichungen aus der Fehleruntersuchung, falsch sind, da abgesehen von der Kombination SXKu sowohl mittlere Eisdicken ( $< 0,09$  m) und die modale Eisdicken (Gruppe 4: 0,04 m, Gruppe 5: 0,01 m) zu klein sind. Bei den Kombinationen der Gruppe 3 ist die Sache ein wenig differenzierter. Während für die Kombination SKu gilt, dass der größte Teil der ermittelten Eisdicken im Eisdickenbereich zwischen 0,10 m und 0,30 m liegt, gilt für die Kombinationen S und Ku, dass mehr als die Hälfte der ermittelten Eisdicken außerhalb des gewünschten Eisdickenbereichs sind. Nichtsdestotrotz gilt, dass für die Kombination SKu ein nicht unerheblicher Anteil der Eisdicken  $< 0,10$  m ist. Da die Eisdickenverteilungen der Gruppe 3 insgesamt sehr breit sind und im GI-Eisdickenbereich die Eisdicken noch sehr gleichverteilt sind, ist es zweifelhaft, dass diese ermittelten Eisdicken richtig sind. Zumal wie in Abschnitt 4.1.2 beschrieben der Anteil an grauem Eises (Eisdicke: 0,10 m bis 0,15 m) im Vergleich zum Anteil an grau-weißem Eis (Eisdicke: 0,15 m bis 0,30 m) viel größer ist. Eine genauere Untersuchung ist mit den vorliegenden Daten nicht möglich, da sich die *in situ* Messungen auf das Nilas beschränken und ein zusätzlicher Vergleich mit der Eisdicke abgeleitet aus den koinzidenten IR-Messungen, wie ursprünglich geplant, nicht möglich ist, weil die Lufttemperatur (Abb. 6.2.1) für diese Methode zu hoch gewesen ist (Yu und Rothrock, 1996).

Auffällig bei den Eisdicken des als GI klassifizierten Meereises ist, dass alle Kombinationen, die das X-Band beinhalten, extrem dünne Eisdicken vorweisen, während bei Kombinationen ohne X-Band die Eisdicken insgesamt größer sind.

#### 6.2.1.2. 17.9.2007

Wie bei der vorherigen Messung werden zuerst die Histogramme der NRCS betrachtet, die gemäß der Klassifizierung dünnem Meereis (Eistypen: N und GI) zugeordnet worden sind. Die NRCS der beiden Gleichpolarisationen und der vier Frequenzen der Messung vom 17.9.2007 werden in Abb. 6.2.4 (rote Linien) gezeigt. Im Vergleich zu den NRCS-Verteilungen vom 15.9.2007 sind die Verteilungen vom 17.9.2007 breiter und im Mittel um 3 dB zu niedrigeren NRCS verschoben. Im Gegensatz zum 15.9.2007 nimmt die Schiefe mit der Frequenz ab und der Exzess ist bis auf die S-VV-Verteilung negativ. Die Konzentration der NRCS um den Modalwert der jeweiligen Verteilung nimmt vom C-Band zum X-Band ab; die Verteilung der Ku-Band-NRCS sind sogar bimodal. Die Verteilungen deuten an, dass das dünne Meereis im Vergleich zum 15.9.2007 wesentlich heterogener gewesen ist. Vom Ku-Band-Histogramm ausgehend lässt sich vermuten, dass zwei verschiedene Dünneistypen bei dem Messflug vorherrschend waren. Das lässt sich bestätigen, wenn man die NRCS-Verteilungen getrennt nach den Eistypen N und GI (blaue und cyanfarbene Linien in Abb. 6.2.4) darstellt, so sind beide Typen dünnes Eis nahezu gleichstark vertreten. Wie beim 15.9.2007 zeigt sich auch wieder, dass die Unterschiede der beiden Eistypen mit zunehmender Frequenz größer werden. Während im S-Band die Verteilungen für die beiden Eistypen eher ineinander übergehen, sind sie im Ku-Band deutlich voneinander getrennt, was sich gut an den Modalwerten erkennen lässt. Im S-Band liegt der Unterschied zwischen den Modalwerten der beiden Eistypen bei 3 dB, während im Ku-Band der Unterschied bei 8 dB liegt. Auffällig ist, dass die Verteilungen der als N klassifizierten NRCS im S- und C-Band insbesondere für die hh-Polarisation viel breiter sind als die der als GI-Klassifizierten NRCS. Grundsätzlich lässt sich sagen, dass die Eisbedingungen unabhängig vom höheren Anteil der Klasse N am 17.9.2007 unterschiedlich zu denen vom 15.9.2007 gewesen sind, da insbesondere die Verteilungen der als GI klassifizierten NRCS im Vergleich zu denen vom 15.9.2007 deutlich breiter sind, sprich einen niedrigeren Exzess haben.

Die Verteilungen der ermittelten Eisdicke für die 15 Frequenzkombinationen werden in Abb. 6.2.5 getrennt für die beiden Eistypen Nilas (N, blaue Linien) und graues Eis (GI, cyanfarbene Linien) dargestellt. Die minimale ermittelbare und die maximale ermittelbare Eisdicke ist durch die Vorgaben (Tabelle 6.1) auf 0,01 m bzw. 0,5 m beschränkt. In den Tabellen 6.5 bzw. 6.6 sind die statistischen Eigenschaften der Eisdickenverteilungen des als N bzw. als GI klassifizierten Meereises zusammengefasst.

Die Eisdickenverteilungen vom 17.9.2007 (Abb. 6.2.5, blaue Linien) des als N klassifizierten Eises für die verschiedenen Frequenzkombinationen lassen sich wie schon bei den Messungen vom 15.9.2007 grob in zwei Gruppen aufteilen:

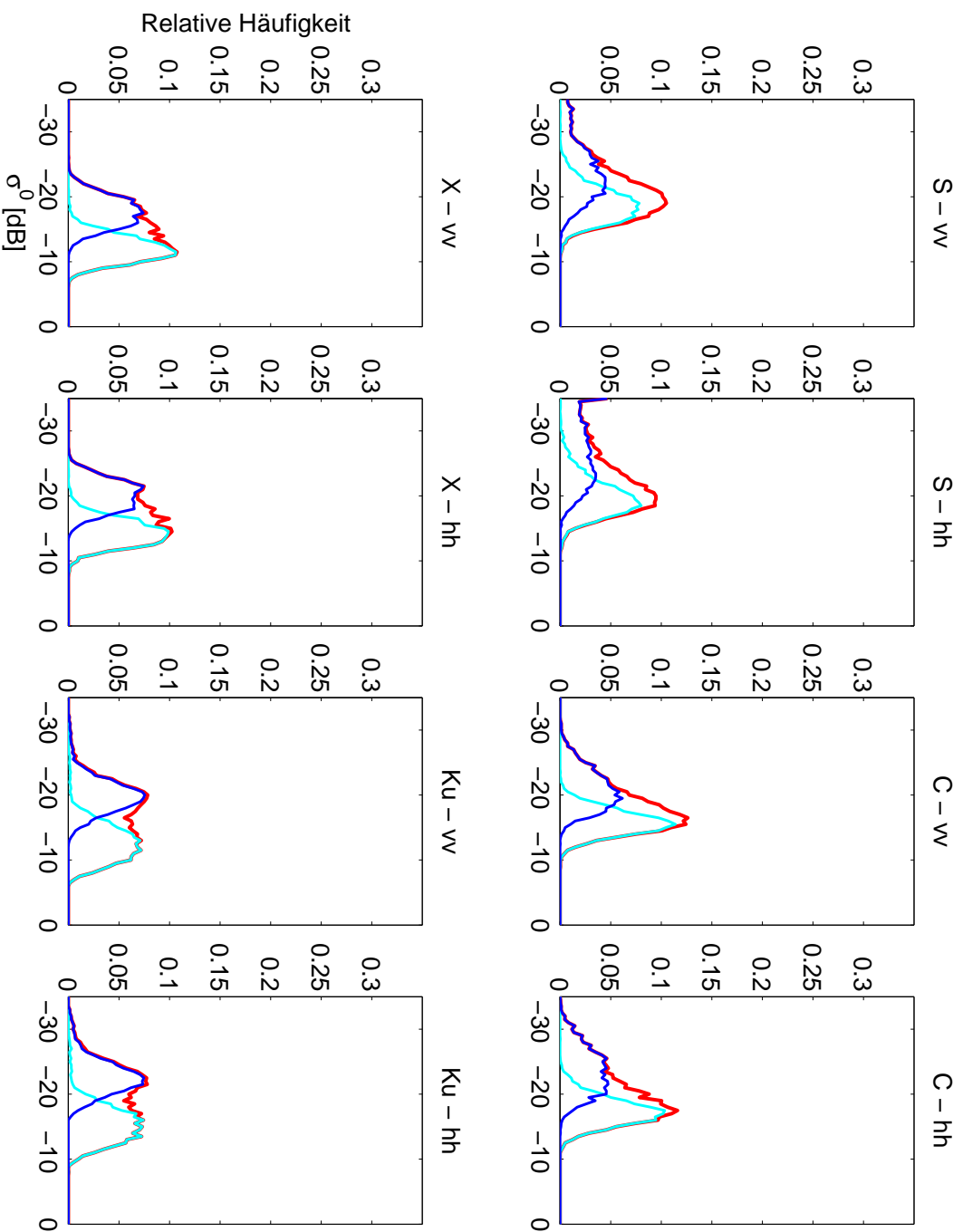


Abbildung 6.2.4.: NRCS-Verteilungen der Messungen vom 17.9.2007 jeweils für beide Gleichpolarisationen der Bänder S-, C-, X- und Ku-Band. Die Histogramme sind so normalisiert, dass die Flächen unterhalb der roten Kurven gleich 1 sind. Rote Linien repräsentieren die Gesamtverteilungen, während cyanfarbene Linien die Verteilung der als GI klassifizierten NRCS und blaue Linien die Verteilung der als N klassifizierten NRCS repräsentieren.



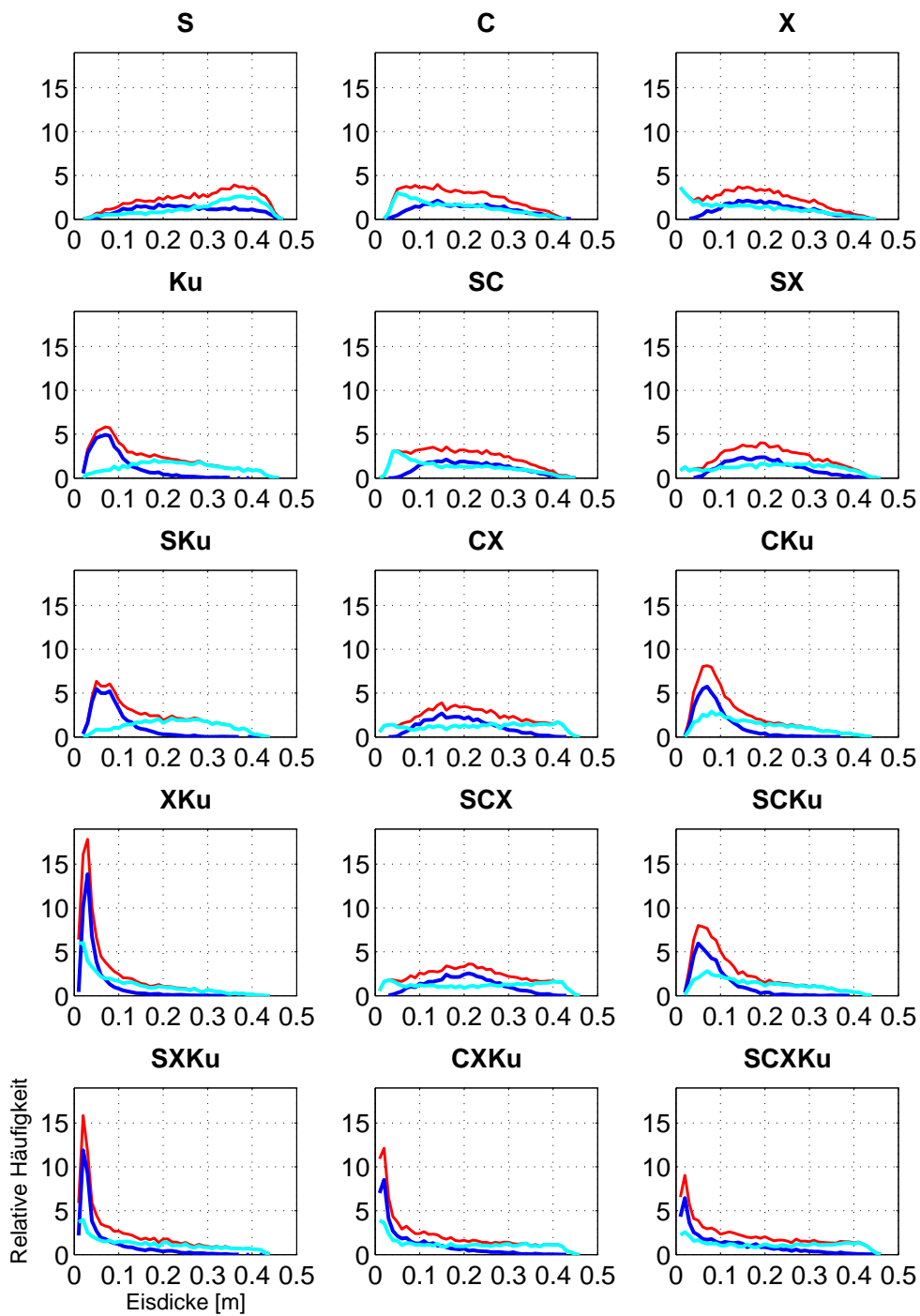


Abbildung 6.2.5.: Verteilungen der ermittelten Eisdicke der Messungen vom 17.9.2007. Die Buchstaben an der Oberseite jeder Unterabbildung zeigen die genutzte Frequenz bzw. Frequenzkombination an. Die Histogramme sind so normalisiert, dass die Flächen unterhalb der roten Kurven gleich 1 sind. Rote Linien repräsentieren die Gesamtverteilungen, während cyanfarbene Linien die Verteilung der als GI klassifizierten NRCS und blaue Linien die Verteilung der als N klassifizierten NRCS repräsentieren.

Kombination	Gruppe	Mittlere Eisdicke [m]	Stdabw. Eisdicke [m]	Schiefe	Exzess	Modale Eisdicke [m]	Median Eisdicke [m]
S	1	0.25	0.10	0.07	-1.01	0.19	0.24
C	1	0.21	0.09	0.26	-0.82	0.14	0.19
X	1	0.21	0.09	0.39	-0.50	0.14	0.19
Ku	2	0.09	0.05	1.66	3.41	0.07	0.07
SC	1	0.21	0.08	0.32	-0.71	0.16	0.20
SX	1	0.20	0.08	0.46	-0.32	0.19	0.19
SKu	2	0.09	0.05	1.79	4.75	0.05	0.07
CX	1	0.19	0.07	0.41	-0.39	0.15	0.18
CKu	2	0.09	0.05	1.86	5.08	0.07	0.07
XKu	2	0.05	0.04	2.95	10.97	0.03	0.03
SCX	1	0.20	0.07	0.18	-0.44	0.21	0.19
SCKu	2	0.09	0.05	1.82	4.83	0.05	0.07
SXKu	2	0.07	0.07	1.86	3.16	0.02	0.03
CXKu	2	0.08	0.08	1.40	1.49	0.02	0.04
SCXKu	2	0.11	0.10	1.07	0.42	0.02	0.07

Tabelle 6.5.: Statistische Größen der Eisdickenverteilungen vom 17.9.2007 des als N klassifizierten Meereises für die 15 verschiedenen Frequenzkombinationen. Die Messungen sind mit einem Einfallswinkel von 40° durchgeführt worden.

- Gruppe 1 Die Gruppe 1 besteht aus den Verteilungen der Kombinationen S, C, X, SC, SX, CX und SCX. Diese Verteilungen zeichnen sich aus, dass sie einen ausgeprägten negativen Exzess haben, also sehr breit sind, und dass die mittleren Eisdicken zwischen 0,18 m und 0,25 m liegen (Tabelle 6.5). Die ermittelten Eisdicken sind hauptsächlich recht gleichmäßig zwischen 0,10 m und 0,30 m verteilt, wobei bei den Kombinationen CX und SCX eine stärkere Häufung um 0,15 m bzw. 0,20 m vorliegt. Im Vergleich zum 15.9.2007 zeigen die Kombinationen X und SX keine ausgeprägte modale Eisdicke bei 0,1 m.
- Gruppe 2 Die Gruppe 2 besteht aus der Verteilungen der Kombinationen Ku, SKu, CKu, XKu, SCKu, SXKu, CXKu und SCXKu. Diese Verteilungen haben im Gegensatz zu denen der Gruppe 1 einen ausgeprägten positiven Exzess und haben dementsprechend ausgeprägte modale Eisdicken. Die modalen Eisdicken liegen zwischen 0,02 m und 0,07 m (Tabelle 6.5). Die ermittelten Eisdicken beschränken sich im Wesentlichen auf den Eisdickenbereich zwischen 0,01 m und 0,10 m. Bis auf die Kombination SCXKu, deren mittlere Eisdicke bei 0,11 m liegt, liegen die mittleren Eisdicken zwischen 0,04 m und 0,08 m (Tabelle 6.5).

Wie schon bei der Messung vom 15.9.2007 zeigt sich, dass die Kombinationen der Gruppe 1, deren Zusammensetzung für beide Messungen gleich ist, eine viel zu hohe Eisdicke und somit falsche Eisdicken liefern. Des Weiteren zeigt sich, dass der ermittelte Eisdickenbereich

viel zu groß ist. Während sich die Eisdicke von Nilas gemäß Definition auf ein Intervall mit einer Länge von knapp 0,1 m erstreckt, ist das ermittelte Eisdickenintervall mit einer Länge von  $> 0,20$  m, mehr als doppelt so groß. Die ermittelten Eisdicken der Gruppe 2 sind ähnlich zu den Ergebnissen des 15.9.2007 hauptsächlich auf den Eisdickenbereich zwischen 0,01 m und 0,10 m beschränkt, was dem Bereich von Nilas entspricht. Welche der Kombination die besten Eisdicken liefert, lässt sich wie schon bei der Messung vom 15.9.2007 nicht sagen. Auffällig ist, dass wie beim 15.9.2007 mit den Kombinationen XKu und SXKu nur sehr wenige Eisdicken  $> 0,1$  m ermittelt worden sind.

Die Eisdickenverteilungen vom 17.9.2007 (Abb. 6.2.5, cyanfarbene Linien) des als GI klassifizierten Eises für die verschiedenen Frequenzkombinationen sind im Vergleich zum 15.9.2007 sehr verschieden und auch untereinander unterscheiden sich die Verteilungen stärker, was das Zusammenfassen in Gruppen schwieriger macht. Trotzdem erfolgt der Versuch einer groben Einteilung. Grundsätzlich zeigt sich, dass die Eisdickenverteilungen vom 17.9.2007 insgesamt sehr viel breiter sind als die vom 15.9.2007.

Gruppe 3 Die Gruppe 3 besteht aus den Verteilungen der Kombinationen SX, CX, SCX und SCXKu. Diese Verteilungen der vier Kombinationen haben gemeinsam, dass sie sehr breit sind, also einen ausgeprägten negativen Exzess haben, und somit sich die Eisdicken sehr gleichmäßig zwischen 0,01 m und 0,40 m verteilt, so dass es praktischerweise keine ausgeprägten modalen Eisdicken gibt. Daher liegen die mittleren Eisdicken zwischen 0,21 m und 0,24 m (Tabelle 6.6).

Gruppe 4 Die Gruppe 4 besteht aus den Verteilungen der Kombinationen C, SC, CKu und SCKu. Diese Verteilungen sind ebenfalls sehr breit und haben einen negativen Exzess. Im Vergleich zu denen aus Gruppe 3 zeigen die Verteilungen der Gruppe 4 eine größere Häufung bei kleineren Eisdicken, weshalb die mittleren Eisdicken kleiner sind. Die mittleren Eisdicken liegen bei ungefähr 0,17 m. Außerdem lässt sich im Gegensatz zu Gruppe 3 von modalen Eisdicken sprechen, die modalen Eisdicken liegen zwischen 0,04 m und 0,08 m.

Gruppe 5 Die Gruppe 5 besteht aus den Verteilungen der Kombinationen X, XKu, SXKu und CXKu. Gemein für die Verteilungen dieser Gruppe ist, dass sie noch am ehesten den Eisdickenverteilungen der Gruppe 5 (Klasse: GI) vom 15.9.2007 entsprechen. Nichtsdestotrotz haben die Verteilungen der Gruppe 5, die Kombination XKu außen vor gelassen, einen negativen Exzess und sind somit im Vergleich zu den Verteilungen vom 15.9.2007 wesentlich breiter. Kennzeichnend für diese Gruppe ist, dass die Verteilungen einigermaßen ausgeprägte modale Eisdicken bei 0,01 m bis 0,02 m haben, insbesondere die Kombination XKu (Tabelle 6.6). Die mittleren Eisdicken liegen aufgrund der trotzdem recht breiten Verteilungen abgesehen von der Kombination XKu zwischen 0,16 m und 0,18 m.

Gruppe 6 Die Gruppe 6 beinhaltet die Kombinationen Ku und SKu. Die Verteilungen sind

Kombination	Gruppe	Mittlere Eisdicke [m]	Stdabw. Eisdicke [m]	Schiefe	Exzess	Modale Eisdicke [m]	Median Eisdicke [m]
S	-	0.30	0.10	-0.75	-0.37	0.38	0.32
C	4	0.17	0.10	0.50	-0.76	0.05	0.15
X	5	0.16	0.11	0.44	-0.85	0.01	0.14
Ku	6	0.23	0.10	0.11	-0.84	0.18	0.22
SC	4	0.18	0.11	0.43	-0.97	0.04	0.15
SX	3	0.22	0.11	-0.11	-0.98	0.30	0.22
SKu	6	0.22	0.09	-0.04	-0.83	0.22	0.22
CX	3	0.24	0.12	-0.17	-1.16	0.41	0.24
CKu	4	0.17	0.10	0.57	-0.62	0.08	0.15
XKu	5	0.11	0.10	0.98	0.02	0.02	0.07
SCX	3	0.23	0.13	-0.09	-1.30	0.03	0.23
SCKu	4	0.18	0.10	0.49	-0.85	0.07	0.15
SXKu	5	0.16	0.12	0.49	-0.93	0.02	0.14
CXKu	5	0.19	0.13	0.20	-1.30	0.01	0.17
SCXKu	3	0.21	0.14	0.08	-1.35	0.02	0.20

Tabelle 6.6.: Statistische Größen der Eisdickenverteilungen vom 17.9.2007 des als GI klassifizierten Meereises für die 15 verschiedenen Frequenzkombinationen. Die Messungen sind mit einem Einfallswinkel von 40° durchgeführt worden.

wie die Verteilungen der Gruppe 4 ebenfalls sehr breit, also negativer Exzess. Die ermittelten Eisdicken liegen im Wesentlichen zwischen 0,10 m und 0,40 m. Im Gegensatz zu den Verteilungen der Gruppe 4 sind die Verteilungen um die mittleren Eisdicken bei 0,22 m fast symmetrisch, weshalb die modalen Eisdicken quasi gleich mit den mittleren Eisdicken sind (Tabelle 6.6).

S-Band Die Verteilung für das S-Band fällt im Vergleich zu den anderen Kombination aus dem Rahmen, da es die einzige Verteilung ist, die eine größere Häufung bei großen Eisdicken hat. Dementsprechend liegt die modale Eisdicke bei 0,38 m und die mittlere Eisdicke bei 0,30 m (Tabelle 6.6).

Im Gegensatz zu den Verteilungen vom 15.9.2007 gibt es bei den Eisdickenverteilungen für das als GI klassifizierte Meereis keine Häufung bei Eisdicken < 0,10 m. Die einzigen, die noch eine stärkere Häufung in diesem Eisdickenbereich haben, sind die Kombinationen der Gruppe 5, ansonsten sind die Eisdicken allesamt zu größeren Eisdicken hin verschoben. Das ist an sich nicht verkehrt, weil für Eisdicken der Klasse GI realistische Eisdicken zwischen 0,10 m und 0,30 m angenommen werden können, in dem sich, abgesehen von den Verteilungen der Gruppe 5, der größte Teil der Eisdicken befindet. Dass es einen gewissen Anteil an Eisdicken > 0,30 m gibt, lässt sich mit den Ergebnisse der Fehleruntersuchung (Abschnitt 6.1.3), insbesondere der hohen Ungenauigkeit für größere Eisdicken, begründen. Nichtsdestotrotz haben insgesamt die Kombinationen der Gruppe 5 einen hohen Anteil an Eisdicken < 0,10 m, was nicht mit den

Ergebnissen der Fehleruntersuchung begründet werden kann, da die systematische Abweichung die ermittelten Eisdicken zu größeren Eisdicken und nicht zu kleineren Eisdicken verschiebt. Seltsam ist, dass es im Gegensatz zu den Verteilungen des als N klassifizierten Meereises die Eisdicken des als GI klassifizierten Meereises sehr gleichmäßig verteilt sind, was so aus den *in situ* Beobachtungen und aus den Videobildern nicht zu erwarten ist. Daher ist es sehr zweifelhaft, ob die ermittelten Eisdicken für das als GI klassifizierte Meereis sinnvoll sind. Ein Vergleich der Eisdicken mit Eisdicken abgeleitet aus den koinzidenten IR-Messungen ist nicht möglich, da wie oben schon erwähnt die Lufttemperatur (Abb. 6.2.1) für diese Methode zu hoch gewesen ist (Yu und Rothrock, 1996).

### 6.2.2. Diskussion der Multi<sup>3</sup>Scat-Eisdicken

Die Eisbedingungen während der beiden Messungen sind recht unterschiedlich gewesen, was sich einerseits an den Verteilungen der NRCS und andererseits an den unterschiedlichen Anteilen der beiden klassifizierten Eistypen N und GI zeigt. Trotzdem sind die Ergebnisse beider Messungen für das als N klassifizierte Meereis konsistent. Die Frequenzkombinationen, die das Ku-Band beinhalten (Ku, SKu, CKu, XKu, SCKu, SXKu, CXKu und SCXKu, Tabelle 6.7), weisen realistische und nach *in situ* Beobachtungen erwartbare Eisdicken auf. Die übrigen Frequenzen (die Kombinationen X und SX mit Einschränkung) weisen keine sinnvollen Eisdicken auf, da sie für Nilas im Wesentlichen viel zu groß sind und somit falsch. Auffällig im Vergleich zur Fehleruntersuchung ist, dass für Frequenzkombinationen wie z. B. SCX und SCKu sich die Eisdickenverteilung sehr stark unterscheiden, während sie sich in der Fehlerbetrachtung sehr ähnlich sind. Der Grund ist der, dass bei den Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen die Unterschiede zwischen den gemessenen NRCS im Ku- und denen im X-Band viel geringer als gemäß des Rückstreumodells (Kapitel 5) sind. Teilweise sind die NRCS der Multi<sup>3</sup>Scat-Messung im X-Band sogar größer als die im Ku-Band. Das heißt, dass die gemessenen NRCS im X-Band größer als die NRCS sind, die mit dem Rückstreumodell simuliert werden. Für die oben genannten Kombinationen (SCX und SCKu) bedeutet das, dass andere Eisdicken ermittelt werden, obwohl zwei (vier) der Frequenzen (NRCS) die gleichen sind, da der Algorithmus versucht den geringsten Unterschied  $\Delta\sigma$  (siehe Abschnitt 6.1.1, Gl. 6.1.9) zwischen gemessenen und simulierten NRCS zu finden. Dieser Unterschied  $\Delta\sigma$  wird aber bei der Kombination SCX ganz entscheidend von den X-Band NRCS beeinflusst, da diese NRCS im Vergleich zu den NRCS der anderen beiden Frequenzen die größten Unterschiede zwischen den gemessenen und simulierten NRCS verursachen. Bei der Kombination SCKu gibt es aufgrund dessen, dass die NRCS der drei Frequenzen mit dem Modell wiedergegeben werden, diese Dominanz einer Frequenz nicht. Das heißt, der geringste Unterschied wird einigermaßen gleichmäßig durch alle Frequenzen der Kombination verursacht, weshalb sich die ermittelten Eisdicken der Kombinationen SCX und SCKu unterscheiden. Somit ist es nicht verwunderlich, dass es einen entsprechend großen Unterschied macht, ob die Kombination mit das X- oder Ku-Band beinhaltet.

Die Ergebnisse für das als GI klassifizierte Meereis sind für beide Messung konsistent und zwar in der Form, dass sie für beide Tage für fast alle Kombinationen keine sinnvollen Eisdicken vorweisen (Tabelle 6.7), wobei sich die ermittelten Eisdicken für beide Messungen sehr stark unterscheiden. Während die ermittelten Eisdicken vom 15.9.2007 mit Ausnahme der Kombinationen S, Ku und SKu im Wesentlichen zu klein sind ( $< 0,10$  m), sind die Eisdicken vom 17.9.2007 größtenteils sehr gleichmäßig über den gesamten Eisdickenbereich zwischen 0,05 m und 0,40 m verteilt. Dass die Eisdickenverteilung der Klasse GI insgesamt breiter als die der Klasse N ist, ist bis zu einem gewissen Anteil zu erwarten, weil der RMSE (siehe Abb. 6.1.8) für kleine Eisdicken kleiner ist als für größere Eisdicken. Es ist aber zu bezweifeln, dass das zu solch breiten Eisdickenverteilungen führt. Die einzige Kombination die einigermaßen sinnvolle Eisdicken liefert, ist die Kombination SKu.

Die Frage die sich bei der Betrachtung der Ergebnissen für die Klasse GI stellt ist: "Warum scheitert die Methode bei der Eisdicke für graues Eis?" Der Grund liegt in den schon mehrmals erwähnten ungewöhnlich warmen Wetterbedingung (Abb. 6.2.1) während der Messkampagne und der ungewöhnlich spät einsetzenden Gefrierperiode (siehe Abschnitt 3.1). Durch die erst spät einsetzende Gefrierperiode ist der Anteil an neuem Eis während der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen relativ gering und zum größten Teil noch so dünn, dass es eher noch Nilas als schon graues Eis gewesen ist. Das bedeutet, dass der größte Teil des Meereis, das als GI klassifiziert worden ist, nicht graues Eis ist, wie es sich typisch bei entsprechenden Gefrierbedingungen ausbildet. Das als GI klassifizierte Meereis besteht zu einem gewissen Maße aus abgeschmolzenen Meereis und wieder gefrorenen Schmelztümpeln aber dennoch dünnem Meereis. Zusätzlich besteht ein Teil dieses grauen Eises mit großer Wahrscheinlichkeit aus übereinander geschobenem Nilas (Stefan Kern, Universität Hamburg, persönliche Mitteilung, 2009). Des Weiteren ist das graue Eis während der Multi<sup>3</sup>Scat-Messung teilweise mit Schnee bedeckt gewesen ist, welcher durch die hohen Temperaturen teilweise sehr feucht gewesen ist. Außerdem hat sich während der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen gezeigt, dass häufiger eine Slush-Schicht auf dem Eis vorgefunden worden ist.

