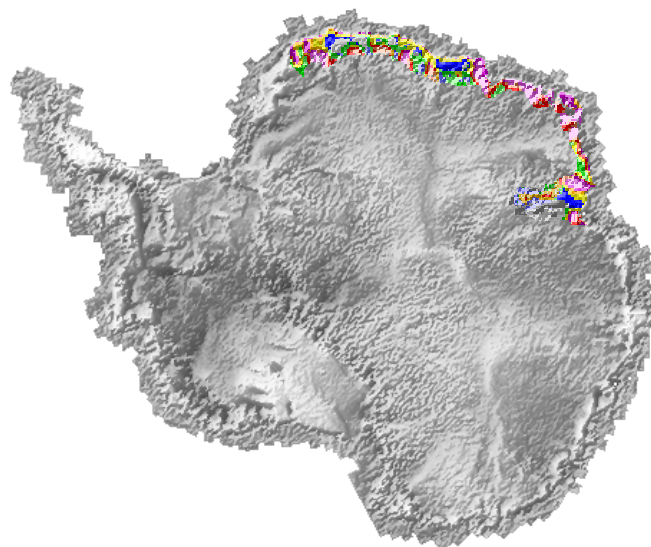


Klassifikation von Eisoberflächentypen mit SSM/I-Daten und  
Interpretation unter Verwendung von *in-situ*- und  
Satelliten-Radaraltimetrie-Daten im Bereich des  
ostantarktischen Eisschildes



Stephan Eickschen

2010

Geophysik

Klassifikation von Eisoberflächentypen mit SSM/I-Daten und Interpretation  
unter Verwendung von *in-situ*- und Satelliten-Radaraltimetrie-Daten im  
Bereich des ostantarktischen Eisschildes

Inaugural-Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
der Naturwissenschaften im Fachbereich Physik  
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster

vorgelegt von  
Stephan Eickschen  
aus Moers  
2010

Dekan: Prof. Dr. Johannes Peter Wessels

Erster Gutachter: Prof. Dr. Manfred A. Lange

Zweiter Gutachter: Prof. Dr. Ulrich Hansen

Tag der mündlichen Prüfungen: 28.05.2010

Tag der Promotion: 28.05.2010

# Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	v
Tabellenverzeichnis	viii
Abkürzungsverzeichnis	x
Kurzfassung	xii
Abstract	xiv
<b>1 Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2 Das Untersuchungsgebiet</b>	<b>3</b>
2.1 Ekströmisen . . . . .	4
2.2 Prinzessin-Astrid-Küste . . . . .	7
2.3 Lambert-Amery-Becken . . . . .	10
<b>3 Klassifikation von Eisoberflächen</b>	<b>12</b>
3.1 GIS-Technologie . . . . .	12
3.1.1 Kartographie und Kartenprojektion: Von der Erde zur Karte . . . . .	12
3.1.2 Analyse digitaler Fernerkundungsbilddaten – Klassifikation . . . . .	16
3.1.3 Beispiele aus der Glaziologie . . . . .	23
3.2 Mikrowellenradiometrie . . . . .	24
3.2.1 Theorie . . . . .	25
3.2.2 Verwendete Daten . . . . .	35
3.3 Durchführung und Ergebnisse . . . . .	37
3.3.1 Der Aufbau des GIS . . . . .	37
3.3.2 Klassifikation: Durchführung und Ergebnisse . . . . .	40
<b>4 Weitere Daten</b>	<b>54</b>
4.1 Feldarbeiten . . . . .	54
4.1.1 Durchführung und Ergebnisse . . . . .	55
4.1.2 Zusammenfassung der Ergebnisse der Schneeschartuntersuchungen . . . . .	61
4.2 Radaraltimetrie . . . . .	65
4.2.1 Theorie . . . . .	65
4.2.2 Radaraltimetrie über Eis . . . . .	69

4.2.3	Radaraltimetrie und Glaziologie . . . . .	72
4.2.4	Wellenformanalyse: <i>Retracking</i> . . . . .	74
4.2.5	Verwendete Daten . . . . .	77
4.2.6	<i>Retracking</i> : Durchführung und Ergebnisse . . . . .	80
<b>5</b>	<b>Synthese, Analyse, Zeitreihen</b>	<b>88</b>
5.1	Zusammenfassung der wichtigsten bisherigen Ergebnisse . . . . .	88
5.2	Analyse und Interpretation . . . . .	91
5.2.1	Definition und Analyse der relevanten Parameter . . . . .	91
5.2.2	Glazial-geophysikalische Interpretation . . . . .	92
5.3	Zeitreihenuntersuchung . . . . .	101
<b>6</b>	<b>Diskussion</b>	<b>110</b>
<b>7</b>	<b>Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>112</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>115</b>
<b>A</b>	<b>Ergebnisse der Schneeschachtuntersuchungen</b>	<b>130</b>
<b>B</b>	<b>Kartenanhang</b>	<b>139</b>
B.1	<i>Cluster</i> -Karten . . . . .	139
B.2	Thematische Karten . . . . .	150
B.3	Karten der Eisoberflächentemperatur . . . . .	161
	<b>Danksagung</b>	<b>172</b>
	<b>Lebenslauf</b>	<b>173</b>

# Abbildungsverzeichnis

2.1	Das Untersuchungsgebiet . . . . .	5
2.2	Schelfeiskante des Ekström-Schelfeises in der Nähe der Neumayer-Station . . . . .	6
2.3	Übersichtskarte Ekströmisen . . . . .	6
2.4	Übersichtskarte Prinzessin-Astrid-Küste . . . . .	8
2.5	Übersichtskarte Lambert-Amery-Becken . . . . .	11
3.1	Vergleich zwischen Topographie, Geoid und Ellipsoid . . . . .	13
3.2	Vergleich der Anpassung eines lokal und global besten Ellipsoids an das Geoid . . . . .	14
3.3	Typen von Kartennetzentwürfen . . . . .	15
3.4	Orientierung der azimuthalen Ebene . . . . .	15
3.5	Lage der Projektionsebene . . . . .	16
3.6	Unterscheidung zwischen geozentrischer und geographischer Breite . . . . .	17
3.7	Frequenzbereiche verschiedener Satellitenmissionen . . . . .	17
3.8	Zweidimensionaler Multispektralraum . . . . .	19
3.9	Schema einer unüberwachten radiometrischen Klassifikation . . . . .	20
3.10	Kapselung von Daten, Datenbank und Informationssystem . . . . .	22
3.11	Auswahl einiger Missionen mit passiven Mikrowellen Sensoren . . . . .	24
3.12	Zusammenhang zwischen Emissions- bzw. Eindringtiefe . . . . .	28
3.13	Abhängigkeit der komplexen Dielektrizitätskonstante $\varepsilon$ von Eis von Temperatur und Frequenz . . . . .	28
3.14	Realteil der Dielektrizitätskonstante von trockenem Schnee $\varepsilon_{ds}$ . . . . .	29
3.15	Das DMSP SSM/I System . . . . .	35
3.16	Abdeckung der SSM/I Daten in der Antarktis nach Aufbereitung durch das NSIDC . . . . .	36
3.17	Schematischer Aufbau des GIS . . . . .	39
3.18	Bestimmung der optimalen Klassenanzahl für die Klassifikation im Bereich <i>Ekströmisen</i> . . . . .	41
3.19	Ergebnis der unüberwachten radiometrischen Klassifikation im Untersuchungsgebiet <i>Ekströmisen</i> . . . . .	42
3.20	Jahresmittel der Eisoberflächentemperatur im Untersuchungsgebiet <i>Ekströmisen</i> für das Jahr 1996 . . . . .	44
3.21	Vergleich der Eisoberflächentemperatur, der Strahlungstemperaturen und der Höhe . . . . .	45
3.22	Bestimmung der optimalen Klassenanzahl für die Klassifikation im Bereich <i>Ostantarktis</i> . . . . .	46
3.23	Ergebnis der unüberwachten radiometrischen Klassifikation im Untersuchungsgebiet <i>Ostantarktis</i> . . . . .	47

3.24	Jahresmittel der Eisoberflächentemperatur im Untersuchungsgebiet <i>Ostantarktis</i> für das Jahr 1996 . . . . .	49
3.25	Detailkarte des Klassifikationsergebnisses für die drei Teiluntersuchungsgebiete <i>Ekströmisen, Prinzessin-Astrid-Küste</i> und <i>Lambert-Amery-Becken</i> . . . . .	50
4.1	Feldcamp <i>Camp 50km/Ekström-Schelfeis</i> . . . . .	54
4.2	Übersicht über die Positionen der Feldmessungen . . . . .	56
4.3	<i>In-situ</i> Bestimmung von Firneigenschaften . . . . .	57
4.4	Durchlichtaufnahmen von Schneeprofilen . . . . .	60
4.5	Zusammenstellung der Ergebnisse der Schächte S1 bis S3, <i>Camp 50km</i> , Ekström-Schelfeis . . . . .	62
4.6	Zusammenstellung der Ergebnisse der Schächte S4 bis S6, <i>Camp Olymp</i> , Søråsen . . . . .	63
4.7	Zusammenstellung der Ergebnisse der Schächte S7 und S8, <i>Camp Olymp</i> , Søråsen . . . . .	64
4.8	Prinzip der Höhenbestimmung durch Satelliten-Radaraltimetrie . . . . .	66
4.9	Entstehung einer Wellenform . . . . .	68
4.10	Entstehung einer Wellenform durch Konvolution . . . . .	68
4.11	Maximale Abdeckung der Polargebiete ausgewählter Satelliten-Radaraltimeter-Missionen . . . . .	70
4.12	Fußspur des ERS-2 Radaraltimeters 1996 . . . . .	72
4.13	Gemittelte Wellenformen . . . . .	73
4.14	Der ERS-1/2-Satellit . . . . .	78
4.15	Verteilung der Anzahl der <i>erfolgreich</i> bearbeiteten Wellenformen 1996 . . . . .	81
4.16	Histogramm der Anzahl der <i>erfolgreich</i> bearbeiteten Wellenformen 1996 . . . . .	81
4.17	Verteilung der Spitzigkeit $P$ 1996 . . . . .	82
4.18	Histogramme der Spitzigkeit in den Eisoberflächenklassen . . . . .	83
4.19	Verteilung des Wertes $1/k_e \propto d_p$ in 1996 . . . . .	84
4.20	Histogramme des Wertes $1/k_e \propto d_p$ in den Eisoberflächenklassen . . . . .	85
4.21	Verteilung der Oberflächenrauheit $\sigma_s$ 1996 . . . . .	86
4.22	Histogramme der Oberflächenrauheit $\sigma_s$ in den Eisoberflächenklassen . . . . .	87
5.1	Verteilung der mittleren Strahlungstemperaturen 1996 . . . . .	90
5.2	Zusammenhang von $FGR_{37V,19V}$ und der Korngröße $d$ , $PGR_{19}$ und der Dichte $\rho_s$ sowie $\Delta PGR_{19,37}$ und der Stratifizierung . . . . .	92
5.3	Mittel- und Medianwerte der ausgewerteten Parameter. . . . .	95
5.4	Thematische Karte: Dichte . . . . .	96
5.5	Thematische Karte: Stratifizierung . . . . .	98
5.6	Thematische Karte: Korngröße . . . . .	98
5.7	Thematische Karte: Emissions-/Eindringtiefe . . . . .	99
5.8	Thematische Karte: Oberflächenrauheit . . . . .	99
5.9	Entwicklung der Flächenanteile der Klassen von 1996 bis 2005 . . . . .	102
5.10	Verteilung der Eisoberflächenklassen 2004 . . . . .	104
5.11	Thematische Karte: Dichte 2004 . . . . .	105
5.12	Thematische Karte: Korngröße 2004 . . . . .	106
5.13	Thematische Karte: Stratifizierung 2004 . . . . .	107
5.14	Thematische Karte: Emissionstiefe 2004 . . . . .	107
5.15	Thematische Karte: Oberflächenrauheit 2004 . . . . .	108

5.16 Eisoberflächentemperatur 2004 . . . . .	109
B.1 Ergebnis der Klassifikation für 1996. . . . .	140
B.2 Ergebnis der Klassifikation für 1997. . . . .	141
B.3 Ergebnis der Klassifikation für 1998. . . . .	142
B.4 Ergebnis der Klassifikation für 1999. . . . .	143
B.5 Ergebnis der Klassifikation für 2000. . . . .	144
B.6 Ergebnis der Klassifikation für 2001. . . . .	145
B.7 Ergebnis der Klassifikation für 2002. . . . .	146
B.8 Ergebnis der Klassifikation für 2003. . . . .	147
B.9 Ergebnis der Klassifikation für 2004. . . . .	148
B.10 Ergebnis der Klassifikation für 2005. . . . .	149
B.11 Thematisch Karte Rauheit für 1996. . . . .	151
B.12 Thematisch Karte Rauheit für 2004. . . . .	152
B.13 Thematisch Karte Dichte für 1996. . . . .	153
B.14 Thematisch Karte Dichte für 2004. . . . .	154
B.15 Thematisch Karte Eindringtiefe für 1996. . . . .	155
B.16 Thematisch Karte Eindringtiefe für 2004. . . . .	156
B.17 Thematisch Karte Stratifizierung für 1996. . . . .	157
B.18 Thematisch Karte Stratifizierung für 2004. . . . .	158
B.19 Thematisch Karte Korngröße für 1996. . . . .	159
B.20 Thematisch Karte Korngröße für 2004. . . . .	160
B.21 Eisoberflächentemperatur für 1996. . . . .	162
B.22 Eisoberflächentemperatur für 1997. . . . .	163
B.23 Eisoberflächentemperatur für 1998. . . . .	164
B.24 Eisoberflächentemperatur für 1999. . . . .	165
B.25 Eisoberflächentemperatur für 2000. . . . .	166
B.26 Eisoberflächentemperatur für 2001. . . . .	167
B.27 Eisoberflächentemperatur für 2002. . . . .	168
B.28 Eisoberflächentemperatur für 2003. . . . .	169
B.29 Eisoberflächentemperatur für 2004. . . . .	170
B.30 Eisoberflächentemperatur für 2005. . . . .	171



# Tabellenverzeichnis

3.1	Beispiele der von einem GIS verwalteten Datentypen . . . . .	22
3.2	Möglichkeiten und Grenzen von GI-Systemen . . . . .	23
3.3	Orbit Parameter des DMSP F13 Satelliten . . . . .	35
3.4	Größe des SSM/I-Blickfeldes . . . . .	36
3.5	Datengrundlage des GIS . . . . .	38
3.6	Projektionsparameter der NSIDC-Daten und des GIS . . . . .	39
3.7	Zuordnung der Kanäle bei der Klassifikation . . . . .	40
3.8	Jahresminimale, -mittlere und -maximale Temperatur und Standardabweichung im Bereich <i>Ekströmisien</i> für das Jahr 1996 . . . . .	44
3.9	Anteil der Eisoberflächenklassen an der Gesamtfläche . . . . .	48
3.10	Minimum, Mittelwert, Maximum und Standardabweichung der für das Jahr 1996 gemittelten Eisoberflächentemperatur im Bereich <i>Ostantarktis</i> . . . . .	51
4.1	Positionen und Tiefe der beprobten Schneeschächte . . . . .	56
4.2	Messergebnisse der Schneeschächte . . . . .	61
4.3	Charakteristika einiger Satelliten Radar Altimetrie Systeme . . . . .	67
4.4	Ausschlusskriterien für Wellenformanalyse . . . . .	77
4.5	Spezifikationen des ERS-2 Satelliten . . . . .	79
4.6	Phasen der ERS-2 Mission . . . . .	79
4.7	Spezifikationen des ERS-2 Radaraltimeters . . . . .	80
4.8	Modalwerte der Parameter $P$ , $d_p$ und $\sigma_s$ in den Eisoberflächenklassen . . . . .	86
5.1	Korrelationskoeffizient zwischen Eisoberflächentemperaturen und Strahlungstem- peraturen . . . . .	89
5.2	Mittelwert und Standardabweichung und Medianwert der ausgewerteten Parameter	94
5.3	Glazial-physikalische Beschreibung der 14 Eisoberflächenklassen . . . . .	97
5.4	Korrelationskoeffizient zwischen spektralen Signaturen und passiven Mikrowellen- daten. . . . .	103
A.1	Schacht Nr. 1 ( <i>Camp 50km</i> /Ekström-Schelfeis, zentral) . . . . .	131
A.2	Schacht Nr. 2 ( <i>Camp 50km</i> /Ekström-Schelfeis, Nordost) . . . . .	132
A.3	Schacht Nr. 3 ( <i>Camp 50km</i> /Ekström-Schelfeis, Nordwest) . . . . .	133
A.4	Schacht Nr. 4 ( <i>Camp Olymp</i> /Søråsen, zentral) . . . . .	134
A.5	Schacht Nr. 5 ( <i>Camp Olymp</i> /Søråsen, Nordost) . . . . .	135
A.6	Schacht Nr. 6 ( <i>Camp Olymp</i> /Søråsen, Nordwest) . . . . .	136

A.7 Schacht Nr. 7 ( <i>Camp Olymp</i> /Søråsen, Südost) . . . . .	137
A.8 Schacht Nr. 8 ( <i>Camp Olymp</i> /Søråsen, Südwest) . . . . .	138

# Abkürzungsverzeichnis

**ADD** Antarctic Digital Database

**AVHRR** Advanced Very High Resolution Radiometer

**ATSR** Along Track Scanning Radiometer

**BAS** British Antarctic Survey

**DGM** Digitales Geländemodell

**DMSP** Defense Meteorological Satellite Program

**ESMR** Electronical Scanning Microwave Radiometer

**ESA** European Space Agency

**FNMOCC** Fleet Numerical Meteorology and Oceanography Center, Monterey (CA)

**GIS** Geoinformationssystem

**GPL** General Public License

**GRASS** Geographical Resources Analysis Support System

**GSFC** Goddard Space Flight Center

**NASA** National Aeronautics and Space Agency

**NOAA** National Oceanic and Atmospheric Administration

**NSIDC** National Snow and Ice Data Center

**NSSA** Naval Space Systems Activity

**RAMP** RADARSAT Antarctic Mapping Mission

**RSS** Remote Sensing Systems, Inc., Santa Rosa (CA)

**SAR** Synthetic Aperture Radar

**SMMR** Scanning Multichannel Microwave Radiometer

**SPOT** Satellite Pour l'Observation de la Terre

**SSM/I** Special Sensor Microwave / Imager

**TM** Thematic Mapper

**USAF SD** US Air Force Space Division

**USACERL** US Army Construction Engineering Research Laboratories

**WGS84** World Geodetic System 1984

# Kurzfassung

Der Eiskörper der Antarktis ist ein sensibler Indikator für Veränderungen des globalen Klimas. Insbesondere die küstennahen Gebiete der Ostantarktis zeigen ein hohes Maß an Variabilität der Eis- und Firnoberfläche. Diese Veränderlichkeit ist Ausdruck der vielfältigen meteorologischen und glaziologischen Wirkungsprozesse und Einflussgrößen. Im Rahmen von Massenbilanzuntersuchungen werden bisher vor allem Änderungen der Oberflächentopographie des Eisschildes als Indikator für Veränderungen im (lokalen) Klima betrachtet. Es kann jedoch nicht von *der* Eisoberfläche der Antarktis gesprochen werden. Es ist deshalb unerlässlich, auch die räumlichen und zeitlichen Variationen der Firneigenschaften zu kennen, da diese Rückschlüsse auf das lokale Klima zulassen.

Ziel dieser Studie ist es, mittels Satellitenfernerkundungsdaten die Firn- und Eisoberfläche eines Teils des küstennahen ostantarktischen Eiskörpers hinsichtlich seiner glaziologischen Eigenschaften zu beschreiben. Als Datengrundlage dienen passive Mikrowellenstrahlung des DMSP-SSM/I-Sensor.

Das registrierte Signal, die so genannte Strahlungstemperatur, ist das Resultat der Firneigenschaften über den gesamten Tiefenbereich der Emissionstiefe. Es ist zur Zeit nicht möglich, z. B. per Inversionsrechnung die Firneigenschaften aus diesen Daten direkt zu bestimmen. Um mit Hilfe dieses komplexen Signals die Firnoberfläche in Bezug auf ihre glaziologischen Eigenschaften untersuchen zu können, wurden Techniken der Geoinformatik verwendet.

Mit einer unüberwachten radiometrische Klassifikation konnte die Oberfläche des Eisschildes in eine begrenzte Anzahl von Eisoberflächenklassen unterteilt werden. Damit können in dem kontinuierlichen Verteilungsmuster der Strahlungstemperatur der Firnoberfläche – es gibt keine diskreten Unterschiede zwischen einzelnen Oberflächentypen wie z. B. zwischen Ackerland und Wasser – glaziologische Einheiten identifiziert werden, die weit über einfache Unterteilungen wie „Inlandeis versus Schelfeis“ oder ähnliches hinausgehen.