Das Rückstreumodell ist an sich auch für die recht hohen Temperaturen wie bei den Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen gültig und kann die NRCS wiedergeben, wie es bei den Eisdicken-ergebnissen des als N klassifizierten Meereises zu sehen ist. Problematisch ist es, wenn das Meereis von einer feuchten Schneeschicht<sup>5</sup> oder einer Slush-Schicht bedeckt ist und wenn außerdem das Eis zum Teil aus abgeschmolzenen Eis und wieder gefrorenen Meereistümpeln besteht. Für dieses Eis gilt der angenommene Zusammenhang zwischen Salzgehalt und Eisdicke nicht mehr (siehe Abschnitt 2.2). Durch den hohen Wasseranteil im feuchten Schnee bzw. der Slush-Schicht wird, da der Imaginärteil der Permittivität von Wasser bzw. Meerwasser weit höher ist als von Meereis, die eindringende Mikrowellenstrahlung stärker gedämpft, womit sich die Eindringtiefe reduziert, was dazu beiträgt, dass der Anteil der Volumenstreuung und die Oberflächenstreuung des unter der Slush-/Schneeschicht liegenden Eises reduziert wird. Zu-

---

<sup>5</sup>Eine Schneeschicht ist so lange sie trocken und nicht zu dick ist nicht problematisch, da diese bei den genutzten Frequenzen das Rückstreuverhalten nur wenig beeinträchtigt.

sätzlich erhöht eine Slush-Schicht die Oberflächenrauigkeit. Beide eben genannten Punkte führen zu einer starken Beeinflussung des Rückstreuverhaltens von Meereis. Dieses veränderte Rückstreuverhalten kann das Rückstreumodell nicht wiedergeben. So sind die gemessenen NRCS teilweise viel höher als das Modell wiedergeben kann (insbesondere im X-Band, siehe oben) und die Unterschiede zwischen den NRCS der verschiedenen Frequenzen sind anders als sie das Modell wiedergibt. Das kommt daher, dass zwei ganz entscheidende Annahmen, nämlich

- dass die Eisoberfläche glatt (nur kleinskalige Oberflächenrauigkeiten) ist und
- dass das Meereis frei von einer bedeckenden Schnee- (insbesondere feuchte Schneeschicht) oder einer Slush-Schicht ist,

*nicht* erfüllt sind. Dementsprechend ist es nicht verwunderlich, dass die ermittelten Eisdicken des als GI klassifizierten Meereises nicht dem entsprechen, was eigentlich zu erwarten ist.

Trotz der Schwierigkeiten mit der Klasse GI hat sich gezeigt, dass der Eisdickenalgorithmus mit den Kombinationen Ku, SKu, CKu, XKu, SCKu, SXXKu, CXKu und SCXKu sinnvolle und nachvollziehbare Eisdicken für Nilas liefert und das ohne, dass der Algorithmus eine Vorabinformation über den eigentlichen Eistyp (also ob es N oder GI ist) hat außer natürlich, dass es dünnes Eis ist. Wenn entsprechende Gefrierbedingungen und entsprechend das Meereis so weit gewachsen ist, dass typisches graues Eis vorliegt, so dass die Modellannahmen erfüllt sind, ist zu erwarten, dass der Eisdickenalgorithmus für graues Eis sinnvolle und nachvollziehbare Eisdicken liefert.

### 6.3. Satelliten

Eine Frage, die sich bei den Ausführungen über die Multi<sup>3</sup>Scat-Daten stellt, ist: "Inwiefern lässt sich die Methode bzw. wie lassen sich die Ergebnisse für die Anwendung auf satellitengestützte SAR-Bilder übertragen?"

Einer der Hauptpunkte des in Abschnitt 6.1 beschriebenen Eisdickenalgorithmus ist die Verwendung von mehreren Frequenzen. Zur Zeit befinden sich, soweit bekannt ist, keine Satelliten mit einem SAR im Orbit, die jeweils mit mehr als einer Frequenz messen. Derzeit befinden sich unter Anderen folgende SAR-Sensoren im Orbit: RADARSAT-2 (C-Band, 5,3 GHz) und TerraSAR-X (X-Band, 9,65 GHz). Bis zum 8.4.2012<sup>6</sup> stand noch Envisat ASAR (C-Band, 5,3 GHz) zur Verfügung. Im folgenden werden Daten des Envisat ASAR-Sensors und des TerraSAR-X-Sensors verwendet. Bei zeitnahen Überflügen der beiden Satelliten lassen sich die Aufnahmen zu einer quasisimultanen Zweifrequenzaufnahme kombinieren. Der Test der

---

<sup>6</sup>[http://www.esa.int/esaCP/SEMMLHWPOH\\_Germany\\_0.html](http://www.esa.int/esaCP/SEMMLHWPOH_Germany_0.html)

Kombination	15.9.2007		17.9.2007	
	N	GI	N	GI
S	–	–	–	–
C	–	–	–	–
X	–	–	–	–
Ku	+	–	+	◦
SC	–	–	–	–
SX	–	–	–	–
SKu	+	◦	+	◦
CX	–	–	–	–
CKu	+	–	+	–
XKu	+	–	+	–
SCX	–	–	–	–
SCKu	+	–	+	–
SXKu	+	–	+	–
CXKu	+	–	+	–
SCXKu	+	–	+	–

Tabelle 6.7.: Zusammenfassung der Ergebnissen der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen getrennt nach den beiden Messungen und den beiden Dünneisklassen Nilas (N) und graues Eis (GI). (+) bedeutet: das Ergebnis ist realistisch; (–) bedeutet: das Ergebnis ist unrealistisch und (◦) bedeutet: das Ergebnis liegt im realistischen Bereich, es ist aber trotzdem zweifelhaft.



Anwendung beinhaltet zwei Szenen. Die erste Szene vom 5.10.2010 besteht aus zwei SAR-Bildern der Region um die Neumayer-Station des Alfred-Wegener-Instituts (AWI) in der Antarktis mit dem NRCS der hh-Polarisation im C- und im X-Band und die zweite Szene vom 15.4.2009 besteht aus drei SAR-Bildern der Laptev See in der Arktis mit der hh-Polarisation im C-Band und den beiden Gleichpolarisationen (hh, vv) im X-Band .

### 6.3.1. Region Neumayer-Station

#### 6.3.1.1. Allgemein

In Abb. 6.3.1 (links oben) ist das kalibrierte und geolokalisierte ASAR-Bild und (rechts oben) das kalibrierte und geolokalisierte TSX-Bild vom 5.10.2010 der Region um die Neumayer-Station des AWI zusammen mit der Karte der Region (unten) gezeigt. Auf der Karte (Abb. 6.3.1 (unten)) ist der Ausschnitt des gesamten ASAR-Bildes aufgezeigt (blaues Rechteck) und zudem der überlappende Ausschnitt (grünes Rechteck) des ASAR- und des TSX-Bildes gezeigt. Der Zeitunterschied zwischen dem ASAR- und dem TSX-Bild beträgt ca. 4 h, was der geringste Zeitversatz ist, der für entsprechende ASAR-TSX-Bildpaare in den Archiven zu finden ist. Das TSX-Bild ist übrigens zuerst aufgenommen worden. Das Envisat ASAR-Bild ist im Wide-Swath-Modus (WSM) und mit hh-Polarisation aufgenommen worden und hat eine Auflösung von  $150\text{ m} \times 150\text{ m}$  ( $\hat{=}$  Pixelgröße  $75\text{ m} \times 75\text{ m}$ ). Die Blickrichtung ist in nordöstlicher Richtung und die Flugrichtung ist um  $90^\circ$  versetzt in nordwestlicher Richtung. In Abb. 6.3.1 (links oben) sind die beiden Richtungen durch die roten Pfeile angezeigt. Der Einfallswinkel wird parallel zur Blickrichtung von  $27^\circ$  auf  $33^\circ$  flacher. Abb. 6.3.1 (rechts oben) zeigt den NRCS der hh-Polarisation im X-Band. Das Bild ist mit dem TSX im Scan-Sar-Wide-Modus aufgenommen worden und hat eine ursprüngliche Auflösung von  $18\text{ m}$ , welches auf die Auflösung des ASAR im WSM gemittelt worden ist. Die Flugrichtung ist in nordwestlicher Richtung und die Blickrichtung ist in nordöstlicher Richtung. Die beiden Richtungen sind in Abb. 6.3.1 (rechts oben) ebenfalls durch die rote Pfeile angezeigt. Der Einfallswinkel wird parallel zur Blickrichtung von  $38^\circ$  auf  $45^\circ$  flacher. Die Variation des Einfallswinkels ist für beide Bilder nicht sehr stark, so dass auf eine Winkelkorrektur verzichtet wird und stattdessen für beide Bilder jeweils der mittlere Einfallswinkel bei der Klassifizierung wie bei der Eisdickenbestimmung genutzt wird. Der mittlere Einfallswinkel des ASAR-Bildes  $\bar{\theta}_{ASAR}$  beträgt  $30^\circ$  und der des TSX-Bildes  $\bar{\theta}_{TSX}$  beträgt  $42^\circ$ .

Bevor die Klassifizierung angewendet wird, ist es sinnvoll zuerst einmal die SAR-Bilder an sich zu untersuchen. Die SAR-Bilder (Abb. 6.3.1) lassen sich visuell und mit *a priori* Wissen grob in vier Gebiete aufteilen (siehe Abb. 6.3.2):

Gebiet 1 (blau) Das sehr gleichförmige Gebiet mit hohen NRCS (blaue Linie in Abb. 6.3.3) in der unteren Bildhälfte. Dieses Gebiet ist für die Eisdickenbestimmung uninteressant, da es sich um Festland- bzw. Schelfeis handelt.

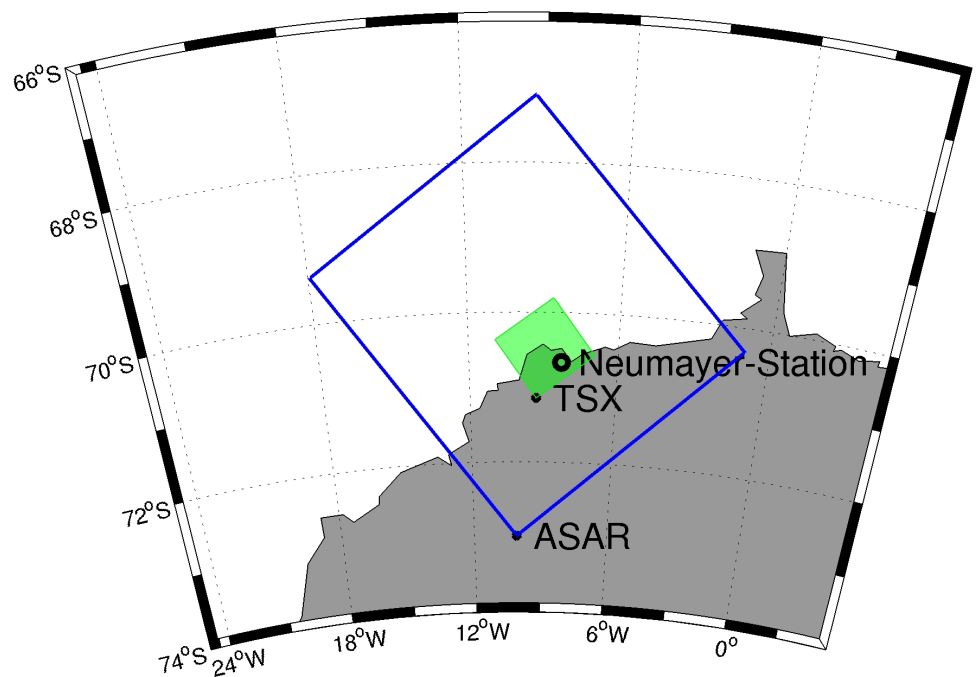
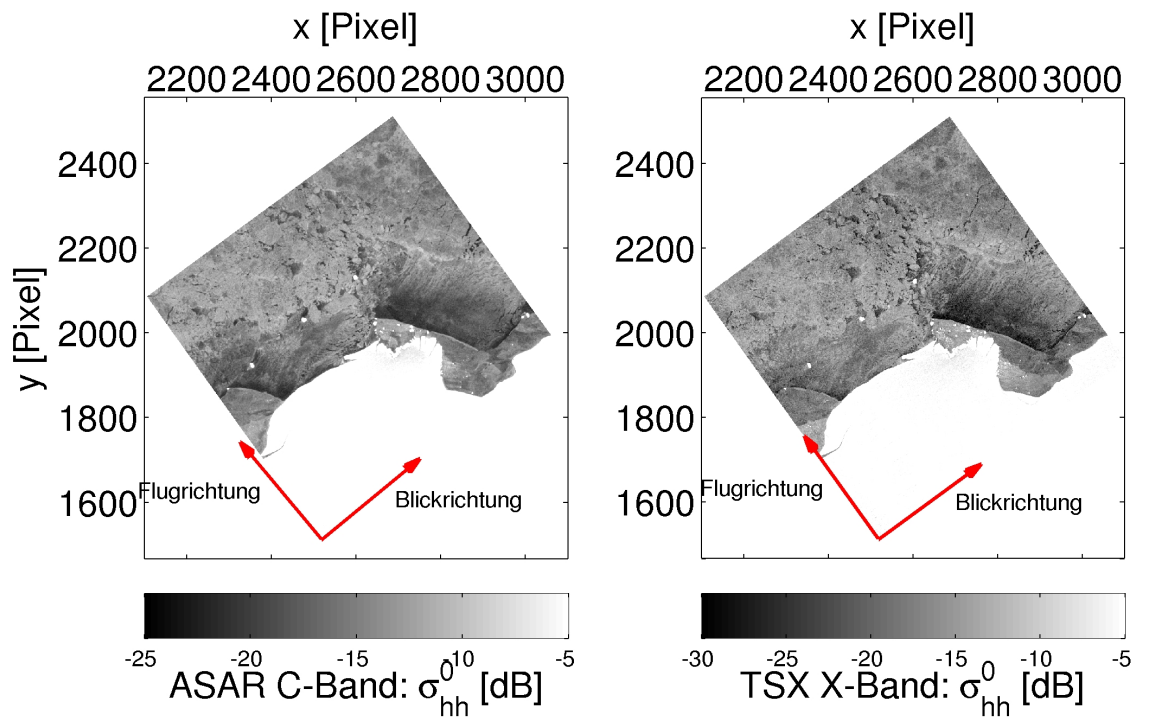


Abbildung 6.3.1.: SAR-Bilder der Region Neumayer-Station. (oben links) ASAR hh-Polarisation und (oben rechts) TSX hh-Polarisation. (unten) Karte der Region Neumayer-Station. Das blaue Rechteck zeigt die Größe des eigentlichen ASAR-Bildes. Das grüne Rechteck gibt die Größe des TSX-Bildes und somit die Größe des gemeinsamen Ausschnitts an, der in den oberen SAR-Bildern gezeigt ist.

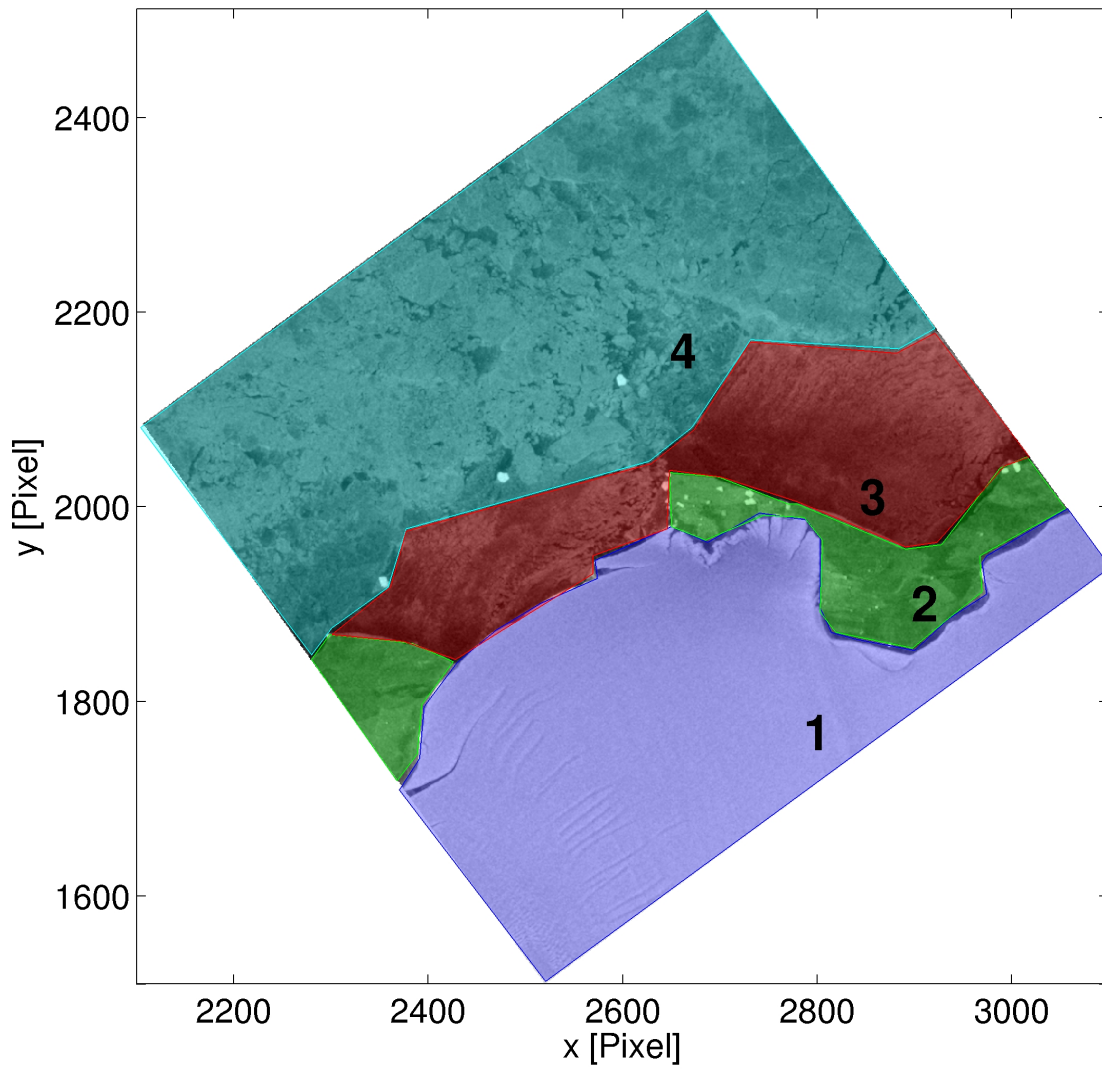


Abbildung 6.3.2.: ASAR-Bild mit der Aufteilung der Gebiete für die Region Neumayer-Station. Für die Bedeutung der einzelnen Gebiete siehe Text.

- Gebiet 2 (grün) Das Gebiet im Bereich der Atkabucht im Osten und das Gebiet am westlichen Rand des Festlands mit niedrigen bis mittelstarken NRCS (grüne Linien in Abb. 6.3.3). Die Gebiete haben jeweils zur See- wie auch zur Landseite klare Kanten, sind relativ gleichförmig und sind nicht von Rissen oder ähnlichem durchzogen. Auffallend ist, dass im Vergleich zum C-Band die Gebiete im X-Band mit den höheren NRCS zum Land hin zweigeteilt sind. Hoppmann u. a. (2011) haben 2010 für das Antarctic Fast Ice Network *in situ* Messungen des Küstenfesteises in der Atkabucht gemacht. Daraus folgt, dass das Meereis für den Bereich der Atkabucht zum Zeitpunkt der Satellitenbilder Küstenfesteis mit einer Dicke von mindestens 1 m Dicke ist. Aufgrund der Landnähe und aufgrund dessen, dass das Rückstreuverhalten im Westen sehr ähnlich zu dem in der Atkabucht ist, lässt sich schließen, dass das Meereis im Westen ebenfalls dickes Küstenfesteis ist. Auffällig ist, dass sich die NRCS nur wenig von den NRCS im küstenfernen Bereich (Gebiet 4, cyanfarbene Linien in Abb. 6.3.3) unterscheiden. Daneben gibt es noch kleinere (fast weiße) Flecken mit hohen NRCS. Da sie nahezu das gleiche Rückstreuverhalten wie das Festland- bzw. Schelfeis an den Tag legen, ist davon auszugehen, dass es sich um Eisberge handelt.
- Gebiet 3 (rot) Das Gebiet in der Mitte der Bilder mit eher niedrigeren NRCS (rote Linien in Abb. 6.3.3). Auffällig ist der große Bereich im Osten mit niedrigen NRCS, die nach Nordosten hin zunehmen. Das gleiche gilt für das kleinere Gebiet mit niedrigen NRCS im Westen. Ausgehend davon und von der Streifigkeit lässt sich vermuten, dass es sich hier um Bereiche handelt bei denen das Eis durch ablandigen Wind wegtransportiert worden ist und sich anschließend neues und damit dünnes Meereis gebildet hat. Anders gesagt, das rote Gebiet markiert eine durch ablandigen Wind getriebene Polynja.
- Gebiet 4 (cyan) Das Gebiet mit mittelstarken NRCS (cyanfarbene Linie in Abb. 6.3.3), das fast der gesamten nordwestlichen Hälfte entspricht. Im Vergleich zu den anderen Gebieten zeigt sich, dass Bereiche mit höheren NRCS von Bereichen mit niedrigeren NRCS unterbrochen werden. Die teilweise sehr schollenartige Struktur und die starken rissartigen Strukturen im Nordosten lassen vermuten, dass das Eis in Bewegung ist. Da die höheren NRCS ähnlich mit denen aus Gebiet 2 sind, ist anzunehmen, dass die Bereiche mit höheren NRCS kein dünnes Eis sind. Es wird sich zeigen, wie sich die eventuelle Bewegung des Eises auf die Klassifizierung und auf die Eisdickenbestimmung bemerkbar macht. Auffallend sind noch die drei in einer Linie angeordneten kreisförmigen (fast weißen) Flecken mit sehr hohen NRCS. Da sie nahezu das gleiche Rückstreuverhalten wie das Festland- bzw. Schelfeis an den Tag legen, kann wie auch schon bei den weißen Flecken in Gebiet 2 davon ausgegangen werden, dass es Eisberge sind.

In Abb. 6.3.3 sind die Verteilungen der NRCS (ASAR und TSX) für das gesamte Bild (schwarze gestrichelte Linie) dargestellt. Die Verteilung der NRCS des gesamten Bildes wie die der einzelnen Gebiete, sind mit der Gesamtanzahl der Pixel des Bildes normiert. Die beiden Gesamtverteilungen haben jeweils eine bimodale Struktur, wobei die rechte Hälfte den NRCS des Festland-/Schelfeises entsprechen. Das lässt sich daran erkennen, dass die blaue Linie, die das Gebiet 1 repräsentiert, mit der gestrichelten schwarzen Linie in der rechten Hälfte nahezu deckungsgleich ist. Die linke Hälfte repräsentiert somit die NRCS-Verteilung des Meereises. Der Meereisbereich der Verteilungen ist linksschief und hat einen ausgeprägten Modalwert bei  $-13$  dB für das C-Band und bei  $-16$  dB für das X-Band. Die NRCS der Gebiete 2 bis 4 lassen sich anhand der Gesamtverteilung weder im C- noch im X-Band auseinanderhalten. Die NRCS der Gebiete 2 bis 4 (grüne, rote und cyanfarbene Linien in Abb. 6.3.3) verschmieren zu einer Verteilung mit nur einem Modalwert. Die NRCS des Meereis der hh-Polarisation im C-Band liegen zwischen  $-22$  dB und  $-8$  dB. Im X-Band liegen sie zwischen  $-30$  dB und  $-8$  dB. Die NRCS im C-Band sind im Mittel größer als die im X-Band. Vergleicht man beide Bilder miteinander fällt auf, dass das TSX-Bild verrauschter wirkt (siehe Abb. 6.3.1 (oben)).

### 6.3.1.2. Klassifizierung

Im Gegensatz zur Klassifizierung der Multi<sup>3</sup>Scat-Daten (Abschnitt 4.2.2) stehen nur zwei verschiedene NRCS (ASAR:  $\sigma_{hh,C}^0$  und TSX:  $\sigma_{hh,X}^0$ ) pro Pixel zur Verfügung. Als Klassenmatrizen (siehe Abschnitt 4.1) werden nicht die Klassenmatrizen der Multi<sup>3</sup>Scat-Klassifizierung genutzt, sondern die Ergebnisse der Regressionen (Tabelle 4.1) über den gesamten Multi<sup>3</sup>Scat-Datensatz (Abb. 4.2.3-4.2.6), weil anzunehmen ist, dass diese allgemeingültiger sind. Außerdem treten bei der Anwendung auf Satellitendaten andere Einfallswinkel als bei den Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen auf. Das bedeutet, dass für die Klassenmatrizen der aus den Regressionen über den gesamten Datensatz bestimmte Zusammenhang zwischen Einfallswinkel und NRCS (siehe Gl. 4.2.1 und Tabelle 4.1) für den jeweiligen Oberflächentyp genutzt wird. Mit diesem Zusammenhang werden die Klassenmatrizen berechnet. Die Klassenmatrizen sind also  $2 \times 2$ -Matrizen mit den mit Gl. 4.2.1 berechneten NRCS als Diagonalelemente. Die Nebendiagonalelemente sind null. Gemäß der Metrik (Gl. 4.1.16) wird die Szene klassifiziert.

In Abb. 6.3.4 ist das Ergebnis der Klassifizierung dargestellt. Zusätzlich dazu ist noch die Gebietsaufteilung aus Abb. 6.3.2 mit gestrichelten Linien aufgeführt. Die Klassifizierung weist eine grobe Zweiteilung auf. In der unteren Hälfte ist das Festland-/Schelfeis, das durchweg als OI klassifiziert wird und in der oberen Hälfte ist das Meereis, das fast komplett als GI und N und nur zum kleinen Teil als OI klassifiziert wird. Im Gegensatz zur Multi<sup>3</sup>Scat-Klassifizierung (Abschnitt 4.2.2) fällt auf, dass es nach der Klassifizierung keine Bereiche mit offenem Wasser gibt, obwohl im Gebiet 3 in der Nähe der Festeiskante die NRCS sehr niedrig sind ( $\sigma_{hh,C}^0 = \mathcal{O}(-22$  dB) und TSX:  $\sigma_{hh,X}^0 = \mathcal{O}(-28$  dB)). Vergleicht man diese NRCS mit den Regressionsgeraden der NRCS-Signaturen (Abschnitt 4.2.2), so sind die NRCS im X-Band im Bereich der NRCS-Signatur der Klasse OW (weiße Linie Abb. 4.2.3). Allerdings sind die

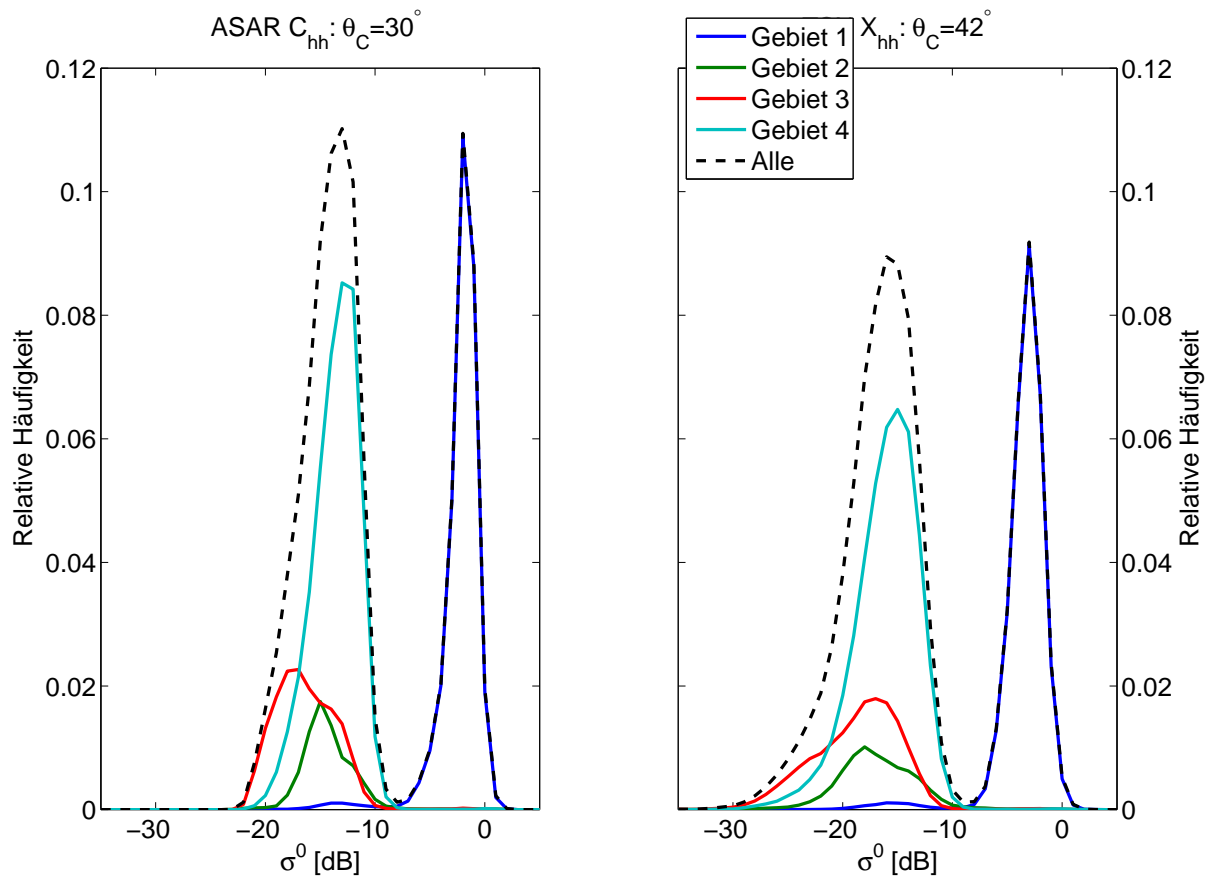


Abbildung 6.3.3.: Verteilungen der NRCS der Region Neumayer-Station. (links) ASAR hh-Polarisation und (rechts) TSX hh-Polarisation. Die Aufteilung der Gebiete ist in Abb. 6.3.2 gezeigt.

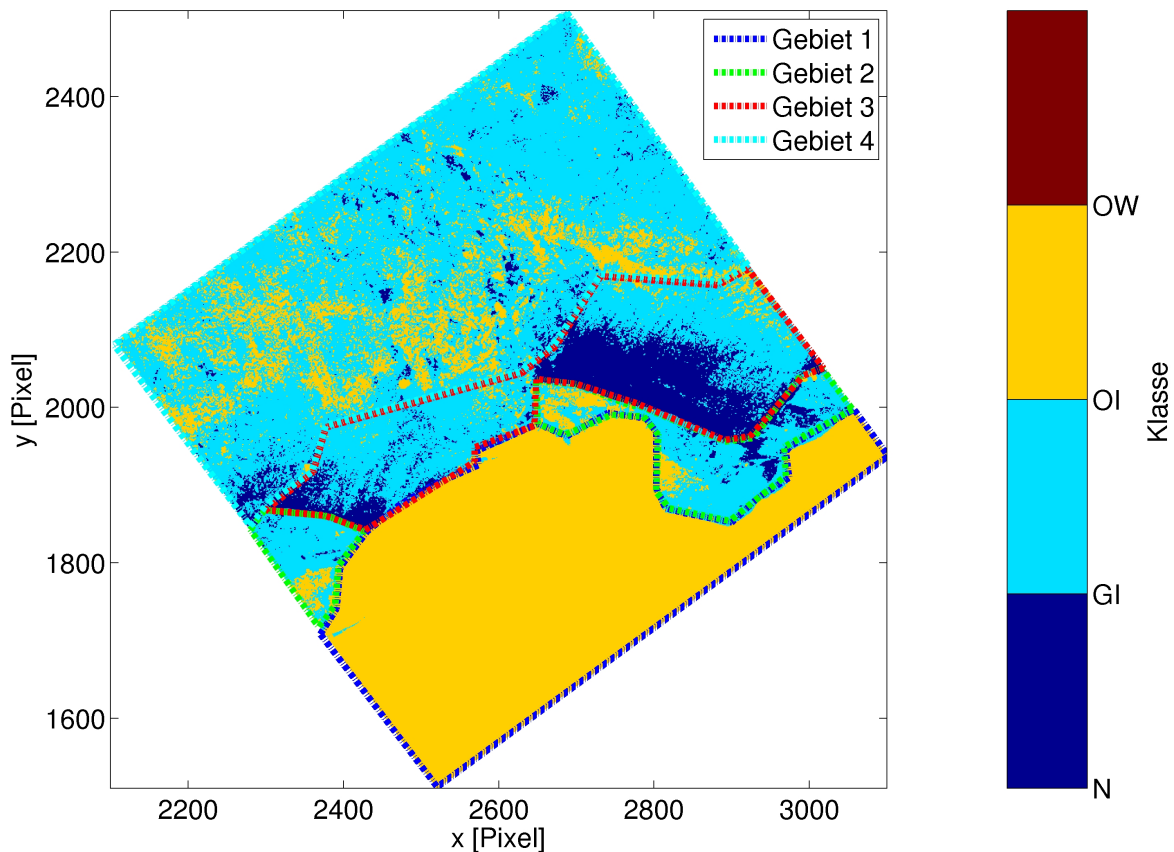


Abbildung 6.3.4.: Ergebnis der Klassifizierung der SAR-Bilder aus Abb. 6.3.1. Zusätzlich sind noch mit den gestrichelten Linien die vier Gebiete aus Abb. (6.3.2) angedeutet.

NRCS im C-Band viel größer als die NRCS-Signatur der Klasse OW und liegen im Bereich der NRCS-Signatur der Klasse N (weiße Linie Abb. 4.2.4), so dass es gemäß der Klassifizierung wahrscheinlicher ist, dass die Bereiche mit den sehr niedrigen NRCS zur Klasse N gehören.

**Gebiet 1** Das Festland-/Schelfeis wird zwar als OI klassifiziert, was augenscheinlich falsch ist, weil es natürlich kein Meereis ist, sondern Süßwassereis. Das ist aber kein Problem, da es erstens im Rahmen dieser Arbeit nicht wichtig ist Festland-/Schelfeis von OI zu unterscheiden, zweitens da OI aufgrund der fortgeschrittenen Entsalzung ein ähnliches Rückstreuverhalten wie Süßwassereis haben kann und drittens da für Festland-/Schelfeis keine Klassenmatrix bestimmt worden ist. Entscheidend ist nur, dass Festland-/Schelfeis nicht als dünnes Eis also N oder GI klassifiziert wird.

**Gebiet 2** Wie in Abschnitt 6.3.1.1 bei der Gebietsbeschreibung geschrieben gilt, dass das Meereis in Gebiet 2 dickes Eis und kein dünnes Eis ist. Nach der Klassifizierung zeigt sich aber, dass das Gebiet 2 (Abb. 6.3.4) hauptsächlich aus GI und zu kleineren Teilen aus OI und N bestehen soll. Da die Annahmen über das Gebiet 2 mit *in situ* Beobachtungen belegt sind, bedeutet das, schlicht und einfach, dass die Klassifizierung im Gebiet 2 abgesehen von dem kleinen Bereich mit OI nicht funktioniert. Doch warum funktioniert die Klassifizierung nicht, wenn sie doch für die Multi<sup>3</sup>Scat-Daten anscheinend funktioniert?

Ein Grund ist, dass im Vergleich zu der Multi<sup>3</sup>Scat-Klassifizierung nur zwei NRCS (ASAR:  $\sigma_{hh,C}^0$  und TSX:  $\sigma_{hh,X}^0$ ) verschiedener Frequenz aber gleicher Polarisation zur Verfügung stehen, weshalb die Klassifizierung im Vergleich zur Referenzklassifizierung der Multi<sup>3</sup>Scat-Daten (Kombination von hh- und vv-Polarisation der Frequenzen C-, X- und Ku-Band) sehr unterschiedlich sein kann. In Abschnitt 4.2.3 ist gezeigt worden, dass durch das Weglassen der beiden Ku-Gleichpolarisationen bei der Klassifizierung die Resultate der Klassifizierung für die Klasse N bzw. die Klasse GI einen Unterschied von 16% bzw. 17% im Vergleich zur CXKu-Referenzklassifizierung aufweisen (Abb. 4.2.7 (unten rechts)). Dementsprechend kann erwartet werden, da bei der Referenzklassifizierung jeweils beide Gleichpolarisationen der drei Frequenzbänder genutzt werden, dass sich die Klassifizierung ohne die vv-Polarisationen im C- und X-Band noch stärker von der CXKu-Referenzklassifizierung unterscheidet. Außerdem können eventuell durch die geringere Anzahl an verschiedenen NRCS vorkommende Unterschiede zwischen den einzelnen Oberflächentypen nicht aufgelöst werden. Man braucht als Beispiel nur die NRCS Verteilung der Gebiete 2 und 3 in Abb. 6.3.3 miteinander zu vergleichen.

Ein weiterer Grund ist durch die verschiedenen Umweltbedingungen gegeben. Die Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen fanden im Spätsommer/Herbst in der Arktis statt und somit zu Beginn der Gefrierperiode. Die hier verwendeten SAR-Bilder stammen aus dem Spätwinter in der Antarktis und repräsentieren immer noch winterliche Gefrierbedingungen. Die Lufttemperaturen bei der Neumayer-Station liegen für den Zeitraum der Aufnahmen  $\pm 2$  Tage im Mittel<sup>7</sup> bei  $-22^\circ\text{C} \pm 4^\circ\text{C}$ . Das Rückstreuverhalten von Meereis hängt unter anderem von dem gegebenen Umweltbedingungen ab (siehe Abschnitt 5.5.4). Das heißt, dass das Rückstreuverhalten von Meereis zu Beginn des Herbstes anders als im Winter ist (siehe Abschnitt 4.2). Selbst wenn (dünnes) Meereis mit ähnlicher Eisdicke und Rauigkeit wie bei den Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen vorliegt, kann sich das Rückstreuverhalten durch die andere Umgebungstemperaturen so stark unterscheiden, dass es nicht als solches erkannt wird. Daher ist es nicht verwunderlich, dass die Klassifizierung im Gebiet 2 nicht funktioniert.

**Gebiet 3** Da es sich beim Gebiet 3 vermutlich wie in in Abschnitt 6.3.1.1 geschrieben um eine Polynja handelt ist davon auszugehen, dass dieses Gebiet nicht nur aus den Eistypen N

---

<sup>7</sup>Fünftagesmittel gebildet aus den jeweiligen acht Temperaturwerten pro Tag. Die Temperaturdaten sind beim AWI unter [http://www.awi.de/de/infrastruktur/stationen/neumayer\\_station/observatorien/meteorologisches\\_observatorium/data\\_access/synoptic\\_observations/archive\\_database/](http://www.awi.de/de/infrastruktur/stationen/neumayer_station/observatorien/meteorologisches_observatorium/data_access/synoptic_observations/archive_database/) zu finden.



und GI bedeckt ist, sondern dass auch andere junge Eistypen wie z. B. Frazil- und Grease-Eis und auch offenes Wasser vorliegen. Dabei ist die Reihenfolge von der küstennahen Kante Richtung offenem Meer für eine Polynja in etwa: offenes Wasser, Frazil-Eis, Grease-Eis, Nilas, graues Eis und Packeis. Nach der Klassifizierung besteht das Gebiet 3 fast nur aus N und GI mit geringem Anteil an OI und keinem OW (Abb. 6.3.4).

Wie schon in Abschnitt 4.2.2 beschrieben hängt das Rückstreuverhalten von offenem Wasser sehr stark von den gegebenen Windbedingungen (Windstärke, Windrichtung relativ zur Blickrichtung) ab. Auch wenn in Abschnitt 4.2.3 die Unterschiede für die Erkennung von offenem Wasser zwischen der CXKu-Referenzklassifizierung und der CX-Klassifizierung, welche das C- und X-Band kombiniert, klein sind, kann die starke Windabhängigkeit der NRCS von offenem Wasser die Unterscheidung zwischen dünnem Meereis und offenem Wasser sehr schwierig machen, zumal hier im Vergleich zur CX-Klassifizierung in Abschnitt 4.2.3 nur die hh-Polarisationen genutzt werden. Für den Zeitraum der SAR-Aufnahmen liegt die Windgeschwindigkeit<sup>8</sup> bei  $4 \text{ ms}^{-1}$  bis  $5 \text{ ms}^{-1}$ . Das bedeutet, dass der NRCS der hh-Polarisation im C-Band bei einem Einfallswinkel von  $30^\circ$  gemäß Modell (Thompson u. a., 2008) mindestens  $> 24 \text{ dB}$  sein sollte, was konsistent mit der ASAR-Aufnahmen ist, da in dem Bereich, wo offenes Wasser zu erwarten wäre, die kleinsten NRCS bei etwa  $-22 \text{ dB}$  liegen. Vergleicht man diese Werte mit der Regressionsgeraden aus Abschnitt 4.2.2 (weiße Linien, Abb.4.2.3), so zeigt sich, dass der NRCS für offenes Wasser gemäß der Regressionsgeraden viel geringer sein müsste, nämlich bei  $-28 \text{ dB}$ . Die NRCS des Bereiches, wo offenes Wasser zu erwarten wäre, liegen bei etwa  $-22 \text{ dB}$  genau in dem Bereich, wo gemäß der Regressionsgeraden der NRCS-Bereich der Klasse N ist (weiße Linien, Abb.4.2.4). Daher ist es verständlich, wenn eventuelle Bereiche mit offenem Wasser nicht als solche erkannt werden und als N klassifiziert werden. Es ist nicht davon auszugehen, dass eventuell vorhandene Bereiche mit offenem Wasser als GI oder OI klassifiziert werden. Die Bereiche mit offenem Wasser sind bei einer durch ablandigen Wind getriebenen Polynja in der Regel auf der küstennahen Seite zu finden. Diese Bereiche werden aber nach der Klassifizierung als N klassifiziert.

Das Ergebnis der Klassifizierung bedeutet, dass das in der Polynja zu erwartende Frazil- und Grease-Eis, nicht als solches erkannt wird, was auch gar nicht möglich ist, da es dazu entsprechende Klassenmatrizen für die Klassifizierung gebraucht hätte. Vermutlich werden die Frazil- und Grease-Eis-Bereiche in Anbetracht der fehlenden Klassenmatrizen als N klassifiziert, da zu erwarten ist, dass sie wie das offene Wasser eher in den küstennahen Bereichen der Polynja auftreten, welche, wie in Abb. 6.3.4 zu sehen ist, als N klassifiziert werden. In wie weit das als N klassifizierte Meereis auch noch Nilas beinhaltet bzw. ob das als N klassifizierte Meereis nicht schon graues Eis beinhaltet, lässt sich nach den gegebenen Informationen nicht beantworten. Ähnliches gilt übrigens für das als GI klassifizierte Meereis; nach den gegebenen Informationen lässt es sich nicht beantworten, in wie weit GI wirklich graues Eis ist und nicht

---

<sup>8</sup>Die Windgeschwindigkeiten für die Neumayer-Station sind beim AWI unter [http://www.awi.de/de/infrastruktur/stationen/neumayer\\_station/observatorien/meteorologisches\\_observatorium/data\\_access/synoptic\\_observations/archive\\_database/](http://www.awi.de/de/infrastruktur/stationen/neumayer_station/observatorien/meteorologisches_observatorium/data_access/synoptic_observations/archive_database/) zu finden.

zum Teil noch aus Nilas bzw. oder schon aus noch dickerem Eis besteht. Nichtsdestotrotz ist es sinnvoll, dass das als N klassifizierte Meereis näher an der Küste als das als GI klassifizierte ist, genauso wie, dass das als OI klassifizierte Meereis nur im küstenfernen Bereich des Gebietes 3 auftaucht. Es bleibt abzuwarten, was die (noch folgenden) ermittelten Eisdicken ergeben.

**Gebiet 4** Zunächst jedoch erst noch die Ergebnisse der Klassifizierung des Gebietes 4. Nach der Klassifizierung besteht das Gebiet 4 hauptsächlich aus GI mit größeren Einschlüssen von OI und kleineren Einschlüssen von N. Wie schon in Gebiet 2 zeigt sich, obwohl anhand der NRCS dickeres Eis zu erwarten ist (Abschnitt 6.3.1.1), dass der größte Teil als GI klassifiziert wird. Vermutlich wird der Anteil an OI unterschätzt. Im Gegensatz zum Eis, das als N oder GI klassifiziert wird, scheint das Eis, das als OI klassifiziert wird, tatsächlich dickes Eis zu sein, da es ein ähnliches Rückstreuverhalten an den Tag legt wie das Eis, das in Gebiet 2 als OI klassifiziert worden ist, was wie oben geschrieben Küstenfesteis mit einer Dicke von mindestens 1 m ist. Grundsätzlich muss beachtet werden, dass das, was hier als OI klassifiziert wird, aufgrund der im Vergleich zu den Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen sehr unterschiedlichen Umweltbedingungen nicht zwingend mit dem alten Eis der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen gleichgesetzt werden darf.

Des Weiteren fällt auf, dass die Bereiche, die als N klassifiziert werden, viel kleiner sind, als man anhand der Bilder (Abb. 6.3.1) erwarten würde. Es zeigen sich im nordöstlichen Bereich der Bilder keine rissartigen Strukturen, die als N klassifiziert sind, obwohl anhand der NRCS zu erwarten wäre, dass zumindest ein Teil dieser rissartigen Strukturen als N klassifiziert wird. Eine wahrscheinliche Erklärung dafür ist, dass sich das Meereis im Gebiet 4 zwischen den Aufnahmen der beiden SAR-Szenen zu stark bewegt hat, obwohl der Zeitunterschied nur vier Stunden beträgt. Das lässt sich anhand der Abb. 6.3.5 gut erkennen. Abb. 6.3.5 zeigt ein Falschfarbenbild (RGB-Farbsystem) mit dem NRCS  $\sigma_{hh,C}^0$  in dB als roten Farbanteil und dem NRCS  $\sigma_{hh,X}^0$  in dB als blauen Farbanteil. Zur besseren Darstellung sind beide NRCS auf einen Dynamikbereich von  $-25$  dB bis  $-5$  dB eingeschränkt. Das heißt,  $\text{NRCS} < -25$  dB werden auf  $-25$  dB und  $\text{NRCS} > -5$  dB werden auf  $-5$  dB gesetzt. Der grüne Farbanteil stellt die Absolutdifferenz der dekadischen Logarithmen der NRCS dar. Die hauptsächlich magentafarbenen Bereiche zeigen, wo beide NRCS ähnlich sind und wo dementsprechend wenig bzw. keine Eisbewegung eine Rolle spielt, wie zum Beispiel im Gebiet 1 mit dem Festland/-Schelfeis. Interessanter sind die eher gelblichen und die eher bläulichen Bereiche, sie geben an, wo sich die beiden NRCS unterscheiden.

Im nordöstlichen Bereich (grüne Markierung, Abb. 6.3.5) zeigen die ähnlichen Strukturen in gelb und blau, die zueinander versetzt sind, dass sich das Meereis in dem Bereich innerhalb von vier Stunden soweit bewegt haben muss, dass die rissartigen Strukturen zum Zeitpunkt des ASAR-Bildes nicht mehr mit dem vier Stunden vorher gemachten TSX-Bild deckungsgleich sind. Das Eis ist sogar soweit verschoben, dass NRCS verschiedener Eistypen zusammenfallen. Das gleiche Phänomen zeigt sich auch bei den schollenartigen Bereichen mit niedrigen NRCS in der Mitte von Gebiet 4 (cyanfarbene Markierung, Abb. 6.3.5). Ein deutliches Beispiel für die

Temperaturbereich	$T_{s,dmax}$	$250 \text{ K} \leq T_{s,dmax} \leq 265 \text{ K}$
Frequenz (ASAR)	$f_{asar}$	5,33 GHz
Frequenz (TSX)	$f_{tsx}$	9,65 GHz
Einfallswinkel (ASAR)	$\bar{\theta}_{ASAR}$	30°
Einfallswinkel (TSX)	$\bar{\theta}_{TSX}$	42°

Tabelle 6.8.: Von Tabelle 6.1 abweichende Größen für die Eisdickenbestimmung in der Region Neumayer-Station.

Bewegung des Eises ist der Eisberg (weiße Markierung, Abb. 6.3.5), der in den SAR-Bildern in Abb. 6.3.1 als weißer Fleck bei etwa  $x = 2600$  und  $y = 2100$  zu sehen ist. In Abb. 6.3.5 taucht dieser zweimal auf, einmal als gelber und einmal als eher bläulicher Fleck. Der Versatz zwischen den Bildern in den eben erwähnten Bereichen liegt bei ungefähr 8 Pixel, was bei einer Pixelgröße von  $75 \text{ m} \times 75 \text{ m}$  etwa  $0,6 \text{ km}$  entspricht. Mit dem Zeitversatz von  $4 \text{ h}$  ergibt sich eine Geschwindigkeit von  $0,05 \text{ ms}^{-1}$ , was kein außergewöhnlicher Wert für die Eisdrift in der Antarktis ist (Heil und Allison, 1999). Durch die Bewegung des Eises sind die überlappenden Bereiche mit niedrigen NRCS viel kleiner als die eigentlichen Bereiche mit niedrigen NRCS. Eben nur diese überlappenden Bereiche werden als N klassifiziert.

Die Bewegung des Eises ist neben den für das Gebiet 2 besprochenen Gründen eine Ursache für die nicht optimale Klassifizierung in Gebiet 4.

### 6.3.1.3. Eisdicke

Gemäß der Klassifizierung werden für die Bereiche, die als GI und N klassifiziert sind, mit dem Eisdickenalgorithmus (Abschnitt 6.1.1) die Eisdicken ermittelt. Nach den Definitionen und den Ergebnissen von Kapitel 4 und den Ergebnissen der Multi<sup>3</sup>Scat-Eisdicken (Abschnitt 6.2) soll das, was als N und GI klassifiziert wird, dünnes Eis sein. Die Bereiche, die als OI klassifiziert sind, werden ausgelassen, weil, trotzdem die Klassifizierung nicht optimal funktioniert, anzunehmen ist, dass sie kein dünnes Eis sind. Im Vergleich zu den Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen kann von Winterbedingungen (siehe Abschnitt 6.3.1.2) ausgegangen werden, so dass der Temperaturbereich für die Oberflächentemperatur  $T_{s,dmax}$  der maximalen Eisdicke des Algorithmus  $d_{max} = 0,5 \text{ m}$  auf den Bereich von  $250 \text{ K}$  bis  $265 \text{ K}$  angepasst wird. Ansonsten erfolgt die Eisdickenbestimmung wie in Abschnitt 6.1.1 beschrieben nur mit dem Unterschied, dass nur die NRCS der hh-Polarisationen im C- und X-Band genutzt werden und dass bedingt durch die beiden Satelliten für beide Frequenzen unterschiedliche Einfallswinkel genutzt werden. In Tabelle 6.8 sind die abweichenden Größen noch einmal zusammengefasst.

In Abb. 6.3.6 (oben) sind die ermittelten Eisdicken gezeigt. Zusätzlich dazu ist noch die Gebietsaufteilung aus Abb. 6.3.2 mit gestrichelten Linien angedeutet. Die als OI klassifizierten Bereiche sind für die Eisdickenbestimmung ausgelassen worden und sind in Abb. 6.3.6 (oben) auf  $0,5 \text{ m}$  gesetzt um anzudeuten, dass diese Bereiche mindestens eine Eisdicke von  $0,5 \text{ m}$  haben. In Abb. 6.3.6 (unten) sind die Eisdickenverteilungen des gesamten Bildes (schwarze

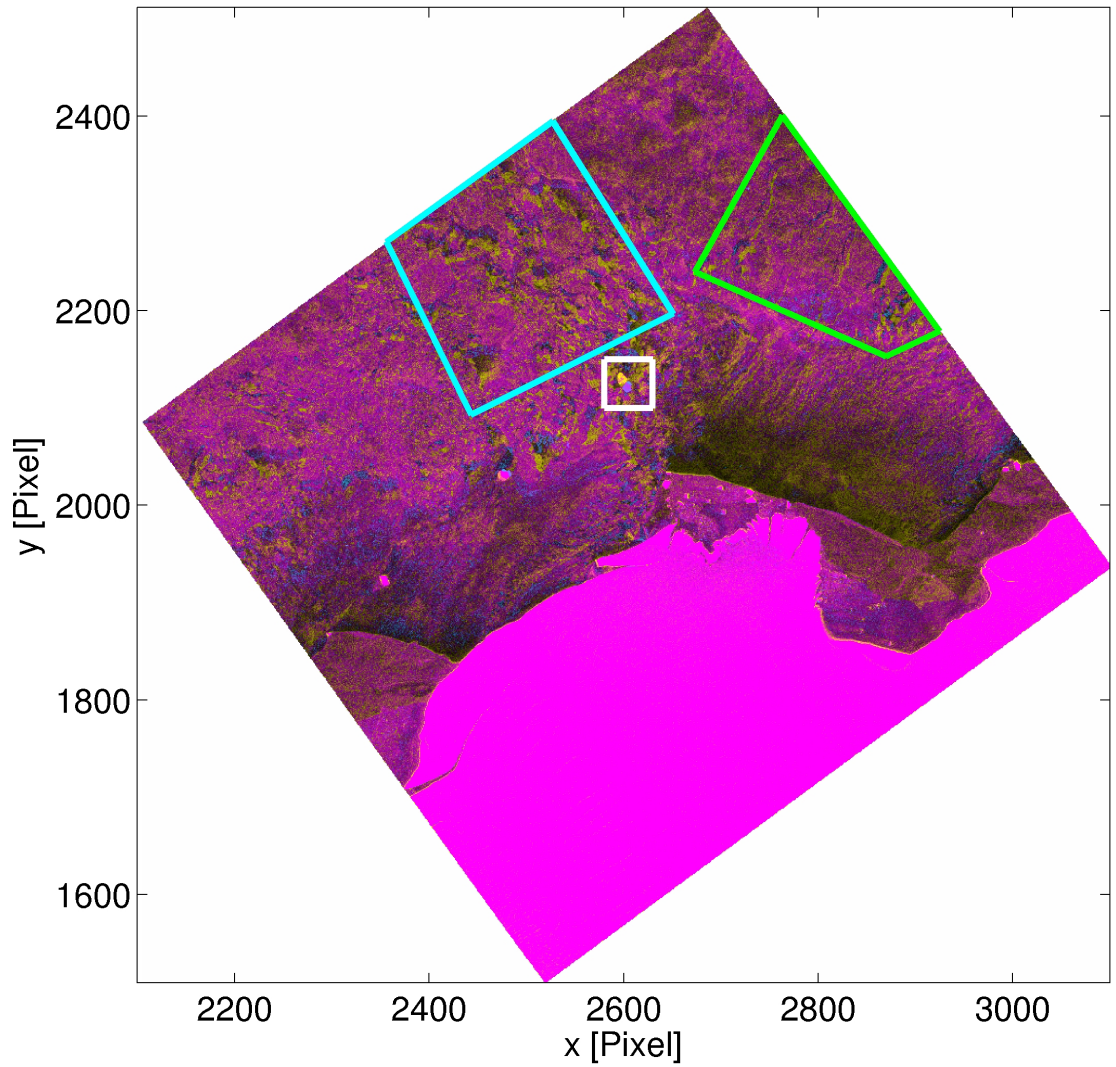


Abbildung 6.3.5.: Falschfarbenbild (RGB-Farbsystem) der Region Neumayer-Station mit dem NRCS  $\sigma_{hh,C}^0$  in dB als roter Farbanteil, dem NRCS  $\sigma_{hh,X}^0$  in dB als blauen Farbanteil und der Absolutdifferenz der Logarithmen der Beiden NRCS als grünen Farbanteil. Das weiße Quadrat zeigt den Bereich des gewanderten Eisbergs an. Die grün und cyan markierten Bereiche deuten die im Text besprochenen Bereiche mit Eisdrift an.

gestrichelte Linie) und der Gebiete 1 bis 4 (farbige Linien) gezeigt. Die Eisdickenverteilungen, des gesamten Bildes (ohne OI) wie die der einzelnen Gebiete sind mit der Gesamtanzahl der Pixel des Bildes normiert. Das Gebiet 1 ist für die Eisdickenbestimmung uninteressant, da es erstens als OI klassifiziert ist und zweitens Festland-/Schelfeis ist. Auffällig ist, dass es insgesamt keine Eisdicken  $> 0,35$  m gibt, was aber konsistent zur Fehleruntersuchung ist (siehe Abschnitt 6.1.3). Die Fehleruntersuchung zeigt, dass es bei Eisdicken  $> 0,3$  m zu einem Sättigungsverhalten bei der ermittelten Eisdicke kommt, so dass Eisdicken  $> 0,3$  m nur schwer als solche erkannt werden.

**Gebiet 2** Wie die NRCS (Abb. 6.3.1 (oben)) sind die ermittelten Eisdicken im Gebiet 2 (Abb. 6.3.6 (oben)) recht gleichförmig verteilt. Die ermittelte Eisdickenverteilung (grüne Linie in Abb. 6.3.6 (unten)) ist relativ breit mit einer minimalen Eisdicke von  $0,02$  m und einer maximalen Eisdicke von  $0,35$  m. Die modale Eisdicke beträgt  $0,2$  m. Nach den Betrachtungen zu Gebiet 2 (Abschnitt 6.3.1.1) ist es eindeutig klar, dass die ermittelten Eisdicken für das Küstenfesteis zu klein sind.

**Gebiet 3** Die Eisdickenverteilung des Gebiets 3 (Abb. 6.3.6 (unten), rote Linie) ist sehr breit und ist mit leichter Bimodalität bei  $0,1$  m und  $0,31$  m zwischen  $0,06$  m und  $0,32$  m näherungsweise gleichverteilt. Die minimale Eisdicke liegt bei  $0,02$  m und die Größte bei  $0,35$  m, wobei sich fast der gesamte Anteil auf den Bereich von  $0,06$  m und  $0,32$  m erstreckt.

Die ermittelte Eisdicke (Abb. 6.3.6 (oben)) im Gebiet 3 teilt sich in zwei Bereiche, einmal der Bereich in der östlichen Hälfte mit einem ausgeprägten Gradienten in der Eisdicke senkrecht zur Festeisgrenze und der Bereich in der westlichen Hälfte mit gleichmäßigerer Eisdickenverteilung mit Eisdicken von  $0$  ( $30$  cm). Die Eisdicke im östlichen Bereich steigt, so weit der Bereich als N klassifiziert ist, gemeinsam mit den NRCS an. Das Gleiche gilt anfangs auch für den anschließenden als GI klassifizierten Bereich. Nach einem Maximum von ca.  $25$  cm nimmt die Eisdicke aber mit zunehmenden NRCS ab. Inwiefern das sinnvoll ist, dazu später mehr. Obwohl im C-Band der NRCS der westlichen Hälfte ähnlich der östlichen Hälfte ist (Abb. 6.3.1 (links oben)), sind die ermittelten Eisdicken doch unterschiedlich, was verständlich ist, wenn man die NRCS im X-Band beider Hälften vergleicht. Während in der östlichen Hälfte gilt, dass im X-Band die NRCS niedrig sind, wo im C-Band die NRCS niedrig sind, gilt in der westliche Hälfte, dass im X-Band die NRCS viel größer sind (Abb. 6.3.1 (rechts oben)). Außerdem zeigt sich in der westlichen Hälfte im X-Band kein Gradient in den NRCS, der senkrecht zur Festeisgrenze ist.

**Gebiet 4** Die in Abb. 6.3.6 (oben) gezeigten Eisdicken des Gebiets 4 zeigen starke Variationen zwischen einerseits sehr dünnen und andererseits dickeren Eisdicken, wobei dünnes Eis mit einer Dicke von  $< 0,20$  m (cyanfarbene Linie in Abb. 6.3.6 (unten)) überwiegt. Die Eisdickenverteilung ist rechtsschief mit einem ausgeprägten Modalwert von  $0,07$  m. Die minimale und die maximale Eisdicke liegt bei  $0,02$  m und  $0,35$  m. Gemäß der Klassifizierung

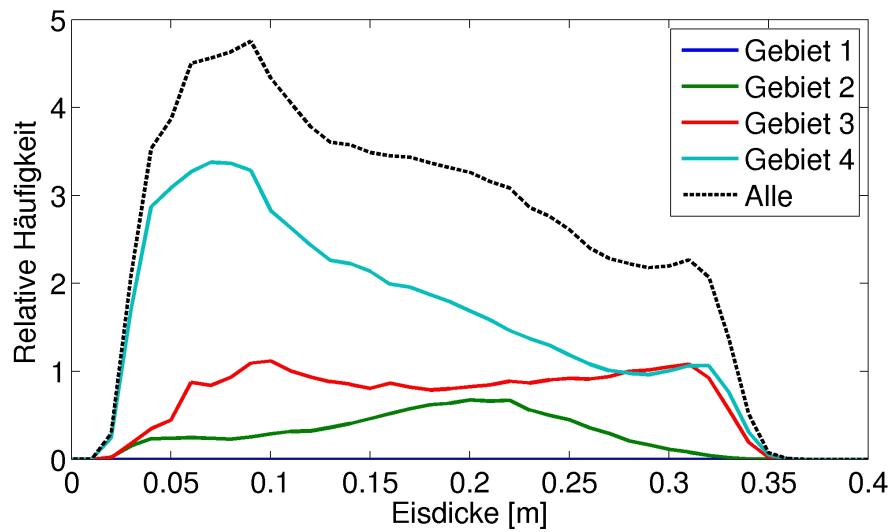
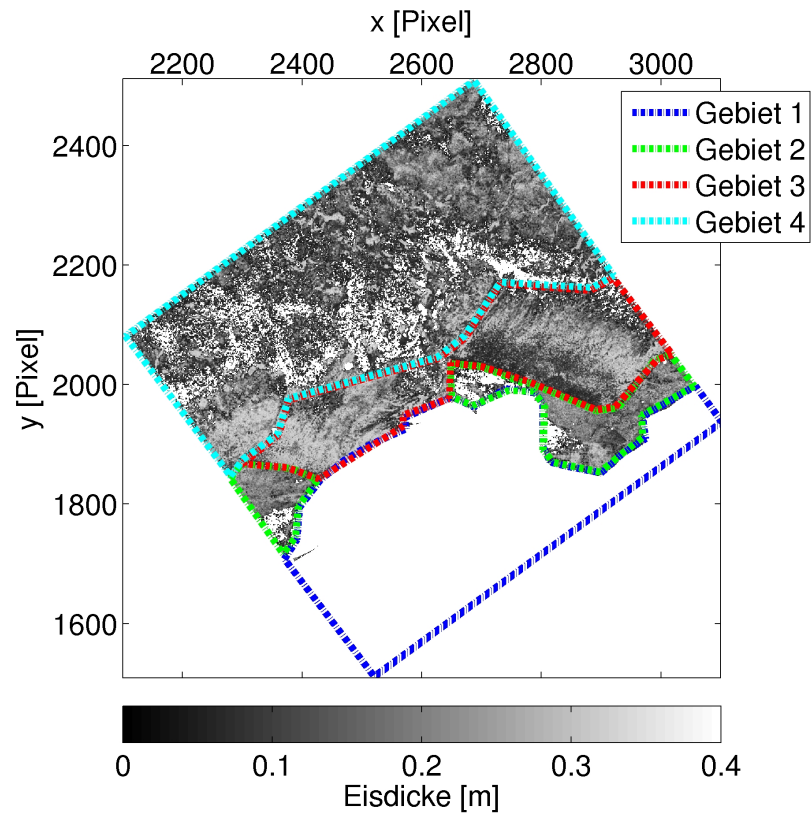


Abbildung 6.3.6.: (oben) Ermittelte Eisdicke der Region Neumayer-Station. Die gestrichelten Linien deuten die vier Gebiete aus Abb. (6.3.2) an. (unten) Histogramm der ermittelten Eisdicke für das gesamte Bild (schwarze, gestrichelte Linie) und die Gebiete 1 bis 4 (bunte Linien) jeweils ohne die OI-Bereiche.

(Abb. 6.3.4) besteht der überwiegende Teil des Gebiets 4 aus GI. Dementsprechend sollte es so gut wie keine bzw. nur sehr geringe Anteile an Eisdicken  $< 0,10\text{ m}$ <sup>9</sup> geben. Außerdem liegt die Vermutung nahe, wie schon bei der Klassifizierung geschrieben, dass die Klassifizierung den Anteil an OI unterschätzt und den Anteil an GI überschätzt. Da einerseits die ermittelte Eisdicke des als GI klassifizierten Eises zu einem erheblichen Anteil  $< 0,10\text{ m}$  ist und andererseits der Anteil an OI unterschätzt wird, bedeutet das, dass die Eisdicke in Gebiet 4 eindeutig unterschätzt wird.