Für die glaziologische Interpretation wurden weitere Daten hinzugezogen. Während der Antarktisexpedition ANT XIV/3 des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung wurden in insgesamt acht Schneeschächten auf dem Ekström-Schelfeis und dem westlich gelegenen Søråsen Tiefenprofile der oberflächennahen Firneigenschaften hinsichtlich Temperatur, Dichte, Korngröße und Stratigraphie bestimmt. *In-situ*-Daten liefern eine sehr genaue Beschreibung der Firneigenschaften zum jeweiligen Zeitpunkt an ausgesuchten Stellen. Zusätzliche Satellitenfernerkundungsdaten ermöglichen die weitere Interpretation in der Fläche und über eine größere Zeitspanne. Im Rahmen dieser Arbeit wurden Daten des ERS-2-Radaraltimeters benutzt. Mit einem Verfahren, das ursprünglich für die genaue Bestimmung des Reflexionszeitpunkts im Rückkehrsignal entwickelt wurde, dem so genannten *Retracking*, können glaziologische Parameter der Eis- und Firnoberfläche bestimmt werden. Letztlich wurden auch aus den passiven Mikrowel-

lendaten selbst abgeleitete Größen verwendet, die sowohl aus der Strahlungs- und Streutheorie als auch empirisch abgeleitete Zusammenhänge zwischen Strahlungssignal und Firneigenschaften beschreiben.

Als Resultat konnten durch die Synthese der verschiedenen Datensätze auf der Basis des Ergebnisses der Klassifikation so genannte thematische Karten für die untersuchten Parameter erstellt werden. Diese beschreiben im Wesentlichen qualitativ das Untersuchungsgebiet hinsichtlich der räumlichen Verteilung seiner glaziologischen Eigenschaften wie z. B. Dichte, Korngröße, Stratifizierung. Aus der Kombination der verschiedenen Eigenschaften und der Kenntnis von Bildungs- und Metamorphoseprozessen lassen sich Rückschlüsse auf die Genese des oberflächennahen Firns und damit auf das lokale Klima ziehen.

Die Daten passiver Mikrowellensensoren liegen seit 1972 vor. Damit ist es möglich, Zeitreihenuntersuchungen durchzuführen. Exemplarisch wurde hier der Zeitraum von 1996 bis 2005 betrachtet. Es konnten Trends in der Veränderung der räumlichen Verteilung der Firneigenschaften festgestellt werden, die ihrerseits Wandel im lokalen Klima belegen. Im Rahmen des ausgewählten Zeitraums handelt es sich hier vor allem um die Auswirkungen jährlicher Schwankungen. Um langfristige, klimatologisch relevante Prozesse zu detektieren, muss in einem nächsten Schritt die Zeitreihe der passiven Mikrowellendaten seit 1972 komplett ausgewertet werden. Eine genauere Klassifikation kann mit räumlich höher aufgelösten Strahlungsdaten erreicht werden. Weiter hat diese Studie gezeigt, dass mehr *in-situ*-Daten erhoben werden sollten, um das Klassifikationsergebnis weiter zu quantifizieren. Damit würde die in dieser Arbeit vorgestellte Klassifikation und glaziologische Beschreibung der Firn- und Eisoberfläche erweitert und vervollständigt.

# Abstract

The ice masses of Antarctica are a sensitive indicator of changes in global climate. In particular, the coastal areas of East Antarctica show a high degree of variability of the ice and firn surface. This variability reflects the wide range of meteorological and glaciological processes and effected parameters. In the framework of Massenbilanzuntersuchungen, up to now, mainly changes in the surface topography of the ice sheet are considered as an indicator of changes in the (local) climate. However, there is no *the* ice surface of Antarctica. It is therefore essential, to know the spatial and temporal variations of firn properties, as these permit conclusions to the local climate.

The aim of this study is to describe the glaciological properties of the firn and ice surface of a part of the coastal East Antarctic ice masses by satellite remote sensing data. It is based on the passive microwave data of the DMSP-SSM/I sensor.

The recorded signal, the so called brightness temperature, is the result of firn properties over the entire range of the emission depth. To date, it is not possible, for example, to determine the firn properties directly from these data by inversion techniques. In order to use this complex signal to investigate the glaciological properties of the firn surface techniques of geoinformatics were used.

Using an unsupervised radiometric classification, the ice surface could be divided in a limited number of ice surface classes. This allows to section the continuous pattern of the brightness temperature of the firn surface – there are no discrete differences between different surface types such as arable land or water – into glacial units that extend far beyond simple divisions, such as „inland ice versus ice shelves“ or similar.

For the glaciological interpretation further data were included. During the Antarctic expedition ANT XIV/3 of the Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research in a total of eight snow pits on the Ekström Ice Shelf and the westward located Søråsen depth profiles of near-surface firn properties such as temperature, density, grain size and stratigraphy were determined. *In-situ* data provide a very accurate description of the firn properties at a given time at the selected locations. Additional satellite remote sensing data enable further interpretation in space and over a longer period. As part of this work, data from the ERS-2 radar altimeter was used. With a technique which originally was developed for the accurate determination of the reflection point in return signal, the so-called retracking, glaciologic parameters of the ice and firn surface can be determined. Finally, quantities derived from the passive microwave data itself were used which describe relationships between the radiative signal and firn properties. These quantities are derived both from radiation and scattering theory and empirically.

As a result, it was possible to create so-called thematic maps for the parameters under investigation by synthesis of the different data sets on the basis of results of the classification.

They describe mainly qualitatively the spatial distribution of glaciological properties such as density, grain size, stratification within the area under investigation. Through the combination of the various features and the knowledge of generation and transformation processes, conclusions about the genesis of the near-surface firn and local climate can be drawn.

The data of passive microwave sensors are available since 1972. Therefore, it is possible, to perform studies of time series. Exemplary the period between 1996 and 2005 was examined. There were trends in the change in the spatial distribution of firn properties detected, which, in turn, document changes in local climate. Within the selected period these are primarily due to the impact of annual fluctuations. To detect long-term climatological relevant processes, in a next step the entire time series of passive microwave data since 1972 has to be analysed. A more accurate classification can be achieved with a higher spatial resolution of the underlying radiance data. Additionally, this study showed, that more *in-situ* data should be collected to improve the quantification of the results of the classification. Therewith the classification and the glaciological description of the snow and ice surface presented in this study and would be expanded and completed.



# Kapitel 1

## Einleitung

Die Diskussion über die Ursachen, den Verlauf und die Auswirkungen der globalen Klimaentwicklung richtet den Blick immer wieder auch auf die Eiskörper der Erde. Es hat sich herausgestellt, dass diese Eiskörper, die Kryosphäre, empfindlich auf Veränderungen des Klimas reagieren (Morris und Vaughan, 2003, Tedesco, 2008a,b, Cook und Vaughan, 2010).<sup>1</sup> Ein vollständiges Abschmelzen des antarktischen und des grönländischen Inlandeises hätte nicht zuletzt durch einen prognostizierten Anstieg des mittleren Meeresspiegels um ca. 70 m (Alley et al., 2005) verheerende Auswirkungen auf die menschliche Gesellschaft.

Dass die großen Eiskörper der Erde keine starren Gebilde sind, zeigte eindrucksvoll der Kollaps des Larsen-B-Schelfeis. Wurde noch im Jahr 2000 über seinen „Rückzug“ debattiert (Scambos et al., 2000), so war es im Jahre 2002 bereits völlig verschwunden: Anfang 2002 brach es kollapsartig in sich zusammen (Rott et al., 2002). 2008 zerbrach auch das Wilkins-Schelfeis (Humbert und Braun, 2008, Braun et al., 2009). Steht die generelle Empfindlichkeit der Eiskörper der Erde gegenüber dem Klimawandel heute nicht mehr in Frage, so sind die Wechselwirkungen im Detail nach wie vor Gegenstand umfangreicher Studien.

Um Veränderungen der Kryosphäre möglichst umfassend und kontinuierlich zu erfassen, bedient man sich Daten der satellitengestützten Fernerkundung. Neben der Topographie der Eisoberfläche, die unter anderem mit Radar- oder Laseraltimetrie von Satelliten aus bestimmt werden kann, ist hierbei die Kenntnis über ihre glazialgeophysikalische Beschaffenheit insbesondere der oberflächennahen Schichten unerlässlich. Im Gegensatz zur Topographie lassen sich Parameter wie Korngröße, Feuchte, Schichtung oder Oberflächenrauheit nicht direkt aus Satellitendaten bestimmen. Aus den Zusammenhängen der Strahlungstheorie lassen sich jedoch mindestens qualitative Aussagen über das Signal, das von einem Satellitensensor aufgezeichnet wird, und den ihm zu Grunde liegenden Oberflächeneigenschaften treffen.

Die küstennahen Gebiete der Antarktis sind von besonderer Bedeutung für Massenbilanzuntersuchungen. Denn gerade hier sind die Unterschiede und die Veränderlichkeit der Beschaffenheit der Oberfläche am größten. Zudem findet ein Großteil des Massenaustauschs mit der Atmosphäre und der Ozeanosphäre dort statt.

Für synoptische Datenauswertungen und -analysen haben sich in vielen Bereichen mittlerweile so genannte Geoinformationssysteme etabliert. Sie ermöglichen es, Daten unterschiedlicher Topologien (Punkt, Vektor, Raster, s. Abschnitt 3.1.2 auf Seite 21ff) und Herkunft (*in-situ*,

---

<sup>1</sup>Die Kryosphäre beschreibt die Gesamtheit der Eis bedeckten Gebiete der Erde, also Gletscher, die Eismassen Grönlands und der Antarktis (Inlandeis und Schelfeis) und das Meereis.

Fernerkundung etc.) zu bearbeiten. Verfahren der Klassifikation erlauben es, große und in ihren Eigenschaften komplexe Oberflächen in eine hinreichende, begrenzte Anzahl überschaubarer Einheiten mit ähnlichen Oberflächeneigenschaften zu unterteilen.

Das Ergebnis einer Klassifikation besagt, insbesondere wenn ausschließlich Satellitendaten verwendet werden, wo auf der beobachteten Oberfläche gleiche oder ähnliche Oberflächeneigenschaften herrschen. Wie die Oberfläche tatsächlich beschaffen ist, kann zu einem gewissen Teil z. B. aus der Strahlungstheorie abgeleitet werden. Gewissheit bringen aber immer nur an repräsentativen Stellen gewonnene *in-situ*-Daten.

Wenn man nun die Eisoberfläche in eine begrenzte Anzahl von Klassen einteilen und diesen – z. B. aus *in-situ* gewonnenen Daten – glaziologische Eigenschaften zuweisen kann, so lassen sich aus der Auswertung von Daten aus mehreren Jahren Veränderungen der Eisoberfläche ableiten.

Die Kernfragen dieser Arbeit sind somit:

- Lässt sich die küstennahen Eisoberfläche der Antarktis mit Hilfe von Satellitenfernerkundungsdaten in eine begrenzte Anzahl von Klassen einteilen?
- Lassen sich diesen Klassen glazialgeophysikalische Eigenschaften zuordnen?
- Verändert sich die räumliche Verteilung der Klassen mit der Zeit?
- Lassen sich daraus Rückschlüsse auf Veränderungen der Eisoberfläche ziehen?

Aus methodologischer Sicht sollte ein Verfahren entwickelt werden, mit dem große Datensätze konsistent ausgewertet werden können, um generelle Entwicklungen auch über einen langen Zeitraum zu beschreiben.

## Kapitel 2

# Das Untersuchungsgebiet

Im Mittelpunkt dieser Arbeit stehen die küstennahen Gebiete der Ostantarktis zwischen ca. 10° West und 75° Ost. Sie sind gekennzeichnet durch Inlandeis, Schelfeise verschiedener Ausdehnung und Charakteristik, Blaueisfelder etc. Dadurch ist in dieser Region eine hohe Variabilität des Eiskörpers hinsichtlich der glaziologischen und dynamischen Eigenschaften zu finden.

Das Klassifikationsverfahren wird zunächst in einem Testgebiet im Bereich des Ekström-Schelfeises entwickelt, da hier eigene, auf die Fragestellung abgestellte *in-situ*-Untersuchungen durchgeführt wurden (s. Abschnitt 4.1 auf Seite 54ff). Dieses Untersuchungsgebiet wird in dieser Arbeit als *Ekströmisen* bezeichnet (s. Seite 4ff). Anschließend wird das Untersuchungsgebiet erweitert: Es erstreckt sich küstennah von westlich des Ekström-Schelfeises bis östlich des Amery-Schelfeises und wird mit *Ostantarktis* bezeichnet. Es umfasst neben dem Teilgebiet Ekströmisen zwei weitere Teilgebiete, die für Detailstudien herangezogen werden: Das Gebiet *Prinzessin-Astrid-Küste* im Bereich des Nivl-Schelfeises (s. Seite 7ff) und das Gebiet *Lambert-Amery-Becken* rund um Lambert-Gletscher und Amery-Schelfeis (s. Seite 10ff).

Die Auswahl der Untersuchungsgebiete für die Detailstudien erfolgt unter Berücksichtigung verschiedener Gesichtspunkte. Die Gebiete umfassen nicht nur Inlandeis, sondern sind zu einem wesentlichen Teil durch Schelfeise gekennzeichnet. Sie unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Größe, ihrer meteorologischen und ozeanographischen (also ihrer gesamtglaziologischen) Situation und weisen unterschiedliche Besonderheiten wie z. B. Blaueisfelder auf.

Unabdingbar für die Auswahl der Detailuntersuchungsgebiete ist, dass sie sowohl zeitlich als auch räumlich hinreichend gut durch die verwendeten Fernerkundungsdaten abgedeckt werden. Für die glaziologische Interpretation ist eine gute Beschreibung durch *in-situ*-Daten wichtig.

Eine (natürliche) Grenze der Untersuchungsgebiete bildet die meerseitige Eiskante der Antarktis. Hierunter wird im Weiteren die Grenze zwischen Ozean und Meereis auf der einen Seite und dem Kontinent (eisbedeckt und eisfrei) sowie den Schelfeisen auf der anderen Seite verstanden. In einer Höhe von ungefähr 1500 m über dem Meeresspiegel ist der Übergang vom küstennahen (*coastal*), teilweise noch maritim beeinflussten Gebiet (*Escarpment*) zum Antarktischen Plateau (*Interior*) lokalisiert (Fortuin und Oerlemans, 1990, Van den Broeke et al., 1999).<sup>2</sup> Diese Höhenlinie stellt eine weitere „natürliche“, insbesondere meteorologisch determinierte Grenze des Untersuchungsgebiets dar.

Die Grenzen der Teilgebiete sind daran ausgerichtet, dass hinreichend viel Fläche für

---

<sup>2</sup>Der Begriff *Escarpment* trifft in seiner deutschen Übersetzung Klippe nicht ganz der Sachverhalt. Besser wäre ein Begriff wie Auslassgebiete.

eine sinnvolle Datenauswertung eingeschlossen ist. Berücksichtigt werden ferner *a-priori*-Informationen über die Lage und Ausdehnung der jeweils wichtigsten Einzugs- und Zuflussgebiete.

Abbildung 2.1 auf der nächsten Seite zeigt die Lage des Untersuchungsgebiets im Ganzen und der Teilgebiete in der Antarktis. Als Hintergrundbild wird hier das RADARSAT-SAR-Amplitudenbild-Mosaik (Jezek und RAMP Product Team, 2002) verwendet, die Küsten-, Aufsetz- und Fließlinie sind der *Antarctic Digital Database* (ADD, British Antarctic Survey, 2006) entnommen<sup>3</sup>, die 1500 m-Höhenlinie stammt aus dem RADARSAT-SAR-Höhenmodell (Jezek und RAMP Product Team, 2002). Die genannten Datensätze dienen auch bei allen weiteren Abbildungen als Datengrundlage.

## 2.1 Ekströmisien

Die im Folgenden mit *Ekströmisien* benannte Region liegt im atlantischen Sektor der Antarktis am nordöstlichen Rand des Weddellmeers. Im deutschen Sprachraum wird dieser Küstenabschnitt als *Neuschwabenland* bezeichnet. Dieser Name wurde durch die Ritscher-Expedition 1938/39 geprägt (Kohnen, 1981). International finden sich hauptsächlich die Bezeichnungen *Dronning-Maud-Land* oder *Queen-Maud-Land*, die durch die norwegischen Expeditionen zwischen 1931 und 1937 geprägt wurden.<sup>4</sup> Die hier genauer untersuchte Region dieses Küstenabschnitts ist vor allem durch das Ekström-Schelfeis charakterisiert. Es handelt sich hierbei um ein gebundenes Schelfeis mit einer Gesamtfläche von ca. 8.700 km<sup>2</sup>. Es ist unterteilt in einen Westteil mit ca. 6.700 km<sup>2</sup> mit einer Nord-Süd-Ausdehnung von ca. 120 km und einer maximalen Ost-West-Ausdehnung von ca. 70 km (s. Abbildung 2.3, IFAG, 1989). Der kleinere Ostteil, der zwischen den beiden Armen des Halvfarryggen liegt, wird durch den Unneruskollen vom Jelbart-Schelfeis abgegrenzt. Im Westen bilden der Søråsen mit dem Auståsen in nördlicher Fortsetzung die natürliche Grenze zum westlich gelegenen Quar-Schelfeis (IFAG, 1989). Nach Süden wird das Schelfeis durch den Anstieg zum Ritscher-Hochland begrenzt. Das Ritscher-Hochland bildet den sich unmittelbar südlich an den Schelfeissaum anschließenden Teil des Inlandeises.

Im Südsommer 1980/81 wurde auf dem Westteil des Ekström-Schelfeis die erste ganzjährig besetzte westdeutsche Forschungsstation *Georg-von-Neumayer* errichtet (Kohnen, 1981). Die Nachfolgestation *Neumayer* wurde 1991 etwa 8 km südlich (70°39' Süd, 08°15' West) in Betrieb genommen. Im Südsommer 2007/2008 wurde die neue Neumayer-Station III aufgebaut, die zu Beginn des Jahrs 2009 den Betrieb aufgenommen hat. Alle Stationen dienen als Basis für umfangreiche Untersuchungen aus allen Bereichen der Polarwissenschaften. Die regionale Glaziologie wurde durch zahlreiche Feldkampagnen (z. B. detaillierte Akkumulationsmessungen an Messstangen, in Schneeschächten und mit Firnkernbohrungen u. a. auf den Traversen ins Hinterland in die Kottasberge und zur Heimefrontfjella) ausführlich untersucht (Bässler et al., 1990, Graf und Wagenbach, 1990, Graf et al., 1990, Moser, 1990, 1991, Schlosser et al., 1999, Oerter, 2003). Ebenso wurden boden- und aerogeophysikalische Messungen (Thyssen und Grosfeld, 1988, Popov und Leitchenkov, 2000, Steinhage, 2001) zur Untersuchung von Aufbau und Dynamik des

<sup>3</sup>Die Datengrundlage der Antarctic Digital Database (ADD) ist an vielen Stellen der Antarktis nicht aktuell. So wurde von (Fricker et al., 2002) gezeigt, dass die Aufsetzlinie im südlichen Teil der Amery-Schelfeises deutlich anders platziert ist. Diese Unterschiede sind im Rahmen dieser Arbeit jedoch nicht relevant.

<sup>4</sup>Neuschwabenland erstreckt sich ca. von 14° West bis 15,5° Ost, *Dronning-Maud-Land* ca. von 20° West bis 45° Ost, dessen westlicher Teil zwischen 20° West und 5° Ost auch Prinzessin-Martha-Küste heißt.