**Fazit** Die Resultate der Eisdickenbestimmung für die Region Neumayer-Station sind nicht überzeugend! Um die Resultate besser zu verstehen bzw. um zu verstehen, warum es nicht funktioniert, ist es sinnvoll die Eisdicken nach dem Eistyp getrennt zu betrachten.

In Abb. 6.3.7 die NRCS für die Gebiete 2 bis 4<sup>10</sup> nach den Eistypen N und GI getrennt als Funktion der ermittelten Eisdicke dargestellt. Die Logarithmen der NRCS<sup>11</sup> werden dazu auf ein regelmäßiges Gitter der Eisdicke mit einer Zellengröße von 1 cm gemittelt.

Zunächst sieht man, dass die NRCS als Funktion der ermittelten Eisdicke für die Gebiete 2 bis 4 und jeweils den gleichen Eistyp fast identisch sind, was sinnvoll ist. Es wäre in der Tat sehr seltsam, wenn sich die Eistypen von Gebiet zu Gebiet unterscheiden würden. Der Zusammenhang zwischen den NRCS und der ermittelten Eisdicke ist für die beiden Eistypen aber komplett verschieden. Die NRCS des als GI klassifizierten Eises (rote und cyanfarbene Linien in Abb. 6.3.7) sind bei gleicher Eisdicke durchweg größer als die NRCS des als N klassifizierten Eises<sup>12</sup> (blaue und grüne Linien in Abb. 6.3.7). Während bei dem als N klassifizierten Eis die NRCS im C-Band sich nur leicht mit der Eisdicke verändern und die NRCS im X-Band mit der Eisdicke ansteigen, fallen die NRCS im C-Band des als GI klassifizierten Eises mit der Eisdicke ab und die NRCS im X-Band verlaufen talförmig mit den geringsten NRCS bei 0,15 m bis 0,20 m.

Zusätzlich sind in Abb. 6.3.8 die Verteilungen der Eisdicken für die Gebiete 2 bis 4 getrennt nach den Eistypen gezeigt. Aufgrund der verschiedenen Eiszusammensetzung unterscheiden sich die Eisdickenverteilungen der einzelnen Gebiete untereinander, was die einzelnen Anteile der Eisdicken angeht. Auffällig bei allen drei Gebieten ist, dass das als N klassifizierte Eis (Abb. 6.3.8, blaue Linien) nahezu den gleichen Eisdickenbereich ( $d_N \in [0,05\text{ m}, 0,35\text{ m}]$ ) abdeckt wie das als GI ( $d_{GI} \in [0,02\text{ m}, 0,35\text{ m}]$ ) klassifizierte Eis (Abb. 6.3.8, cyanfarbene Linien), wobei das als GI klassifizierte Eis im Gegensatz zum als N klassifizierten Eis sogar Eisdicken  $< 0,05\text{ m}$  vorweist.

Die verschiedenen Zusammenhänge zwischen NRCS und Eisdicke wie der nahezu glei-

---

<sup>9</sup>Graues Eis hat gemäß WMO-Klassifizierung eine Dicke von mindestens 0,10 m, siehe Anhang A.1

<sup>10</sup>Gebiet 1 wird ausgelassen, da das Gebiet 1 kein Meereis beinhaltet.

<sup>11</sup>Es werden die Logarithmen genommen, da durch die Logarithmen die Nichtlinearität der NRCS in Abhängigkeit zur Eisdicke abgemildert wird.

<sup>12</sup>Es ist klar, dass es keinen Sinn ergibt, dass das als N klassifizierte Eis die gleiche Dicke haben soll wie das als GI klassifizierte Eis. Es geht hier nur um die Beschreibung der Abbildung 6.3.7 bzw. des ermittelten Zusammenhang. Die eigentliche Erklärung folgt weiter unten.

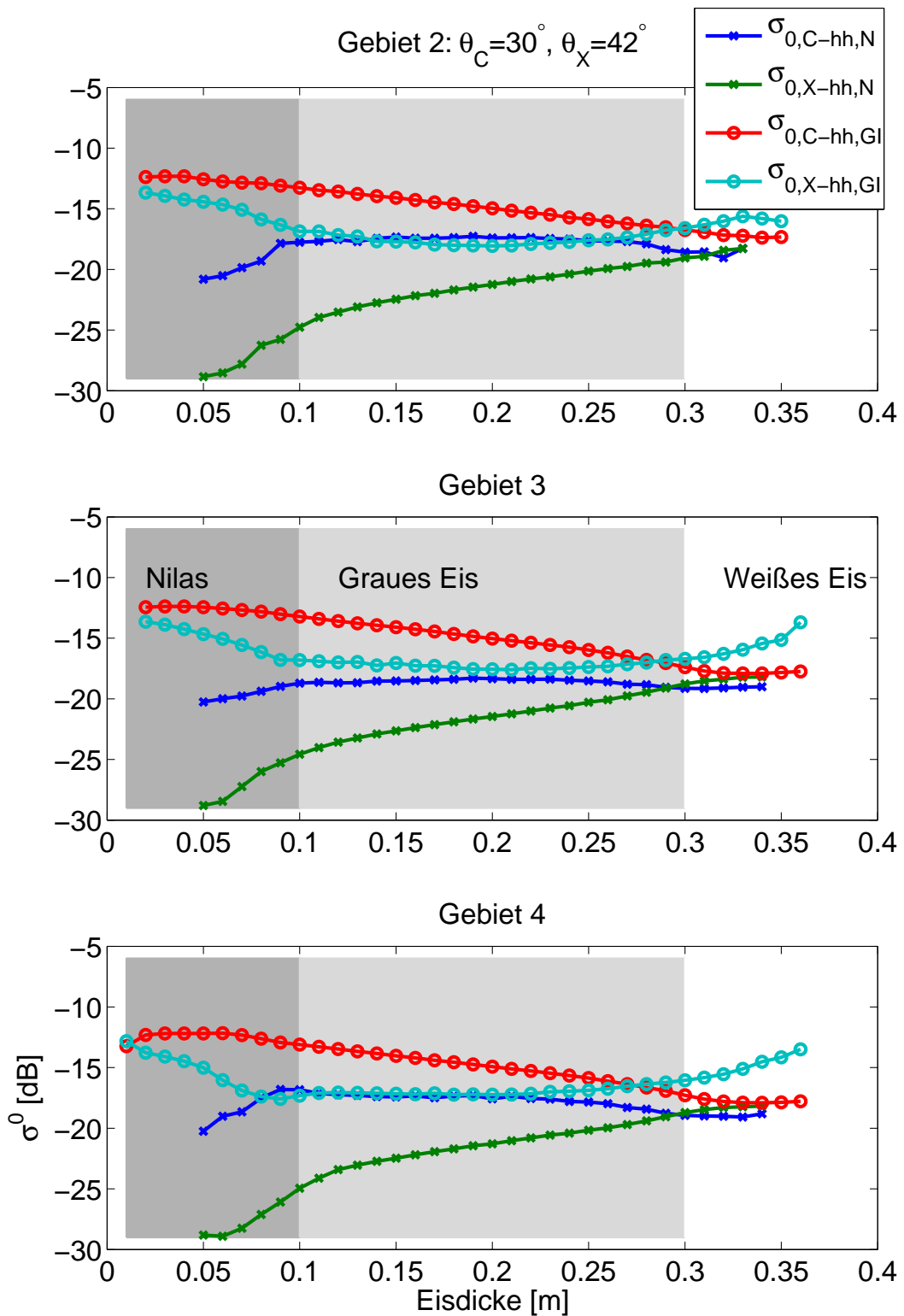


Abbildung 6.3.7.: NRCS (ASAR:  $\sigma_{hh,C}^0$  und TSX:  $\sigma_{hh,X}^0$ ) als Funktion der ermittelten Eisdicke getrennt nach Eistyp (N und Gl) und Gebiet. Die verschieden grau unterlegten Bereiche zeigen gemäß der WMO-Eistypen-Nomenklatur die Eisdickenbereiche der Eistypen Nilas, graues (+grau-weißes) Eis und weißes Eis an (Kapitel 2 bzw. Anhang A.1).



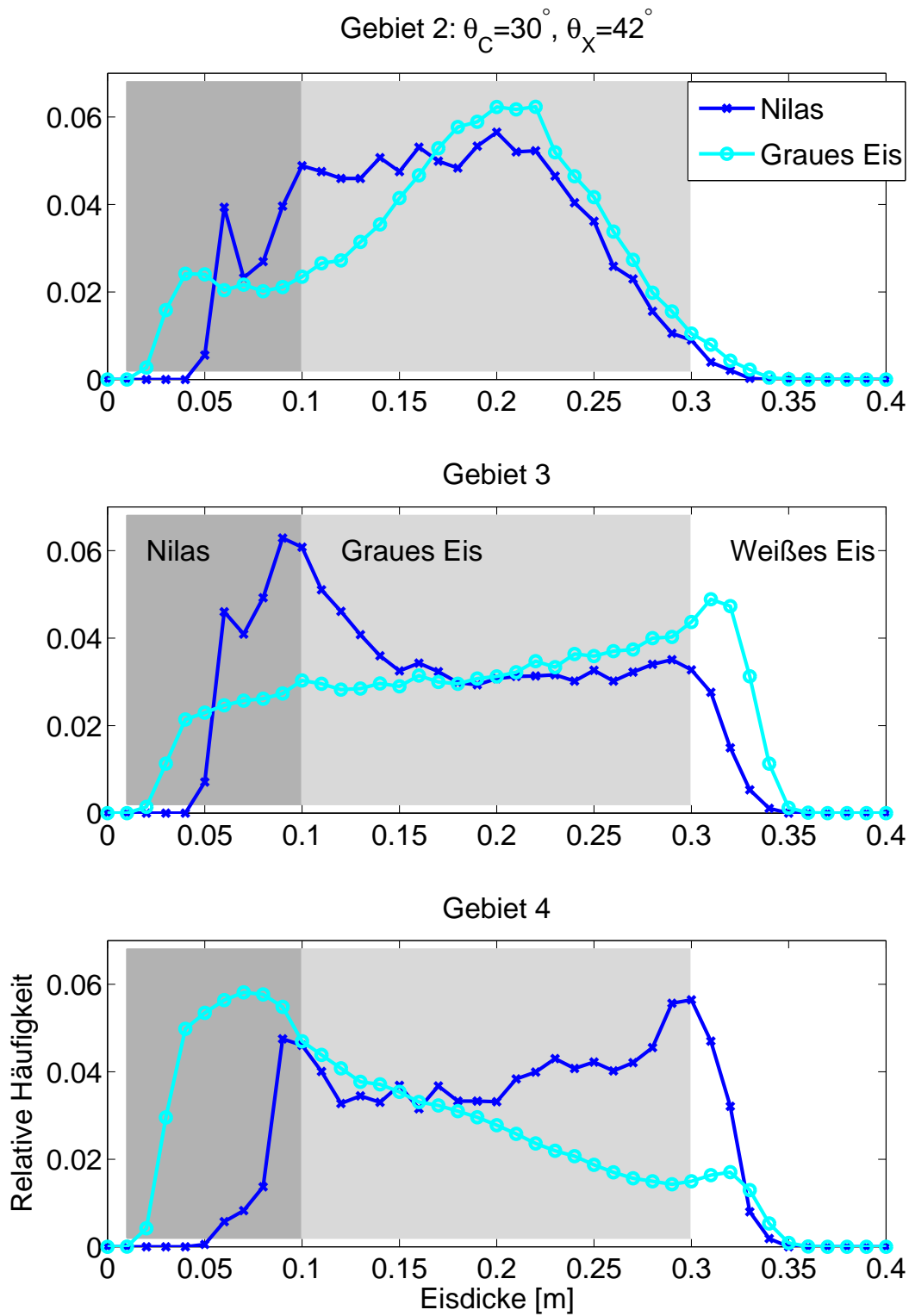


Abbildung 6.3.8.: Eisdickenverteilung getrennt nach Eistyp (N und GI) und Gebiet. Die verschieden grau unterlegten Bereiche zeigen gemäß der WMO-Eistypen-Nomenklatur die Eisdickenbereiche der Eistypen Nilas, graues (+grauweißes) Eis und weißes Eis an (Kapitel 2).

che Eisdickenbereich für die beiden Eistypen ergeben keinen Sinn. Nilas hat gemäß WMO-Klassifizierung eine Eisdicke  $< 0,10$  m, weshalb das als N klassifizierte Eis keine viel größeren Eisdicken haben sollte. Auffällig ist außerdem noch, dass das als N klassifizierte Eis praktisch keine Eisdicken  $< 0,05$  m hat, wobei das zumindest mit den Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen zusammenpasst. Bei den Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen (Abschnitt 6.2, Abb. 6.2.3 und 6.2.5) zeigte sich bei der Verwendung der CX-Kombination ebenfalls, dass die Eisdicken des als N klassifizierten Eises nicht  $< 0,05$  m gewesen sind. Das als GI klassifizierte Eis wiederum sollte keine Eisdicken  $< 0,10$  m vorweisen, was jedoch der Fall ist (Abb. 6.3.8, cyanfarbene Linien).

Doch was sind die Gründe für die Resultate der Eisdickenbestimmung? Was läuft falsch? Auch wenn es naheliegend wäre, am Rückstreumodell und am Eisdickenalgorithmus an sich liegt es nicht. Die Ergebnisse sind stabil und aus Modellsicht nachvollziehbar. Doch wenn Modell und Algorithmus an sich sinnvolle Ergebnisse zeigen, wo ist der Grund für das schlechte Resultat zu finden? Der Grund dafür liegt viel früher, nämlich bei der Klassifizierung. Das unterschiedliche Verhalten bei gleicher Eisdicke ist das Ergebnis der Klassifizierung, die Eis als GI klassifiziert, welches im Vergleich zu den Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen zum größten Teil wahrscheinlich dickes Eis ist. Das Modell gilt jedoch nur für dünnes Eis, siehe Abschnitt 5.1. Da der ermittelte Zusammenhang zwischen Eisdicken und NRCS (Abb. 6.3.7, blaue und grüne Linie) sinnvoll und nachvollziehbar (siehe Abschnitt 5.5.1, Abb. 5.5.1) ist, liegt die Vermutung nahe, dass das als N klassifizierte zu einem erheblichen Anteil eigentlich aus grauem Eis bzw. grau-weißem Eis besteht.

Aber warum ergeben sich dann trotzdem aus Modellsicht nachvollziehbare Eisdicken für das als GI klassifizierte Eis? Der Grund ist recht einfach. Das Verhältnis zwischen der Anzahl der bekannten Größen (die beiden NRCS, die beiden Frequenzen und die beiden Einfallswinkel, also 6) und der Anzahl der unbekannt Größen (die vier Rauigkeitsparameter, die beiden Anpassungsfaktoren, die Oberflächentemperatur und natürlich die Eisdicke, also 8) ist denkbar schlecht. Es gibt 2 unbekannte Größen (8) mehr als bekannte Größen (6). Das führt dazu, dass es genügend Freiheitsgrade im Modell gibt, so dass ein Parametersatz gefunden wird, für den das Modell das Verhalten der gemessenen NRCS wiedergeben kann, ohne dass es der wirklichen Eisdicke entsprechen muss. Mit Hilfe von zusätzlichen NRCS anderer Frequenzen und Polarisationen kann man die Anzahl der Freiheitsgrade reduzieren und das Ergebnis wahrscheinlich verbessern.

Im Gegensatz zu den Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen (Abschnitt 6.2.2) zeigt sich bei den X-Band NRCS von TSX die Problematik, dass die X-Band NRCS so groß sind, dass sie mit dem Modell nicht wiedergegeben werden können, nicht.

#### **6.3.1.4. Zusammenfassung Region Neumayer-Station**

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die erste Anwendung des Eisdickenalgorithmus auf Satelliten-Daten eine Menge Schatten aber auch Licht aufweist. Das größte Problem bei aller Mehrdeutigkeit durch unzureichende Daten, dem Zeitunterschied zwischen den Satellitenbil-

dern und dem eventuell daraus folgenden Versatz zwischen den Bildern ist die *Klassifizierung*. Die Klassifizierung, die aus ungewöhnlich warmen Herbstbedingungen abgeleitet ist, ist nur sehr begrenzt auf die SAR-Bilder der Spätwinterbedingungen in der Antarktis anwendbar. Nichtsdestotrotz kann die Klassifizierung Festland-/Schelfeis von dünnem Meereis unterscheiden und das Eis, welches als N klassifiziert wird, scheint auch dünnes Eis zu sein, wobei es nicht nur Nilas ist, sondern eine Mischung der verschiedenen Eistypen dünnen Eises wie Frazil-, Grease-Eis, Nilas und graues Eis. Solange man nur das als N klassifizierte Eis betrachtet, scheint der Eisdickenalgorithmus zu funktionieren. Da das als G1 klassifizierte Eis anscheinend zum großen Teil dickes Eis ist, für das das Rückstreumodell nicht gilt, funktioniert die Eisdickenbestimmung nicht.

## 6.3.2. Region Laptev-See-Polynja

### 6.3.2.1. Allgemein

In Abb. 6.3.9 sind drei kalibrierte, quasisimultane und geolokalisierte SAR-Bilder der Laptev-See-Polynja vom 15.4.2009 gezeigt. Eine Übersichtskarte der Region mit dem geographischen Ort der SAR-Bilder ist in Abb. 6.3.10 gezeigt. Abb. 6.3.9 (links) zeigt den Ausschnitt aus einem mit Envisat ASAR im Wide-Swath-Modus aufgenommenen Bild mit einer Auflösung von  $150\text{ m} \times 150\text{ m}$  ( $\hat{=}$  Pixelgröße  $75\text{ m} \times 75\text{ m}$ ). Aufgenommen worden ist der NRCS der hh-Polarisation im C-Band. Die Blickrichtung ist in nordöstlicher Richtung und die Flugrichtung ist um  $90^\circ$  versetzt in nordwestlicher Richtung. In Abb. 6.3.9 (links) sind die beiden Richtungen durch die roten Pfeile angezeigt. Der Einfallswinkel wird parallel zur Blickrichtung von  $36^\circ$  auf  $37^\circ$  flacher. Die Abb. 6.3.9 (mitte) und (rechts) zeigen die NRCS der vv-Polarisation und der hh-Polarisation im X-Band, die gleichzeitig mit TSX im Scan-SAR-Narrow-Modus aufgenommen worden sind. Sie haben eine ursprüngliche Auflösung von  $8\text{ m} \times 8\text{ m}$ ; sie sind für die Kombination mit dem ASAR-Bild auf eine Auflösung von  $150\text{ m} \times 150\text{ m}$  ( $\hat{=}$  Pixelgröße  $75\text{ m} \times 75\text{ m}$ ) gemittelt. Die Blickrichtung ist ebenfalls in nordöstliche Richtung und die Flugrichtung in nordwestlicher Richtung (rote Pfeile in Abb. 6.3.9). Der Einfallswinkel wird parallel zur Blickrichtung von  $42^\circ$  auf  $43^\circ$  flacher.

Auf der Karte (Abb. 6.3.10) ist einerseits der Ausschnitt des gesamten ASAR-Bildes gezeigt (blaues Rechteck) und andererseits der überlappende Ausschnitt (grünes Rechteck) des ASAR- und des TSX-Bildes gezeigt. Der Zeitversatz zwischen dem ASAR-Bild und den TSX-Bildern beträgt ca. 4 h, wobei die TSX-Bildern zuerst aufgenommen worden sind. Da die Variation des Einfallswinkel für die drei Bilder sehr klein ist, wird keine Winkelkorrektur benötigt. Für die drei Bilder wird jeweils der mittlere Einfallswinkel bei der Klassifizierung und bei der Eisdickenbestimmung genutzt. Der mittlere Einfallswinkel des ASAR-Bildes  $\bar{\theta}_{ASAR}$  beträgt  $37^\circ$  und der der TSX-Bilder  $\bar{\theta}_{TSX}$  beträgt  $43^\circ$ .

Wie schon bei der Region Neumayer-Station werden vor der Klassifizierung und Eisdickenbestimmung die SAR-Bilder untersucht. Um besser einschätzen zu können, was in den SAR-Bildern (Abb. 6.3.9) zu sehen ist, ist in Abb. 6.3.11 das gesamte ASAR-Bild gezeigt. Der

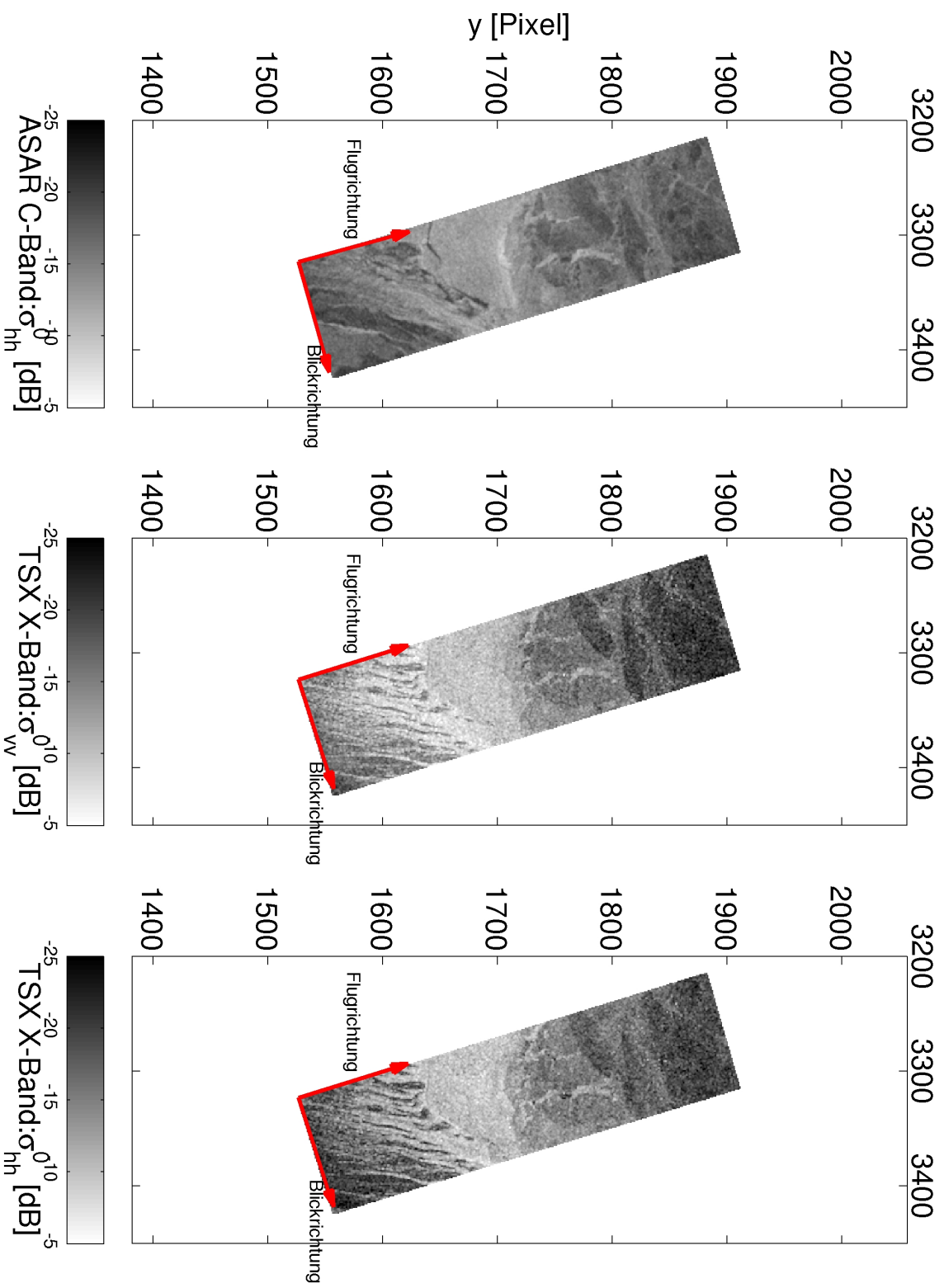


Abbildung 6.3.9.: SAR-Bilder für die Region Laptev-See-Polynja. (links) ASAR lh-Polarisation, (mitte) TSX vv-Polarisation, (rechts) TSX hh-Polarisation.

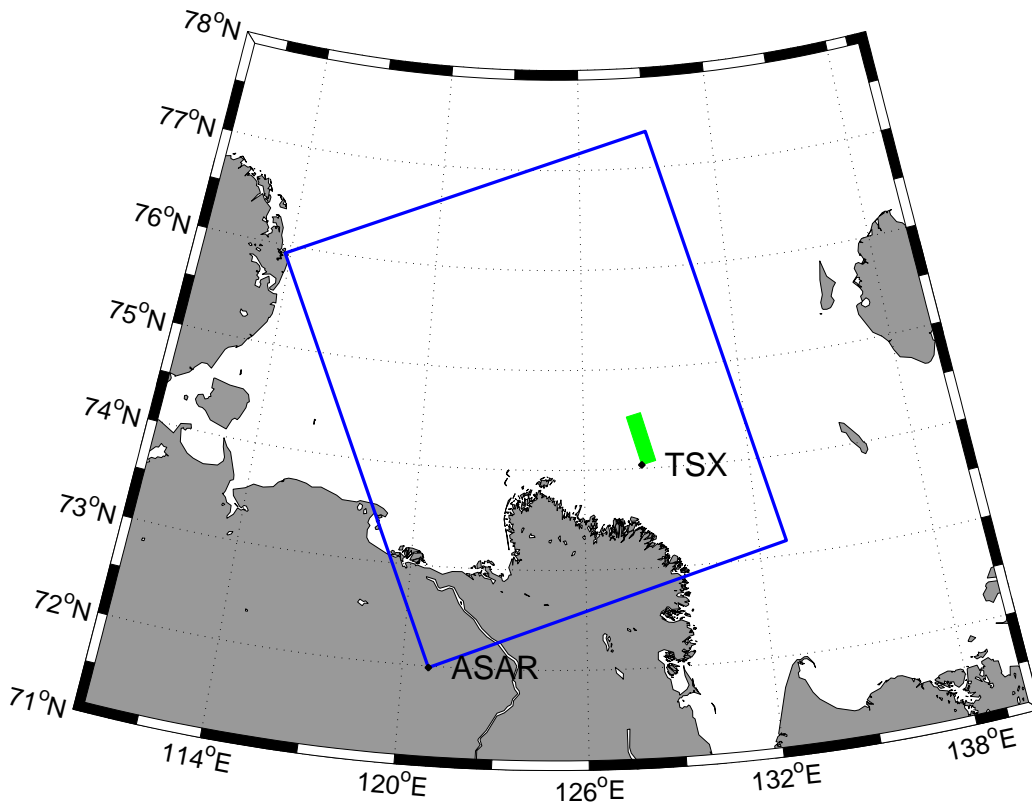


Abbildung 6.3.10.: Karte der Region Laptev-See-Polynja. Das blaue Rechteck zeigt die Größe des eigentlichen ASAR-Bildes (Abb. 6.3.11) an. Das grüne Rechteck gibt die Größe der TSX-Bilder und somit die Größe des Ausschnitts der in Abb. 6.3.9 gezeigten SAR-Bildern an.

in Abb. 6.3.9 (links) gezeigte Ausschnitt ist mit dem grün umrandeten Rechteck markiert. In der Mitte des Bildes ist die von West nach Ost schlängelnde Laptev-See-Polynja zu sehen. Teilweise sind die nordwärts gerichteten hellen und dunklen Streifen zu erkennen, die typisch für eine windgetriebene Polynja wie die Laptev-See-Polynja sind (Liu u. a., 1997; Dokken u. a., 2002; Wilmes u. a., 2010). Die Polynja hat zum Land hin (südwärts) eine scharfe Kante, wodurch die Polynja vom Küstenfesteis abgegrenzt ist. Nördlich der Polynja ist das sich frei bewegende Packeis. Die Grenze der Polynja zum Packeis ist dabei weniger scharf als zum Küstenfesteis.

Mit den Untersuchungen von Wilmes u. a. (2010) und Krumpen u. a. (2011) und mit dem gesamten ASAR-Bild (Abb. 6.3.11) lassen sich die in Abb. 6.3.9 gezeigten SAR-Bilder visuell in vier Gebiete einteilen (siehe Abb. 6.3.12).

Gebiet 1 (blau) Das Gebiet unten rechts mit im C-Band und für die vv-Polarisation im X-Band mittelstarken NRCS und für die hh-Polarisation im X-Band eher schwächeren NRCS (blaue Linien, Abb. 6.3.13). Ausgehend von Abb. 6.3.11 und der operationellen Eiskarte<sup>13</sup> vom russischen Arctic and Antarctic Research Institute, lässt sich mit Sicherheit sagen, dass das Eis in Gebiet 1 Küstenfesteis ist. Dieses hat zum Zeitpunkt der SAR-Aufnahme wahrscheinlich seine maximale Dicke von  $> 1$  m erreicht.

Gebiet 2 (grün) Der untere Teil der SAR-Bilder in Abb. 6.3.9 bis ungefähr zur Koordinate  $y = 1625$ , der im X-Band mehr als im C-Band aus nordwärts gerichteten Streifen mit höheren (hell) und niedrigeren (dunkel) NRCS besteht. Das ist eine typische Eigenschaft von windgetriebenen Polynjen. Die hell-dunkel-Variation kommt daher, dass durch den Wind Langmuir-Zirkulationen angeregt werden, was zur streifenförmigen Anordnung von Frazil-Eis und von Grease-Eis führt. Mit zunehmender Entfernung von der Festeiskante tritt zusammenhängendes dünnes Eis wie z. B. Nilas auf. Durch die Wechselwirkung mit Wind und Wellen kann es in den streifenförmigen Bereichen zur Bildung von Pfannkucheneis kommen (Dokken u. a., 2002). Die hellen Streifen sind vermutlich Grease-Eis und die dunklen Streifen vermutlich offenes Wasser eventuell mit Frazil-Eis, da die NRCS der dunklen Streifen ( $\sigma_{vv,X}^0 \approx -18$  dB,  $\sigma_{hh,X}^0 \approx -16$  dB) im X-Band den NRCS von offenem Wasser (D. Thomson, JHU-APL, persönliche Mitteilung, (2009) in Brath u. a. (2012)) bei einer Windgeschwindigkeit (Tagesmittel) von  $6,4 \text{ ms}^{-1}$  (Susanne Adams, Uni-Trier, persönliche Mitteilung, 2012) entsprechen. Bei starkem Wind kann es umgekehrt sein, nämlich dass die helleren Streifen offenes Wasser sind und die dunkleren das Meereis. Aber wie eben geschrieben ist anzunehmen, dass die helleren Streifen Meereis sind. Ein weiteres Indiz dafür ist, wenn auch nicht zwingend, dass die niedrigsten NRCS nahe an der Festeisgrenze liegen, wo in

<sup>13</sup><http://www.aari.ru/resources/d0015/arctic/gif.en/2009/20090415.GIF>

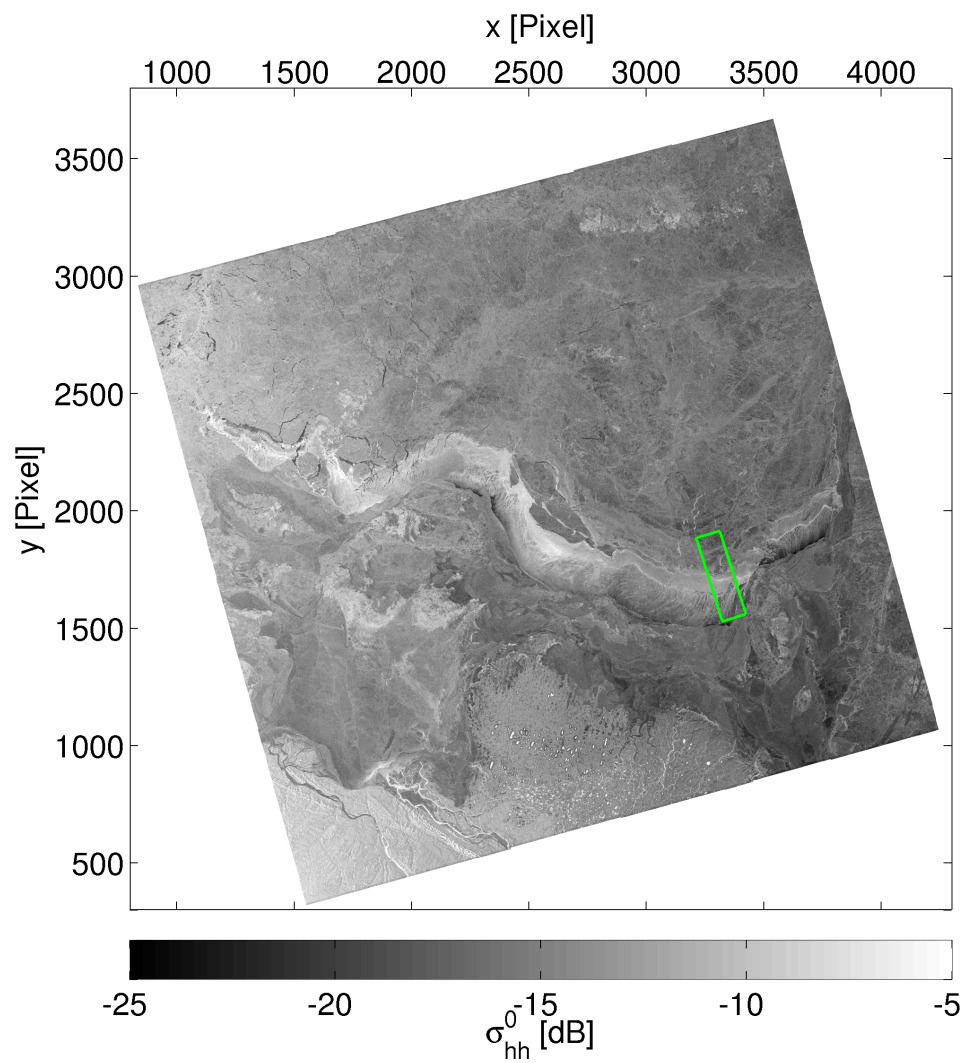


Abbildung 6.3.11.: ASAR-Aufnahme der Region Laptev-See-Polynja. Das grün umrandete Rechteck gibt den Ausschnitt der in Abb. 6.3.9 gezeigte SAR-Bilder an.

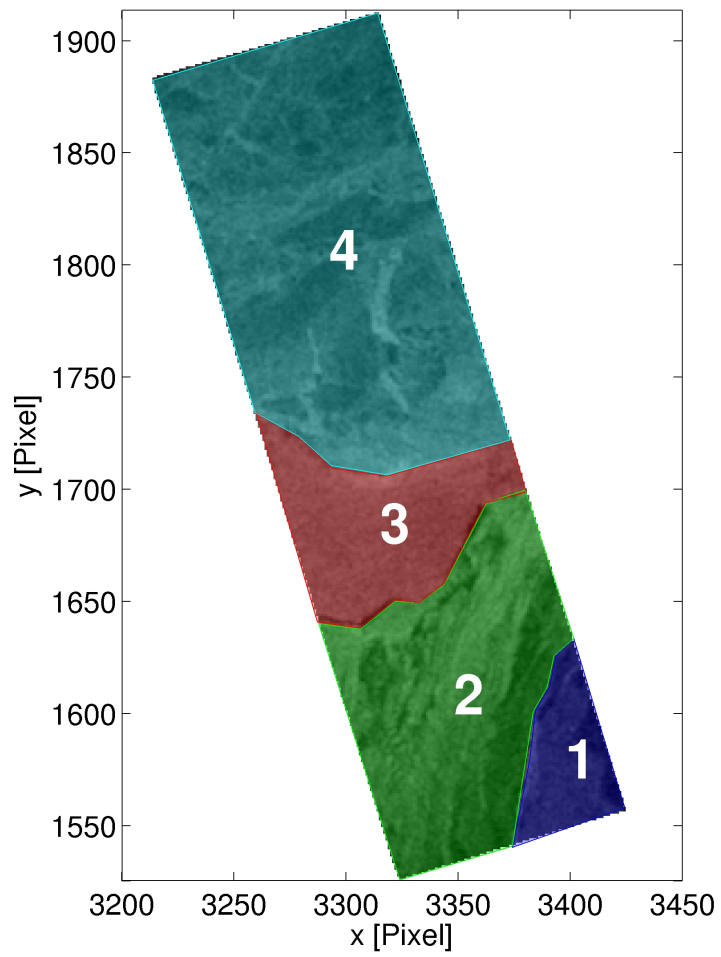


Abbildung 6.3.12.: ASAR-Bild mit der Aufteilung der Gebiete der Region Laptev-See-Polynja.



der Regel das offenen Wasser zu finden ist. Untersuchungen durch Wilmes u. a. (2010) im Jahr 2008 zur annähernd gleichen Jahreszeit in der Laptev-See haben gezeigt, dass die Eisdicke für solch streifenförmiges Eis  $< 0,1$  m ist.

Gebiet 3 (rot) Der mittlere Teil der SAR-Bilder in Abb. 6.3.9 zwischen den Koordinaten  $y = 1625$  und  $y = 1725$  mit gleichmäßig verteilten hohen NRCS (rote Linien, Abb. 6.3.3). Nach Drucker u. a. (2003) und Dokken u. a. (2002) bestehen solche Bereiche aus zwischen dem festeisnahen Bereich mit streifenförmiger Anordnung von dünnem Meereis und dem festeisfernen Bereich mit dickerem Packeis typischerweise aus zusammen/übereinander geschobenem, verfestigtem Frazil- und Grease-Eis. Nach Wilmes u. a. (2010) kann für solch ein Gebiet als Eisdicke von  $\mathcal{O}(0,1 \text{ m})$  angenommen werden.

Gebiet 4 (cyan) Der obere Teil der SAR-Bilder in Abb. 6.3.9 ab der Koordinate  $y = 1725$  mit mittelstarken NRCS (cyanfarbene Linien, Abb. 6.3.3). Teilweise ist eine schollenartige Struktur zu erkennen. Anhand der Küstenferne (Abb. 6.3.11) kann angenommen werden, dass es zumindest kein sehr dünnes Eis ( $< 0,1$  m) ist, sondern zum einen Teil von der vorherigen Öffnung der Laptev-See-Polynja stammt und zum anderen Teil vermutlich sich frei bewegendes Packeis ist. Die Untersuchung von Wilmes u. a. (2010) zeigt, dass zumindest der Teil, der von der vorherigen Öffnung stammt, Eisdicken zwischen  $0,10$  m und  $0,30$  m haben kann, was im Eisdickenbereich des dünnen Eises ( $< 0,30$  m) liegt. Das frei bewegende Packeis kann aber auch Eisdicken  $> 0,30$  m haben.

In Abb. 6.3.13 sind die Verteilungen der NRCS der in Abb. 6.3.9 gezeigten SAR-Bilder dargestellt. Die Verteilungen des jeweils gesamten Bildes (schwarze, gestrichelte Linien) zeigen im X-Band eine ausgeprägte bimodale Struktur. Im C-Band zeigt sich auch eine bimodale Struktur, wenn sie auch wesentlich weniger stark ausgeprägt ist. Der Modalwert mit der größeren relativen Häufigkeit liegt im C-Band bei  $-17$  dB und der mit geringeren relativen Häufigkeit liegt bei  $-13$  dB. Für die vv-Polarisation im X-Band liegen sie bei  $-15$  dB und  $-10$  dB, wobei Modalwerte fast gleich häufig sind. Für die hh-Polarisation im X-Band liegen sie bei  $-16$  dB und  $-10$  dB. Der niedrigere Modalwert hat dabei eine leicht höhere relative Häufigkeit. Der Dynamikbereich im C-Band liegt zwischen  $-22$  dB und  $-10$  dB und im X-Band für beide Gleichpolarisationen zwischen  $-26$  dB und  $-5$  dB. Im Vergleich zur Verteilung im C-Band ist die Verteilung im X-Band wesentlich breiter und der Dynamikbereich ist größer. Anhand der Gesamtverteilungen lassen sich die einzelnen Gebiete trotz der bimodalen Struktur nur schwer auseinanderhalten. Für die hh-Polarisation im C-Band gilt, dass die NRCS der Gebiete 1, 2 und 4 (blaue, grüne und cyanfarbene Linien in Abb. 6.3.13) zu einer Verteilung verschmieren und nur die NRCS des Gebietes 3 hervorstechen und somit den zweiten, höheren, Modalwert verursachen. Für die vv-Polarisation im X-Band zeigt sich, dass die Gebiete 1 und 4 (blaue und cyanfarbene Linien in Abb. 6.3.13) den kleineren Modalwert verursachen und die Gebiete

2 und 3 (grüne und rote Linien in Abb. 6.3.13) den größeren Modalwert verursachen. Bei der hh-Polarisation im X-Band wird der kleinere Modalwert mehr durch Gebiet 1 und 4 verursacht und der größere Modalwert durch Gebiet 3. Durch die große Breite der Verteilung des Gebiets 2 teilt sich diese auf beide Modalwerte aus. Im Vergleich zu der Verteilung der vv-Polarisation im X-Band für das Gebiet 2 ist die Verteilung der hh-Polarisation viel breiter, was sich am stärkeren Kontrast der Streifen in Abb. 6.3.9 (rechts) zeigt.

In Abb. 6.3.13 ist zusätzlich noch die Verteilung des Polarisationsverhältnisses  $r_{vv/hh}$  der beiden Gleichpolarisationen im X-Band gezeigt,

$$r_{vv/hh} = \sigma_{vv,X}^0 / \sigma_{hh,X}^0 \quad (6.3.1)$$

mit  $\sigma_{vv,X}^0$  dem NRCS der vv-Polarisation und  $\sigma_{hh,X}^0$  dem NRCS der hh-Polarisation im X-Band. Die Verteilung für das gesamte Bild (schwarze, gestrichelte Linie) hat eine angedeutete bimodale Struktur. Der häufigere Modalwert liegt bei  $-0,5$  dB und der angedeutete bei  $3$  dB. Auffallend ist, dass die Verteilung sehr breit ist und der damit einhergehend hohe Anteil an negativen Polarisationsverhältnissen. Das ist merkwürdig, da eigentlich zu erwarten ist, dass das Polarisationsverhältnis  $\geq 0$  dB ist. Die negativen Polarisationsverhältnisse tauchen fast nur in den Gebieten 3 und 4 auf, während das Polarisationsverhältnis in den Gebieten 1 und 2 durchweg positiv ist. Ein Grund für den hohen Anteil an Werten mit negativem Polarisationsverhältnis kann der sein, dass für gewisse Eistypen das Polarisationsverhältnis nahe  $0$  dB ist und die NRCS im X-Band stark verrauscht sind. Ein möglicher Grund dafür, dass das Polarisationsverhältnis nahe  $0$  dB ist, kann einerseits der sein, dass die Rückstreuung hauptsächlich durch Volumenstreuung verursacht wird wie zum Beispiel bei dickem Eis oder andererseits dass die Rückstreuung hauptsächlich durch die Streuung an einer sehr rauhen Oberfläche verursacht wird (siehe Abschnitt 5.5).

### 6.3.2.2. Klassifizierung

Für die Klassifizierung stehen drei verschiedene NRCS (ASAR:  $\sigma_{hh,C}^0$ , TSX:  $\sigma_{vv,X}^0$  und  $\sigma_{hh,X}^0$ ) pro Pixel zur Verfügung. Für die Klassenmatrizen (siehe Abschnitt 4.1) wird wie schon bei der Klassifizierung der Region Neumayer-Station (Abschnitt 6.3.1.2) der aus den Regressionen bestimmte Zusammenhang zwischen Einfallswinkel und NRCS für den jeweiligen Oberflächentyp genutzt (siehe Gl. 4.2.1 und Tabelle 4.1). Nach diesem Zusammenhang werden die Klassenmatrizen berechnet. Die Klassenmatrizen sind  $3 \times 3$ -Matrizen mit den mit Gl. 4.2.1 berechneten NRCS als Diagonalelemente. Die Nebendiagonalelemente sind null. Gemäß der Metrik (Gl. 4.1.16) werden die Bilder klassifiziert.

Abb. 6.3.14 zeigt das Ergebnis der Klassifizierung und um es schon einmal vorwegzunehmen, dass die Klassifizierung für das Gebiet der Laptev-See-Polynja nicht funktioniert. Die Szene wird durchgängig als ein Gebiet mit G1 klassifiziert, das in der Mitte von einem dicke-

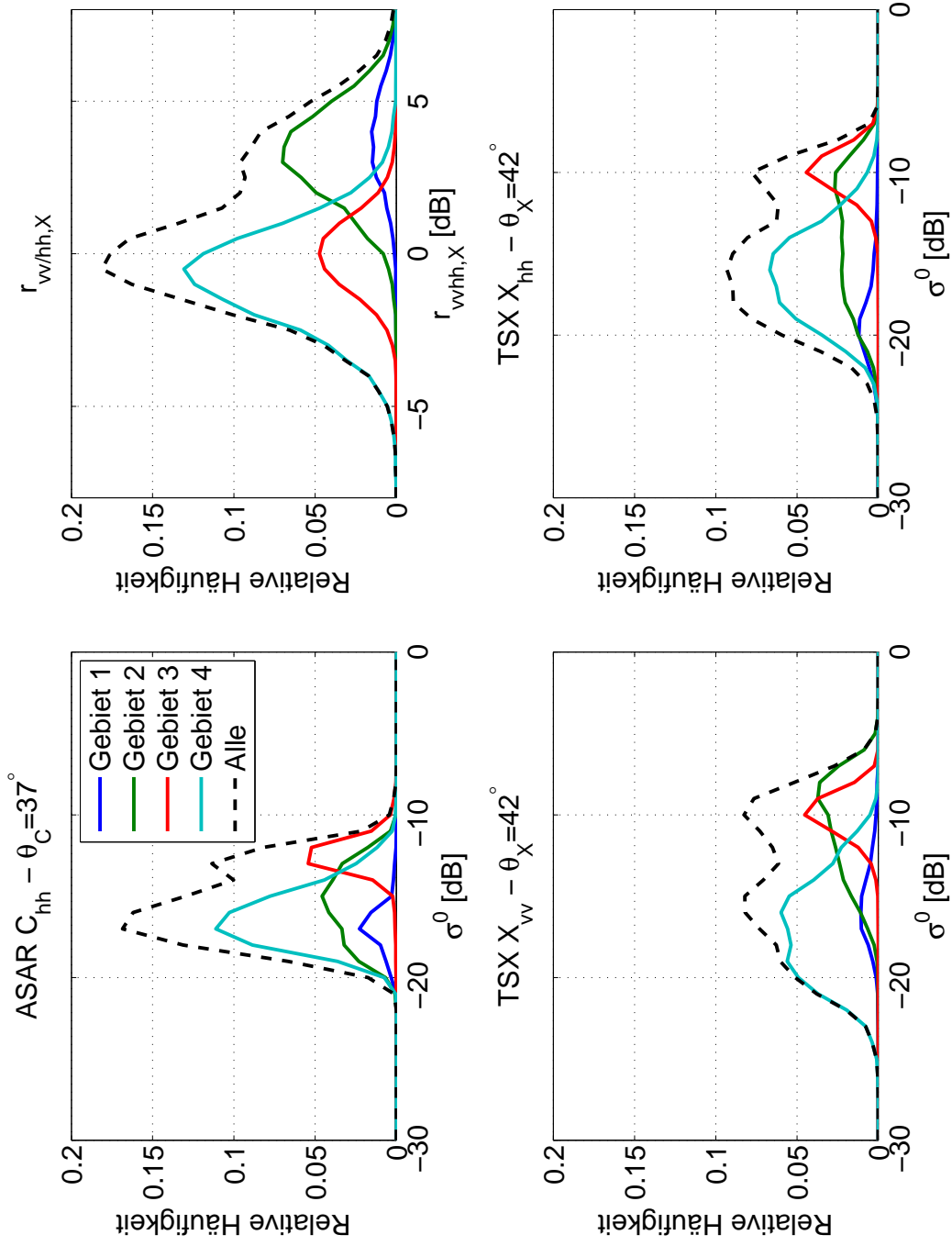


Abbildung 6.3.13.: Verteilungen der NRCS (ASAR:  $\sigma_{hh,C}^0$ , TSX:  $\sigma_{vv,X}^0$  und  $\sigma_{hh,X}^0$ ) und des Polarisationsverhältnisses  $r_{vv/hh} = \sigma_{vv,X}^0 / \sigma_{hh,X}^0$  für die Gebiete 1 bis 4.

rem Bereich mit OI durchtrennt ist. Innerhalb des Gebietes mit GI gibt es noch kleine bis mittelgroße Einschlüsse mit N.

Das Gebiet 1 wird nach der Klassifizierung als Gebiet mit N und GI klassifiziert. Nach den vorangegangenen Überlegungen über das Gebiet 1 in Abschnitt 6.3.2.1, ist dieses Gebiet Küstenfesteis und kein dünnes Eis, wofür die in Abschnitt 4.1 definierten Klassen N und GI eigentlich stehen sollten. Die Klassifizierung für das Gebiet 1 führt also nicht zum gewünschten Resultat.

Nach der Klassifizierung soll das Gebiet 2 hauptsächlich aus GI mit streifenförmigen Bereichen von OI bestehen. Teilweise gibt es noch kleinere Bereiche die als N klassifiziert sind. Der Vergleich der Klassifizierung mit den NRCS (Abb. 6.3.9) ergibt, dass die Bereiche mit hohen NRCS als OI und die mit niedrigen NRCS als GI klassifiziert sind. Nach Abschnitt 6.3.2.1 ist davon auszugehen, dass das Gebiet 2 aus Bereichen mit dünnem Meereis (Grease-Eis) und Bereichen mit offenem Wasser besteht, die sich streifenförmig abwechseln, wobei die Bereiche mit dünnem Meereis die größeren NRCS und die Bereiche mit offenem Wasser die geringeren NRCS haben. Dementsprechend folgt, dass die Klassifizierung falsch liegt.

Das Gebiet 3 besteht nach der Klassifizierung fast ausschließlich aus OI. Auch hier lässt sich mit dem Wissen über die Laptev-See-Polynja (siehe Abschnitt 6.3.2.1) nur sagen, dass die Klassifizierung falsch ist. Das als OI klassifiziert Eis ist sehr wahrscheinlich zusammengeschobenes/verfestigtes Frazil- und Grease-Eis, aber mit Sicherheit kein dickes bzw. altes Eis.

Bleibt noch Gebiet 4, dieses wird hauptsächlich als GI klassifiziert mit größeren Bereichen mit N und kleineren Bereichen mit OI. Die Bereiche die als N klassifiziert sind, sind im wesentlichen die schollenartigen Strukturen mit niedrigen NRCS (SAR-Bilder in Abb. 6.3.9). Angenommen die Klasse GI repräsentiere die WMO-Eisklassen (Anhang A.1) graues Eis und grau-weißes Eis, dann ergibt es zumindest teilweise Sinn, dass große Bereiche des Gebietes 4 als GI klassifiziert werden. Wie in Abschnitt 6.3.2.1 geschrieben können für Teile des Gebietes 4 Eisdicken zwischen 0,10 m und 0,30 m angenommen werden, was der Eisdickenbereich von grauem und grau-weißem Eis ist. Auffällig ist, dass gerade die küstenfernen Bereiche als Nilas klassifiziert werden. Dies ergibt keinen Sinn, da angenommen werden kann, dass für den Bereich der Polynja die Eisdicke mit zunehmender küstenferne zunimmt (Martin u. a., 2004; Wilmes u. a., 2010). Das steht aber im Widerspruch zur Klassifizierung, da Nilas gemäß Definition dünner ist als graues bzw. grau-weißes Eis. Damit folgt, dass die Klassifizierung im Gebiet 4 wahrscheinlich nicht funktioniert.

Aber warum scheint die Klassifizierung für die Laptev-See-Polynja komplett zu versagen, obwohl im Vergleich zur Region Neumayer-Station sogar ein zusätzlicher NRCS zur Verfügung steht? Hierfür spielen hauptsächlich zwei Gründe eine Rolle:

1. Wie schon für bei der Klassifizierung für die Region Neumayer-Station (Abschnitt 6.3.1.2) sind es die Umweltbedingungen. Die hier verwendeten SAR-Aufnahmen sind zu Beginn des arktischen Frühlings gemacht worden. Die über den Tag gemittelte Luft-

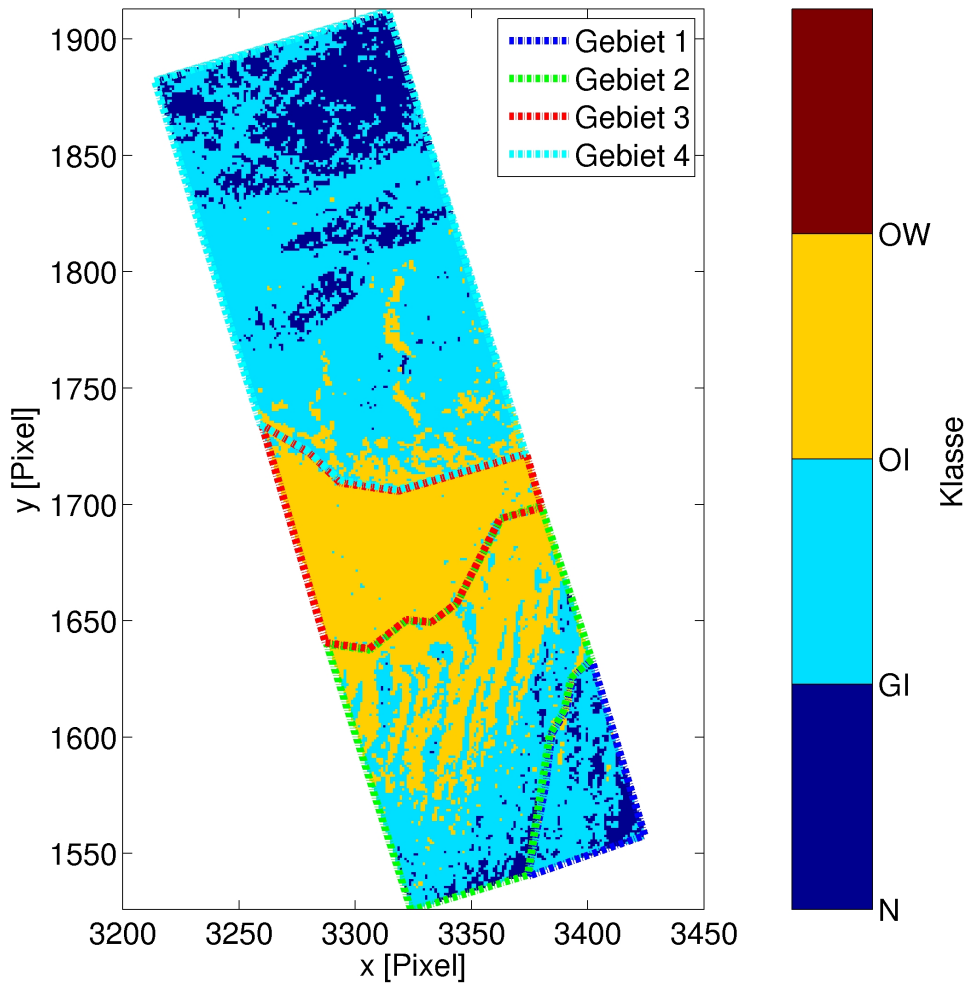


Abbildung 6.3.14.: Ergebnis der Klassifizierung der in Abb. 6.3.9 gezeigten SAR-Bilder. Zusätzlich sind noch mit den gestrichelten Linien die vier Gebiete aus Abb. (6.3.12) angedeutet.

temperatur vom 15.4.2009 betrug  $-16^{\circ}\text{C}$  (Susanne Adams, Uni-Trier, persönliche Mitteilung, 2012). Die Umgebungstemperaturen entsprechen daher eher Winterbedingungen als den Bedingungen zum Ende des Sommer bzw. zum Beginn des Herbstes, wie sie bei den Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen vorherrschend gewesen sind (Abb. 6.2.1). Wie in Abschnitt 4.2 und 5.5 beschrieben, kann das Rückstreuverhalten für verschiedene Jahreszeiten wie Umgebungstemperaturen stark variieren. Das heißt, dass selbst wenn Eis mit ähnlicher Dicke und Rauigkeit wie bei den Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen vorliegt, kann sich das Rückstreuverhalten durch die anderen Umgebungstemperaturen so stark unterscheiden, dass es nicht erkannt wird.

2. Das in der Laptev-See-Polynja vorkommenden Meereis und das Meereis der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen sind zu verschieden. Ein Beispiel, Gebiete mit ausgeprägter Langmuir-Zirkulation und mit dementsprechend abwechselnden Bereichen von offenem Wasser, welches eventuell mit Frazil-Eis versetzt ist, und Grease-Eis sind während der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen nicht vorhanden gewesen. Außerdem hat es während der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen keine Gebiete mit zusammengeschobenen/verfestigtem Frazil- und Grease-Eis gegeben. Da diese Eistypen während der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen nicht vorhanden gewesen sind, gibt es keine entsprechenden Klassenmatrizen, weshalb diese Eistypen mit den aus den Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen gegebenen Klassenmatrizen nicht richtig klassifiziert/identifiziert werden.

Abgesehen davon stehen im Vergleich zur Multi<sup>3</sup>Scat-Klassifizierung nur drei NRCS zur Verfügung stehen. Entscheidender sind aber die beiden zuvor genannten Gründe, weil die gleiche Anzahl an NRCS wie bei der Multi<sup>3</sup>Scat-Klassifizierung das Ergebnis nicht verbessern, wenn die zur Verfügung stehenden Klassenmatrizen nicht den vorkommenden Eistypen entsprechen.

### 6.3.2.3. Eisdicke

Eigentlich ist gedacht, mit der Klassifizierung die Gebiete mit dünnem Meereis<sup>14</sup> herauszufiltern und für diese Gebiete die Eisdicke zu bestimmen, da nur für dieses Eis das Modell gilt. Da die Klassifizierung für die Laptev-See-Polynja jedoch nicht funktioniert, wird die Eisdicke für die gesamte Szene berechnet. Nach Abschnitt 6.3.2.1 sollte ein Großteil der Szene aus dünnem Eis bestehen.

Wie bei der Eisdickenbestimmung für die Region Neumayer-Station (Abschnitt 6.3.1.3) wird der Temperaturbereich für die Oberflächentemperatur  $T_{s,dmax}$  der maximalen Eisdicke des Algorithmus  $d_{max} = 0,5\text{ m}$  auf den Bereich von 250 K bis 265 K angepasst<sup>15</sup> (siehe Abschnitt 6.3.2.2). Abgesehen davon erfolgt die Eisdickenbestimmung wie in Abschnitt 6.1.1 beschrieben

<sup>14</sup>Nach Definition aus Kapitel 4, N und GI.

<sup>15</sup>Auch wenn die Lufttemperatur ( $-16^{\circ}\text{C}$ ) bekannt ist, ist es trotzdem sinnvoll einen größeren Temperaturbereich für mögliche Oberflächentemperaturen  $T_{s,dmax}$  anzunehmen, da aus der Lufttemperatur ohne weitere Kenntnisse der Wärmeflüsse die Oberflächentemperatur des Meereises **nicht** abgeleitet werden kann. Dementsprechend ist es sinnvoller einen größeren Temperaturbereich anzunehmen.

Temperaturbereich	$T_{s,dmax}$	$250 \text{ K} \leq T_{s,dmax} \leq 265 \text{ K}$
Frequenz (ASAR)	$f_{asar}$	5,33 GHz
Frequenz (TSX)	$f_{tsx}$	9,65 GHz
Einfallswinkel (ASAR)	$\bar{\theta}_{ASAR}$	37°
Einfallswinkel (TSX)	$\bar{\theta}_{TSX}$	43°

Tabelle 6.9.: Zur Tabelle 6.1 abweichende Größen für die Eisdickenbestimmung in der Region Laptev-See-Polynja.

nur mit dem Unterschied, dass die hh-Polarisation im C-Band und beide Gleichpolarisationen im X-Band genutzt werden und dass der Einfallswinkel für beide Frequenzen unterschiedlich ist. In Tabelle 6.9 sind die abweichenden Größen noch einmal zusammengefasst. Abb. 6.3.15 (links) zeigt die ermittelten Eisdicken und Abb. 6.3.15 (rechts) die Eisdickenverteilung der gesamten Szene (schwarze, gestrichelte Linie) und die der Gebiete 1 bis 4 (farbige Linien). Die Eisdickenverteilungen der gesamten Szene wie die der einzelnen Gebiete, sind mit der Gesamtanzahl der Pixel normiert.

**Gebiet 1** Die ermittelte Eisdicke im Gebiet 1 (blaue Linie, Abb. 6.3.15 (rechts)) liegt zwischen 0,02 m und 0,3 m, wobei der größte Teil zwischen 0,05 m und 0,2 m liegt, was sich im dunklen Grau in Abb.6.3.15 (links) widerspiegelt. Die Eisdickenverteilung ist rechtsschief und hat einen Modalwert von 0,08 m. Nach Abschnitt 6.3.2.1 gilt, dass das Meereis in Gebiet 1 kein dünnes Eis (Eisdicke < 0,3 m) ist, sondern dickes Küstenfesteis. Die ermittelte Eisdicke ist also falsch.

**Gebiet 2** Im Gebiet 2 liegt die ermittelte Eisdicke zwischen 0,01 m und 0,22 m (grüne Linie, Abb. 6.3.15 (rechts)). Die Verteilung ist stark rechtsschief und hat eine leicht bimodale Struktur. Der zweite Modalwert tritt nur leicht hervor. Die beiden Modalwerte sind 0,01 m und 0,07 m, wobei der niedrige Modalwert sehr viel häufiger ist. Insgesamt sind 50% der Eisdicken < 0,04 m. Auch in den Eisdicken (Abb. 6.3.6 (links)) zeigt sich wie schon bei den NRCS (Abb. 6.3.9) eine streifenförmige Struktur. Der Vergleich von Abb. 6.3.15 (links) mit den SAR-Bildern in Abb. 6.3.9 zeigt, dass die niedrigen Eisdicken mit den hohen NRCS zusammenfallen. Das ist sinnvoll, da nach Abschnitt 6.3.2.1 anzunehmen ist, dass die Bereiche mit hohen NRCS im Gebiet 2 dünnes Eis sind. Die Bereiche mit niedrigen NRCS fallen mit den dickeren Eisdicken zusammen. Das ist unglücklich, weil anzunehmen ist, dass diese Bereiche offenes Wasser sind. Es ist nicht verwunderlich, dass die ermittelte Eisdicke für die Bereiche des offenen Wassers keinen Sinn ergibt. Das Rückstreuemodell bzw. der Eisdickenalgorithmus ist für dünnes Meereis gedacht. Wenn jedoch kein dünnes Meereis vorliegt, ist klar, dass die ermittelte Eisdicke keinen Sinn ergeben muss. Nichtsdestotrotz liegen die ermittelten Eisdicken, wenn die Bereiche mit offensichtlich offenem Wasser außen vor gelassen werden, im realistisch möglichen Bereich.