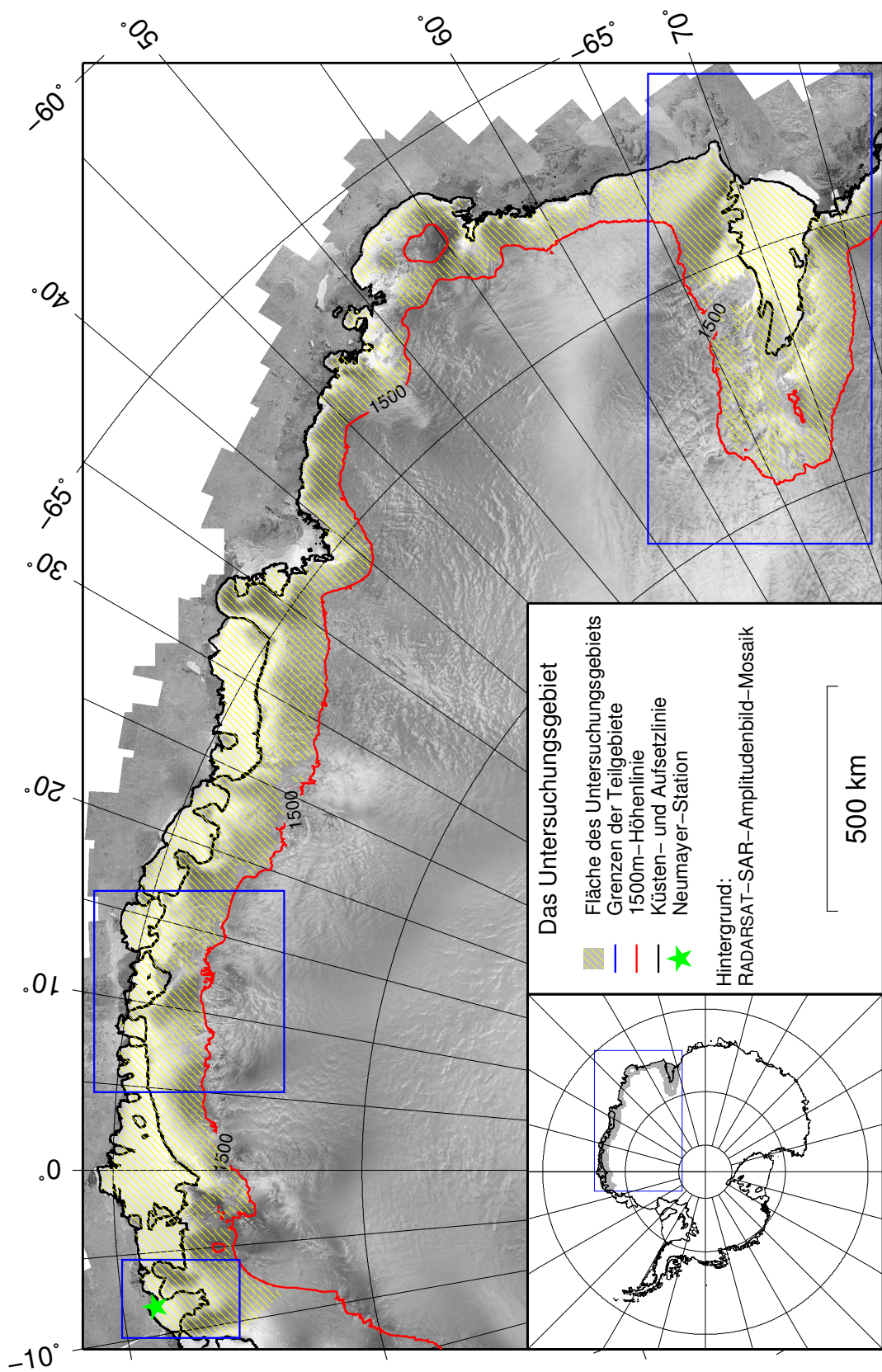


Abbildung 2.1: Übersicht über das Untersuchungsgebiet und die Teilgebiete (Datengrundlage: s. Seite 4)



Abbildung 2.2: Schelfeiskante des Ekström-Schelfeises in der Nähe der Neumayer-Station

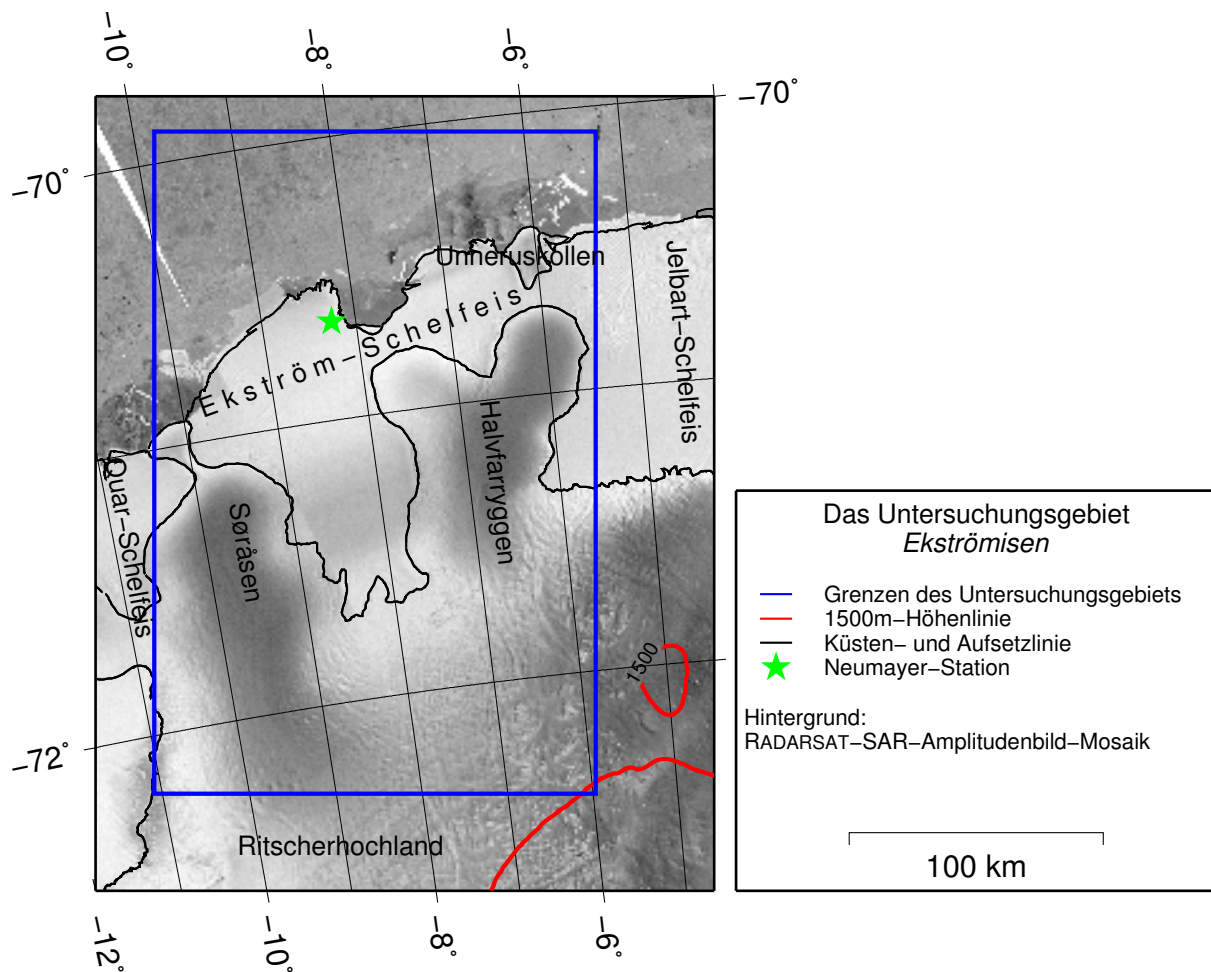


Abbildung 2.3: Übersichtskarte Ekströmisen (Datengrundlage: s. Seite 4)

Eiskörpers (Rosenberger et al., 1997) sowie geodätische Kampagnen zur direkten Messung der Eisdynamik (Ehrhardt et al., 1990, Mayer und Huybrechts, 1999) und zur Validierung von Fernerkundungsdaten (Heidland, 1994) durchgeführt. Von hier aus wurden im Januar und Februar 1997 auch die in dieser Arbeit beschriebenen Feldmessungen getätigt (s. Abschnitt 4.1 auf Seite 54ff und Heinze et al., 1998).

Das Untersuchungsgebiet *Ekstrømissen* umfasst den Søråsen, das Ekstrøm-Schelfeis selbst, den Halvfarryggen und einen Teil des sich im Süden anschließenden Inlandeises.<sup>5</sup> Die südöstliche Ecke berührt gerade den Giæver-Rücken. Das gesamte Gebiet liegt unter 1500 m Höhe.

Der Westteil des Schelfeises wird hauptsächlich über zwei Gletscher am südlichen Ende am Aufstieg zum Ritscher-Hochland genährt. Darüberhinaus gibt es signifikante Zuflüsse von der Ostflanke des Søråsens. Letztere führen zu ausgedehnten Graben- und Spaltenstrukturen, die unter anderem in Bildern des Landsat-Multispektral-Scanners oder ERS-SAR-Amplitudenbildern deutlich zu sehen sind (Müller et al., 1997, IFAG, 1989). Die Nordflanke des Halvfarryggen ist das Hauptzuflussgebiet für den Ostteil des Ekstrøm-Schelfeis. Es erreicht Dicken von bis zu 900 m (Thyssen und Grosfeld, 1988), an der Eisfront hat es eine Mächtigkeit von mehr als 100 m, das Freibord beträgt ca. 10 m (s. Abbildung 2.2). Der Kantenvorschub des meerseitigen Eisrandes liegt nach Müller et al. (1997) zwischen 150 m/a für den östlichen Teil und bis zu 230 m/a für den Westteil. Die selben Autoren leiten für das gesamte Schelfeissystem einen Massentransport von ca.  $3,6 \text{ km}^3/\text{a}$  entsprechend  $3,3 \text{ Gt}/\text{a}$  Eis ab.

Selbst auf diesem relativ kleinen Schelfeis lassen sich verschiedene meteorologische Regime mit unterschiedlichen Akkumulationscharakteristiken ausmachen (Graf et al., 1990). Ursache hierfür ist zum Einen der so genannte Kontinentaleffekt. Mit zunehmender Entfernung vom meerseitigen Eisrand nimmt die Konzentration von Seesalzaerosolen ab, die ein Hinweis auf maritim geprägte atmosphärische Transportprozesse sind. Zum Anderen können Effekte in Abhängigkeit von der Geländehöhe und -neigung festgestellt werden. Transport- und Ablagerungsprozesse werden durch Topographieeffekte wie z. B. das Begünstigen von katabatischen Winden beeinflusst (Oerter, 2003). Insgesamt schwanken die Akkumulationsraten zwischen über  $320 \text{ mm}/\text{a}$  Wasseräquivalent (*water equivalent*, WE) in der Nähe der Neumayerstation, ca.  $200 \text{ mm}/\text{a}$  WE im Bereich der Aufsetzlinie beim Übergang zum Ritscher-Hochland, über  $700 \text{ mm}/\text{a}$  WE auf dem Søråsen und in etwa  $200 \text{ mm}/\text{a}$  WE auf dem Halvfarryggen (Schlosser et al., 1999; die beiden letzten Werte wurden aus den dort in  $\text{cm}_{\text{Schnee}}/\text{a}$  angegebenen Werten mit einer angenommenen mittleren Dichte von  $0,35 \text{ g}/\text{cm}^3$  in  $\text{mm}/\text{a}$  WE umgerechnet).

## 2.2 Prinzessin-Astrid-Küste

Weiter östlich im Dronning-Maud-Land befinden sich Fimbul-, Vigrid-, Nivl- und Lazarev-Schelfeis. Das Fimbul-Schelfeis erstreckt sich von ca.  $2^{\circ}30'$  West bis etwa  $7^{\circ}30'$  Ost und ist nur durch das Jelbartisen vom Ekstrøm-Schelfeis getrennt. Vigrid- und Nivl-Schelfeis erstrecken sich von  $8^{\circ}$  Ost bis  $9^{\circ}$  Ost respektive  $9^{\circ}30'$  Ost bis  $13^{\circ}$  Ost. Das Lazarev-Schelfeis, das durch den Leningradkollen vom Nivl-Schelfeis getrennt wird, befindet sich zwischen  $13^{\circ}$  Ost und  $16^{\circ}$  Ost. Der gesamte Bereich zwischen  $5^{\circ}$  Ost und  $20^{\circ}$  Ost heißt Prinzessin-Astrid-Küste, wie auch das in Abbildung 2.4 auf der nächsten Seite dargestellte Teiluntersuchungsgebiet dieser Arbeit genannt wurde.

---

<sup>5</sup>Im Weiteren wird mit *Ekstrømissen* das hier beschriebene Untersuchungsgebiet benannt auch wenn es eigentlich der Name des Schelfeises selbst ist.

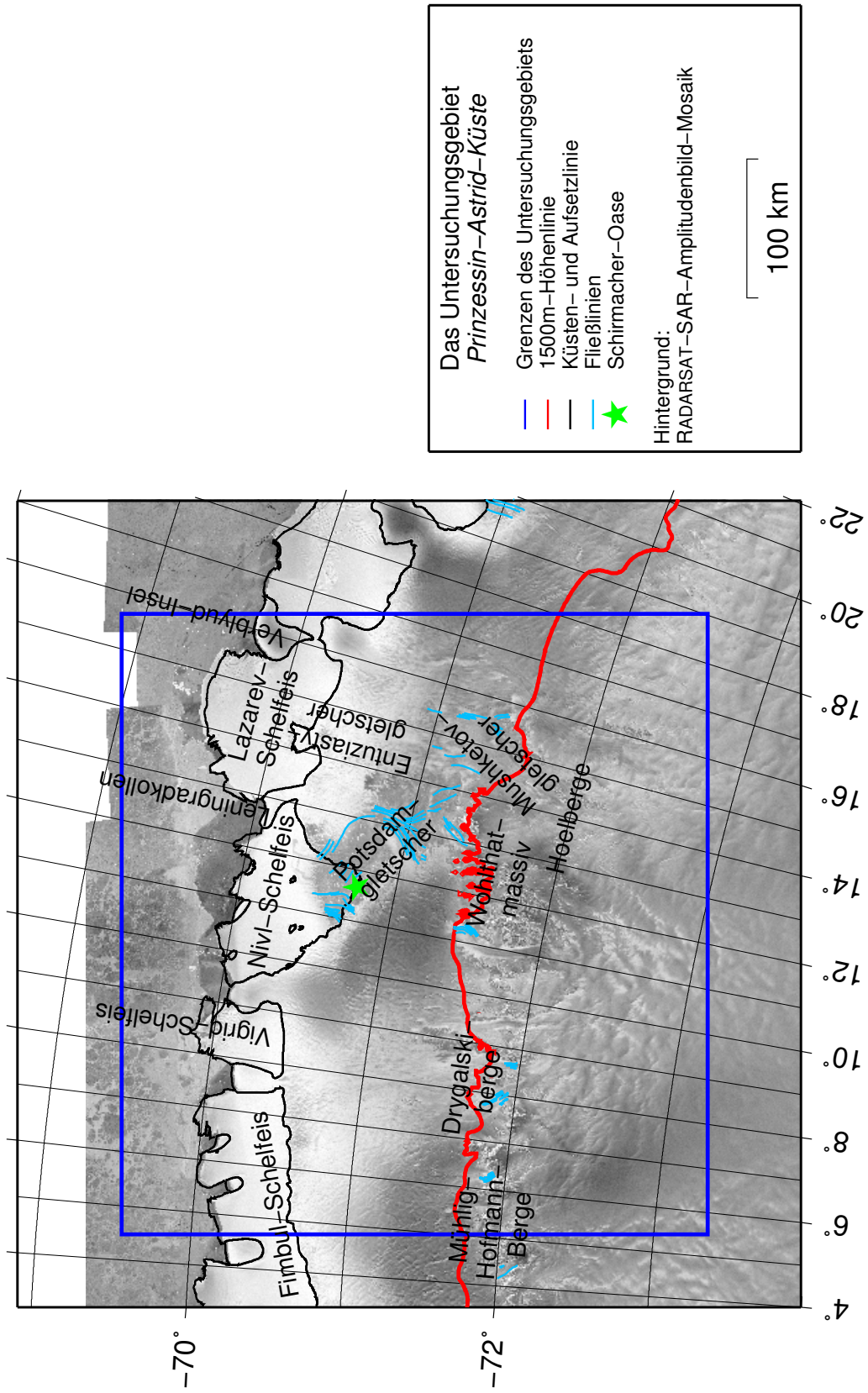


Abbildung 2.4: Übersichtskarte Prinzessin-Astrid-Küste (Datengrundlage: s. Seite 4)



In dem in dieser Arbeit genauer betrachteten Bereich zwischen  $5^\circ$  Ost und  $16^\circ$  Ost haben die Schelfeise eine Ausdehnung Nord-Süd-Richtung von 65 km bis 90 km.

Das Zentrum dieses Teiluntersuchungsgebiets bildet das Nivl-Schelfeis und das südlich anschließende Inlandeis mit dem Anstieg zum Wohlthatmassiv. Die 1500 m-Höhenlinie, die im wesentlichen die südliche Grenze des Untersuchungsgebietes bildet (s. o.), fällt in den Bereich der nördlichen Grenze des Ost-West verlaufenden alpinen Gebirgsgürtels des *Dronning-Maud-Lands*. Im Wesentlichen ist dieses Gebirge eisbedeckt, einige Bergspitzen sind jedoch eisfrei und bilden so genannte Nunataker.

Das Nivl-Schelfeis hat eine recht ebene und gleichförmige Oberfläche auf Höhen von zumeist weniger als 50 m über dem Meeresspiegel. Es hat in Nord-Süd-Richtung eine größte Ausdehnung von ca. 80 km, in West-Ost-Richtung ungefähr 130 km. Die Eismächtigkeit beträgt im Süd-Westen etwa 700 m, an der Kalbungsfront ca. 150 m. Das Schelfeis weist ein komplexes Fließgeschwindigkeitsgefüge auf (Dietrich et al., 1999, Metzger et al., 1997, Horwath et al., 2006).

Von sowjetischen Wissenschaftlern wurden von den 1950ern bis Mitte der 1970er zahlreiche glaziologische Feldmessungen und Firnkernbohrungen auf dem Nivl- und dem Lazarev-Schelfeis sowie dem angrenzenden Inlandeis durchgeführt. Die (Detail-)Ergebnisse wurden allerdings nur teilweise und fast ausschließlich auf russisch publiziert (Fritzsche und Bormann, 1995). Van den Broeke et al. (1999) schreiben, dass unter anderem aus diesem Grund dieser Bereich der Antarktis in seinen glazialphysikalischen Eigenschaften nahezu unbekannt sei. Bormann und Fritzsche (1995) geben jedoch einen umfassenden Überblick über die bis in 1990er Jahre erfolgten Untersuchungen.

In dieser Region existieren einige glaziologische Besonderheiten:

Das Nivl-Schelfeis und das unmittelbar nach Süd-Südosten anschließende Inlandeis lässt sich in zwei Zonen einteilen: Von der meerseitigen Eiskante erstreckt sich über etwa 40 km eine Akkumulations-Zone mit Eislinsen und -lagen durch Tauwasserinfiltration. Die Firnschicht hat hier eine Mächtigkeit von ca. 10 m bis 20 m, die jedoch in Richtung Süd-Südosten kontinuierlich abnimmt. Daran schließt sich bis zur östlichen Peripherie des Wohlthat-Massivs über eine Länge von ca. 150 km eine Region an, die durch Blaueis gekennzeichnet ist (Horwath et al., 2006). Sie umfasst auch die Aufsetzzone und damit den Übergang zum Inlandeis. In Blaueisfeldern fehlt die Schneebedeckung, das konsolidierte Gletschereis bildet die Oberfläche. Diese Bedingungen finden sich vor allem in Regionen mit starken katabatischen Winden, geringen Akkumulationsraten und Stauwirkungen bei gegen Hindernisse fließendem Eis (Bintanja, 1999). Diese Blaueisfelder bilden auf dem Inlandeis zum großen Teil die Oberfläche des Potsdamgletschers. Ebenfalls aus den Hoehlbergen strömt das Mushketov- und Entuziastygletschersystem, das in das Lazarev-Schelfeis mündet.

Eine weitere Besonderheit im Bereich des Nivl-Schelfeises ist die Schirmacher-Oase ( $11^\circ 20'$  Ost,  $70^\circ 44'$  Süd –  $11^\circ 55'$  Ost,  $70^\circ 46'$  Süd). Eine „antarktische Oase“ ist nach Shumskiy (1957) ein im Wesentlichen eisfreies Gebiet, dass vom umgebenden Eiskörper als eine ausgeprägte Ablationszone unterschieden werden kann. Sie bleibt auf Grund einer niedrigen Albedo und einer positiven Strahlungsbilanz schnee- und eisfrei (vgl. Fritzsche und Bormann, 1995 und Riffenburgh, 2007). Das lokale Klima der Schirmacher-Oase ist gekennzeichnet durch hohe Windgeschwindigkeiten (im Mittel etwa 10 m/s) und eine sehr niedrige Luftfeuchtigkeit (im jährlichen Mittel etwa 50%, Richter et al., 1995). Beide Effekte sind eng mit den hier verstärkt auftretenden katabatischen Winden verknüpft. Die Oase liegt in etwa 100 m über dem Meeresspiegel. Sie umfasst eine Fläche von etwa  $34 \text{ km}^2$  mit einer größeren Anzahl an (Süßwasser-)Seen, von denen

einige Epi-Schelfeisseen sind.

Interessant vor dem Hintergrund der Klassifikation war vor allem die Fragestellung, ob die genannten Besonderheiten und insbesondere die im Bereich der Schirmacher-Oase vorkommenden Blaueisfelder mit Hilfe der Methoden der Satellitenfernerkundung detektiert werden können.

## 2.3 Lambert-Amery-Becken

Weiter östlich, im indischen Sektor im Übergang zwischen Mac.-Robertson-Land ( $60^\circ$  Ost bis  $73^\circ$  Ost) und Prinzessin-Elisabeth-Land ( $73^\circ$  Ost bis etwa  $88^\circ$  Ost) befindet sich das Amery-Schelfeis. Es ist nach Filchner-Ronne- und Ross-Schelfeis das drittgrößte Schelfeis der Antarktis und damit das größte in der Ostantarktis. Zusammen mit dem dem Lambert-Gletscher bildet das Gletscher-Schelfeis-System *Lambert-Amery-Becken* das größte Drainage-System der Antarktis (Fricker et al., 2000). Der gegründete Teil des gesamten Drainage-System umfasst (je nach Quelle)  $1,34 \times 10^6 \text{ km}^2$  bis  $1,48 \times 10^6 \text{ km}^2$ , was in etwa 16% des gesamten gegründeten ostantarktischen Eisschildes entspricht (Phillips, 1999, Wen et al., 2008). Das Schelfeis selbst hat eine Fläche von etwa  $69.000 \text{ km}^2$  (Phillips, 1999). Im Unterschied zu den vielen Saumschelfeisen des Dronning-Maud-Lands ist das Amery-Schelfeis ein gebundenes Schelfeis.

Die Hauptbestandteile des *Lambert-Amery-Beckens* sind das Amery-Schelfeis selbst und sein Hauptzufluss, das Lambert-Gletscher-System (s. Abbildung 2.5 auf der nächsten Seite). Letzteres wird im Wesentlichen durch Fisher-, Mellor- und Lambertgletscher gebildet.

Die Oberfläche des gesamten Bereichs ist gekennzeichnet durch ausgedehnte Blaueisflächen (Winther et al., 2001). Diese sind zu einem Großteil windinduziert durch die starken katabatischen Winde in dieser Region. Zusätzlich existieren hier saisonal Schmelzwassertümpel und -ströme (Phillips, 1998), die zu schmelzinduziertem Blaueis führen. Im Ganzen hat die Oberfläche hier über weite Teile eine negative Massenbilanz, sie bildet damit eine Ablationszonen.

Die nordwestliche Flanke des Beckens wird im Süden durch die Prince-Charles-Berge gebildet, an deren nördlichem Ende Scyllagletscher und Charybdisgletscher in das Amery-Schelfeis fließen. In diesem Gebiet befindet sich auch die Amery-Oase, deren Hauptmerkmal der *Beaver Lake* ist. Er ist Teil des Charybdisgletschers, der in einem Hufeisen-förmigen Felsaufschluss zum Erliegen gekommen ist. Hierbei handelt es sich um einen permanent durch das Gletschereis bedeckten See, der Gezeiteneinfluss zeigt.

Das Mawson-Escarpment trennt den Bereich des Lambert-Gletscher-Systems von der nordöstlichen Flanke des Beckens. Hier sind Lepöhina-Gletscher und Kronshtadtskij-Gletscher die Hauptzuflussgletscher.

Im Gebiet des Lambert-Amery-Beckens wurden umfangreiche Untersuchungen insbesondere zur Schelfeisdynamik unter Verwendung von Radar-Altmetrie-Daten durchgeführt. Daran orientierten sich im Wesentlichen auch die Aktivitäten von Feldmessungen, die neben Akkumulationsmessungen Vaughan et al. (1999) insbesondere hochgenaue GPS-Vermessungen umfassen (Phillips et al., 1998). Eine große feldglaziologische Traverse wurde in den Jahren 1991 bis 1994 vom damaligen *Cooperative Research Centre for the Antarctic and Southern Ocean Environment* (Antarctic CRC, Hobart, Australien) durchgeführt. Sie verlief im Wesentlichen in 2000 m bis 3000 m Höhe über dem Meeresspiegel und damit außerhalb des hier untersuchten Gebiets (s. Higham und Craven, 1997).

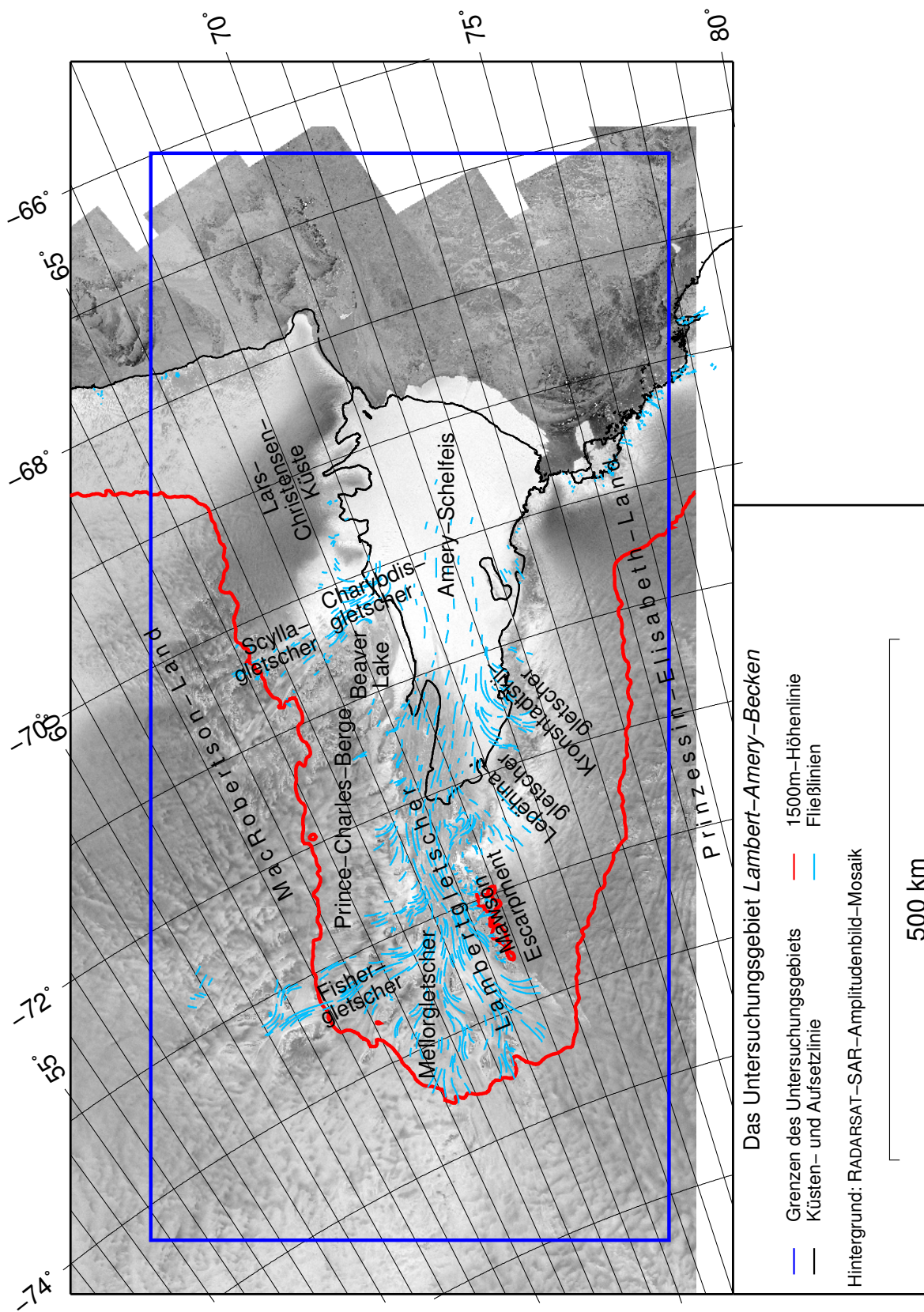


Abbildung 2.5: Übersichtskarte Lambert-Amery-Becken (Datengrundlage: s. Seite 4)

## Kapitel 3

# Klassifikation von Eisoberflächen

### 3.1 GIS-Technologie: Kartographie, Digitale Bildverarbeitung und Klassifikation

Bei Untersuchungen von Phänomenen und Prozessen auf der Erdoberfläche ist es notwendig, sich mit der Art und Weise des Entstehens der Datenbasis zu befassen. Hiermit ist nicht nur der Aspekt der Datengewinnung (Messung) gemeint, sondern auch die Frage nach dem den Daten zu Grunde liegenden räumlichen Bezugssystem. Besonders wichtig ist dieser Aspekt, wenn bereits aufbereitete – in der Regel geokodierte – Daten Verwendung finden.<sup>6</sup>

In dieser Arbeit werden erdbezogene Daten aus unterschiedlichen Quellen verwendet. Eine gemeinsame Auswertung ist nur dann möglich, wenn alle verwendeten Datensätze auf dem gleichen Bezugssystem basieren oder – falls das nicht der Fall ist – in ein einheitliches System transformiert werden. Deshalb wird im Folgenden zunächst auf die grundlegende Problematik bei der Verwendung erdbezogener Daten eingegangen. Hierbei geht es vor allem um die Sachverhalte, die von Davies (1999, Seite 3ff) als „einige Mythen über Koordinatensysteme“ beschrieben werden:

1. Ein Punkt auf dem Boden hat eine eindeutige Breite und Länge
2. Eine horizontale Ebene ist eine Niveau-Oberfläche
3. Die wahren Koordinaten eines Bodenkpunktes verändern sich nicht
4. Es gibt exakte mathematische Formeln, um zwischen Koordinatensystemen zu wechseln.

Insbesondere die Punkte 1, 2 und 4 sind für die weiteren Ausführungen von Bedeutung und werden hier näher betrachtet. Punkt 3 ist für die vorliegende Arbeit von untergeordneter Bedeutung, beinhaltet aber grundlegende Fragestellungen im Überschneidungsbereich der Geodäsie und der Geophysik: Kinematik und Dynamik der Erde, Plattentektonik und deren Beobachtung etc.

#### 3.1.1 Kartographie und Kartenprojektion: Von der Erde zur Karte

Um verschiedenste (digitale) Daten, denen eine räumliche Lage auf der Erdoberfläche zugewiesen ist (so genannte Geodaten), gemeinsam zu verarbeiten, ist es unerlässlich, alle relevanten Daten auf das gleiche Referenz- und Koordinatensystem zu beziehen. Grundlage hierzu ist es, die unregelmäßig geformte, in erster Näherung aber ellipsoidische Erdoberfläche auf die Ebene

---

<sup>6</sup>Geokodieren bedeutet, jedem Punkt eines Luft- oder Satellitenbildes, einer Geländeaufnahme etc. eine eindeutige Koordinate in einem gewählten Projektionssystem zuzuweisen (Rees, 1999).

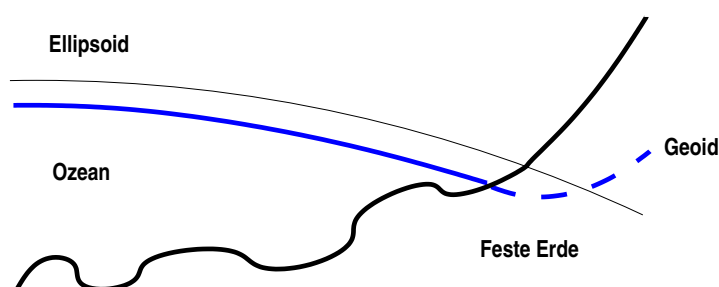


Abbildung 3.1: Vergleich zwischen Topographie, Geoid und Ellipsoid

zu übertragen. Dieses als Projektion bezeichnete Verfahren fußt auf der Konstruktion und der Kenntnis eines Modells der Erdgestalt und der Anwendung geeigneter Algorithmen, die eine möglichst geringe Verzerrung der räumlichen Verteilung der gewonnenen Daten auf der Karte gegenüber ihrer Verteilung in der Natur zueinander gewährleisten (Snyder, 1987 und Evenden, 1990). Belegt sind verschiedenste Projektionsentwürfe aus mehr als 2500 Jahren, die nicht nur den jeweiligen Wissensstand über die Erde, sondern auch die verschiedensten Interessen und Schwerpunkte widerspiegeln.

Die unregelmäßige Figur der festen Erde und der Ozeane kann nicht in einfacher Weise modelliert und in einer zweidimensionalen Karte abgebildet werden. Daraus ergibt sich die Notwendigkeit, eine Figur der Oberfläche zu entwickeln, die an die reale Form der Erde möglichst gut angenähert ist (Pearson, 1990). Eine solche Näherung stellt das Geoid dar. Hierbei handelt es sich um eine Äquipotentialfläche des Erdschwerefeldes auf dem Niveau der mittleren Meeresoberfläche, die sich auch unter den Kontinenten fortsetzt. Das Geoid ist dadurch definiert, dass an jedem Punkt seiner Oberfläche der lokale Schwerefeldvektor senkrecht steht. Es reflektiert – in stark geglätteter Form – die Massenverteilung in der Erde (Kertz, 1969). Das Geoid hat zwar eine glatte, stetige Oberfläche, ist aber unsymmetrisch in Bezug auf die (Erd-)Rotationsachse (vgl. [http://www.gfz-potsdam.de/pb1/pg3/index\\_S13d.html](http://www.gfz-potsdam.de/pb1/pg3/index_S13d.html), zuletzt besucht am 02.01.2007). Um einen rotationssymmetrischen und damit mathematisch einfach beschreibbaren Körper als Modell der Erde verwenden zu können, wird dafür ein Ellipsoid als beste Näherung an das Geoid eingesetzt. Die Rotationsachse globaler Ellipsoide fällt mit dem des Geoids zusammen. Die Differenz zwischen dem Geoid und dem Ellipsoid wird als Geoidundulation bezeichnet. Abbildung 3.1 zeigt schematisch den Zusammenhang zwischen der physischen Erd- und Ozeanoberfläche und den Modellflächen Geoid und Ellipsoid. Ellipsoide werden in der Regel durch die Angabe entweder der Länge der Halbachsen  $a$  und  $b$  oder des Radius  $r$  der Kugel mit gleichem Volumen charakterisiert. Zusätzlich, und bei Angabe des Radius der Kugel unerlässlich, werden die Exzentrizität  $e$  (oder  $e^2$ ) und/oder die Abplattung  $f$  (oder  $f_r = 1/f$ ) angegeben. Diese Größen stehen wie folgt zueinander in Beziehung:

$$e^2 = \frac{a^2 - b^2}{a^2}, \quad f = \frac{a - b}{a}, \quad e^2 = 2f - f^2, \quad r^3 = a^2 b$$

Frühe Ellipsoide (z. B. Everest, Bessel, Clarke 1858 - 1880 etc.; vgl. Evenden, 1990) waren vor allem darauf ausgelegt, regional eine möglichst hohe Anpassung des Ellipsoids an das Geoid zu erreichen. Wenn verschiedene lokale Ellipsoide aneinandergesetzt werden müssen, treten in der Regel Probleme und Inkonsistenzen des Modells auf. Beginnend mit Hayford wurden globale

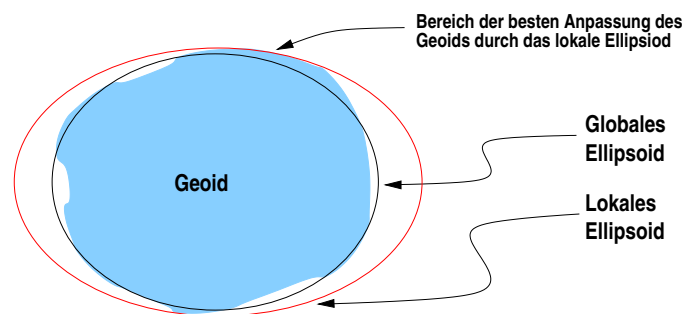


Abbildung 3.2: Vergleich der Anpassung eines lokal (rot) und global (schwarz) besten Ellipsoids an das Geoid (blau) (nach: Davies, 1999)

Ellipsoide erstellt (Snyder, 1982). Damit wurde es möglich, die Geoidundulation auf ein global einheitliches System zu beziehen. Abbildung 3.2 verdeutlicht den Unterschied in der Anpassung eines lokalen Ellipsoides und eines globalen Ellipsoides an das Geoid. Zur Zeit ist das World Geodetic System 1984 (WGS84) eins der meistbenutzten globalen Ellipsoide (Eurocontrol, 1998).

Bei dem Entwurf einer zweidimensionalen Karte eines Teils oder der gesamten Erde geht es um die Abbildung eines dreidimensionalen Körpers in die Ebene. Das grundsätzliche Problem hierbei ist es, einen Körper mit zwei endlichen Krümmungsradien (die Erde in ihren Modellformen Kugel oder Ellipsoid) in einen Körper mit zwei unendlichen Krümmungsradien (Karte) zu überführen (Pearson, 1990). Dieses ist nicht ohne Verzerrungen möglich. Bei einer idealen Karte bleiben

- Regionen in ihren Flächenverhältnissen,
- Entfernungen im Maßstab,
- Richtungen und Winkel,
- Formen

erhalten. In der Regel können maximal zwei dieser Anforderungen realisiert werden. Als Grundregel gilt, dass je kleiner der Kartenausschnitt ist, desto geringer sind die Verzerrungen und Verfälschungen. Umgekehrt sind globale Karten den größten Verzerrungen unterworfen.

Kartennetzentwürfe werden unter anderem danach unterschieden, welche Größen auf der Karte gegenüber den abgebildeten Merkmalen der Erdoberfläche erhalten bleiben (Pearson, 1990). Ist das Verhältnis verschiedener Flächen zueinander gleich, so spricht man von flächentreuen Projektionen. Hierzu gehören unter anderem die Albers-, Bonne- und Mollweide-Projektionen. Unerheblich ist dabei, ob die Form erhalten bleibt. Ist jedoch die Form eines Objektes (Kontinent, Flusslauf, Straße oder ähnliches) die maßgebliche Erhaltungsgröße, so liegt ein konformer Kartenentwurf vor (z. B. Lambert- und Mercator-Projektion). Ist eine Karte weder flächentreu noch konform, so wird von einer konventionellen Projektion gesprochen (Cassini, gnomisch, etc.). Hierzu gehören auch die so genannten längentreuen Projektionen (zum Beispiel Plate Carrée), bei denen verschiedene Abstände im Verhältnis zueinander konstant bleiben.

Die Art der Konstruktion der Karte kann ebenfalls als Unterscheidungskriterium genutzt werden (Snyder, 1982). In Abbildung 3.3 sind die drei Grundtypen für den Ansatz der Projek-

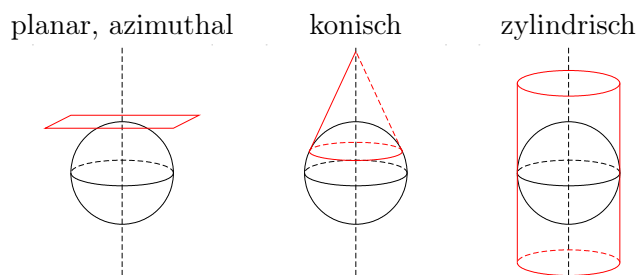


Abbildung 3.3: Typen von Kartennetzentwürfen

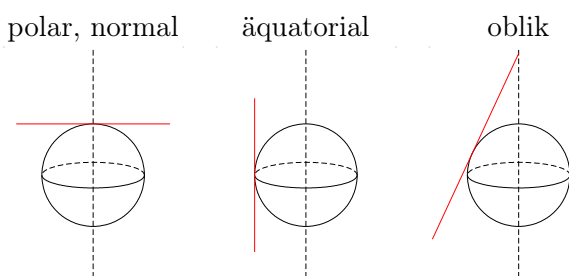


Abbildung 3.4: Orientierung der azimuthalen Ebene

tionsfläche dargestellt: Ebene, Kegel und Zylinder. Die zugehörigen Projektionen heißen *planar* oder *azimuthal*, *konisch* und *zylindrisch*.

Fällt bei zylindrischen oder konischen Projektionen die Rotationachse des Projektionszylinders oder -kegels mit der Polachse der Erde zusammen, so spricht man von einer *regulären* Projektion. Bei einer *transversalen* Projektion ist die Achse von Kegel oder Zylinder senkrecht zur Polachse der Erde und schneidet sie in der Äquatorebene (Beispiel: Transversale Mercator Projektion). In allen anderen Fällen spricht man von einer *obliquen* Projektion. Die Polachse der Erde und die Achse des Zylinders oder des Kegels schneiden sich immer im Mittelpunkt der Erde.

Bei einer planaren bzw. azimuthalen Projektion können verschiedene Ansätze der Projektionsfläche unterschieden werden. Je nach dem, ob diese am Pol, an einem Punkt des Äquators oder an einem beliebigen anderen Punkt anliegt, spricht man von einer *normalen* oder *polaren*, *äquatorialen* oder *obliquen* Projektion (s. Abbildung 3.4).

Die genannten Projektionen können *tangential* oder *sekant* durchgeführt werden (s. Abbildung 3.5). Bei tangentialen Projektionen liegt die Projektionsfigur (Ebene, Kegel oder Zylinder) tangential am Erdellipsoid an. Die Verzerrungen sind an dem zugehörigen Projektionspol bzw. Bezugskreis minimal und werden mit zunehmender Entfernung davon größer. Bei sekanten Projektionen schneidet die Projektionsebene das Ellipsoid an einem Schnittkreis bzw. es wird an zwei Schnittkreisen vom Projektionskegel oder -zylinder geschnitten. Bei konischen und zylindrischen Projektionen werden die Verzerrungen zwischen beiden Schnittkreisen reduziert bzw. sie verschwinden an den Schnittkreisen selbst. Bei azimuthalen Projektionen führt eine sekante Projektion zu Verzerrungen am Projektionspol. Bei normalen oder polaren Projektionen sind die Schnittkreise parallel zu Breitenkreisen, weshalb sie auch als zweite Standardbreite bezeichnet werden. Im Fall von polar-azimuthalen Projektionen spricht man auch von der Breite wahren

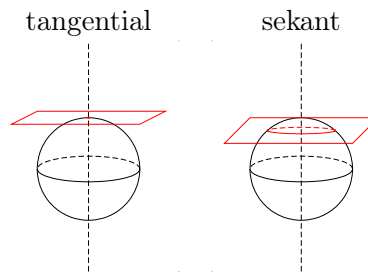


Abbildung 3.5: Möglichkeiten der Lage der Projektionsebene am Beispiel polaren azimuthalen Projektion

Maßstabs.