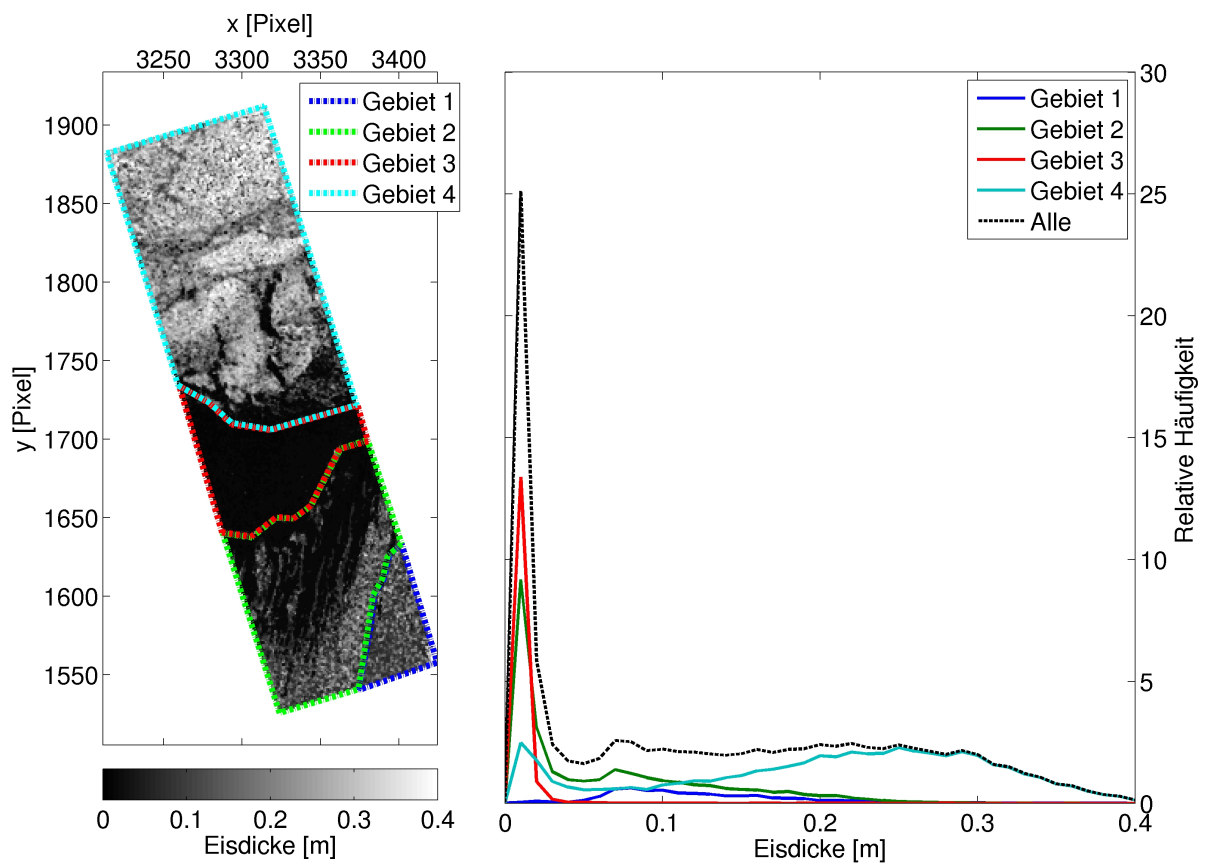


Abbildung 6.3.15.: (links) Ermittelte Eisdicke der Region Laptev-See-Polynja und (rechts) Verteilung der ermittelten Eisdicke für das gesamte Bild (schwarze, gestrichelte Linie) und die Gebiete 1 bis 4 (bunte Linien).



**Gebiet 3** Die ermittelte Eisdicke im Gebiet 3 (rote Linie, Abb. 6.3.15 (rechts)) liegt zwischen 0,01 m und 0,03 m und die Eisdickenverteilung hat einen Modalwert von 0,01 m. Die Breite der Verteilung ist im Vergleich zu den anderen Gebieten viel schmaler, andererseits sind die NRCS-Verteilungen (Abb. 6.3.13) für das Gebiet 3 ebenfalls sehr schmal. Wie schon in Gebiet 2 fallen hohe NRCS mit niedrigen Eisdicken zusammen. Das ist soweit sinnvoll, da nach Abschnitt 6.3.2.1 für das Gebiet 3 angenommen werden kann, dass es aus dünnem Meereis besteht. Nach Wilmes u. a. (2010) kann erwartet werden, dass die Eisdicke für einen Bereich wie das Gebiet 3 größer sein sollte als die Eisdicke im Gebiet 2 (ohne die Bereiche offenen Wassers) und dass die ermittelte Eisdicke bei  $\mathcal{O}(0,1\text{ m})$  sein sollte. Dementsprechend liegt die Vermutung nahe, dass die Eisdicke in Gebiet 3 unterschätzt wird.

Auffällig ist, dass im Gebiet 3 das Polarisationsverhältnis im Mittel null ist (Abb. 6.3.3). Ein niedriges Polarisationsverhältnis ist ein Indiz für eine sehr raue Oberfläche. Womöglich ist die Oberfläche im Gebiet 3 so rau, dass sie außerhalb des Rauigkeitsbereichs des Modells bzw. des Algorithmus liegt. Des Weiteren kann wie in Abschnitt 6.3.2.1 beschrieben das Meereis in Gebiet 3 aus übereinander geschobenen Schollen dünnen Eises bestehen. Diese übereinander geschobenen Eisschollen können eine höhere Rauigkeit als das im Modell angenommene Meereis (siehe Abschnitt 5.1) haben. Zusätzlich gelten in Folge der Überlagerung der Schollen die Modellannahmen nicht mehr. Das Rückstreumodell geht von nur einer einzelnen Meereisschicht aus. Die Überlagerung von Eisschollen führt unter anderem zu einem anderen Zusammenhang zwischen dem Salzgehalt und der Eisdicke. Des Weiteren besteht die Möglichkeit, dass sich zwischen den übereinander geschobenen Eisschollen Meerwasser befindet. Beides führt zusammen mit der höheren Rauigkeit zu einem Rückstreuverhalten, welches das Rückstreumodell nicht wiedergeben kann, was eine falsche Eisdicke zur Folge haben kann.

**Gebiet 4** Das Gebiet 4 unterscheidet sich stark in der ermittelten Eisdicke von den anderen drei Gebieten, weil die Eisdickenverteilung (cyanfarbene Linie, Abb. 6.3.15 (rechts)) eine ausgeprägte bimodale Struktur hat und 50% der ermittelten Eisdicken  $> 0,21\text{ m}$  sind. Die ermittelte Eisdicke im Gebiet 4 liegt zwischen 0,01 m und 0,42 m, dabei ist der größte Teil (80%)  $> 0,1\text{ m}$ . Der kleinere Modalwert liegt bei 0,01 m und die Verteilung ist in diesem Bereich sehr spitz und der größere Modalwert liegt bei 0,25 m. Die Verteilung ist in der Umgebung des größeren Modalwerts sehr viel breiter als im Vergleich zum kleineren Modalwert. Der Vergleich der ermittelten Eisdicke (Abb. 6.3.15 (links)) mit den NRCS (Abb. 6.3.9) zeigt, dass die dünnen Eisdicken mit den hohen NRCS zusammenfallen, während die dickeren Eisdicken mit den niedrigen bis mittleren NRCS zusammenfallen. Da das Gebiet 4 den küstenfernen Rand der Polynja darstellt, ergibt es Sinn, dass die ermittelten Eisdicken viel größer als in den Gebieten 2 und 3 sind und dass die ermittelten Eisdicken mit zunehmender Entfernung von der Festeisgrenze ansteigen. In Abb. 6.3.16 ist dazu die zonal gemittelte Eisdicke im Gebiet 4 dargestellt. Die zonal gemittelte Eisdicke steigt von etwa 0,10 m an der küstennahen Seite ( $y = 1725$ ) auf etwa 0,30 m an der küstenfernen Seite der Polynja an.

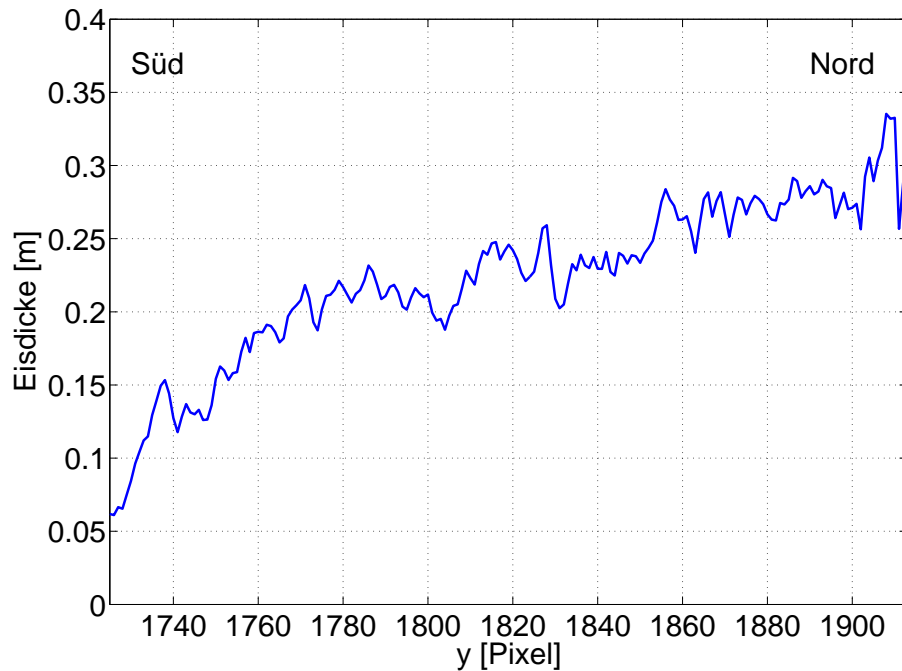


Abbildung 6.3.16.: Die ermittelte Eisdicke in Gebiet 4 (Abb. 6.3.12) der Laptev-See-Polynja zonal (in Ost-West-Richtung) gemittelt, siehe auch Abb. 6.3.15.

Im Großen und Ganzen ist es sinnvoll, dass der größte Teil des Eises in Gebiet 4 eine Eisdicke zwischen 0,1 m und 0,35 m hat, da es im Wesentlichen dem für dieses Gebiet erwartbaren Eisdickenbereich entspricht. (siehe Abschnitt 6.3.2.1). Was das freibewegende Packeis betrifft, lässt sich weniger sagen. Die ermittelte Eisdicke kann einerseits auch für das freibewegende Packeis sinnvoll sein. Andererseits folgt aus der Fehleruntersuchung in Abschnitt 6.1.3, dass die Dicke von Eis mit einer Dicke  $> 0,3$  m vom Eisdickenalgorithmus unterschätzt wird. Daher lässt sich auf Grundlage der gegebenen Daten keinen abschließende Aussage dazu treffen.

#### 6.3.2.4. Zusammenfassung Region Laptev-See-Polynja

Wie bei der Region Neumayer-Station gibt es viel Schatten aber auch Licht. Die Klassifizierung ist für den Bereich der Laptev-See-Polynja komplett gescheitert und liefert keine vernünftigen Ergebnisse. Die Eistypen und die Umweltbedingungen in der Region Laptev-See-Polynja unterscheiden sich zu stark von den Eistypen und Umweltbedingungen der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen, auf denen die Klassifizierung basiert.

Bei den Eisdicken ist es ein wenig differenzierter. Es ergibt Sinn, dass die niedrigen Eisdicken mit den hohen NRCS (Gebiet 2 und 3) zusammenfallen, wobei die Vermutung bleibt, dass die Eisdicke in Gebiet 3 unterschätzt wird. Des Weiteren ist sinnvoll, dass die Eisdicke im küstenfernen Bereich (Gebiet 4) mit zunehmender Entfernung von der Festeiskante ansteigt.

Andererseits sind die Eisdicken für den Bereich des Küstenfesteises (Gebiet 1) offensichtlich falsch und die "Eisdicken" für die offenen Wasserflächen ergeben keinen Sinn. Das ist jedoch kein Fehler des Eisdickenalgorithmus, sondern es liegt daran, dass der Algorithmus und das zugrunde liegende Rückstreumodell nur für dünnes Meereis gültig sind. Daher ist es klar verständlich, wenn diese notwendige Bedingung nicht erfüllt ist, dass die Eisdicken nicht richtig sein können. Eine Frage, die sich bei der Untersuchung der Laptev-See-Polynja stellt, ist die, ob der gültige Rauigkeitsbereich des Modells ausreichend ist.

Das Fazit für die Laptev-See-Polynja ist: "Ohne eine funktionierende Klassifizierung (welcher Art auch immer), die aus den gegebenen NRCS das dünne Eis herausfiltert, ist eine sinnvolle Bestimmung der Dicke von dünnem Meereis (Eisdicke  $< 0,3$  m) mit dem hier verwendeten Modell nicht möglich!"

## 6.4. Zusammenfassung: Eisdicke

Der Test des entwickelten Eisdickenalgorithmus anhand von Simulationen zeigt, dass prinzipiell allein mit der Kenntnis des NRCS, der Frequenz und des Einfallswinkels die Eisdicke von dünnem Meereis bestimmbar ist. Die systematischen Abweichungen liegen bei  $\mathcal{O}(0,07$  m) für Eisdicken  $< 0,3$  m und die statistischen Abweichungen liegen unabhängig von der Eisdicke bei  $\mathcal{O}(0,04$  m). Die Eisdickenbestimmung mit flachen Einfallswinkeln führt dabei zu geringeren Fehlern als mit steilen Einfallswinkeln. Die Kombination von mehreren Frequenzen reduziert die systematische Abweichung um  $\mathcal{O}(0,04$  m) und die zufällige Abweichung um  $\mathcal{O}(0,02$  m). Grundsätzlich zeigt sich, dass Eisdicken bis etwa  $0,3$  m mit dem Verfahren bestimmt werden können. Dies entspricht in etwa der doppelten Eisdicke, die Kwok u. a. (1995) und Shih u. a. (1998) als maximale Eisdicke ermittelt haben, und in etwa der Hälfte, die Nakamura u. a. (2005) als maximale Eisdicke ermittelt haben.

Der Eisdickenalgorithmus ist für 15 verschiedene Frequenzkombination mit jeweils beiden Gleichpolarisationen (vv, hh) auf die beiden langen Messflüge der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen vom 15.9. und vom 17.9.2007 angewendet worden. Die Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen sind zuvor mit der CXKu-Klassifizierung aus Kapitel 4 klassifiziert worden, um die NRCS des dünnen Eises (N und GI) von denen des dicken Meereises (OI) und denen des offenen Wassers (OW) zu trennen. Die Frequenzkombinationen, die das Ku-Band beinhalten (Ku, SKu, CKu, XKu, SCKu, SXKu, CXKu und SCXKu), weisen für das als N klassifizierte Meereis realistische und nachvollziehbare Eisdicken auf, während die Eisdicken der übrigen Kombinationen (S, C, X, SC, SX, CX und SCX) zu groß sind. Auffällig sind dabei die starken Unterschiede zwischen den simulierten und den gemessenen NRCS im X-Band. Diese sind für das als GI klassifizierte Meereis noch größer als für das als N klassifizierte. Die Eisdicken des als GI klassifizierten Meereis sind im Wesentlichen falsch. Das Rückstreumodell kann die komplizierte Eisbedingung des als GI klassifizierten Meereises aufgrund der warmen Temperaturen und der erst sehr spät einsetzenden Gefrierperiode nicht wiedergeben.

Die Anwendung der Klassifizierung auf Grundlage der Ergebnisse der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen auf quasisimultane (4 h Zeitversatz) SAR-Bilder im C- und X-Band für den Bereich der Region um die Neumayer-Station des AWI (Antarktis) und für den Bereich der Laptev-See-Polynja (Arktis) hat zum größten Teil nicht funktioniert. Einzig die Klassifizierung der NRCS als N in der Region der Neumayer-Station ist soweit vernünftig, wenn weniger nur Nilas identifiziert werden soll, sondern grundsätzlich dünnes Eis. Der Grund dafür liegt weniger darin, dass die Anzahl an verschiedenen NRCS pro Messpunkt geringer ist, als mehr darin, dass die aus den Multi<sup>3</sup>Scat-Daten abgeleiteten Klassen zwar für den Ort und die Jahreszeit der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen aber nicht für die Jahreszeit und den Ort der genutzten SAR-Bilder sinnvoll sind. Insbesondere trifft das auf die Laptev-See-Polynja zu. Die ermittelten Eisdicken ergeben für die als N klassifizierten Bereiche in der Antarktis durchaus Sinn<sup>16</sup> wie für Bereiche in der Laptev-See-Polynja, insbesondere in Gebiet 4, die ohne Klassifizierung als Bereiche dünnen Eises erkannt werden können. Eine quantitative Aussage über die Güte der ermittelten Eisdicke lässt sich auf Basis der Daten dieser Arbeit nicht machen. In den Bereichen, in denen die Klassifizierung altes (dickes) Eis fälschlicherweise als dünnes Eis erkennt, sind die ermittelten Eisdicken nicht richtig, weil die Annahmen des Rückstreumodells und des Eisdickenalgorithmus nicht mehr erfüllt sind. Fazit: "Ohne passende Klassifizierung, gibt es keine vernünftigen Eisdicken von dünnem Meereis (mit dem verwendeten Verfahren)!"

Während bei den Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen die komplizierten Eisbedingungen das Problem gewesen sind, ist bei der Anwendung der Methode auf die SAR-Bilder das Problem, dass die entwickelte Klassifizierung nicht zu den gegebenen Winterbedingungen passt. Anhand der Simulationen hat sich gezeigt, dass der Eisdickenalgorithmus funktioniert und dass die Nutzung mehrerer Frequenzen zu besseren Ergebnissen führt. Des Weiteren sind ermittelten Eisdicken für das als N klassifizierte Meereis der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen sinnvoll. Dementsprechend ist davon auszugehen, dass mit einer zu den Winterbedingungen passenden Klassifizierung der entwickelte Eisdickenalgorithmus sinnvolle Eisdicken nicht nur für Nilas, sondern auch für graues bzw. grau-weißes Eis liefert. Um die Qualität der ermittelten Eisdicken zu verbessern, ist es zu überlegen, die Informationen aus der Klassifizierung, also den Eistyp, direkt in den Algorithmus einfließen zu lassen. Das bedeutet, wenn durch die Klassifizierung bekannt ist, dass es sich um Nilas oder graues bzw. grau-weißes Eis handelt, dass der Eisdickenbereich auf den entsprechenden Bereich beschränkt wird. Für Nilas würde das bedeuten, dass nur Eisdicken bis 0,1 m möglich wären, und für graues bzw. grau-weißes Eis würde das bedeuten, dass nur Eisdicken zwischen 0,1 m und 0,3 m möglich wären.

---

<sup>16</sup>Solange man die als N klassifizierten Gebiete der Region Neumayer-Station als Gebiete mit dünnem Eis und nicht explizit als Gebiete mit Nilas ansieht.

## 7. Zusammenfassung

Es gibt eine Theorie, die besagt,  
wenn jemals irgendwer genau  
rausfindet, wozu das Universum da  
ist und warum es da ist, dann  
verschwindet es auf der Stelle und  
wird durch etwas noch Bizarrereres  
und Unbegreiflicheres ersetzt.  
Douglas Adams

Im Gegensatz zur Meereisklassifizierung gibt es bisher keinen Ansatz für die Eisdickenbestimmung, der sowohl die Verwendung von normalisierten Radarrückstreuquerschnitten (NRCS) einer Frequenz als auch die Verwendung von Kombinationen von NRCS verschiedener Frequenzen zulässt. Mit dem im Rahmen dieser Arbeit entwickelten Ansatz ist dies möglich. Mit diesem Ansatz ist der Einfluss der verschiedenen Frequenzen wie auch der verschiedenen Frequenzkombinationen sowohl auf die Eisdickenbestimmung von dünnem Meereis (Eisdicke  $< 0,3\text{ m}$ ) wie auf die für die Eisdickenbestimmung notwendige Meereisklassifizierung untersucht worden. Außerdem ist der entwickelte Ansatz zur Eisdickenbestimmung von dünnem Meereis auf satellitengestützte SAR-Bilder angewendet worden.

Dazu sind in der Arktis während der Expedition ARKXXII/2 des Forschungsschiffs Polarstern im August/September 2007 helikoptergestützte NRCS-Messungen des Meereises mit dem Multi<sup>3</sup>Scat der Universität Hamburg durchgeführt worden. Mit dem Multi<sup>3</sup>Scat sind die NRCS beider Gleichpolarisationen für vier verschiedenen Frequenzen (S-, C-, X- und Ku-Band) bei Einfallswinkeln zwischen  $20^\circ$  und  $65^\circ$  gemessen worden. Die NRCS sind mit Messungen des Rückstreuverhaltens der Meeresoberfläche und mit theoretischen NRCS der Meeresoberfläche kalibriert worden. Die kalibrierten NRCS stimmen innerhalb von 1 dB bis 2 dB mit publizierten NRCS überein.

Um aus den gemessenen NRCS die NRCS des dünnen Meereis herauszufiltern ist eine Klassifizierung der gemessenen NRCS in die verschiedenen Eis- bzw. Oberflächentypen notwendig. Mit einer Bayesian-Maximum-Likelihood-Klassifizierung und der Kombination der NRCS der Gleichpolarisationen im C-, X- und Ku-Band ist es möglich in den Daten der ARKXXII/2-Expedition vier Oberflächentypen zu unterscheiden, nämlich Nilas, graues Eis, altes Eis und offenes Wasser. Eine qualitative Überprüfung der Klassifizierung mit den koinzidenten Video- und IR-Aufzeichnungen zeigte, soweit möglich, eine gute Übereinstimmung. Aufgrund der

ungewöhnlich warmen Temperaturen während der ARKXXII/2-Expedition war eine quantitative Überprüfung bzw. Validierung der Klassifizierung mit den IR-Aufzeichnungen nicht möglich. Die Untersuchung, wie sich die Ergebnisse der Klassifizierung mit Nutzung anderer Frequenzkombinationen ändern, zeigt, dass der geringste Unterschied relativ zur CXKu-Referenzklassifizierung mit der Kombination von C- und Ku-Band zu finden ist (7% Unterschied). Die Kombination von C- und X-Band bzw. X- und Ku-Band führt zu einem Unterschied von jeweils etwa 13%, was ein wenig schlechter als die Kombination aller vier Frequenzen ist (10% Unterschied).

Die Eisdickenbestimmung erfolgt mit einem selbst entwickelten Eisdickenalgorithmus auf Basis eines Rückstreumodells 1. Ordnung. Das Streumodell stellt das Meereis als eine Schicht aus Süßwassereis mit gleichmäßig verteilten solehaltigen, kugelförmigen Einschlüssen dar. Das Meereis befindet sich dabei unter einem Halbraum aus Luft und über einem Halbraum aus Meerwasser. Aufgrund der gemachten Näherungen für dünnes Eis ist das Modell für den Eisdickenbereich bis etwa 0,3 m gültig.

Mit dem Eisdickenalgorithmus ist es möglich allein anhand der Kenntnis der gemessenen NRCS und den bekannten Messparametern Frequenz und Einfallswinkel die Eisdicke zu bestimmen. Die systematischen Abweichungen der ermittelten Eisdicken anhand von Simulationen liegen bei  $\mathcal{O}(0,07\text{ m})$  für Eisdicken  $< 0,3\text{ m}$ . Die statistische (zufällige) Abweichungen liegen unabhängig von der Eisdicke bei  $\mathcal{O}(0,04\text{ m})$ . Die Stärke der Abweichungen ist dabei vom Einfallswinkel abhängig; so führen flache Einfallswinkel zu geringeren Abweichungen als steile Einfallswinkel. Des Weiteren reduziert die Kombination von NRCS mehrerer Frequenzen die systematische Abweichung um  $\mathcal{O}(0,04\text{ m})$  und die statistische (zufällige) Abweichung um  $\mathcal{O}(0,02\text{ m})$ . Grundsätzlich zeigt sich, dass Eisdicken bis etwa 0,3 m mit dem Verfahren bestimmt werden können.

Der Eisdickenalgorithmus ist für 15 verschiedene Frequenzkombination mit jeweils beiden NRCS der Gleichpolarisationen (vv, hh) auf die beiden langen Messflüge der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen vom 15.9.2007 und vom 17.9.2007 angewendet worden. Die Frequenzkombinationen, die das Ku-Band beinhalten (Ku, SKu, CKu, XKu, SCKu, SXKu, CXKu und SCXKu), weisen für das Meereis, das als Nilas klassifiziert ist, realistische und nachvollziehbare Eisdicken auf, während die Eisdicken der übrigen Kombinationen (S, C, X, SC, SX, CX und SCX) zu groß sind. Die Eisdicken des als graues Eis klassifizierten Meereises sind durchweg falsch, da das Rückstreumodell die komplizierten Eisbedingungen des als graues Eis klassifizierten Meereises aufgrund der warmen Temperaturen und der erst sehr spät einsetzenden Gefrierperiode nicht wiedergeben kann.

Die Anwendung der Klassifizierung auf Grundlage der Ergebnisse der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen auf ein quasisimultanes SAR-Bildpaar im C- und X-Band für den Bereich der Region in der Nähe der Neumayer-Station des AWI (Antarktis) und auf ein quasisimultanes SAR-Bildtripel für den Bereich der Laptev-See-Polynja (Arktis) unter spätwinterlichen Bedingungen hat zum größten Teil aufgrund zu großer Unterschiede zu den Eistypen der Multi<sup>3</sup>Scat-Messungen nicht funktioniert. Die ermittelten Eisdicken für die als Nilas klassifizierten Bereiche in der Antarktis

liegen, solange die als Nilas klassifizierten als dünnes Eis im Allgemeinen angenommen werden, in dem für dünnes Eis zu erwartenden Eisdickenbereich. Die Eisdicken der offensichtlichen Bereiche mit dünnem Eis in der Laptev-See-Polynja liegen ebenfalls in dem für dünnes Eis zu erwartenden Eisdickenbereich. Eine quantitative Aussage über die Güte der ermittelten Eisdicke lässt sich auf Basis der Daten dieser Arbeit nicht machen.

Es ist gezeigt worden, dass es mit der alleinigen Messung der NRCS und den bekannten Messparametern Frequenz und Einfallswinkel möglich ist, die Eisdicke von dünnem Meereis (Eisdicke  $< 0,3$  m) zu bestimmen. Dabei erhöht die simultane Nutzung von NRCS mehrerer Frequenzen die Genauigkeit der ermittelten Eisdicke. Mit einer auf die Umweltbedingungen angepassten Klassifizierung ist zu erwarten, dass der entwickelte Eisdickenalgorithmus sinnvolle Eisdicken nicht nur für Nilas, sondern auch für graues bzw. grau-weißes Eis liefert.





# Literaturverzeichnis

- S. G. Beaven, G. L. Lockhart, S. P. Gogineni, A. R. Hossetnmostafa, K. Jezek, A. J. Gow, D. K. Perovich, A. K. Fung & S. Tjuatja: Laboratory measurements of radar backscatter from bare and snow-covered saline ice sheets, *International Journal of Remote Sensing*, 16:5, S. 851-876, 1995. 77, 108
- M. Brath, S. Kern und D. Stammer: Sea Ice Classification During Freeze-up Conditions with Multifrequency Scatterometer Data, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, im Druck, 2012. 44, 166
- A. Carlström und L. M. H. Ulander: C-band backscatter signatures of old sea ice in the central Arctic during freeze-up, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, Vol. 31, Nr. 4, S. 819–829, 1993. 59, 63
- G. F. N. Cox und W. F. Weeks: Salinity variations in sea ice, *J. Glaciol.*, 13(67), S. 109-120, 1974. 26, 73
- W. Dierking, H. Skriver und P. Gudmandsen: On the improvement of sea ice classification by means of radar polarimetry, in *Proc. 23rd EARSel Symp. Remote Sens. Transition*, Ghent, Belgium, S. 203–209, 2004. 21
- S. T. Dokken, P. Winsor, T. Markus, J. Askne und G. Björk: ERS SAR characterization of coastal polynyas in the arctic and comparison with SSM/I and numerical model investigations, *Remote Sens. Environ.* 80, S. 321–335, 2002. 166, 169
- M. R. Drinkwater, R. Kwok, E. Rignot, H. Israelsson, R. G. Onstott und D. P. Winebrenner: Potential applications of polarimetry to the classification of sea ice, in F. D. Carsey (ed.), *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, Amer. Geophys. Union Res. Ser., Vol. 68, Washington, DC., Kap. 24, 1992. 47
- Drucker, R., S. Martin und R. Moritz: Observations of ice thickness and frazil ice in the St. Lawrence Island polynya from satellite imagery, upward looking sonar, and salinity/temperature moorings, *J. Geophys. Res.*, 108(C5), 3149, doi:10.1029/2001JC001213, 2003. 169
- C. Elachi: Introduction to the physics and techniques of remote sensing, Wiley-Interscience, 1987. 16

- T. Elfouhaily, B. Chapron, K. Katsaros und D. Vandemark: A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves, *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, Nr. C7, S. 15,781–15,796, 1997. 43
- L. Eriksson, M. R. Drinkwater, B. Holt, E. Valjavek und O. Nortier: SIR-C polarimetric radar results from the Weddell Sea, Antarctica, in *Proc. IGARSS*, Seattle, WA, S. 2222–2224, 1998. 15, 21
- L. E. B. Eriksson, K. Borenäs, W. Dierking, A. Berg, M. Santoro, P. Pemberton, H. Lindh und Bengt Karlson: Evaluation of new spaceborne SAR sensors for sea-ice monitoring in the Baltic Sea, *Can. J. Rem. Sens.*, Vol. 36, Nr. S1, S. 56–73, 10.5589/m10-020, 2010. 21
- D. Etling: Theoretische Meteorologie, Vieweg Verlag, Braunschweig, S. 318ff , 1996. 44
- A. K. Fung: Microwave Scattering und Emission Models and Their Applications, Artech House, Norwood, 1994. 16, 75, 76, 77, 78, 79, 202
- K. M. Golden, H. Eicken, A. L. Heaton, J. Miner, D. J. Pringle und J. Zhu: Thermal evolution of permeability and microstructure in sea ice, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L16501, doi:10.1029/2007GL030447, 2007. 25
- J. Hadamard: Lectures on the Cauchy Problem in Linear Partial Differential Equations, Yale Univ. Press, New Haven, 1923. 22
- P. Heil und I. Allison: The pattern and variability of Antarctic sea-ice drift in the Indian Ocean and western Pacific sectors, *J. Geophys. Res.*, 104(C7), S. 15,789–15,802, doi:10.1029/1999JC900076, 1999 . 155
- P. H. Hildebrand und R. S. Sekhon: Objective Determination of the Noise Level in Doppler Spectra, *J. Appl. Meteorol.*, Vol. 13, Nr. 7, S. 808–811, 1974. 42
- M. Hoppmann, M. Nicolaus und H. Schmithüsen: Summary of AFIN measurements on Atka Bay landfast sea ice in 2010, Field report for the Antarctic Fast Ice Network (AFIN) measurements in 2010, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 2011. 148
- G. Hufford: A Model for the Complex Permittivity of Ice at Frequencies Below 1 THz, *International Journal of Infrared and Millimeter Waves*, Vol. 12, Nr. 7, 1991. 198
- A. Ishimaru: Wave Propagation and Scattering in Random Media, Academic, San Diego, 1978. 83
- A. Ishimaru und Y. Kuga: Attenuation constant of a coherent field in a dense distribution of particles, *Journal of the Optical Society of America*, Vol. 72, Issue 10, S. 1317- 1320, 1982. 80

- J.D. Jackson, *Klassische Elektrodynamik*, de Gruyter, Berlin, 2006. 40
- L. Kaleschke, X. Tian-Kunze, N. Maaß, M. Mäkynen und M. Drusch: Sea ice thickness retrieval from SMOS brightness temperatures during the Arctic freeze-up period, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L05501, doi:10.1029/2012GL050916, 2012. 19, 20
- P. Kanagaratnam, S. P. Gogineni, S. Beaven, K. C. Jezek und I. Zabel: Radar Backscatter Measurements from Simulated Sea Ice: CRRELEX'93 Results, *RSL Technical Report 8243-3*, 1994. 88, 92
- S. Kern, M. Gade, C. Haas und A. Pfaffling: Retrieval of thin-ice thickness using the L-band polarization ratio measured by the helicopter-borne scatterometer HELISCAT, *Ann. Glaciol.*, Vol. 44, Nr. 1, S. 275–280, 2006. 21
- S. Kern, G. Spreen und A. Winderlich: Sea ice radar backscatter measurements for improved melt pond and thin-ice cover analysis, in U. Schauer (ed.) *The expedition ARKTIS-XXII/2 of the research vessel 'Polarstern'*, *Reports on Polar and Marine Research*, 579, 2008. 30, 51, 63
- S. Kern, M. Brath, R. Fontes, M. Gade, K.-W. Gurgel, L. Kaleschke, G. Spreen, S. Schulz, A. Winderlich und D. Stammer: Multi<sup>3</sup>Scat—A Helicopter-Based Scatterometer for Snow-Cover and Sea-Ice Investigations, *IEEE Geosci. Rem. Sens. Lett.*, Vol. 6, Nr. 4, S. 703–707, 2009. 29, 30
- T. Krumpen u.a., Sea ice production and water mass modification in the eastern Laptev Sea, *J. Geophys. Res.*, 116, C05014, doi:10.1029/2010JC006545, 2011. 166
- R. Kwok, E. Rignot, B. Holt und R. Onstott: Identification of Sea Ice Types in Spaceborne Synthetic Aperture Radar Data, *J. Geophys. Res.*, Vol. 97, Nr. C2, S. 2391–2402, 1992. 21
- R. Kwok, S. V. Nghiem, S. H. Yueh und D. D. Huynh: Retrieval of thin ice thickness from multifrequency polarimetric SAR data, *Remote Sens. Environ.*, Vol. 51, S. 461–474, 1995. 15, 19, 20, 21, 121, 179
- J. S. Lee, M. R. Grunes, and R. Kwok: Classification of multi-look polarimetric SAR imagery based on complex Wishart distribution, *Int. J. Rem. Sens.*, Vol. 15, Nr. 11, S. 2299–2311, 1994. 15, 21, 47, 48, 50
- J.S. Lee, M. R. Grunes und E. Pottier: Quantitative Comparison of Classification Capability: Fully Polarimetric versus Dual and Single-Polarization SAR, *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, Vol. 39, Nr. 11, S. 2343–2351, 2001. 50
- A. K. Liu, S. Martin und R. Kwok: Tracking of ice edges and ice floes by wavelet analysis of SAR images, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, Vol. 14, Nr. 5, S. 1187–1198, Oct. 1997. 166

- M. A. Morales Maqueda, A. J. Willmott und N. R. T. Biggs: Polynya dynamics: A review of observations and modeling, *Rev. Geophys.*, 42, RG1004, doi:10.1029/2002RG000116, 2011. 18
- S. Martin, R. Drucker, R. Kwok und B. Holt: Estimation of the thin ice thickness and heat flux for the Chukchi Sea Alaskan coast polynya from Special Sensor Microwave/Imager data, 1990–2001, *J. Geophys. Res.*, 109, C10012, doi:10.1029/2004JC002428, 2004. 19, 20, 172
- W. Maslowski, D. Marble, W. Walczowski, U. Schauer, J. L. Clement und A. J. Semtner: On climatological mass, heat, and salt transports through the Barents Sea and Fram Strait from a pan-Arctic coupled ice-ocean model simulation, *J. Geophys. Res.*, Vol. 109, C03032, doi:10.1029/2001JC001039, 2004. 44
- T. Matsuoka, S. Uratsuka, M. Satake, T. Kobayashi, A. Nadai, T. Umehara, H. Maeno, H. Wakabayashi, K. Nakamura, F. Nisho und Y. Fukamachi, Deriving sea-ice thickness and ice types in the Sea of Okhotsk using dual-frequency airborne SAR (Pi-SAR) data, *Ann. Glaciol.*, Vol. 34, S. 429–434, 2002. 47
- C. Mätzler, Matlab functions for mie scattering and absorption (Version 1) , *Research Report 2002-08*, Institut für Angewandte Physik, Universität Bern, 2002. 82, 202
- G. A. Maykut: Energy exchange over young sea ice in the central Arctic, *J. Geophys. Res.*, Vol. 83, Nr. C7, S. 3646–3658, 1978. 18
- K. Nakamura, H. Wakabayashi, K. Naoki, F. Nishio, T. Moriyama und S. Uratsuka: Observation of Sea-Ice Thickness in the Sea of Okhotsk by Using Dual-Frequency and Fully Polarimetric Airborne SAR (Pi-SAR) Data, *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, Vol. 43, Nr. 11, S. 2460–2469, 2005. 15, 19, 20, 21, 47, 121, 179
- S. V. Nghiem, R. Kwok, J. A. Kong, R. T. Shin, S. A. Arcone und A. J. Gow: An electrothermodynamic model with distributed properties for effective permittivities of sea ice, *Radio Sci.*, 31(2), 297–311, doi:10.1029/95RS03429, 1996. 86
- S. V. Nghiem, R. Kwok, S. H. Yueh, A. J. Gow, D. K. Perovich, J. A. Kong und C. C. Hsu: Evolution in polarimetric signatures of thin saline ice under constant growth, *Radio Sci.*, 32(1), 127–151, doi:10.1029/96RS03051, 1997. 25, 26, 27, 74, 84, 85, 86, 88
- D. Notz und M. G. Worster: Desalination processes of sea ice revisited, *J. Geophys. Res.*, 114, C05006, doi:10.1029/2008JC004885, 2009. 25
- R. G. Onstott: SAR and scatterometer signatures of sea ice, in F. D. Carsey (ed.) *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, Amer. Geophys. Union Res. Ser., Vol. 68, Washington, DC., Kap. 5, 1992. 55, 56, 108

- D. Perovich und J. A. Richter-Menge: Surface characteristics of lead ice, *J. Geophys. Res.*, 99(C8), S. 16,341– 16,350, 1994. 72
- D. Perovich und A. J. Gow: A quantitative description of sea ice inclusions, *J. Geophys. Res.*, 101, S. 18,327– 18,343, 1996. 25
- W. Pitz und D. Miller: The TerraSAR-X satellite, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 48, no. 2, pp. 615–622, 2010. 75
- L. Rabenstein, S. Hendricks und V. Leinweber: Sea Ice Thickness measurements, in U. Schauer (ed.) The expedition ARKTIS-XXII/2 of the research vessel 'Polarstern', *Reports on Polar and Marine Research*, 579, 2008. 30, 51, 63
- R. Romeiser, W. Alpers und V. Wismann: An improved composite surface model for the radar backscattering cross section of the ocean surface 1. Theory of the model and optimization/validation by scatterometer data, *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, Nr. C11, S. 25,237–25,250, 1997. 43
- R. Romeiser und W. Alpers: An improved composite surface model for the radar backscattering cross section of the ocean surface 2. Model response to surface roughness variations and the radar imaging of underwater bottom topography, *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, Nr. C11, S. 25,251–25,267, 1997. 43
- R. Romeiser und H. Runge: Current measurements in coastal waters and rivers by along-track InSAR, in: V. Barale and M. Gade (eds.), *Remote Sensing of the European Seas*, Springer Science and Business Media, S. 411–422, 2008. 43
- U. Schauer: The expedition ARKTIS-XXII/2 of the research vessel 'Polarstern', *Reports on Polar and Marine Research*, 579, 2008. 30, 32
- B. Scheuchl, I. Hajnsek und I. Cumming: Sea ice classification using multi-frequency polarimetric SAR data, in *Proc. IGARSS*, June 24–28, 2002, Toronto, Vol. 3, S. 1914–1916, 2002. 15, 21, 47
- S.-E. Shih, K.-H. Ding, S. V. Nghiem, C.-C. Hsu, J. A. Kong und A. K. Jordan: Thin saline ice retrieval using time-series C-band polarimetric radar measurements, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, Vol. 36, Nr. 5, S. 1589–1598, 1998. 15, 20, 21, 121, 179
- M. S. Srivastava: On the complex Wishart distribution, *Ann. Math. Statist.*, Vol. 36, Nr. 1, S. 313–315, 1965. 48
- A. Stogryn, G. J. Desargent: The Dielectric Properties of Brine in Sea Ice at Microwave Frequencies, *IEEE Transaction on Antennas and Propagation*, Vol. AP-33, Nr. 5, 1985. 198

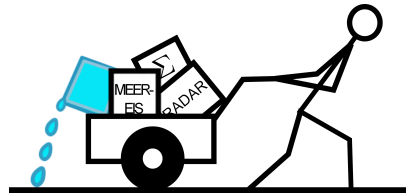
- D. R. Thompson, F. M. Monaldo, J. Horstmann und M. Bruun Christiansen: Geophysical model functions for the retrieval of ocean surface winds, SeaSAR Symposium, January 2008, *ESA Special Publication SP-656*, 2008. 43, 55, 58, 59, 153
- L. Tsang, C. E. Mandt und K. H. Ding: Monte Carlo simulations of the extinction rate of dense media with randomly distributed dielectric spheres based on solution of Maxwell's equations, *Opt. Lett.* 17, 314-316, 1992. 80
- L. Tsang, J. A. Kong und K.-H. Ding: Scattering of Electromagnetic Waves: Theories and Applications, Wiley, New York, 2000 16, 27, 75, 78, 80, 82
- L. Tsang, J. A. Kong, K. H. Ding und C. O. Ao: Scattering of Electromagnetic Waves, Vol. 2, Numerical Simulations, Wiley, New York, 2001. 80, 82, 202
- L. Tsang und J. A. Kong: Scattering of Electromagnetic Waves, Vol. 3, Advanced Topics, Wiley, New York, 2001. 80
- W. B. Tucker, D. K. Perovich, A. J. Gow, W. F. Weeks und M. R. Drinkwater: Physical properties of sea ice relevant to remote sensing, in F. D. Carsey (ed.) *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, Amer. Geophys. Union Res. Ser., Vol. 68, Washington, DC., Kap. 2, S. 9-28, 1992. 25, 27, 72
- F. T. Ulaby, R. K. Moore und A. K. Fung: Microwave Remote Sensing - Active and Passive, Vol. I, Addison-Wesley, Reading, 1981. 16
- F. T. Ulaby, R. K. Moore und A. K. Fung: Microwave Remote Sensing - Active and Passive, Vol. II, Addison-Wesley, Reading, 1982. 195, 199
- F. T. Ulaby, R. K. Moore und A. K. Fung: Microwave Remote Sensing - Active and Passive, Vol. III, Addison-Wesley, Reading, 1982. 25, 27
- N. Untersteiner: The geophysics of sea ice : [*proceedings of the NATO Advanced Study Institute on Air-Sea-Ice Interaction, held September 28 - October 10, 1981, in Acquafredda di Maratea, Italy*] / ed. by Norbert Untersteiner, NATO Advanced Study Institute on "Air-sea-ice interaction" , NATO ASI series : Ser. B ; 146, Plenum Pr., New York, 1986. 24
- H. Urkowitz und J. Nespor: Obtaining spectral moments by discrete Fourier transforms with noise removal in radar meteorology, in *Proc. IGARSS '92*, Houston, TX, May 26-29, 1992, Vol. I, S. 12-13, 1992. 42
- H. Wakabayashi, T. Matsuoka, K. Nakamura und F. Nishio: Polarimetric characteristics of sea ice in the Sea of Okhotsk observed by airborne L-band SAR, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, Vol. 42, Nr. 11, S. 2412-2425, 2004. 21
- W.F. Weeks: On sea ice, Univ. of Alaska Press, Fairbanks, 2010. 24, 25

- Willmes, S., T. Krumpfen, S. Adams, L. Rabenstein, C. Haas, J. Hoemann, S. Hendricks und G. Heinemann: Crossvalidation of polynya monitoring methods from multisensor satellite and airborne data: A case study from the Laptev Sea, *Can. J. Remote Sens.*, 36, S.196–210, 2010. 20, 166, 169, 172, 177
- D. P. Winebrenner, B. Holt und E. D. Nelson: Observation of autumn freeze-up in the Beaufort and Chukchi Seas using the ERS-1 synthetic aperture radar, *J. Geophys. Res.*, Vol. 101, Nr. C7, S. 16,401–16,419, 1996. 21, 59
- Y. Yu und D. A. Rothrock: Thin ice thickness from satellite thermal imagery, *J. Geophys. Res.*, 101(C11), 25,753–25,766, doi:10.1029/96JC02242, 1996. 19, 20, 134, 141
- I. Zabel, K. C. Jezek, S. P. Gogineni und P. Kanagaratnam: Search for proxy indicators of young sea ice thickness, *J. Geophys. Res.*, 101(C3), 6697–6709, doi:10.1029/95JC02957, 1996. 73, 77, 88, 90, 91, 92, 108
- L. M. Zurk, L. Tsang und D. P. Winebrenner: Scattering properties of dense media from Monte Carlo simulations with the application to active remote sensing of snow, *Radio Sci.*, Vol. 31, S. 803–819, 1996. 83
- Zwally, H. J., D. Yi, R. Kwok und Y. Zhao: ICESat measurements of sea ice freeboard and estimates of sea ice thickness in the Weddell Sea, *J. Geophys. Res.*, 113, C02S15, doi:10.1029/2007JC004284, 2008. 19





# A. Anhang



## A.1. WMO-Eistypen-Nomenklatur

Auszug aus WMO-Eistypen-Nomenklatur (WMO/OMM/BMO 259, TP 145)

**Neues Eis** Allgemeiner Begriff für neu gewachsenes Meereis, was Frazil-Eis, Grease-Eis, Slush und Shuga beinhaltet. Diese Eistypen bestehen aus Eiskristallen, die (wenn überhaupt) nur leicht zusammen gefroren sind, und haben nur dann eine definierte Erscheinungsform, wenn sie an der Oberfläche schwimmen.

**Frazil-Eis** Feine nadel- und scheibenförmige Eiskristalle, die in Suspension mit Meerwasser vorliegen.

**Grease-Eis** Frazil-Eis nachfolgende Gefrierphase, wenn sich die Menge der Eiskristalle so weit verdichtet hat, dass sie eine "schmierige" Schicht an der Oberfläche bilden. Grease-Eis reflektiert das Licht nur wenig und lässt das Meer matt erscheinen.

**Slush** Schnee, welcher an Land oder auf Eisschollen mit Wasser gesättigt und vermischt ist oder auch Schnee, der nach heftigen Schneefällen eine viskose an der Meeresoberfläche schwimmende Masse bildet.

**Shuga** Eine Anhäufung von schwammartigen weiße Eisbrocken mit wenigen Zentimetern Durchmesser. Shuga bildet sich aus Grease-Eis oder Slush und manchmal auch aus unter Wasser liegendem Meereis, das an die Oberfläche aufsteigt.

**Nilas** Eine dünne elastische Schicht aus Meereis, die sich mit dem Seegang bewegt und unter Druck in ein Muster zerbricht, das ähnlich wie ineinander geschobene Finger aussieht (engl. finger rafting). Nilas hat eine matte Oberfläche und ist bis zu 0,1 m dick.

**Pfannkucheneis** Hauptsächlich kreisförmige kleinere Schollen mit einem Durchmesser von 0,3 m bis 3 m und einer Dicke von bis zu 0,1 m. Die Ränder der einzelnen Schollen sind durch das gegenseitige aneinander stoßen erhöht. Pfannkucheneis wird bei leichtem Seegang aus Grease-Eis, Shuga, oder Slush gebildet. Es kann auch das Ergebnis von durch starken Wellengang aufgebrochenem Nilas oder grauem Eis sein.

**Junges Eis** Eis, das sich in der Übergangsphase zwischen Nilas und erstjährigem Eis befindet mit einer Eisdicke zwischen 0,1 m und 0,3 m. Es wird auch in graues Eis und grauweißes Eis unterteilt.

**Graues Eis** Junges Eis mit einer Dicke von 0,1 m bis 0,15 m. Es ist weniger elastisch als Nilas und bricht unter dem Einfluss von Dünung. Unter Druck neigt es zur Schollenbildung.

**Grau-weißes Eis** Junges Eis mit einer Dicke von 0,15 m bis 0,3 m. Unter Druck neigt es eher zur Ausbildung von Eistrüben als zur Schollenbildung.

**Erstjähriges Eis** Eis mit einer Dicke von 0,3 m bis 2 m, das sich aus jungem Eis gebildet hat und dessen Wachstum nur während einem Winter erfolgte.

**Altes Eis** Meereis, das mindestens eine Sommerschmelze überstanden hat. Es hat eine Eisdicke von bis zu 3 m und mehr. Im Vergleich zu erstjährigem Eis ist die Oberfläche glatter, geschmeidiger.

**Zweijähriges Eis** Altes Eis, das nur eine Sommerschmelze überstanden hat. Es hat eine Eisdicke von bis zu 2,5 m und manchmal auch mehr. Es ragt aufgrund der größeren Dicke weiter aus dem Wasser als erstjähriges Eis. Im Unterschied zum mehrjährigen Eis produziert die Sommerschmelze ein regelmäßiges Muster aus zahlreichen kleinen Schmelzwassertümpeln. Bereiche ohne Schnee und die Schmelzwassertümpeln sind gewöhnlich von grünlich blauer Färbung.

**Mehrjähriges Eis** Altes Eis mit einer Eisdicke von bis zu 3 m und mehr, das mindestens zwei Sommerschmelzen überstanden hat. Die Erhebungen auf dem Eis (Hummocks) sind glatter als bei zweijährigem Eis und das Eis ist fast frei von Salz. Bereiche ohne Schnee zeigen typischerweise eine blaue Färbung. Die Schmelztümpel sind im Vergleich zu zweijährigem Eis größer. Die Schmelztümpel sind miteinander verbunden und bilden ein unregelmäßiges Muster.

## A.2. Kalibrierung

### Berechnung der Footprintfläche

Die Footprintfläche ist

$$A = \frac{\pi h^2 \Theta_{2way} (f)^2}{4 \cos^3 \theta} \quad (\text{A.2.1})$$

mit  $h$  der Flughöhe,  $\theta$  dem Einfallswinkel und  $\Theta_{2way}$  dem Zweiwegeöffnungswinkel der Antenne als Funktion der Frequenz. Der Zweiwegeöffnungswinkel  $\Theta_{2way}$  ist

$$\Theta_{2way} = \sqrt{2}\Theta \quad (\text{A.2.2})$$

mit  $\Theta$  dem Antennenöffnungswinkel (Abb. 3.1.2).

### Herleitung der Kalibrierung

Die Idee bei der Kalibrierung des Multi<sup>3</sup>Scat ist die, dass mit dem Multi<sup>3</sup>Scat das zurückgestreute Signal eines Ziel mit bekanntem NRCS gemessen wird und das empfangene zurückgestreute Signal mittels der Radargleichung mit dem bekannten NRCS in Relation gesetzt wird. Mit dieser Relation lässt sich dann der NRCS eines beliebigen mit Multi<sup>3</sup>Scat gemessenen RCS bestimmen. Der nicht kalibrierte RCS ist dabei nichts anderes als die empfangene Leistung des zurückgestreuten Signal. Die Radargleichung (Ulaby u. a., 1982) einer monostatischen Antennenanordnung ist gegeben durch

$$P_r (f, pq) = P_t (f, pq) \frac{\sigma_0 (f, pq) A (f)}{(4\pi)^2 R^4} G (f, pq) a_p \quad (\text{A.2.3})$$

mit  $P_t$  der ausgestrahlten Leistung und  $P_r$  der empfangene Leistung (RCS),  $\sigma^0$  dem NRCS des Zieles,  $A$  der Footprintfläche,  $G$  dem Antennengewinn,  $f$  der Frequenz,  $pq$  der Polarisationskombination,  $a_p$  der Aperturfläche und  $R$  der Distanz zwischen Antenne und Ziel, wobei bis auf die Aperturfläche  $a_p$  und der Distanz  $R$  alle Größen frequenz- bzw. polarisationsabhängig sind. Dementsprechend erfolgt die Kalibrierung für jede Frequenz und Polarisation. Der Grund für die Kalibrierung ist der, dass die genaue ausgestrahlte Leistung  $P_t$  des Multi<sup>3</sup>Scat unbekannt ist. Der Antennengewinn  $G$  und die Aperturfläche  $a_p$  sind ebenfalls Systemeigenschaften des Multi<sup>3</sup>Scat und ebenfalls unbekannt. Das Bemerkenswerte ist, dass die genaue Kenntnis der der ausgestrahlten Leistung  $P_t$ , des Antennengewinns  $G$  und der Aperturfläche  $a_p$ , wie gleich gezeigt wird, gar nicht nötig ist.

Das Verhältnis der empfangen Leistung  $P_u$  eines Ziels mit unbekanntem NRCS und der empfangen Leistungen  $P_b$  eines Ziels mit bekanntem NRCS ist gemäß Gl. A.2.3

$$\frac{P_b (f, pq)}{P_u (f, pq)} = \frac{\sigma_b^0 (f, pq) A_b}{R_b^4} \cdot \frac{R_u^4}{\sigma_u^0 (f, pq) A_u}, \quad (\text{A.2.4})$$

dabei kürzen sich die Systemeigenschaften ( $P_t$ ,  $G$ ,  $A_p$ ) des Multi<sup>3</sup>Scat heraus, weil diese unabhängig von der jeweiligen Messung sind. Der Index  $u$  oder  $b$  gibt an, ob die entsprechende Größe zur Messung des bekannten Ziel ( $b$ ) oder zur Messung der unbekanntes Ziels ( $u$ ) gehört. Die Footprintfläche  $A_i$  und die Distanz  $R_i$  mit  $i = b, u$  hängen jeweils von der einzelnen Messung ab und kürzen sich dementsprechend nicht heraus. Mit Gl. A.2.4 folgt für den NRCS des unbekanntes Ziels  $\sigma_u^0$ ,

$$\sigma_u^0(f, pq) = \frac{\sigma_b^0(f, pq) A_b R_u^4}{P_b(f, pq) R_b^4 A_u} P_u(f, pq) . \quad (\text{A.2.5})$$

Mit

$$f_{cal}(f, pq) = \frac{\sigma_b^0(f, pq) A_b}{P_b(f, pq) R_b^4} \quad (\text{A.2.6})$$

folgt für den NRCS des unbekanntes Ziels  $\sigma_u^0$ ,

$$\sigma_u^0(f, pq) = f_{cal}(f, pq) \frac{R_u^4}{A_u} P_u(f, pq) . \quad (\text{A.2.7})$$

$f_{cal}$  ist dabei der eigentliche Kalibrierungskoeffizient.

### Fehler des Kalibrierungskoeffizienten

Mit der Gaußschen Fehlerfortpflanzung folgt für den Fehler des Kalibrierungskoeffizienten  $f_{cal,i}$  (Gl. 3.4.3),

$$\Delta f_{cal,i} = \sigma_{b,i}^0 \left[ \left( \frac{\Delta A_i}{\bar{P}_{b,i} \bar{R}_i^4} \right)^2 + \left( 4 \frac{\bar{A}_i \Delta R_i}{\bar{P}_{b,i} \bar{R}_i^5} \right)^2 + \left( \frac{\bar{A}_i \Delta P_i}{\bar{P}_{b,i}^2 \bar{R}_i^4} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (\text{A.2.8})$$

mit  $\bar{A}_i$  der mittleren Footprintfläche,  $\Delta A_i$  dem Fehler der Footprintfläche,  $\bar{R}_i$  der mittleren Distanz zwischen Antenne und Ziel,  $\Delta R_i$  dem Fehler der mittleren Distanz zwischen Antenne und Ziel,  $\bar{P}_{b,i}$  der mittleren empfangenen Leistung,  $\Delta P_i$  dem Fehler der mittleren empfangenen Leistung und  $\sigma_{b,i}^0$  dem bekannten bzw. simulierten NRCS der Meeresoberfläche. Für die Fehler  $\Delta x_i$  mit  $x = A, R, P$  gilt,

$$\Delta x_i = \frac{s_{x,i}}{\sqrt{N}} , \quad (\text{A.2.9})$$

wobei  $s_{x,i}$  die Standardabweichung und  $N$  die Anzahl der Werte ist, über die gemittelt worden ist.

### A.3. Meereiseigenschaften

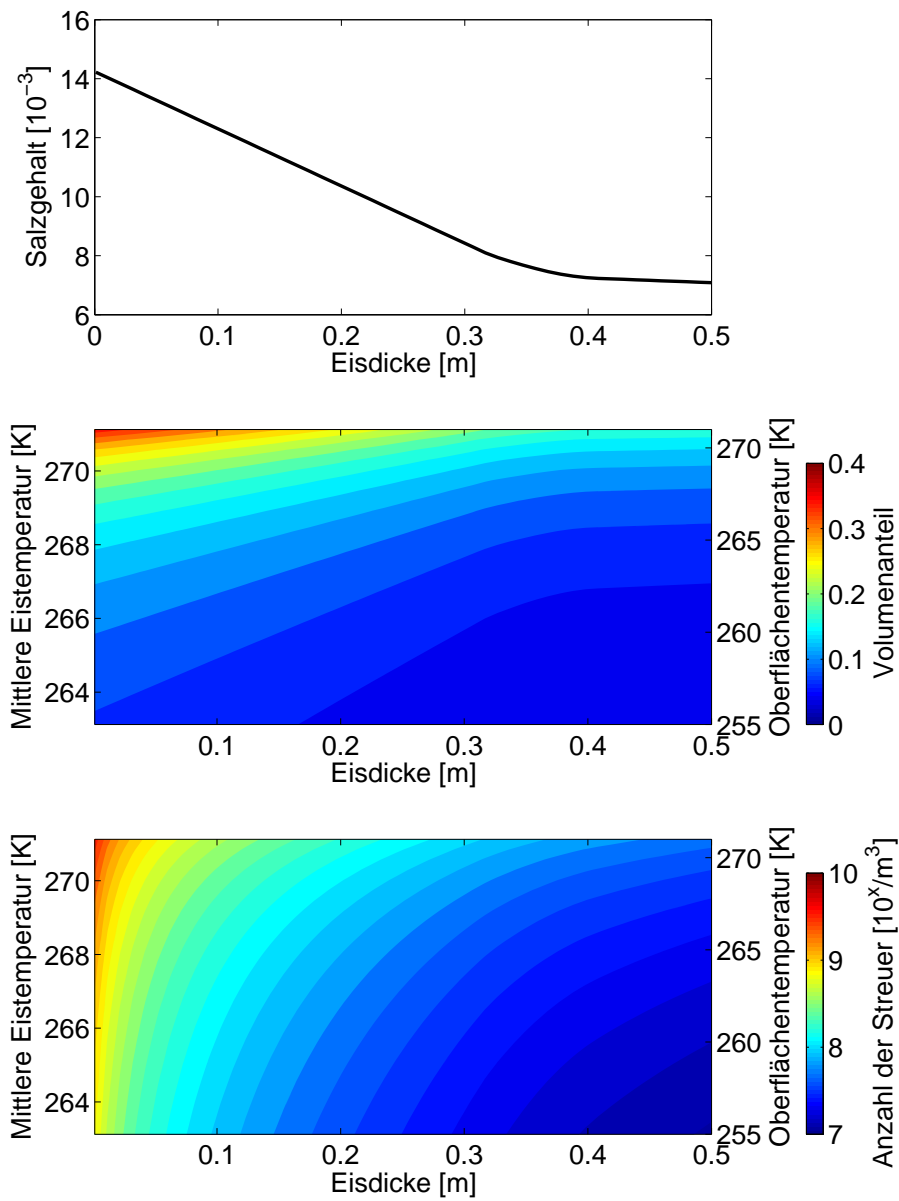


Abbildung A.3.1.: (oben) Salzgehalt  $S$  des Meereises nach Gl. 5.1.2 als Funktion der Eisdicke, (mitte) Volumenanteil  $v_b$  der Sole nach Gl. 2.2.3 als Funktion von Eisdicke und Temperatur und (unten) Anzahl der Soleinschlüsse pro Volumen  $n_0$  als Funktion von Eisdicke und Temperatur gemäß Gl. A.4.19 und Gl. 5.3.10 mit  $a_1, a_2 = 1$ .

### A.3.1. Permittivität

#### Süßwassereis

Nach Hufford (1991) folgt für die relative Permittivität von Süßwassereis,

$$\varepsilon_{ice} = \varepsilon_{ice,0} + i \left( \frac{\alpha(\theta)}{f} + \beta(\theta) f \right) \quad (\text{A.3.1})$$

wobei  $\varepsilon_{ice,0} = 3.15$  der Realteil ist und unabhängig von der Frequenz ist.  $f$  ist die in Frequenz in GHz und  $i = \sqrt{-1}$  ist die imaginären Zahl. Für  $\alpha(T)$  wiederum gilt,

$$\alpha(\theta) = (50.4 + 62\theta) \cdot 10^{-4} e^{-22.1\theta} \quad [\text{GHz}] \quad (\text{A.3.2})$$

mit  $\theta = \frac{300}{273.15+T} - 1$ ,  $T$  der Temperatur in °C und

$$\beta(\theta) = 10^{-4} \cdot \left( \frac{0.502 - 0.131\theta}{1 + \theta} \right) + 0.542 \cdot 10^{-6} \left( \frac{1 + \theta}{\theta + 0.0073} \right)^2 \quad [\text{GHz}^{-1}]. \quad (\text{A.3.3})$$

In Abb. A.3.2 (oben) ist die Permittivität des Süßwassereises als Funktion der Temperatur für die vier genutzten Bänder des Multi<sup>3</sup>Scats gezeigt.

#### Sole

Die relative Permittivität von Sole  $\varepsilon_b$  lässt sich mit der Debye-Gleichung und der Nutzung der Debye-Parameter und der ionischen Leitfähigkeit von Stogryn und Desargent (1985) berechnen, also

$$\varepsilon_b = \varepsilon_{b,\infty} + \frac{\varepsilon_{b,0} - \varepsilon_{b,\infty}}{1 + i2\pi\tau f} + i \frac{\sigma_s}{2\pi\varepsilon_0 f} \quad (\text{A.3.4})$$

mit  $\sigma$  der ionischen Leitfähigkeit,  $i = \sqrt{-1}$  der imaginären Zahl,  $f$  der Frequenz,  $\varepsilon_0$  der Vakuumpermittivität und den Debye-Parametern  $\varepsilon_{b,\infty}$ ,  $\varepsilon_{b,0}$ ,  $2\pi\tau$ . Die ionischen Leitfähigkeit  $\sigma_s$  ist

$$\sigma_s = \begin{cases} -T \exp(0.5193 + 0.8755 \cdot 10^{-1}T) & , \quad T \geq -22.9^\circ\text{C} \\ -T \exp(1.0334 + 0.1100T) & , \quad T < -22.9^\circ\text{C} \end{cases} \quad (\text{A.3.5})$$

Mit der Temperatur  $T$  in °C. Die Debye-Parameter sind

$$\varepsilon_{b,\infty} = \frac{82.79 + 8.19T^2}{15.68 + T^2} \quad (\text{A.3.6})$$

$$\varepsilon_{b,0} = \frac{939.66 - 19.068T}{10.737 - T} \quad (\text{A.3.7})$$

$$2\pi\tau = 0.10990 + 0.13603 \cdot 10^{-2}T + 0.20894 \cdot 10^{-3}T^2 + 0.28167 \cdot 10^{-5}T^3 \quad [n.s] \quad (\text{A.3.8})$$

wieder mit  $T$  in °C. In Abb. A.3.2 (unten) ist die Permittivität der Sole als Funktion der Temperatur für die vier genutzten Bänder des Multi<sup>3</sup>Scats gezeigt.