Mathematisch ausgedrückt, ist eine Projektion der funktionale Zusammenhang  $[T]$  zwischen den Koordinaten  $(\Phi, \Lambda)$  des Ellipsoids und  $(x, y)$  der Karte:

$$\begin{Bmatrix} x \\ y \end{Bmatrix} = [T] \begin{Bmatrix} \Phi \\ \Lambda \end{Bmatrix}$$

Die inverse Abbildung ( $[T]^{-1}$ ) ermöglicht es, aus den Koordinaten der Karte die Koordinaten auf dem Ellipsoid zu berechnen.

Ferner ist bei der Verwendung von Daten aus verschiedenen Quellen zu beachten, ob es sich bei den Breitenangaben um geographische oder geozentrische Koordinaten handelt. Die geographische Breite  $\Phi$  ist der Winkel zwischen einer Ebene parallel zur Äquatorebene der Erde und der Linie, die im gegebenen Punkt senkrecht die Oberfläche des Erdellipsoids durchstößt ( $\angle \overline{PQW}$  in Abbildung 3.6). Die geozentrische Breite  $\Phi'$  ist der Winkel zwischen der gedachten Linie vom betrachteten Punkt zum Mittelpunkt des Erdellipsoids und der Äquatorebene ( $\angle \overline{POB}$  in Abbildung 3.6). Näherungsweise gilt

$$\tan \Phi' = (1 - e^2) \tan \Phi \tag{3.1}$$

unter Verwendung der Exzentrizität  $e$  (Pearson, 1990, S. 72). Die Länge  $\Lambda$  ist in beiden Systemen identisch, da diese von der Abplattung des (Erd-)Ellipsoids unbeeinflusst ist. Die Differenz zwischen geographischen und geozentrischen Koordinaten beträgt bei einer Breite von  $70^\circ$  Nord oder Süd ungefähr 13 km.

In dieser Arbeit werden alle Daten auf eine polar-azimuthalen oder auch *polar-stereografischen* Projektion mit den in Tabelle 3.6 auf Seite 39 aufgeführten Parametern bezogen.

### 3.1.2 Analyse digitaler Fernerkundungsbilddaten – Klassifikation

Alle Verfahren der Fernerkundung basieren auf der Wechselwirkung von elektromagnetischer Strahlung mit der Erdoberfläche. Prinzipiell lassen sich Sensoren für jeden beliebigen Teil des elektromagnetischen Spektrums bauen. Für die Erdbeobachtung aus dem Weltraum ergeben sich einige Einschränkungen durch die Transparenz bzw. Opazität der Atmosphäre in bestimmten Wellenlängenbereichen. Auf Grund dessen und wegen der Sensitivität für Veränderungen in wenigen, ausgezeichneten Bereichen des Spektrums, haben sich einige Bänder als besonders geeignet etabliert (vgl. Abbildung 3.7).



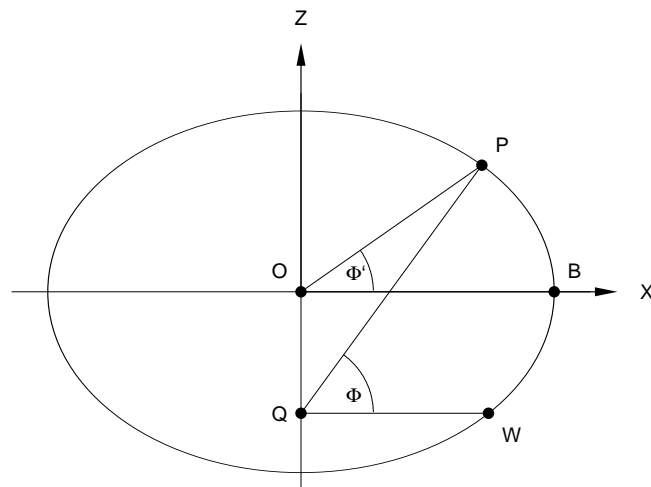


Abbildung 3.6: Unterscheidung zwischen geozentrischer und geographischer Breite

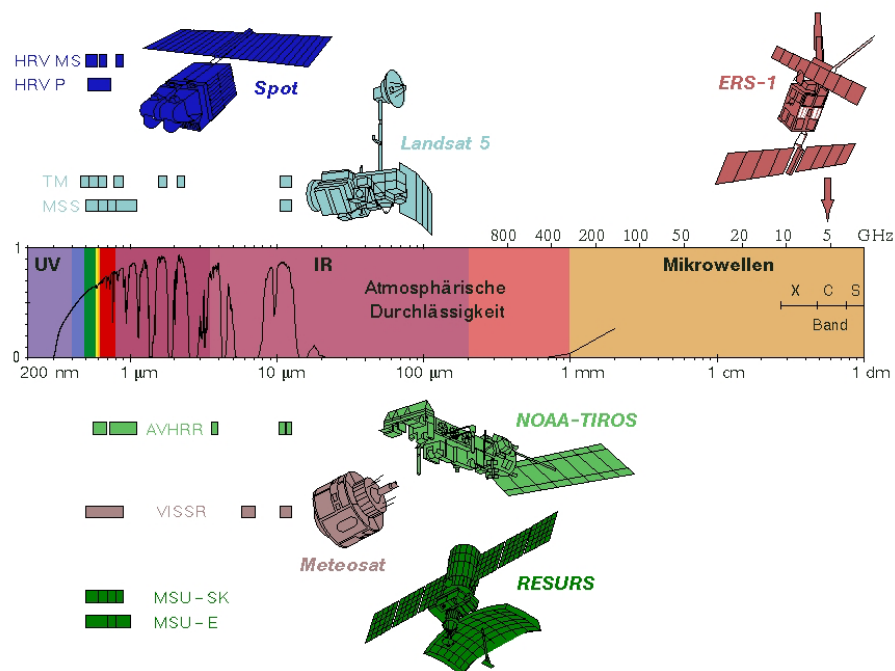


Abbildung 3.7: Frequenzbereiche verschiedener Satellitenmissionen (Quelle: <http://www.fe-lexikon.info/lexikon-t.htm#thematic-mapper>, zuletzt besucht am 03.01.2007)

Wird das Emissionssignal von einem Sensor mit einem Aufzeichnungskanal registriert, entsteht bei flächig aufzeichnenden Instrumenten ein (einkanaliges) Graustufenbild. Der Grauwert eines jeden Bildpunktes gibt die Emissionsstärke des korrespondierenden Teils der Erdoberfläche wieder. Wird ein Instrument mit mehreren Aufzeichnungskanälen für unterschiedliche Frequenzen bzw. Wellenlängen verwendet, erhält man mehrkanalige Datensätze. Diese können zum Beispiel zu Echt- oder Falschfarbenbildern zusammengesetzt werden. Wenn die Sensoren eines Mehrkanalinstrumentes in unterschiedlichen Spektralbereichen (sichtbar, infrarot oder auch Mikrowellen) arbeiten, spricht man von multispektralen Instrumenten bzw. im Ergebnis von multispektralen Daten. Insbesondere bei der Beschreibung von Auswertalgorithmen werden die Begriffe mehrkanalig und multispektral synonym verwendet.

Viele Verfahren der digitalen Bildverarbeitung sind vor allem für Anwendungen im Bereich der Bodenkunde und Geologie entwickelt worden. Die dort untersuchten Oberflächen (z. B. Ackerland, Wald, Siedlungsgebiete, Wasserflächen) unterscheiden sich untereinander weit deutlicher in ihren Emissionseigenschaften als unterschiedliche Schnee- und Eisfazien, denn bei Schnee und Eis handelt es sich ausschließlich um ein Zusammenwirken der beiden Komponenten Wasser (in seinen unterschiedlichen Aggregatzuständen) und Luft (vgl. Abschnitt 3.2.1 auf Seite 25ff).

### Multispektraler Raum, Spektralanalyse, spektrale Klassen

Alle Farben des für das menschliche Auge sichtbaren Teils des elektromagnetischen Spektrums können aus drei (Grund-)Farben produziert werden. Damit ist die Anzahl der in Echt- oder Falschfarbenbildern darstellbaren Kanäle auf drei begrenzt. Bei mehrkanaligen Datensätzen werden deshalb Verfahren unter anderem der quantitativen Bildanalyse eingesetzt. Im wesentlichen handelt es sich hierbei um Verfahren der Klassifikation. Klassifikationen ordnen mit Hilfe geeigneter Algorithmen jeden Bildpunkt (engl. *Pixel*, *Picture Element*; Bildelement) einer so genannten Klasse zu, die ihrerseits einen individuellen Oberflächentyp hinsichtlich des Strahlungsverhaltens der beobachteten Oberfläche repräsentiert (Richards, 1993, S. 76).

Mathematische Verfahren der Mustererkennung zur Durchführung einer Klassifikation erfordern unter anderem, dass zunächst ein Merkmalsraum definiert wird (Neteler, 1997). Dieser besteht für ein  $N$ -kanaliges Bild mit  $M$  Bildpunkten aus  $M$   $N$ -dimensionalen Bildpunkt-Vektoren:

$$\vec{x}_i = \begin{bmatrix} x_1 \\ x_2 \\ \vdots \\ x_N \end{bmatrix}, \quad i = 1, 2, \dots, M$$

Die Koordinaten  $x_n, n = 1, 2, \dots, N$  der Vektoren  $\vec{x}_i$  repräsentieren die  $N$  Grau- oder Spektralwerte des jeweiligen Bildpunktes. Besteht eine Szene aus  $N$  Kanälen, so spannt sie also einen  $N$ -dimensionalen Merkmalsraum auf.

Bildpunkte, die von spektral ähnlichen Teilen der (Erd-)Oberfläche stammen, haben Bildpunkt-Vektoren mit ähnlichen Koordinaten. Sie bilden Punktwolken im Merkmalsraum. Die Koordinaten der Zentren ergeben die so genannten spektralen Signaturen. Sie sind typisch für das jeweils erzeugenden Oberflächenmaterial und definieren damit die jeweilige spektrale Klasse.

Abbildung 3.8 zeigt ein Modell einer zweikanaligen Szene ( $N = 2$ ) mit drei spektralen Klassen im spektralen Raum. In der  $x$ - $y$ -Ebene werden die Grau- oder Spektralwerte der beiden Kanäle aufgetragen, in  $z$ -Richtung ist die Häufigkeit aller möglichen Kombinationen abgebildet. Die drei

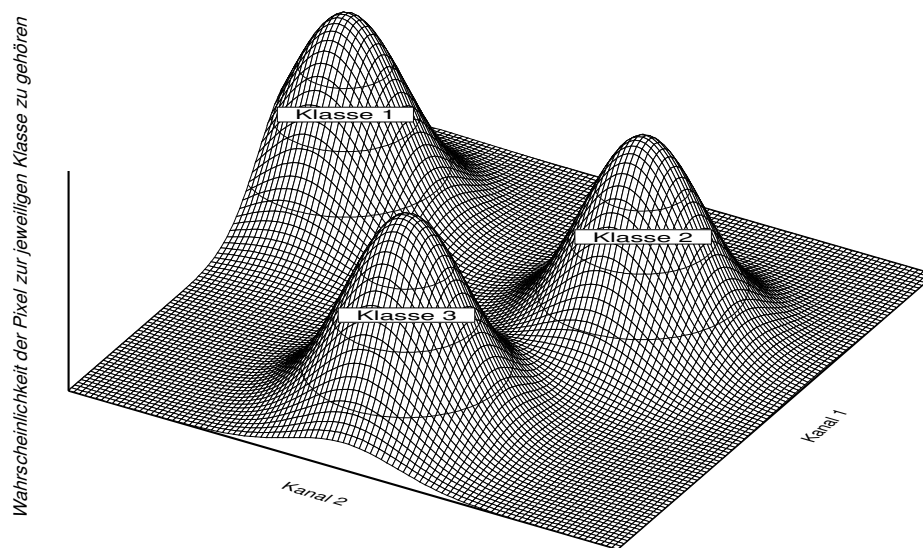


Abbildung 3.8: Zweidimensionaler Multispektralraum mit spektralen Klassen, die durch Gaußsche Wahrscheinlichkeitsverteilungen gebildet werden (nach: Richards, 1993, Fig. 3.8, S.80)

Erhebungen, die Maxima der Häufigkeitsverteilung, entsprechen den spektralen Signaturen von drei unterschiedlichen Oberflächentypen.

Spektrale Signaturen entsprechen den Koordinaten der Zentren der Maxima der Häufigkeitsverteilung der Bildpunktvektoren im Merkmalsraum. Im engen Sinne des Wortes sind spektrale Klassen immer unimodal. Multimodale Verteilungen werden allgemeiner Informationsklassen genannt (Richards, 1993, S. 77f). Da in der Realität fast ausschließlich multimodale Verteilungen anzutreffen sind, wird in der Regel jedoch allgemein von spektralen Klassen gesprochen. Zusätzlich gibt es, bedingt durch die endliche Auflösung der Satellitensensoren, immer Bildpunkte, die Bodenpunkte gemischter Oberflächentypen darstellen. Der Sensor registriert für diese Punkte ein Mischsignal, das eine Überlagerung des Signals aller in dem Bildpunkt enthaltenen Oberflächentypen ist. Diese Mischpunkte führen u. a. zu Verschmierungen der Maxima in den Häufigkeitsverteilungen und können damit die Genauigkeit der gesamten Klassifikation in erheblichem Maß beeinflussen.

### Klassifikation

Bei der radiometrischen Klassifikation von Oberflächen mit Hilfe von Fernerkundungsdaten macht man sich zu Nutzen, dass die physikalischen und chemischen Eigenschaften des Oberflächenmaterials direkten Einfluss auf das jeweilige Strahlungsverhalten haben. Dabei werden in einem gegebenen multispektralen Bild diejenigen Bildpunkte zu Klassen zusammengefasst, die sich durch gleiche spektrale Signaturen auszeichnen (Richards, 1993). Die Klassifikation von Fernerkundungsdaten erfolgt immer in drei Schritten:

1. Definition der spektralen Signaturen.
2. Zuordnen aller Bildpunkte zu einer der Signaturen.
3. Erstellen der thematischen Karte.

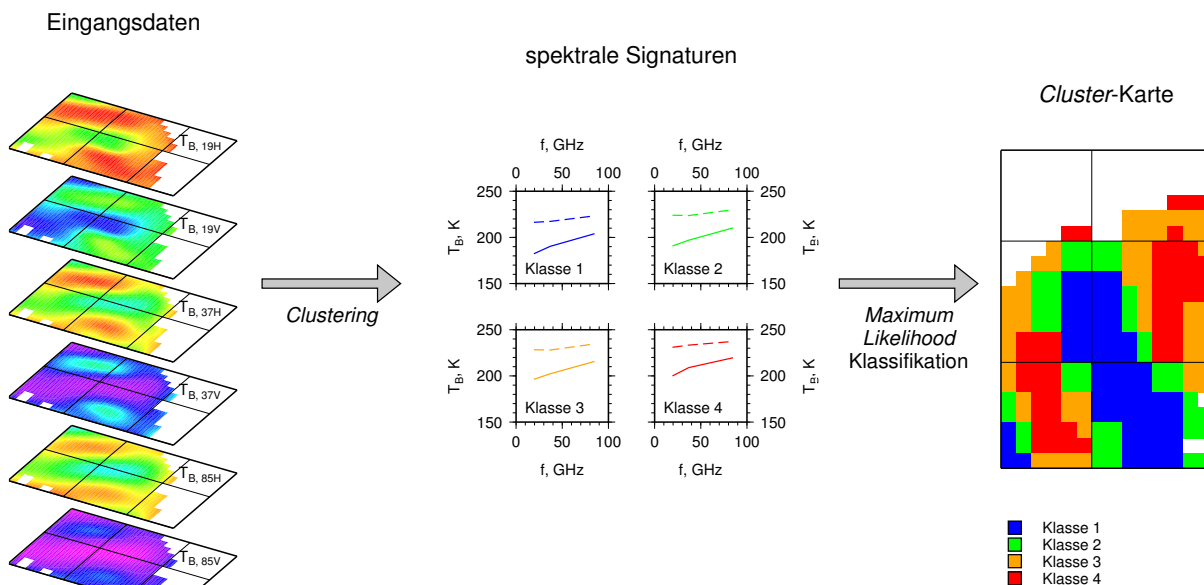


Abbildung 3.9: Schema einer unüberwachten radiometrischen Klassifikation

Für den ersten Schritt – die Definition der spektralen Signaturen – gibt es zwei konzeptionell unterschiedliche Strategien. Beruht das Verfahren darauf, dass die spektralen Signaturen entweder aus einer Datenbank bekannter Signaturen oder an Hand von verifizierten Trainingsflächen innerhalb der zu untersuchenden Daten definiert werden, spricht man von einer überwachten Klassifikation. Gibt es jedoch keine solchen *a-priori*-Informationen bezüglich der spektralen Charakteristiken eines Untersuchungsgebietes, so bedient man sich der unüberwachten Klassifikation. Bei diesem Verfahren werden die spektralen Signaturen allein mittels statistischer Methoden aus den Ursprungsdaten gewonnen. Im Rahmen dieser Arbeit ist ausschließlich dieses Verfahren zum Einsatz gekommen. Der Ablauf des im folgenden beschriebenen Prozesses einer unüberwachten Klassifikation ist in Abbildung 3.9 schematisch dargestellt.

Die Definition der spektralen Signaturen im Rahmen einer unüberwachten radiometrischen Klassifikation erfolgt durch eine statistische Analyse der Bilddaten. Hierbei werden die Häufigkeitsverteilungen für alle möglichen Bildpunkt-Kanalkombinationen berechnet. Mit diesem, als *Clustering* bezeichneten Verfahren, werden jeweils alle diejenigen Punkte zu Klassen zusammengefasst, die ein ähnliches spektrales Verhalten aufweisen. Als Parameter wird dem zu Grunde liegenden Algorithmus lediglich die Anzahl  $j$  der zu bestimmenden spektralen Signaturen ( $\omega$ ) übergeben. Die spektralen Signaturen repräsentieren die Zentren der Maxima der Häufigkeitsverteilungen im Spektralbild der Daten (s. o.). Nach der Definition der spektralen Signaturen wird jeder Bildpunkt beispielsweise durch einen so genannten *Maximum-Likelihood*-Algorithmus einer dieser Signaturen zugeordnet. Hierzu wird für jeden Bildpunktvektor ( $\vec{x}_i$ ) die Wahrscheinlichkeit berechnet, zu einer spektralen Klasse ( $\omega_j$ ) zu gehören. Er wird der Klasse zugeordnet, für deren spektrale Signatur diese Wahrscheinlichkeit maximal ist, also eine maximale Ähnlichkeit („Maximum Likelihood“) zwischen der realen spektralen Signatur des Bildpunktes und einer zuvor definierten spektralen Signatur einer Klasse erreicht ist. Können nicht alle Bildpunkte mit einer hinreichend hohen Wahrscheinlichkeit einer spektralen Klasse zugeordnet werden, müssen

die spektralen Signaturen neu berechnet werden. Dieses iterative Verfahren wird so lange wiederholt, bis geeignete Abbruchkriterien wie zu erreichende Zuordnungswahrscheinlichkeit, maximale Iterationen etc. erfüllt sind.

Abschließend wird jeder Bildpunkt des multispektralen Bildes durch ein Symbol, eine Schraffur oder Färbung ersetzt. Dadurch entsteht eine so genannte Cluster-Karte, in der alle Punkte, die hinsichtlich ihrer spektralen Eigenschaften hinreichend ähnlich sind, zu jeweils einer Klasse zusammengefasst werden. Wichtig hierbei ist, dass die Klassen bis hierher allenfalls symbolische Namen („Klasse 1“, „Klasse 2“, „Klasse 3“ etc. oder „A“, „B“, „C“ usw.) haben. Die Identifizierung mit realen Oberflächeneigenschaften erfolgt *a-posteriori*. Sind für einige Pixel Oberflächeneigenschaften bekannt, werden allen weiteren Bildpunkte mit jeweils gleicher Kodierung die gleichen spektralen und damit auch physikalischen Oberflächeneigenschaften zugeordnet. Das Ergebnis ist eine thematische Karte, in der eben diejenigen Bereiche der untersuchten Oberfläche mit radiometrisch ähnlichen Eigenschaften durch jeweils einheitliche Signaturen gekennzeichnet sind und somit identifiziert werden können.

Der Erfolg der gesamten Klassifikation ist in hohem Maße von der Qualität der Bestimmung der spektralen Signaturen abhängig. Insbesondere jedoch davon, in wie weit die natürlichen, multimodalen Informationsklassen voneinander getrennt werden können, da das Ideal, die unimodalen spektralen Klassen, nicht erreicht werden kann.

### GIS – Geographische Informations-Systeme

Die zunehmende Verfügbarkeit von Fernerkundungsdaten erfordert Systeme zur Vorhaltung, Verarbeitung, Analyse und Präsentation dieser Daten. Insbesondere müssen zu den – qualitativen – Verfahren der digitalen Bildanalyse quantitative Verfahren gefunden werden, die den hohen Informationsgehalt von Fernerkundungsdaten in Bezug auf Abdeckung und Auflösung in Zeit und Raum auf ein handhabbares und überschaubares Maß reduzieren. Mit der Einführung von geographischen Informationssystemen (kurz: Geoinformationssysteme, GIS) wurde unter anderem der Grundstein für einen eigenen Wissenschaftszweig, die Geoinformatik, gelegt. Im Rahmen der stärker werdenden Vernetzung der verschiedenen Polarforschung betreibenden Wissenschaften (Biologie, Geologie, Geographie, Geophysik, Meteorologie, Ozeanographie, aber auch Sozialwissenschaften) ist es wichtig, Daten zentral zu verwalten und katalogisiert vorzuhalten. Solche Aufgaben können in hervorragender Weise durch Datenbanken in GI-Systemen erfüllt werden (vgl. Rau et al., 2001, Rau und Braun, 2001).

GI-Systeme bieten die Möglichkeit, verschiedenste (erdbezogene) Datensätze miteinander zu verknüpfen. Daten unterschiedlicher Topologien (Punkt-, Vektor- und Rasterdaten; siehe Tabelle 3.1) können verwaltet, manipuliert und präsentiert werden. Typische GIS-Operationen sind neben der Verwaltung eines Datenbestandes, die Verschneidung und Überlagerung verschiedenster Datensätze (z. B. zur Generierung von Masken), Flächen- und Längenberechnungen, Klassifikation und die Erstellung thematischer Karten. Darüberhinaus zeichnet so genannte hybride GI-Systeme die Fähigkeit der digitalen Bildbearbeitung z. B. zur Kanten- und Liniendetektion aus (Richards, 1993).

GI-Systeme sind im wesentlichen modular aufgebaut. Das bedeutet vor allem, dass die Daten von den Prozessen getrennt werden. Es findet eine für datenbankbasierte Systeme typische Kapselung statt (siehe Abbildung 3.10). Dieses hierarchische Design erlaubt es aus verschiedenen Umgebungen heraus auf den gleichen Datenstamm zuzugreifen, ohne dass dieser selbst angetastet (also verändert) wird oder es zu Überschneidungen und Doppeldeutigkeiten in den

Tabelle 3.1: Beispiele der von einem GIS verwalteten Datentypen

Typ	Allgemeine Beispiele	in dieser Arbeit
Rasterdaten	Karten, Luft- und Satellitenbilder	RAMP Höhenmodell, AVHRR- und SSM/I-Daten
Vektordaten	Flüsse, Straßen, Grenzen	Eiskanten, Aufsetzlinien (e.g. ADD)
Punktdaten	Brunnen, Pegelstellen	Schneeschnäcke

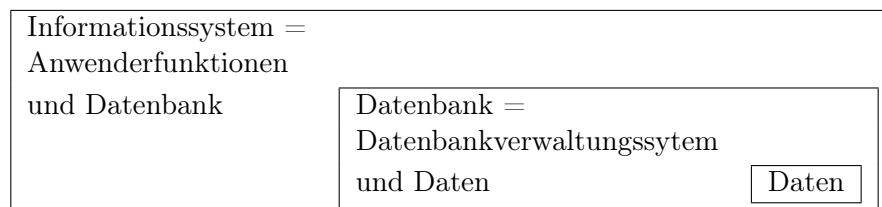


Abbildung 3.10: Kapselung von Daten, Datenbank und Informationssystem (nach: Bartelme, 1995, Seite 14)

einzelnen Umgebungen kommt. Unterschiedliche Umgebungen können z. B. verschiedene Nutzer sein, die auf einen einheitlichen Datenstamm zugreifen, oder es sollen auf einem globalen Datensatz basierend ähnliche Studien in verschiedenen Regionen durchgeführt werden.

Die Bereiche der Anwenderfunktionen und der Datenbankverwaltung eines GI-Systems lassen sich unter anderem danach gliedern, ob die einzelnen Module der Datenerfassung, der Vorhaltung und der Verwaltung (Datenbank-Ebene) oder der Manipulation und Präsentation (Anwenderfunktionen) der Daten dienen. Eine andere Gruppierung kann sich daran orientieren, ob die jeweiligen Prozesse Punkt-, Vektor- oder Rasterdaten verarbeiten, oder ob die Bildgebung und -manipulation im Mittelpunkt steht. Typische Einsatzgebiete für GI-Systeme sind: Vermessungs- und Katasterwesen, Planung und Management von Energieversorgungsnetzen, Umweltschutz, Landschaftsplanung etc. Zusammenfassend ergeben sich folgende Anforderungen an ein Geoinformationssystem beziehungsweise dessen Stärken:

- Die Fähigkeit, große heterogene Mengen räumlich indizierter Punkte zu verwalten.
- Die Möglichkeit, große Datenbestände hinsichtlich Existenz, Position und Eigenschaften eines weiten Spektrums von raumbezogenen Merkmalen abzufragen.
- Die Fähigkeit, derartige Abfragen zu verknüpfen.
- Die Flexibilität, ein System den vielfältigen Anforderungen verschiedener Nutzer maßgeschneidert anzupassen.

Bartelme (1995) weist jedoch deutlich auf die Gefahren hin, die einem GI-System teilweise dadurch innewohnen, dass einem rechnergestützten System bestimmte Eigenschaften – insbesondere in Bezug auf Objektivität – *per-se* zugestanden werden (s. Tabelle 3.2 auf der nächsten Seite).

Tabelle 3.2: Möglichkeiten und Grenzen von GI-Systemen (nach: Bartelme, 1995)

<p><i>Was ein GIS kann:</i></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Schnell und mit Graphikunterstützung Sachverhalte verdeutlichen.</li> <li>• Varianten aufzeigen und diese durch Variation der Visualisierung unterschiedlich hervorheben und somit Vergleiche erleichtern.</li> <li>• Interdisziplinäre Arbeit herausfordern.</li> </ul>
<p><i>Was ein GIS nicht kann:</i></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• Dem Anwender die Problemdefinition abnehmen.</li> <li>• Die Eignung des jeweiligen Daten- und Ablaufmodells gewährleisten.</li> <li>• Die Sinnhaftigkeit der Ergebnisse garantieren.</li> </ul>

### 3.1.3 Beispiele aus der Glaziologie

In der Glaziologie hat die GIS-Technologie als solche noch wenig Verbreitung gefunden. Es gibt zwar schon einige Untersuchungen, in denen Methoden und Algorithmen Anwendung fanden, die in GI-Systemen implementiert sind, jedoch sind wenige Arbeiten veröffentlicht, in denen explizit auf die Verwendung eines GIS hingewiesen wird.

Klassifikationen wurden bereits häufiger im Rahmen von Meereisuntersuchungen mittels Fernerkundungsverfahren durchgeführt. Hier stand insbesondere die Unterscheidung von neuem, ein- und mehrjährigem Meereis im Vordergrund. In erster Linie wurden hier passive Mikrowellen Daten (Comiso et al., 1992, Grenfell et al., 1994), aber auch National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) Daten aus dem sichtbaren bzw. infraroten Wellenlängenbereich des elektromagnetischen Spektrums (Massom und Comiso, 1994) verwendet. Yackel et al. (2000) detektieren Schmelztümpel auf Neueis mit Hilfe von flugzeuggestützter Videotechnik und auf Basis von Daten des Synthetic Aperture Radar (SAR) (Yackel und Barber, 2000). Ebenfalls mittels SAR hat Partington (1998) Eisströme in Alaska klassifiziert. Insbesondere kamen hier Falschfarbendarstellungen zum Einsatz. Winther (1993) klassifizierte mit einer so genannte Hauptkomponentenanalyse von Daten des Landsat Thematic Mapper (TM) Oberflächencharakteristiken in der Ostantarktis. Insbesondere konnten Schmelzwasserkanäle detektiert werden. Winther et al. (2001) haben auf der Basis eines NOAA AVHRR Mosaiks die gesamte Oberfläche des Antarktischen Inlandeisschildes hinsichtlich des Vorkommens von Blaueis klassifiziert. Pattyn und Decler (1993) unterscheiden Schnee und Eisoberflächen in Bildern des Satellite Pour l'Observation de la Terre (SPOT) mit Hilfe eines Schwellwertklassifizierers.

Im Bereich der Gletscherkunde werden intensiv Fernerkundungsdaten mit GIS-Techniken ausgewertet. Beispiele finden sich für die Erstellung von so genannten Gletscherinventaren bei Kääh et al. (2002), Paul et al. (2002), Andreassen et al. (2008), Paul und Andreassen (2009). Einen guten Überblick über den Forschungsstand bezüglich Permafrost und Desasterforschung gibt Kääh (2008).

Explizit auf einen GIS-Ansatz weisen Bindschadler et al. (1993) hin. Sie benutzen eine GIS-Umgebung zur Bestimmung der Massenbilanz im Bereich des Eisstroms B.

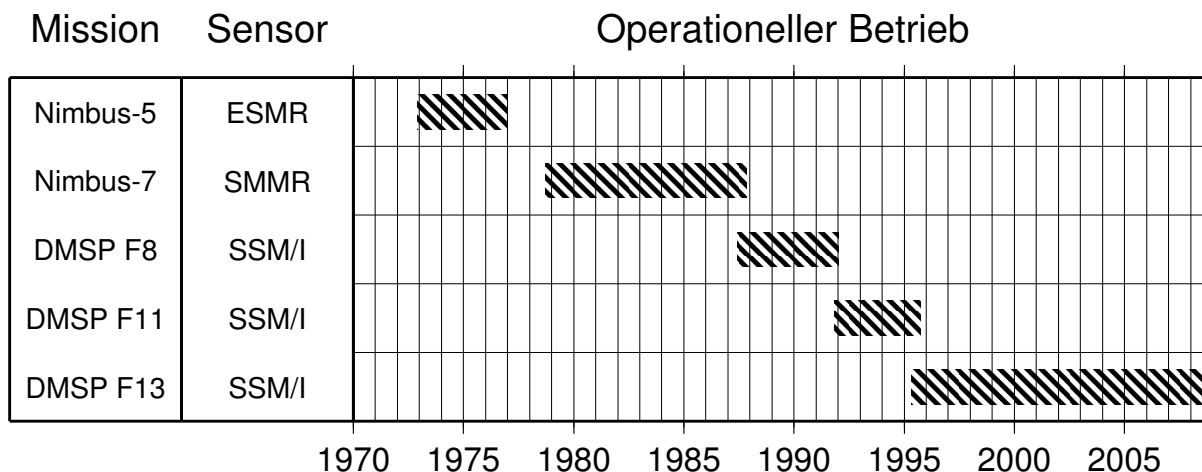


Abbildung 3.11: Auswahl einiger Missionen mit passiven Mikrowellen Sensoren (nach: Carsey et al., 1992, Maslanik und Stroeve, 1990)

### 3.2 Mikrowellenradiometrie

Fernerkundung basiert auf der Wechselwirkung zwischen elektromagnetischer Strahlung und der Erdoberfläche. Bei aktiven Sensoren (Radaraltimeter, SAR etc.) werden Signale analysiert, die zunächst (in der Regel) am Sensor ausgesandt werden, mit der Oberfläche interagieren und am Sensor wieder aufgezeichnet werden. Bei passiven Sensoren (SSM/I, AVHRR, Landsat-MSS/-TM etc.) wird allein die natürliche Emission der beobachteten Oberfläche registriert. Mischformen stellen z. B. die ERS-Tandemmission, die GPS-Altmetrie oder die Okkultationsmessungen z. B. von CHAMP (Wickert et al., 2001) dar.

In den 1970er Jahren wurde in Kooperation zwischen der US Air Force Space Division (USAF SD) und der Naval Space Systems Activity (NSSA) das Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) initiiert (Armstrong und Brodzik, 1995). Hierbei handelt es sich um ein Gemeinschaftsprojekt von Marine und Luftwaffe, um synoptische Karten der wichtigsten klimatischen, ozeanografischen und einiger Landparameter auf globalem Maßstab zu erhalten. Der erste amerikanische passive Mikrowellensensor, das Electronical Scanning Microwave Radiometer (ESMR), wurde 1972 auf dem NIMBUS 5 der National Aeronautics and Space Agency (NASA) gestartet. Dieser und sein Nachfolger, das Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) auf NIMBUS 7, lieferten bis Mitte der 1980er Jahre wichtige Daten. Das erste Special Sensor Microwave / Imager (SSM/I) Instrument wurde 1987 mit dem DMSP F8 Satelliten in Betrieb genommen. Gegenwärtig liefern die Sensoren u. a. des DMSP F13 kontinuierlich Daten (s. Abbildung 3.11, Carsey et al., 1992 und Maslanik und Stroeve, 1990).

Die Analyse von passiven Mikrowellendaten hat maßgebliche Beiträge zum Aufdecken und zum Verständnis verschiedenster Prozesse in der Kryosphäre geliefert, was vor allem daran liegt, dass die Atmosphäre in diesem Wellenlängenbereich nahezu transparent ist. Damit ist es möglich, die Eisoberfläche unabhängig von der Witterung zu untersuchen. In der kalten, trockenen Atmosphäre der Polarregionen sind die atmosphärischen Einflüsse auf das Signal äußerst gering. Unter anderem zeigen Lubin et al. (1997) sowie Martin und Augstein (2000), dass selbst für Meereisuntersuchungen die Annahme einer transparenten Atmosphäre über den gesamten



Frequenzbereich von 10 GHz bis 100 GHz zulässig ist. Im Gegensatz zu optischen Sensoren sind die passiven Mikrowelleninstrumente auch unabhängig von der Beleuchtung der untersuchten Oberfläche. Sie arbeiten gleichermaßen zu Tages- und Nachtzeiten.

Mit Hilfe von passiven Mikrowellendaten lassen sich viele unterschiedliche Aspekte der Glaziologie untersuchen. Im folgenden werden in erster Linie Zusammenhänge zwischen glaziologischen Parametern und dem Signal der passiven Mikrowellen und ihre Interpretationsmöglichkeiten innerhalb einer Oberflächenklassifikation dargestellt. Ausgehend von einer Zusammenfassung der grundlegenden Theorie der Mikrowellenemission über Schnee- und Eisoberflächen werden die unterschiedlichen Parameter vorgestellt.

### 3.2.1 Theorie

#### Elektromagnetische Strahlung und Materie: Dielektrische Eigenschaften von Schnee und Eis

Die Frequenz  $f$ , die Wellenlänge  $\lambda$  und die Ausbreitungsgeschwindigkeit  $c$  elektromagnetischer Strahlung sind über

$$\lambda = c/f \quad (3.2)$$

miteinander verknüpft. Mit dem Begriff *Mikrowellen* wird der Bereich von 1 GHz bis 300 GHz des elektromagnetischen Spektrums bezeichnet. Die zugehörigen Wellenlängen liegen im Vakuum zwischen 30 cm und 1 mm. Die eingesetzten Sensoren messen die sie erreichende Intensität der Strahlung im genannten Frequenzbereich. Im Gegensatz zu aktiven Messverfahren, wie beispielsweise dem Radaraltimeter, werden keine Signale aktiv ausgesandt, sondern ausschließlich die natürliche Strahlung des Oberflächenmaterials aufgezeichnet (Hallikainen und Winebrenner, 1992). Üblicherweise wird die gemessene Strahlungsintensität in eine äquivalente, so genannte Strahlungstemperatur konvertiert.<sup>7</sup> Die Strahlungstemperatur  $T_B$  ist definiert als die effektive Temperatur eines Schwarzkörpers, der pro Flächeneinheit bei gegebener Wellenlänge die gleiche Energie emittiert wie der beobachtete Körper. Sie wird in Kelvin angegeben (Hallikainen und Winebrenner, 1992):

$$T_B(f, \Theta_i) = \varepsilon(f, \Theta_i) \langle T \rangle \quad (3.3)$$

Hierbei ist  $\varepsilon$  die dimensionslose Emissivität ( $0 < \varepsilon < 1$ ),  $\langle T \rangle$  die effektive physikalische Temperatur des emittierenden Mediums und  $\Theta_i$  der lokale Beobachtungswinkel.

Alternativ kann die Emissivität definiert werden als das Verhältnis der emittierten Strahlung  $W'_\lambda(T)$  eines Körpers zu derjenigen Strahlung  $W_\lambda(T)$  eines Schwarzkörpers bei gleicher Temperatur  $T$  (Zwally, 1977):

$$\varepsilon = \frac{W'_\lambda(T)}{W_\lambda(T)} \quad (3.4)$$

Zwally setzt  $T_B = \int_0^\infty f(z)e(z)T(z)dz$ , wobei  $e(z)$  die lokale Strahlungsdichte,  $f(z)$  die Strahlungstransferfunktion und  $T(z)$  die lokale Temperatur jeweils in Abhängigkeit von der Tiefe  $z$  ist. Die Tiefenabhängigkeit führt zur Einführung der sogenannten *bulk temperature*  $\langle T \rangle$ , die über die gesamte Emissionstiefe  $d_p$  als konstant angenommen wird.

<sup>7</sup>Der englische Begriff *Brightness Temperature* wird teilweise auch mit Helligkeitstemperatur übersetzt, besser ist jedoch Strahlungstemperatur (Zachl, 2002).

Der Übergang zwischen diesen beiden Formulierungen ist bei Gültigkeit der Rayleigh-Jeans Näherung problemlos möglich. Die Strahlungsintensität, die von einem Schwarzkörper bei gegebener Temperatur ( $T$ ) emittiert wird, ist gegeben durch die Planck'sche Funktion:

$$W_\lambda(T) = \frac{ab_\lambda}{\exp(a/T) - 1} \quad (3.5)$$

Mit  $b_\lambda = 2ck_b/\lambda^4$  und  $a = \hbar c/\lambda k_b$  ( $\hbar$ : Planck'sche Konstante,  $c$ : Vakuumlichtgeschwindigkeit,  $k_b$ : Boltzmann Konstante). Unter Berücksichtigung der Rayleigh-Jeans-Approximation wird Gleichung 3.5 zu  $W_\lambda = b_\lambda T$ .<sup>8</sup> Damit kann die Strahlungstemperatur  $T_B$  definiert werden als die Intensität der emittierten Strahlung in Einheiten der Temperatur:

$$T_B = \frac{W'_\lambda(T)}{b_\lambda} \quad (3.6)$$

Geht man nun für die Emissivität  $\varepsilon$  von der Definition aus Gleichung 3.4 aus und benutzt für  $W'$  die Definition der Strahlungstemperatur  $T_B$  (Gleichung 3.6), so ergibt sich für die Emissivität

$$\varepsilon = \frac{b_\lambda T_B}{W_\lambda(T)} \quad (3.7)$$

und mit  $W_\lambda(T)$  aus Gleichung 3.5 in der Umformulierung durch die Rayleigh-Jeans Approximation

$$\varepsilon = \frac{T_B}{T} \quad (3.8)$$

In dieser Formulierung ist  $T$  die Temperatur eines isothermalen Körpers oder die sogenannte kalorische Mitteltemperatur (*bulk temperature*,  $\langle T \rangle$  von oben). Sie beschreibt die mittlere Temperatur über den gesamten Emissionstiefenbereich. Teilweise wird jedoch die Eisoberflächentemperatur verwendet (Hall und Martinec, 1985, Shuman et al., 1995). Allerdings hat Zwally schon 1977 darauf hingewiesen, dass die Eisoberflächentemperatur in der Regel nicht als erste Näherung für die *bulk temperature*  $\langle T \rangle$  eingesetzt werden kann (Zwally, 1977). Zwally wies diese Divergenzen anhand eines Vergleichs von *in-situ*-Messungen und NIMBUS 5-Daten nach.<sup>9</sup> Die an den Sensoren der Satelliten registrierte Strahlung stammt nicht alleine von der beobachteten Oberfläche. Zum registrierten Signal tragen erheblich Anteile bei, die aus dem Inneren des Firn- oder Eiskörpers kommen. Rignot et al. (2001) schätzen für die Eindringtiefe von SAR Interferometrie im C-Band ( $\lambda = 5,6$  cm;  $f = 5,3$  GHz) auf ein bis zwei Meter für bloßes Eis und zehn Meter für trockenen, kalten Firn ab. Im L-Band ( $\lambda = 24$  cm;  $f = 1,3$  GHz) ist dieser Wert um fünf bis zehn Meter höher. Bei reinem Eis kann die Eindringtiefe bis zu 120 Meter erreichen. Bei Firnoberflächen verringern die Einflüsse aus Schneeauflage, Stratifizierung durch Tiefenreif

<sup>8</sup>Die Rayleigh-Jeans Approximation ist gültig wenn  $a/T \ll 1$  gilt. Für Temperaturen zwischen 253 K und 273 K und Frequenzen von 19 GHz, 37 GHz und 85 GHz liegt dieser Quotient zwischen 0,0033 und 0,0100. Je höher die Frequenz und je niedriger die Temperatur, desto weniger ist diese Voraussetzung erfüllt.