### Meerwasser

Nach Ulaby u. a. (1982) ist relative Permittivität von Meerwasser  $\varepsilon_{sw}$  gegeben durch den Realteil  $\varepsilon_{sw,r}$

$$\varepsilon_{sw,r} = \varepsilon_{sw,\infty} + \frac{\varepsilon_{sw,0} - \varepsilon_{sw,\infty}}{1 + (2\pi\tau_{sw}f)^2} \quad (\text{A.3.9})$$

und den Imaginärteil  $\varepsilon_{sw,i}$

$$\varepsilon_{sw,i} = \frac{2\pi\tau_{sw}f(\varepsilon_{sw,0} - \varepsilon_{sw,\infty})}{1 + (2\pi\tau_{sw}f)^2} + \frac{\sigma_{sw}}{2\pi\varepsilon_0f}, \quad (\text{A.3.10})$$

wobei  $f$  die Frequenz,  $\varepsilon_0$  die Vakuumperrmittivität,  $\sigma_{sw}$  die ionischen Leitfähigkeit ist und  $\varepsilon_{sw,0}$ ,  $\varepsilon_{sw,\infty} = 4.9$  und  $2\pi\tau_{sw}$  die Debye-Parameter sind. Die ionischen Leitfähigkeit  $\sigma_{sw}$  ist

$$\sigma_{sw}(T, S_w) = \sigma_{sw}(25^\circ\text{C}, S_w) e^{-\phi(\vartheta, S_w)} \quad (\text{A.3.11})$$

mit  $\sigma_{sw}(25^\circ\text{C}, S_w)$  der ionischen Leitfähigkeit von Meerwasser bei 25°C

$$\sigma(25^\circ\text{C}, S_w) = S_w \left( 0.18252 - 1.4619 \cdot 10^{-3}S_w + 2.093 \cdot 10^{-5}S_w^2 - 1.282 \cdot 10^{-7}S_w^3 \right) \quad (\text{A.3.12})$$

und  $\phi(\vartheta, S_w)$  ist

$$\phi(\vartheta, S_w) = \vartheta \left\{ 2.033 \cdot 10^{-2} + 1.266 \cdot 10^{-4}\vartheta + 2.464 \cdot 10^{-6}\vartheta^2 - S_w \left( 1.849 \cdot 10^{-5} - 2.551 \cdot 10^{-7}\vartheta + 2.551 \cdot 10^{-8}\vartheta^2 \right) \right\} \quad (\text{A.3.13})$$

dabei ist  $S_w$  der Meerwassersalzgehalt,  $\vartheta = 25 - T_{sw}$  und  $T_{sw}$  die Meerwassertemperatur in °C. Der Debye-Parameter  $\varepsilon_{sw,0}$  selbst ist

$$\varepsilon_{sw,0}(T, S_w) = \varepsilon_{sw,0}(T, 0) a(T, S_w), \quad (\text{A.3.14})$$

wobei

$$\varepsilon_{sw,0}(T, 0) = 87.134 - 1.949 \cdot 10^{-1}T - 1.276 \cdot 10^{-2}T^2 + 2.491 \cdot 10^{-4}T^3 \quad (\text{A.3.15})$$

Band	S	C	X	Ku
$f$ [GHz]	2,4	5,3	10	15
$\text{Re}(\varepsilon_{sw})$	73,1	58,6	36,7	23,5
$\text{Im}(\varepsilon_{sw})$	38,8	41,6	41,2	35,1

Tabelle A.1.: Relative Permittivität des Meerwassers bei einer Temperatur von  $-1,9^\circ\text{C}$  und einem Salzgehalt von  $34\text{ g/kg}$  für die vier genutzten Bänder des Multi<sup>3</sup>Scats.

und

$$a(T, S_{sw}) = 1.0 + 1.613 \cdot 10^{-5} T S_{sw} - 3.656 \cdot 10^{-3} S_{sw} + 3.210 \cdot 10^{-5} S_{sw}^2 - 4.232 \cdot 10^{-7} S_{sw}^3. \quad (\text{A.3.16})$$

Der Debye-Parameter  $2\pi\tau_{sw}$  auch bekannt als Relaxationszeit ist

$$2\pi\tau_{sw} = 2\pi\tau_w(T) b(T, S_{sw}), \quad (\text{A.3.17})$$

mit  $2\pi\tau_w(T)$  der Relaxationszeit von reinem Wasser

$$2\pi\tau_w(T) = 1.1109 \cdot 10^{-10} - 3.824 \cdot 10^{-12} T + 6.938 \cdot 10^{-14} T^2 - 5.096 \cdot 10^{-16} T^3 \quad [\text{ns}] \quad (\text{A.3.18})$$

und  $b(T, S_{sw})$  ist

$$b(T, S_{sw}) = 1.0 + 2.282 \cdot 10^{-5} T S_{sw} - 7.638 \cdot 10^{-4} S_{sw} - 7.760 \cdot 10^{-6} S_{sw}^2 + 1.105 \cdot 10^{-8} S_{sw}^3. \quad (\text{A.3.19})$$

In Tabelle A.1 ist die Permittivität des Meerwasser für die vier genutzten Bänder des Multi<sup>3</sup>-Scats gezeigt.



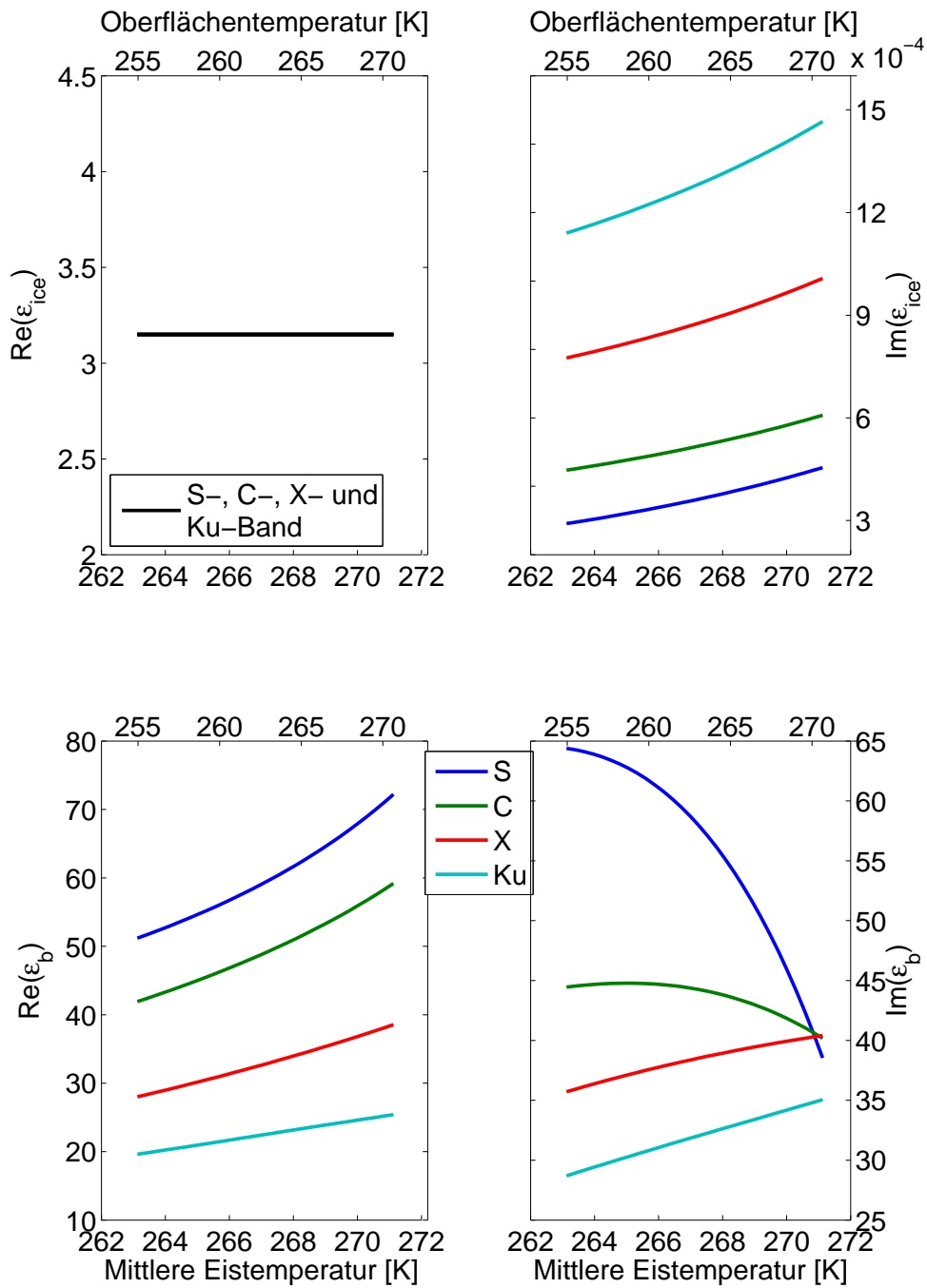


Abbildung A.3.2.: Die Permittivitäten von Süßwassereis (oben) und Sole (unten) für die vier genutzten Bänder des Multi<sup>3</sup>Scats. Auf der linken Hälfte stehen die Realteile und auf der rechten Hälfte die Imaginärteile.

## A.4. Streumodell

Die Gleichungen der Oberflächenkorrelationsfunktion, der Kirchhoff'schen Feldkoeffizienten und der komplementären Feldkoeffizienten sind aus Fung (1994). Die Gleichungen für den Strukturfaktor sind aus Tsang u. a. (2001) und die Berechnung der Mie-Koeffizienten erfolgt nach Mätzler (2002).

### Oberflächenkorrelationsfunktion

Die eindimensionale exponentielle Oberflächenkorrelationsfunktion  $n$ -ter Potenz ist

$$W^{(n)}(2k_x) = \left(\frac{L}{n}\right)^2 \left[1 + \left(\frac{k_x L}{n}\right)^2\right]^{-\frac{3}{2}}, \quad (\text{A.4.1})$$

wobei  $L$  die Oberflächenkorrelationslänge,  $k_x = k \sin \theta$ ,  $k$  die Wellenzahl und  $\theta$  der Einfallswinkel ist.

### Kirchhoff'schen Feldkoeffizienten

Vertikale Gleichpolarisation

$$f_{vv}(\theta, \theta_s, \phi, \phi_s) = \frac{2R_{\parallel}}{\cos \theta + \cos \theta_s} [\sin \theta \sin \theta_s - (1 + \cos \theta \cos \theta_s) \cos(\phi_s - \phi)] \quad (\text{A.4.2})$$

Horizontale Gleichpolarisation

$$f_{hh}(\theta, \theta_s, \phi, \phi_s) = \frac{-2R_{\perp}}{\cos \theta + \cos \theta_s} [\sin \theta \sin \theta_s - (1 + \cos \theta \cos \theta_s) \cos(\phi_s - \phi)] \quad (\text{A.4.3})$$

Dabei sind  $\theta$ ,  $\phi$  die polaren und azimutalen Einfallswinkel und  $\theta_s$ ,  $\phi_s$  sind die polaren und azimutalen Streuwinkel.  $R_{\parallel}$  ist der vertikale Reflexionskoeffizient und  $R_{\perp}$  der horizontale Reflexionskoeffizient.

$$R_{\parallel} = \frac{\frac{\varepsilon_2}{\varepsilon_1} \cos \theta - \sqrt{\frac{\mu_2}{\mu_1} - \sin^2 \theta}}{\frac{\varepsilon_2}{\varepsilon_1} \cos \theta + \sqrt{\frac{\mu_2}{\mu_1} - \sin^2 \theta}} \quad (\text{A.4.4})$$

$$R_{\perp} = \frac{\frac{\mu_2}{\mu_1} \cos \theta - \sqrt{\frac{\mu_2}{\mu_1} - \sin^2 \theta}}{\frac{\mu_2}{\mu_1} \cos \theta + \sqrt{\frac{\mu_2}{\mu_1} - \sin^2 \theta}} \quad (\text{A.4.5})$$

$\varepsilon_1$  ist die relative Permittivität des Medium, aus dem die einfallende Strahlung kommt,  $\varepsilon_2$  ist die relative Permittivität des reflektierenden Mediums. Das Gleiche gilt für  $\mu_1$  und  $\mu_2$ ,

nur dass sie die relativen Permeabilitäten sind. Für Medien wie Luft, Wasser oder Meereis ist die relative Permeabilität in sehr guter Näherung gleich 1.

### Komplementären Feldkoeffizienten

$$\begin{aligned}
F_{vv}(-u, -v) = & - \left[ \cos \theta (1 - R_{\parallel}) - \frac{\varepsilon_1}{\varepsilon_2} (1 + R_{\parallel}) \sqrt{\frac{\varepsilon_2 \mu_2}{\varepsilon_1 \mu_1} - \sin^2 \theta} \right] \\
& \times \left[ (1 + R_{\parallel}) \cos(\phi - \phi_s) + (1 - R_{\parallel}) \frac{\varepsilon_2}{\varepsilon_1} \cdot \frac{\cos(\phi - \phi_s) - \sin \theta \sin \theta_s}{\cos \theta_s \sqrt{\frac{\varepsilon_2 \mu_2}{\varepsilon_1 \mu_1} - \sin^2 \theta}} \right] \\
& + \left[ \frac{(1 - R_{\parallel})^2 - \cos \theta (1 + R_{\parallel}) (1 - R_{\parallel})}{\sqrt{\frac{\varepsilon_2 \mu_2}{\varepsilon_1 \mu_1} - \sin^2 \theta}} \right] \cdot \frac{\sin \theta (\sin \theta_s - \sin \theta \cos(\phi - \phi_s))}{\cos \theta_s} \quad (\text{A.4.6})
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
F_{hh}(-u, -v) = & \left[ \cos \theta (1 - R_{\perp}) - \frac{\mu_1}{\mu_2} (1 + R_{\perp}) \sqrt{\frac{\varepsilon_2 \mu_2}{\varepsilon_1 \mu_1} - \sin^2 \theta} \right] \\
& \times \left[ (1 + R_{\perp}) \cos(\phi - \phi_s) + (1 - R_{\perp}) \frac{\mu_2}{\mu_1} \cdot \frac{\cos(\phi - \phi_s) - \sin \theta \sin \theta_s}{\cos \theta_s \sqrt{\frac{\varepsilon_2 \mu_2}{\varepsilon_1 \mu_1} - \sin^2 \theta}} \right] \\
& - \left[ \frac{(1 - R_{\perp})^2 - \cos \theta (1 + R_{\perp}) (1 - R_{\perp})}{\sqrt{\frac{\varepsilon_2 \mu_2}{\varepsilon_1 \mu_1} - \sin^2 \theta}} \right] \cdot \frac{\sin \theta (\sin \theta_s - \sin \theta \cos(\phi - \phi_s))}{\cos \theta_s} \quad (\text{A.4.7})
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
F_{vv}(-u_s, -v_s) = & - \left[ \cos \theta_s (1 - R_{\parallel}) - \frac{\varepsilon_1}{\varepsilon_2} (1 + R_{\parallel}) \sqrt{\frac{\varepsilon_2 \mu_2}{\varepsilon_1 \mu_1} - \sin^2 \theta_s} \right] \\
& \times \left[ (1 + R_{\parallel}) \cos(\phi - \phi_s) + (1 - R_{\parallel}) \frac{\varepsilon_2}{\varepsilon_1} \cdot \frac{\cos(\phi - \phi_s) - \sin \theta \sin \theta_s}{\cos \theta \sqrt{\frac{\varepsilon_2 \mu_2}{\varepsilon_1 \mu_1} - \sin^2 \theta_s}} \right] \\
& + \left[ \frac{(1 - R_{\parallel})^2 - \cos \theta_s (1 + R_{\parallel}) (1 - R_{\parallel})}{\sqrt{\frac{\varepsilon_2 \mu_2}{\varepsilon_1 \mu_1} - \sin^2 \theta_s}} \right] \cdot \frac{\sin \theta_s (\sin \theta - \sin \theta_s \cos(\phi - \phi_s))}{\cos \theta} \quad (\text{A.4.8})
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
F_{hh}(-u_s, -v_s) = & \left[ \cos \theta_s (1 - R_{\perp}) - \frac{\mu_1}{\mu_2} (1 + R_{\perp}) \sqrt{\frac{\varepsilon_2 \mu_2}{\varepsilon_1 \mu_1} - \sin^2 \theta_2} \right] \\
& \times \left[ (1 + R_{\perp}) \cos(\phi - \phi_s) + (1 - R_{\perp}) \frac{\mu_2}{\mu_1} \cdot \frac{\cos(\phi - \phi_s) - \sin \theta \sin \theta_s}{\cos \theta \sqrt{\frac{\varepsilon_2 \mu_2}{\varepsilon_1 \mu_1} - \sin^2 \theta_s}} \right] \\
- & \left[ \frac{(1 - R_{\perp})^2 - \cos \theta (1 + R_{\perp})(1 - R_{\perp})}{\sqrt{\frac{\varepsilon_2 \mu_2}{\varepsilon_1 \mu_1} - \sin^2 \theta}} \right] \cdot \frac{\sin \theta_s (\sin \theta - \sin \theta_s \cos(\phi - \phi_s))}{\cos \theta} \quad (\text{A.4.9})
\end{aligned}$$

$$u = \frac{k_x}{k} = \sin \theta \cos \phi \quad (\text{A.4.10})$$

$$v = \frac{k_y}{k} = \sin \theta \sin \phi \quad (\text{A.4.11})$$

$$u_s = \frac{k_{x,s}}{k} = \sin \theta_s \cos \phi_s \quad (\text{A.4.12})$$

$$v_s = \frac{k_{y,s}}{k} = \sin \theta_s \sin \phi_s \quad (\text{A.4.13})$$

### Strukturfaktor

Für den Strukturfaktor  $H(p)$  folgt unter der Annahme der Percus-Yavick-Näherung für harte Kugeln,

$$H(p) = \frac{C(u, r, v_b)}{1 - n_0 (2\pi)^3 C(u, r, v_b)} \quad (\text{A.4.14})$$

mit  $u = 2rp$ ,  $r$  dem Radius der Streukörper,  $v_b$  dem Volumenanteil,  $n_0$  der Anzahl pro Volumen und  $C(u, b, v_b)$  der Fouriertransformierten der direkten Korrelationsfunktion.

$$\begin{aligned}
C(u, r, v_f) = & \frac{24v_b}{n_0 (2\pi)^3} \left\{ \frac{(\alpha + \beta + \delta)}{u^2} \cos u - \frac{(\alpha + 2\beta + 4\delta)}{u^3} \sin u \right. \\
& \left. - \frac{2(\beta + 6\delta)}{u^4} \cos u + \frac{2\beta}{u^4} + \frac{24\delta}{u^5} \sin u + \frac{24\delta}{u^6} (\cos u - 1) \right\} \quad (\text{A.4.15})
\end{aligned}$$

$$\alpha = \frac{(1 + 2v_b)^2}{(1 - v_b)^4} \quad (\text{A.4.16})$$

$$\beta = -6v_f \frac{(1 + \frac{v_b}{2})^2}{(1 - v_b)^4} \quad (\text{A.4.17})$$

$$\delta = \frac{v_b (1 + 2v_b)^2}{2(1 - v_b)^4} \quad (\text{A.4.18})$$

$$v_b = n_0 \frac{4\pi r^3}{3} \quad (\text{A.4.19})$$

## Mie-Koeffizienten

Die Mie-Koeffizienten sind durch

$$a_n = \frac{\mu m^2 j_n(mx) [x j_n(x)]' - \mu_s j_n(x) [mx j_n(mx)]'}{\mu m^2 j_n(mx) [x h_n(x)]' - \mu_s h_n(x) [mx j_n(mx)]'} \quad (\text{A.4.20})$$

und

$$b_n = \frac{\mu_s j_n(mx) [x j_n(x)]' - \mu j_n(x) [mx j_n(mx)]'}{\mu_s m^2 j_n(mx) [x h_n(x)]' - \mu h_n(x) [mx j_n(mx)]'} \quad (\text{A.4.21})$$

gegeben. Dabei bedeuten die Striche, dass nach dem Argument abgeleitet wird.  $\mu$ ,  $\mu_s$  sind die Permeabilitäten des umgebenden Mediums und des Streukörpers.

$$m^2 = \frac{\varepsilon_s \mu_s}{\varepsilon \mu} \quad (\text{A.4.22})$$

mit  $\varepsilon$ ,  $\varepsilon_s$  der Permittivität des umgebenden Mediums und des Streukörpers.  $x = kr$  ist der Skalenfaktor mit  $k$  der Wellenzahl im umgebenden Medium und  $r$  dem Radius des Streukörpers.  $j_n$  ist die sphärische Besselfunktion  $n$ -ter Ordnung und  $h_n$  ist die sphärische Hankelfunktion  $n$ -ter Ordnung.

## Einheitsvektoren

Der Einheitsausbreitungsvektor der einfallenden Welle ist

$$\vec{e}_{k,i}(\theta_t, \phi_t) = \begin{pmatrix} \sin \theta_t \cos \phi_t \\ \sin \theta_t \sin \phi_t \\ \cos \theta_t \end{pmatrix} \quad (\text{A.4.23})$$

mit  $\theta_t$  dem Austrittswinkel im Eis (Abb. 5.2.1), und dem azimuthalen Austrittswinkel  $\phi_t$  der ohne Beschränkung der Allgemeinheit auf null gesetzt werden kann. Der Einheitsvektor in Richtung der vertikalen Polarisation der einfallenden Welle ist

$$\vec{e}_{v,i}(\theta_t, \phi_t) = \begin{pmatrix} \cos \theta_t \cos \phi_t \\ \cos \theta_t \sin \phi_t \\ -\sin \theta_t \end{pmatrix}. \quad (\text{A.4.24})$$

Die Einheitsvektoren der gestreuten Welle ergeben sich analog. Der Einheitsausbreitungsvektor der gestreuten Welle ist

$$\vec{e}_{k,s}(\theta_s, \phi_s) = \begin{pmatrix} \sin \theta_s \cos \phi_s \\ \sin \theta_s \sin \phi_s \\ \cos \theta_s \end{pmatrix} \quad (\text{A.4.25})$$

und der Einheitsvektor in Richtung der vertikalen Polarisation der gestreuten Welle ist

$$\vec{e}_{v,s}(\theta_s, \phi_s) = \begin{pmatrix} \cos \theta_s \cos \phi_s \\ \cos \theta_s \sin \phi_s \\ -\sin \theta_s \end{pmatrix} \quad (\text{A.4.26})$$

mit  $\theta_s$  gleich dem polaren Streuwinkel und  $\phi_s$  dem azimutalen Streuwinkel.

## Effektive Permittivität

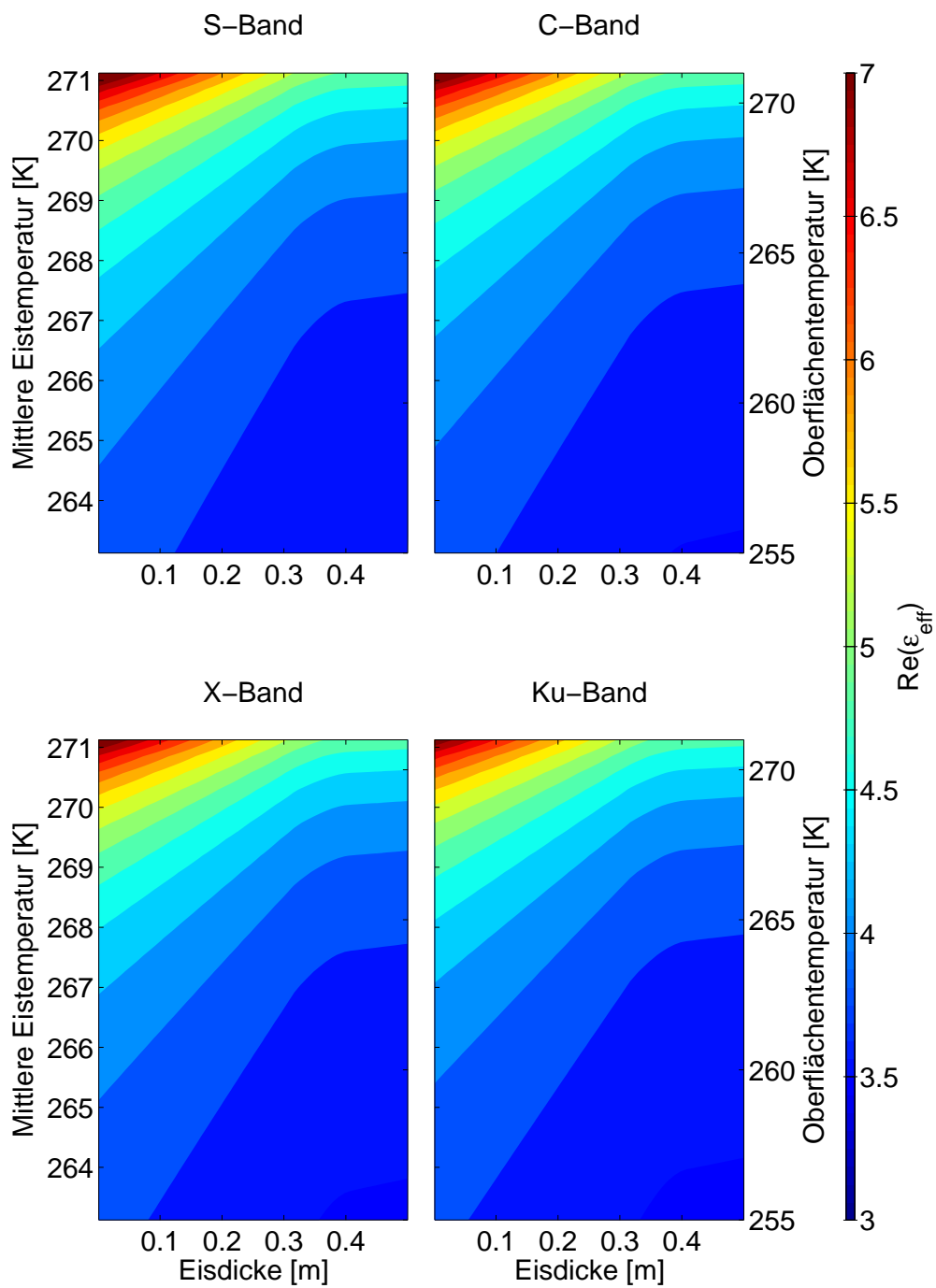


Abbildung A.4.1.: Realteil der effektiven Permittivität  $\epsilon_{\text{eff}}$ , siehe Abschnitt 5.2.2.

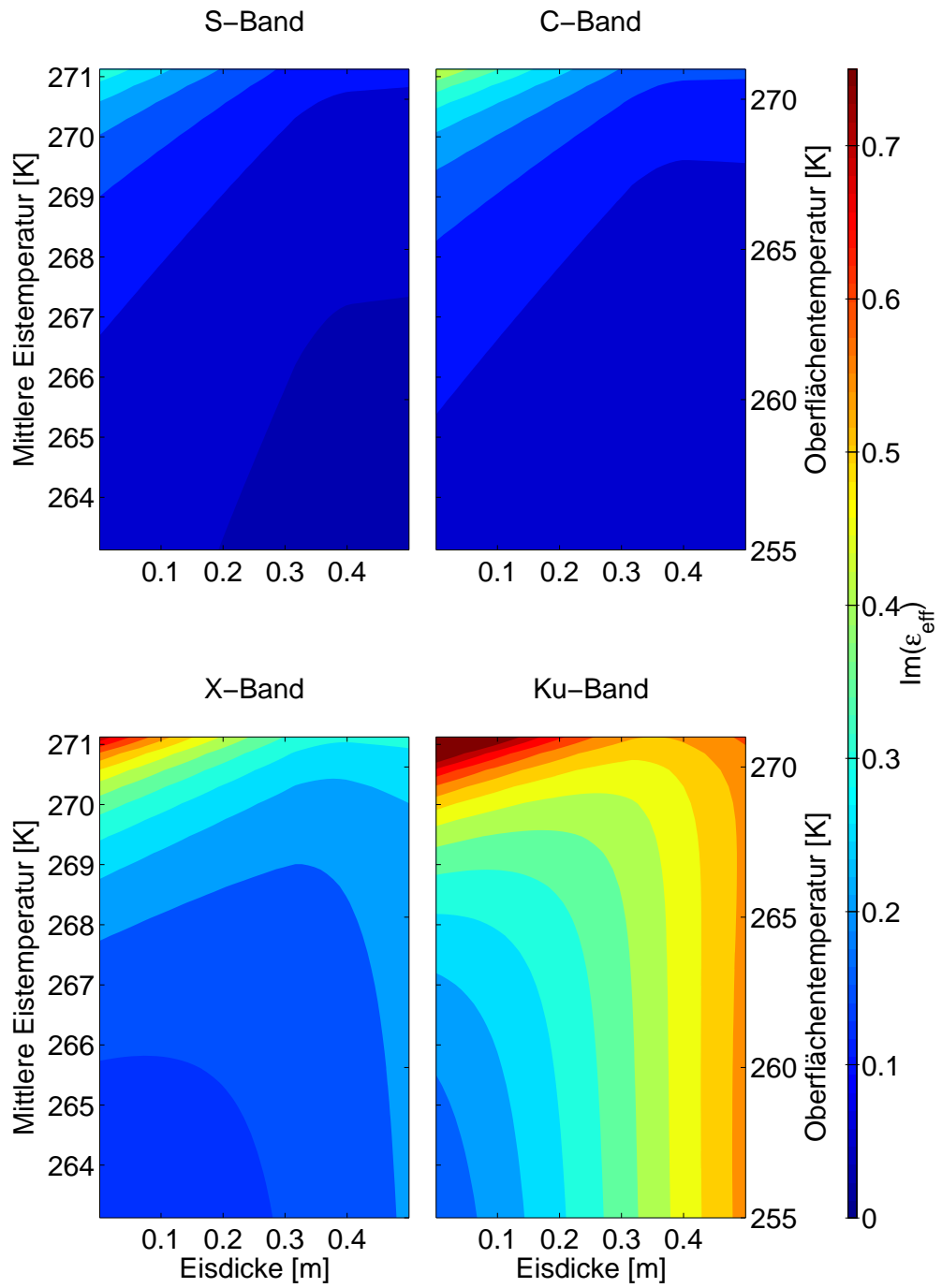


Abbildung A.4.2.: Imaginärteil der effektiven Permittivität  $\epsilon_{\text{eff}}$ , siehe Abschnitt 5.2.2.



## Danksagung

Zuerst möchte ich ganz allgemein meinen beiden Betreuern, Prof. Dr. Detlef Stammer und Dr. Stefan Kern, dafür danken, dass sie es mir ermöglicht haben diese Arbeit durchzuführen. Besonderer Dank geht an Prof. Stammer dafür, dass er trotz, dass das eigentliche Projekt schon längst ausgelaufen gewesen ist, weiter für die Finanzierung der Arbeit gesorgt hat und somit die Fertigstellung dieser Arbeit ermöglichte. Bei Dr. Stefan Kern möchte ich mich ganz besonders für die hervorragende Betreuung bedanken. Bei Problemen war er stets zur Stelle, ließ mich aber ansonsten frei arbeiten, wofür ich sehr dankbar bin.

Dank gilt auch der Deutsche Forschungsgemeinschaft für die Finanzierung des Projektes THIN ICE, worauf der größte Teil dieser Doktorarbeit basiert.

Weiterhin möchte ich meinem Zimmergenossen Steffen Grünler danken, der es mit mir in einer über fünf jahrelangen Büroehre ausgehalten hat und während der Zeit zu einem guten Freund geworden ist. Genauso möchte ich Julia Köhler, die darüber hinaus eine sehr gute Freundin geworden ist, für die abwechslungsreichen Kaffeepausen danken. Den beiden und auch Martin Scharffenberg gilt noch der Dank dafür, dass sie die Rechtschreibüberprüfung dieser Arbeit übernommen haben. Ihr hattet, glaube ich, genug zu tun.

Ganz besonderer Dank geht noch an die Jungs von den Unjerks, die mindestens einmal die Woche mit infantilem Wahnsinn dafür gesorgt haben, dass die Doktorarbeit für diesen Moment einfach nicht existent war. Ganz allgemein möchte ich mich bei allen meinen Freunde während der Zeit der Doktorarbeit dafür bedanken, dass Ihr für die nötige Abwechslung und Ablenkung von der Doktorarbeit gesorgt habt.

Und vielen Dank noch an die Kollegen im IfM für die angenehme Arbeitsatmosphäre.

Zu guter Letzt geht noch der Dank an meinen Samowar, der für einen kontinuierlich hohen Pegel an schwarzem Tee gesorgt hat.

...und keinen Dank geht übrigens an das Meereis. Das hätte sich gerne mal kooperativer verhalten können!