<sup>9</sup>Einige Autoren versuchen dieses Problem zu umgehen, in dem sie langfristige Mittelwerte verwenden. Rott (1989) beispielsweise benutzt die Firntemperatur aus 10 Meter Tiefe als langfristiges Temperaturmittel und berechnet an Hand von Jahresmittelwerten der Strahlungstemperatur mittlere Emissivitäten. Van der Veen und Jezek (1993) und Abdalati und Steffen (1998) weisen jedoch explizit daraufhin, dass selbst im Jahresmittel der Firnkörper über die Emissionstiefe nicht isothermal ist. Fily (2001, pers. Kom.) weist zusätzlich darauf hin, dass dieser Ansatz gerade bei niedrigen Frequenzen zu einer Betonung von Effekten führen kann, die durch die Schwankungen der Oberflächentemperatur bedingt sind, statt diese zu minimieren.

oder Eiskrusten die tatsächliche Eindringtiefe signifikant (Rott, 1989). Die Emissionstiefe oder Eindringtiefe (vergleiche Kapitel 4.2) kann über

$$d_p = \frac{1}{k_e} \quad (3.9)$$

abgeschätzt werden (Davis und Poznyak, 1993). Der Extinktionskoeffizient  $k_e$  beschreibt den Strahlungsverlust im Streumedium. Für trockenen Schnee lässt sich  $k_e$  berechnen nach (Davis und Moore, 1993):

$$k_e = k_a + k_s \quad (3.10)$$

mit

$$k_a = \frac{4\pi f}{c} \left\{ \frac{\varepsilon'_{ds}}{2} \left[ \sqrt{1 + \left( \frac{\varepsilon''_{ds}}{\varepsilon'_{ds}} \right)^2} - 1 \right] \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (3.11)$$

und

$$k_s = 32 \left( \frac{\pi f}{c} \right)^4 \frac{\rho_s}{\rho_i} r^3 \left| \frac{\varepsilon_i - 1}{\varepsilon_i + 2} \right|^2 \quad (3.12)$$

Hierbei ist  $\rho_s$  die Dichte und  $r$  die Korngröße des Firns,  $\rho_i$  die Dichte von Eis ( $\rho_i = 0,916 \text{ g/cm}^3$ ) und  $f$  die Frequenz, bei der die Beobachtungen durchgeführt werden. Die Temperatur hat über die komplexen Dielektrizitätskonstanten von Eis und Schnee ( $\varepsilon_i$  und  $\varepsilon_{ds}$ ) ebenfalls Einfluss auf den Extinktionskoeffizienten. Der Realteil  $\varepsilon'$  ist ein Maß für die Ausbreitungseigenschaften elektromagnetischer Wellen in dem betrachteten Medium, der Imaginärteil  $\varepsilon''$  hingegen beschreibt den Energieverlust im Medium. Das Verhältnis  $\varepsilon'/\varepsilon''$  wird als Verlusttangente bezeichnet (Foster et al., 1984). Die Bestimmung der komplexen Dielektrizitätskonstanten von Eis ( $\varepsilon_i$ ) und trockenem Schnee ( $\varepsilon_{ds}$ ) ist im folgenden Abschnitt beschrieben.<sup>10</sup> Abbildung 3.12 zeigt die Abhängigkeit der Emissionstiefe von Frequenz, Temperatur und Firndichte, deren Zusammenwirken im Folgenden detailliert beschrieben werden. Deutlich ist, dass je niedriger Temperatur, Frequenz und Dichte sind, desto größer ist die Emissionstiefe, bzw. desto tiefer dringt ein Mikrowellensignal in die Firnschicht ein.

### Eis und Trockener Schnee

Trockener Schnee ist eine Mischung aus Eiskpartikeln und Luft. Der Realteil der Dielektrizitätskonstante von Eis  $\varepsilon'_i$  ist auf Grund der Tatsache, dass die Relaxationsfrequenz von Eis bei  $f_0 = 7,5 \text{ kHz}$  liegt (Stiles und Ulaby, 1981) im Mikrowellenbereich unabhängig von der Frequenz und auch nahezu unabhängig von der Temperatur. In der Literatur werden für Frequenzen über 10 GHz und Temperaturen zwischen 88 K und 273 K Werte im Bereich von 3,15 und 3,18 angegeben (Ulaby et al., 1986, Tabelle E.1, S. 2028). Stogryn (1986) benutzt

$$\varepsilon'_i = \frac{3,099T - 992,65}{T - 318,896} \quad (3.13)$$

für den Temperaturbereich von 223 K bis 273 K. Dadurch liegt  $\varepsilon'_i$  hier im Bereich von 3,14 bis 3,19 (siehe Abbildung 3.13).

<sup>10</sup>Die zu Beginn beschriebene Emissivität und die komplexe Dielektrizitätskonstante werden beide mit dem griechischen Buchstaben  $\varepsilon$  bezeichnet. Jedoch erschließt sich in der Regel aus dem Zusammenhang, welche der beiden Größen gemeint ist.

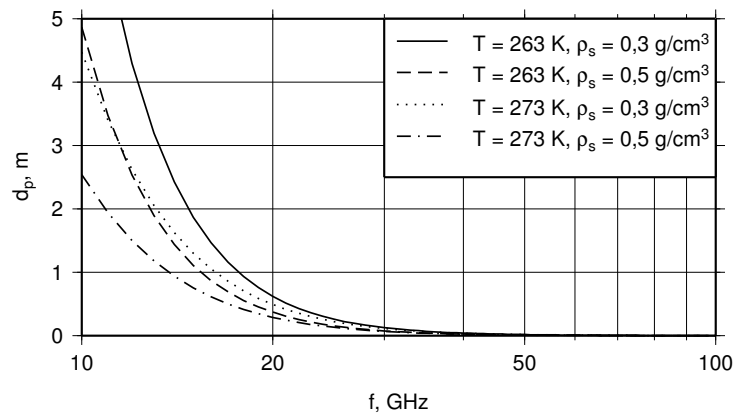


Abbildung 3.12: Zusammenhang zwischen Emissions- bzw. Eindringtiefe und Beobachtungsfrequenz in Abhängigkeit von Temperatur und Dichte des Firns ( $r = 1,5 \text{ mm}$ )

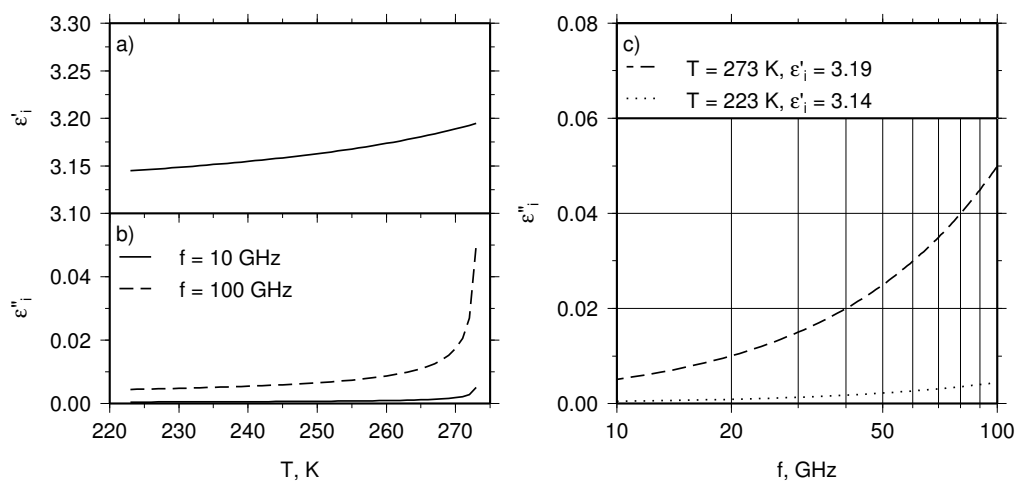


Abbildung 3.13: Abhängigkeit der komplexen Dielektrizitätskonstante  $\epsilon$  von Eis von Temperatur (links) und Frequenz (rechts) nach Stogryn (1986)

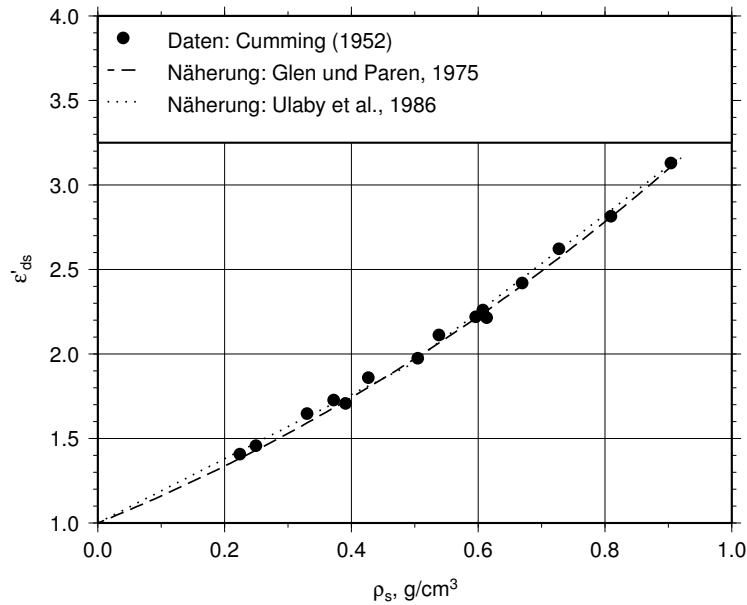


Abbildung 3.14: Realteil der Dielektrizitätskonstante von trockenem Schnee  $\epsilon'_{ds}$  (nach: Gleichungen 3.15 und 3.16; Ulaby et al., 1986; Daten: Cumming, 1952)

Für den Realteil der Dielektrizitätskonstante von trockenem Schnee  $\epsilon'_{ds}$  gilt nach Ulaby et al. (1986):

$$\frac{\epsilon'_{ds} - 1}{3\epsilon'_{ds}} = v_i \frac{\epsilon'_i - 1}{\epsilon'_i + 2\epsilon'_{ds}} \quad (3.14)$$

mit  $v_i = \rho_s/\rho_i = \rho_s/(0,916 \text{ g/cm}^3)$ .<sup>11</sup> Nach einigen Vereinfachungen ergibt sich folgende Näherung (Glen und Paren, 1975, Ulaby et al., 1986):

$$\epsilon'_{ds} = (1 + 0,47v_i)^3 = (1 + 0,51\rho_s)^3 \quad (3.15)$$

Ulaby et al. (1986) geben als weitere, empirisch ermittelte Näherung

$$\epsilon'_{ds} = \begin{cases} 1 + 1,9\rho_s & \rho_s < 0,5 \text{ g/cm}^3 \\ 0,51 + 2,88\rho_s & \rho_s \geq 0,5 \text{ g/cm}^3 \end{cases} \quad (3.16)$$

an. Beide Ansätze sind in Abbildung 3.14 dargestellt.

Die Berechnung des Imaginärteils der Dielektrizitätskonstante von Eis  $\epsilon''_i$  ist deutlich kom-

<sup>11</sup>Im SI wird die Dichte mit  $916 \text{ kg/m}^3$  angegeben. In der Literatur wird jedoch nach wie vor das CGS verwendet und damit die Dichte von Eis meistens mit  $0,916 \text{ g/cm}^3$  angegeben.

plizierter. Nach Stogryn (1986) berechnet er sich nach (vergleiche Abbildung 3.13):<sup>12</sup>

$$\begin{aligned}\varepsilon_i'' &= \frac{A(T)}{f} + B(T)f \\ &\text{mit} \\ A(T) &= \frac{\exp(12,50 - \frac{3,77 \cdot 10^3}{T})}{T} \\ &\text{und} \\ B(T) &= \frac{10^{-4} \varepsilon_i'}{\sqrt{273,41 - T}}.\end{aligned}\tag{3.17}$$

Der Imaginärteil der Dielektrizitätskonstanten von Schnee  $\varepsilon_{ds}''$  ist somit ebenfalls eine Funktion sowohl der Temperatur als auch der Frequenz (Ulaby et al., 1986, Gleichung E.85, S. 2063):

$$\varepsilon_{ds}'' = 3v_i \varepsilon_i'' \frac{\varepsilon_{ds}'^2 (2\varepsilon_{ds}' + 1)}{(\varepsilon_i' + 2)}.\tag{3.18}$$

Nach einigen Vereinfachungen ergibt sich (Stiles und Ulaby, 1981):

$$\varepsilon_{ds}'' = \frac{0,34v_i \varepsilon_i''}{(1 - 0,417v_i)^2}.\tag{3.19}$$

### Feuchter Schnee

Wie oben beschrieben, kann trockener Schnee als eine Kombination aus Eispartikeln und Luft angesehen werden. Bei der Emission von Mikrowellen ist hier die Volumenstreuung der dominante Streumechanismus (Ulaby et al., 1982). Bei einsetzendem Oberflächenschmelzen füllt sich der gasgefüllte Porenraum zwischen den Eiskristallen mit Wasser – das flüssige Wasser schließt förmlich die Eiskristalle ein. Wasser hat eine deutlich höhere Dielektrizitätskonstante als Luft. Dadurch kommt es zu einem Anstieg der – internen – Absorption und einer Verringerung der Volumenstreuung (Foster et al., 1984). Die Oberflächenstreuung wird zum dominanten Prozess und die Emission entspricht der Schwarzkörperstrahlung (Mätzler und Hüppi, 1989). Damit einher geht eine signifikante Verringerung der Emissions- bzw. Eindringtiefe. Damit kommt es auch unmittelbar zu einem signifikanten Anstieg der Emissivität und damit – bei gleichbleibender Temperatur – zu einer deutlichen Steigerung der Strahlungstemperatur  $T_B$ . Bereits ein Wassergehalt von ein bis zwei Volumenprozent kann zu einer Erhöhung der Strahlungstemperatur um ca. 50 K führen (Ulaby und Stiles, 1980).

Diese Eigenschaften machen eine präzise Detektion der räumlichen Ausdehnung und des zeitlichen Verlaufs von Schmelzperioden auf dem Inlandeis möglich (s. Seite 32). Ebenso lassen sich auch Schmelztümpel auf dem Meereis detektieren (Yackel et al., 2000, Yackel und Barber, 2000).

---

<sup>12</sup>Da diese Beziehungen auf rein empirischen Ansätzen basieren, ist die Berechnung unter Berücksichtigung der Einheiten nicht stimmig.

### Zusammenhang von Glaziologie und Emission

Die verschiedenen glazialphysikalischen Eigenschaften des Firns wirken sich direkt auf das passive Mikrowellensignal aus. Darüberhinaus ist die Strahlungstemperatur unmittelbar von der Temperatur des Firnkörpers abhängig (vgl. Seite 25). Es ist somit nicht möglich, eine Klassifikation der Eisoberfläche auf der Basis lediglich eines Kanals durchzuführen, wenn die zu untersuchenden Gebiete unterschiedliche Temperaturregime umfassen (Steffen et al., 1993).

Häufig kommt es im Laufe der Firnmetamorphose zu einer Kombination verschiedener Effekte: Tiefenreifhorizonte bestehen aus großen Kristallen, hohe Akkumulationsraten gehen mit niedrigen Korngrößen und Dichten einher und sind häufig mit Regionen niedriger mittlerer Temperatur verknüpft. Das resultierende Mikrowellensignal ist somit eine Überlagerung verschiedenster glaziologischer Effekte und Eigenschaften, die in dem Signal selbst nicht mehr eindeutig trennbar sind.

Im folgenden Abschnitt wird der Einfluss verschiedener glaziologischer Größen auf das Mikrowellensignal beschrieben.

**Korngrößen** Im Frequenzbereich des DMSP-SSM/I-Instruments wird die Emission des Firnkörpers durch (Rück-)Streuung dominiert. Das bedeutet, dass die Größe der Eiskristalle die Emissivität maßgeblich beeinflusst: große Kristalle führen zu niedriger Emission, kleine Kristalle gehen mit einer hohen Emission einher (Srivastav und Singh, 1991, Steffen et al., 1993 und Comiso, 1998, pers. Komm.).

Deutlicher als in der Strahlungstemperatur selbst ist der Effekt, den die Korngröße auf das Signal hat, im sogenannten Gradienten-Verhältnis (Surdyk und Fily, 1993):

$$FGR_{f_1, f_2} = \frac{T_{B, f_2} - T_{B, f_1}}{T_{B, f_2} + T_{B, f_1}}, \quad f_2 > f_1 \quad (3.20)$$

wobei die Polarisationsrichtung für die beiden Frequenzen  $f_1$  und  $f_2$  identisch zu wählen ist. Dieser Quotient bildet eine Normierung, wodurch der Wert im wesentlichen unabhängig von der Temperatur ist (Steffen et al., 1993). In der Definition von Surdyk und Fily (1993) ( $f_2 > f_1$ ) gilt, dass das Verhältnis umso kleiner ist je größer die Korngrößen sind.

**Dichte** Schichtungen im Firnkörper spiegeln sich auf Grund der Erhöhung der internen (Rück-)Streuung durch eine verminderte Strahlungstemperatur wider. Dabei ist es gleichgültig, ob sich diese Schichtung durch das Wachstum der Kristalle im Laufe einer Schmelz-Gefrier-Metamorphose bis hin zu kompakten Eislagen entwickelt (Foster et al., 1984), durch Tiefenreifhorizonte auf Grund eines starken Temperaturgradienten im Firn (Abdalati und Steffen, 1998) oder durch Firnkrusten, Kompaktierung durch Wind oder in Folge von Oberflächenreif und anschließendem Schneefall hervorgerufen werden (Shuman et al., 1993).

Das Signal der horizontalen Polarisationsrichtung reagiert sensibler auf solche Effekte als das der vertikalen (Ridley, 1991).

Analog zum Frequenz-Gradienten-Verhältnis kann ein sogenanntes Polarisations-Gradienten-Verhältnis  $PGR$  definiert werden (Surdyk und Fily, 1993):

$$PGR = \frac{T_{B, V} - T_{B, H}}{T_{B, V} + T_{B, H}} \quad (3.21)$$

Hierbei werden jeweils die Daten der beiden Polarisationsrichtungen einer Frequenz verwendet. Dieser Quotient ist in ähnlicher Weise wie das Frequenz-Gradienten-Verhältnis  $FGR$  nahezu temperaturunabhängig. Durch Auswertung von SMMR- und *in-situ*-Daten zeigen Surdyk und Fily (1993), dass das Polarisations-Gradienten-Verhältnis  $PGR$  mit steigender Dichte des oberflächennahen Firns abnimmt.

**Stratifizierung** Insbesondere für niedrige Frequenzen (große Emissionstiefe) können hohe Werte für  $PGR$  mit einer stark ausgeprägten Schichtung in Verbindung gebracht werden. Deutlicher wird der Einfluss der Stratifizierung auf Grund der unterschiedlichen Emissionstiefe in der Differenz zwischen zwei Polarisations-Gradienten-Verhältnissen: Je größer die Anzahl der Schichten, desto größer ist die Differenz zweier Polarisations-Gradienten-Verhältnisse z. B. (Surdyk und Fily, 1993)

$$\Delta PGR_{f_1, f_2} = PGR_{f_1} - PGR_{f_2}, \quad f_1 < f_2 \quad (3.22)$$

**Schmelzdetektion** Das Vorhandensein von flüssigem Wasser im Firn führt zu einem signifikanten Anstieg der Strahlungstemperatur: Bereits ein Flüssigwasseranteil von 1% bis 2% kann die Strahlungstemperatur um ca. 50 K erhöhen (s. S. 30 und Hofer und Mätzler, 1980). Damit ist es möglich, mit Hilfe von passiven Mikrowellen sehr detailliert die räumliche Verbreitung und das zeitliche Auftreten von Oberflächenschmelzen des Firn- und Eiskörpers zu beobachten. In der Regel geschieht dieses mit Hilfe von Schwellwertverfahren, die an *in-situ* Daten geeicht werden.

Neben Ansätzen, die alleine auf der Auswertung eines Kanals basieren (Mote et al., 1993, Mote und Anderson, 1995), gibt es auch hier einige Verfahren, bei denen normierte Verhältnisse verwendet werden, um die Einflüsse der momentanen physikalischen Temperatur des Firnkörpers zu reduzieren. Steffen et al. (1993) verwenden das bereits oben beschriebene Frequenz-Gradienten-Verhältnis (Gleichung 3.20) mit  $f_2 = 19$  GHz und  $f_1 = 37$  GHz, beides in horizontaler Polarisationsrichtung.<sup>13</sup>

Dieser Ansatz kann dadurch verbessert werden, dass die höhere Empfindlichkeit der horizontalen gegenüber der vertikalen Polarisationsrichtung für Schmelzereignisse genutzt wird. Dieses wird im sogenannten Kreuzpolarisations-Gradienten-Verhältnis (*Cross Polarisation Gradient Ratio*,  $XPGR$ , Abdalati und Steffen, 1995) berücksichtigt, das durch

$$XPGR = \frac{T_{B,19H} - T_{B,37V}}{T_{B,19H} + T_{B,37V}} \quad (3.23)$$

definiert wird. Dieser Quotient ist nahezu unabhängig von jahrezeitlichen Schwankungen. Orte bzw. Tage mit Schmelzereignissen fallen durch deutlich erhöhte Werte gegenüber der Umgebung bzw. Tagen ohne Schmelzen auf. Das Resultat der (Zeitreihen-)Analyse der Verbreitung von Oberflächenschmelzen besteht aus verschiedenen Teilergebnissen. Für jede Saison ergibt sich die maximale Ausdehnung und Dauer der Schmelzperiode. Ferner kann für jeden Punkt sowohl die Gesamtlänge (also vom ersten bis zum letzten Auftreten von Schmelzen) als auf die Dauer (d.h. die Anzahl der Tage mit Schmelzen) ermittelt werden.

**Einschränkungen und Anmerkungen** Da die oben aufgeführten glaziologischen Phänomene nicht unabhängig voneinander sind, ist eine eindeutige Trennung des Mikrowellensignals nach

<sup>13</sup>Im Gegensatz zu Surdyk und Fily (1993) ist hier  $f_2 < f_1$ .



den einzelnen Größen nicht möglich. Wegen dieser Komplexität ist die Inversion von passiven Mikrowellendaten zur Bestimmung von Firnparametern mit Hilfe von Strahlungstransfermodellen insbesondere für die küstennahen Gebiete der Antarktis, wo starke vertikale Inhomogenitäten im oberflächennahen Firnkörper anzutreffen sind, bis jetzt noch zu keinem befriedigenden Ergebnis gekommen (Mätzler und Wiesmann, 2000, pers. Komm und Picard et al., 2009). Durch die in dieser Arbeit vorgestellte Klassifikation ist es jedoch möglich, radiometrisch ähnliche Regionen des ostantarktischen Eisschildes zusammenzufassen. Mit Hilfe der hier beschriebenen Zusammenhänge können *a-posterior* durch Analyse der spektralen Signaturen glaziologische Eigenschaften (qualitativ) für diese Regionen identifiziert und (teilweise) Schlussfolgerungen hinsichtlich ihrer Genese gezogen werden.

Frühe Auswertungen von passiven Mikrowellendaten über den kontinentalen Eisschilden Grönlands und der Antarktis zeigten im Vergleich zu Modellrechnungen unerwartet niedrige Strahlungstemperaturen (Comiso et al., 1982). Rott (1989) zeigt, dass viele der oben beschriebenen Zusammenhänge zwischen Schnee-, Firn- und Eiseigenschaften und der Mikrowellenemission die von Satelliten gemessenen Strahlungsmuster nur unzureichend erklären. Erste Untersuchungen waren insbesondere auf das NIMBUS 5 Instrument, das mit einer Frequenz von 19 GHz arbeitete, (Zwally, 1977, Comiso et al., 1982) und auf das NIMBUS 6 Instrument (22,2 GHz und 31,6 GHz) abgestimmt (Rotman et al., 1982). Die Differenzen wurden in der Regel durch empirische Korrekturen ausgeglichen (Zwally, 1977). Die Diskrepanzen wurden vor allem bei der Einführung der Mehrkanaldaten des NIMBUS 7 deutlicher, der bis zu einer Frequenz von 37 GHz registrierte. Die meisten Beziehungen wurden empirisch abgeleitet (s.o.). Sie waren also nur in dem Wertebereich der zu Grunde liegenden Messungen gültig. Viele davon wurden in Bezug auf die jeweils aktuellen Sensoren bis 13 GHz oder allenfalls bis 37 GHz durchgeführt (Hallikainen et al., 1986). Wenige Untersuchungen decken das Spektrum von 5 GHz bis 100 GHz ab (Hofer und Mätzler, 1980).

Viele Strahlungstransfermodelle beruhen auf Fernfeldnäherungen. Da diese Näherungen aber bei höheren Frequenzen nicht mehr gültig sind (vor allem hinsichtlich der Annahme unabhängiger, sphärischer Streuzentren, Comiso et al., 1982; vgl. Fußnote 8), werden die Strahlungstemperaturen überschätzt. Der Grenzbereich liegt bei einem mittleren Abstand der Streuzentren (Firnkörner) von ca.  $d = \lambda/3$  (Fung und Eom, 1985). Dieser „kritische“ Abstand liegt für die Wellenlängen der Mikrowellen bei  $1,2 \text{ mm} < d = \lambda/3 < 5,3 \text{ mm}$  für  $85 \text{ GHz} > f > 19 \text{ GHz}$ . Ist der Abstand deutlich geringer als diese kritische Größe, so sind die Näherungen akzeptabel. Ist der Abstand jedoch gleich oder sogar größer, werden insbesondere Rückstreuungseffekte an den Körnern nicht hinreichend erfaßt. Bei Streurechnungen unterschätzt diese Näherung Rückstreuungseffekte und überschätzt somit die Emission.

Die genannten Korngrößen liegen in einem Bereich, der in weiten Teilen der Antarktis anzutreffen ist. Bei Frequenzen oberhalb ca. 20 GHz wird die Volumenstreuung der dominante Prozess des Strahlungsverlusts innerhalb des Mediums (Ulaby et al., 1986). Die Korngröße wird der bestimmende Faktor für die Emissivität: Je kleiner die Korngröße desto höher ist die Emissivität und umgekehrt (Srivastav und Singh, 1991, Steffen et al., 1993 und Comiso, 1998, pers. Komm.).

### Weitere Anwendungen

**Einsatz im Bereich der Meereisuntersuchungen** Die Meereisdecken der Arktis und der Antarktis unterliegen starken jahreszeitlichen Schwankungen hinsichtlich ihrer Ausdehnung und

der bedeckten Fläche. Die Abschätzung dieser Größen ist mit passiven Mikrowellendaten sehr einfach durchzuführen. Dieses liegt vor allem an dem hohen Kontrast in der Strahlungstemperatur zwischen offenem Wasser und Meereis (Dash et al., 2001). Die Untersuchung der Meereisbedeckung spielt eine wichtige Rolle unter anderem bei der Erforschung von Meeresströmungen in den polaren Ozeanen (Comiso und Gordon, 1998). Vor allem die Auswirkung auf Prozesse der Tiefenwasserbildung ist in Bezug auf die Entwicklung des globalen Klimas von entscheidender Bedeutung. Passive Mikrowellendaten können in diesem Zusammenhang sowohl bei der Untersuchung der Bildungsprozesse während einer Saison, als auch zum Vergleich über einen Zeitraum von mehreren Jahren genutzt werden (Comiso, 1986, Comiso und Sullivan, 1986, Comiso und Gordon, 1996).

Bei der Untersuchung von Meereiseigenschaften und -konzentrationen kann die Auswertung von passiven Mikrowellendaten mittlerweile als Standard angesehen werden. Die beiden prominentesten Algorithmen, der *NASA-Team-Algorithmus* und der *Bootstrap-Algorithmus*, werden operationell beim National Snow and Ice Data Center (NSIDC) eingesetzt, um Datensätze der täglichen und monatlichen Eiskonzentration zu berechnen (Gloersen und Cavalieri, 1986, Comiso, 1986, Comiso und Sullivan, 1986).

Parkinson (2000) benutzt den 18 Jahre umfassenden kombinierten SSMR-SMM/I-Datensatz, um Trends in der arktischen Meereisdecke zu detektieren. Sie stellt vor allem fest, dass die verschiedenen Regionen der Arktis unterschiedlichen Trends unterworfen sind: Während in einigen Gebieten insbesondere die Länge der Meereissaison zunimmt, verkürzt sie sich in anderen Regionen signifikant. Innerhalb dieser Trends gibt es nicht selten größere Variationen und Abweichungen. So folgte unmittelbar nach dem Jahr mit der geringsten Bedeckung (1995) das Jahr mit der zweitgrößten. Damit konnte auch gezeigt werden, dass sich diese lange Zeitreihe auch zur Detektion von Schwankungen und Anomalien innerhalb eines (möglichen) Trends eignet.

Mittels Hauptkomponentenanalyse konnten Grenfell et al. (1994) neben den typischen Meereisklassen einjähriges (*First Year Ice*, FYI) und mehrjähriges (*Multi Year Ice*, MYI) Meereis auch dünnes Eis als eigenen Typ klassifizieren.

Massom und Comiso (1994) führen eine Klassifikation von Meereistypen in der Weddellsee durch. Neben den SSM/I Daten, auf denen die Klassifikation basiert, werden zur Interpretation AVHRR, SAR Rückstreuoeffizienten und Luftbilddaufnahmen herangezogen. Das Klassifikationsverfahren ist bei Comiso (1990) beschrieben.

Neben dem wissenschaftlichen Interesse an Meereisuntersuchungen spielt die Verwendung von passiven Mikrowellen Daten zur Detektion der Meereisbedeckung auch in der Schifffahrt eine große Rolle. Da es möglich ist, an Bord von Schiffen eine Empfangsstation für diese Daten zu installieren, können Fahrzeuge in polaren Regionen diese zeitnah als Hilfsmittel zur Navigation benutzen (Lubin et al., 1997).

**Gletscher, Schneedecken etc.** Neben Grönland, der Antarktis und dem Meereissystem bilden die vielen kontinentalen Eiskörper (z. B. Gletscher und Schneefelder) eine wichtige Komponente der Kryosphäre. Auch hier sind die Schwerpunkte bei der Erforschung sehr vielfältig: Von der Untersuchung in Hinblick auf die durch Schnee und Eis zur Verfügung stehenden Wasservorräte (Srivastav und Singh, 1991), der Abschätzung des Gefährdungspotentials durch (rapides) Abschmelzen (Foster et al., 1984), bis hin zur Einbeziehung in globale Klimamodelle (Roesch et al., 2001) oder zur Detektion von Schneedecken als Regionen erhöhter Albedo im Strahlungshaushalt der Erde. Trotz der groben räumlichen Auflösung des SSM/I-Instruments wurden diese

Start	März 1995
Nominelle Orbithöhe	850 km
Inklination	98,8°
Umlaufperiode	102 Minuten

Tabelle 3.3: Orbit Parameter des DMSP F13 Satelliten

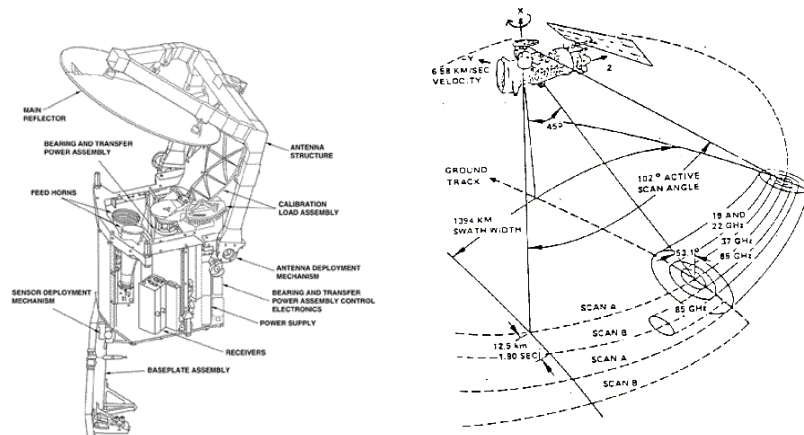


Abbildung 3.15: Das DMSP SSM/I System: links: Der SSM/I Sensor (Quelle: Boeing Satellite Systems, 2002); rechts: Die Scan-Geometrie (Quelle: NASA Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (PO.DAAC), 1996)

Daten bereits erfolgreich in diesen Zusammenhängen verwendet (Ulaby und Stiles, 1980).

### 3.2.2 Verwendete Daten

Die passiven Mikrowellendaten dieser Arbeit stammen vom Defense Meteorological Satellite Program Block 5D-2 Satellite F13 (DMSP F13) Satelliten (siehe Abbildung 3.15), einem Orbiter aus einer Reihe von mittlerweile über 30 Satelliten des DMSP (vgl. Seite 24, Rees, 1999). Er wurde im März 1995 gestartet und liefert seitdem kontinuierlich Daten. Der Satellit ist ca. 3,70 m lang und hat einen Durchmesser von ca. 1,2 m. Seine Masse beträgt 831 kg. Neben dem Mikrowellen Radiometer trägt die Plattform unter anderem auch Sensoren zur Erdbeobachtung im sichtbaren und infraroten Bereich des elektromagnetischen Spektrums, Gamma- und Röntgenstrahlendetektoren (Rees, 1999). Die Orbitparameter des Systems sind in Tabelle 3.3 aufgeführt.

Das Special Sensor Microwave / Imager Instrument ist ein siebenkanaliges Radiometer (Maslanik und Stroeve, 1990). Es misst bei vier Frequenzen (19,3 GHz, 22,2 GHz, 37,0 GHz und 85,5 GHz). Bis auf den 22,2 GHz-Kanal, der nur in vertikaler Polarisationsrichtung aufgezeichnet wird, werden alle Frequenzen in vertikaler und in horizontaler Polarisationsrichtung registriert. Das Radiometer selbst ist im Fuß des Sensors untergebracht. Darüber ist eine Parabolantenne montiert, die in einem festen Winkel in 1,9 Sekunden einmal um eine Achse parallel zur vertikalen Achse des Satelliten rotiert. Durch diese Konfiguration beträgt der Blickwinkel an der Erdoberfläche konstant 53,1°. Die Erdoberfläche wird in einem Streifen von 1394 Kilometer Breite 64 Mal für die Frequenzen 19,3 GHz, 22,2 GHz und 37 GHz und 128 Mal bei 85,5 GHz abgetastet.

19,3 GHz	70 km x 45 km
22,2 GHz	60 km x 40 km
37,0 GHz	38 km x 30 km
85,5 GHz	16 km x 14 km

Tabelle 3.4: Größe des SSM/I-Blickfeldes (Maslanik und Stroeve, 1990)

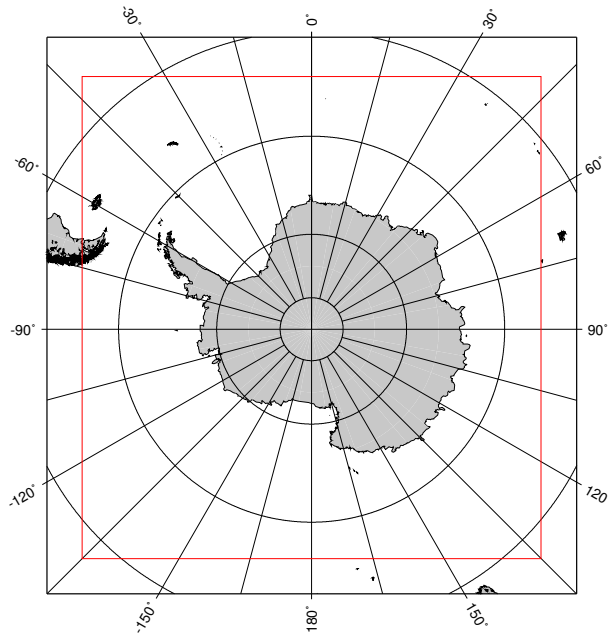


Abbildung 3.16: Abdeckung der SSM/I Daten in der Antarktis nach Aufbereitung durch das NSIDC (nach: Maslanik und Stroeve, 1990)

Damit liegt die räumliche Auflösung bei ca. 25 km respektive 12,5 km im Streifen. Zwischen zwei Streifen bewegt sich der Satellit um ca. 12,5 km über Grund. Dadurch, dass nur bei 85,5 GHz jeder Streifen aufgezeichnet wird, für die anderen Frequenzen aber nur jeder zweite, ergibt sich eine Gittergröße von  $12,5 \times 12,5 \text{ km}^2$  bei 85,5 GHz und  $25 \times 25 \text{ km}^2$  für die anderen Frequenzen. Die Größe des effektiven Blickfeldes (*effective footprint*) ist jedoch deutlich größer (vgl. Tabelle 3.4). Auf Grund der Orbitkonfiguration decken die Daten des SSM/I Instruments die Erde global bis  $87^\circ$  nördlicher und südlicher Breite ab.

Das SSM/I-Instrument selbst misst die Spannung eines Radiometers. Ein Analog-Digital-Wandler tastet diese mit 12 Bit Tiefe ab. Dieses Signal wird per Telemetrie zur Erde übertragen. Die ersten Schritte der Datenaufbereitung finden am Fleet Numerical Meteorology and Oceanography Center, Monterey (CA) (FNMOC) und bei Remote Sensing Systems, Inc., Santa Rosa (CA) (RSS) statt. Bei diesem Zwischenprodukt handelt es sich um so genannte geokodierte Antennen-Temperaturen. Die Daten werden beim NSIDC mit Hilfe von Kalibrationsdaten in Strahlungstemperaturen umgewandelt. Abschließend werden die Daten jeweils für die Nord- und die Südhemisphäre auf polarstereographische Gitter projiziert (s. Abbildung 3.16). Die Projektionsparameter sind in Tabelle 3.6 auf Seite 39 aufgeführt.

## 3.3 Durchführung und Ergebnisse

### 3.3.1 Der Aufbau des GIS

Das in dieser Arbeit verwendete GIS ist das GRASS (Geographical Resources Analysis Support System, Neteler, 1997 und United States Army Corps of Engineers, 1993). Es wurde am US Army Construction Engineering Research Laboratories (USACERL) in Champaign (Illinois, USA) entwickelt. Das Programm steht mittlerweile unter der General Public License (GPL) als quelloffenes Programm zur Verfügung (Free Software Foundation, 1984). Bei Geographical Resources Analysis Support System (GRASS) handelt es sich um ein so genanntes *Hybrid-GIS* (s. Seite 21). Damit ist es gleichermaßen für die Bearbeitung von Raster-, Vektor- und Punktdaten geeignet.

Ein GIS orientiert sich im Aufbau an verschiedenen Maßgaben. Von Beginn der Arbeit an war geplant, nicht nur die Region um das Ekström-Schelfeis zu untersuchen, sondern das Verfahren auch auf andere Gebiete der Ostantarktis zu übertragen. Es ist also sinnvoll, das GIS so aufzubauen, dass das Datenmaterial, das für alle Untersuchungen eingesetzt wird, nicht mehrfach gespeichert werden muss. Auch die Eigenschaften des verwendeten Datenmaterials müssen bei der Planung mit berücksichtigt werden. Um den Arbeitsaufwand beim Import der verschiedenen Datensätze zu minimieren, sollen z. B. die geographischen Parameter des GIS an denen des umfangreichsten Datenmaterials orientiert sein. Aus diesen beiden Gründen liegt es nahe, die geographischen Parameter (Überdeckung und Projektion) der passiven Mikrowellendaten als Grundlage zu nehmen (s. Abbildung 3.16 auf der vorherigen Seite und Tabelle 3.6 auf Seite 39).

Die Datensätze, die neben den passiven Mikrowellendaten benutzt werden, dienen vor allem der Konstruktion der Masken der Untersuchungsgebiete für die Klassifikation. Wie in Kapitel 2 auf Seite 3ff beschrieben, sind die Untersuchungsgebiete nach Norden durch die Eiskante und nach Süden durch die 1500 m-Höhenlinie begrenzt. Als Digitales Geländemodell (DGM) wird der RADARSAT Antarctic Mapping Mission (RAMP) Datensatz mit einer Auflösung von 200 m verwendet (Jezek und RAMP Product Team, 2002). Die Eiskante ist der ADD entnommen (British Antarctic Survey, 2006, vgl. Seite 4).

Hierbei handelt es sich um einen Vektordatensatz vor allem aus nicht zusammenhängenden Polygonen, die zunächst zu geschlossenen Polygonzügen zusammengefügt und von mehrdeutigen Kreuzungspunkte befreit werden müssen (Wessel und Smith, 1998). Anschließend konnten diese Küstenlinien in eine Eis-Ozean-Maske im Rasterdatenformat umgewandelt werden. Sowohl das RAMP-DGM als auch die Daten der ADD liegen in jeweils eigenen Projektionsparametern vor (vgl. Tabelle 3.5 auf der nächsten Seite). Sie müssen beim Import auf das DMSP-SSM/I-Raster reprojiziert werden. Die entsprechenden Algorithmen sind unter anderem bei Evenden (1990) beschrieben.

Das GIS ist in mehreren Ebenen aufgebaut (vergleiche Abbildung 3.17 auf Seite 39). Zunächst gibt es einen Bereich, in dem die Daten gespeichert werden, die allen weiteren Schritten zur Verfügung stehen (`'mapset PERMANENT'`, Tabelle 3.5 auf der nächsten Seite). In dieser Ebene wurden neben der Topographie des RAMP und den Daten aus der ADD die Tagesdaten der SSM/I-Strahlungstemperaturen gespeichert.<sup>14</sup> Für die im Folgenden vorgestellten Untersuchungen werden SSM/I-Daten aus dem Zeitraum 1. Januar 1996 bis 31. Dezember 2005 in das GIS importiert und für jedes Jahr gemittelt.

<sup>14</sup>Die Aufbereitung der passiven Mikrowellen Daten beim NSIDC und das Datenformat sind im Abschnitt 3.2.2 auf Seite 35 beschrieben.

Tabelle 3.5: Datengrundlage des GIS

Datensatz	Name	Quelle	Projektion	Zitat
Strahlungstemperaturen	DMSP F13 SSM/I CD-ROM	NSIDC	s. Tabelle 3.6	Maslanik und Stroeve (1990)
Topographie	RAMP	NSIDC	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Projektion: Polar-stereographisch</li> <li>• Projektionspol: 0° Ost, 90° Süd</li> <li>• Breite wahren Maßstabs: 71° Süd</li> <li>• Ellipsoid: WGS-84</li> <li>• Auflösung: ca. 1 km</li> </ul>	Jezeq und RAMP Product Team (2002)
Küsten- und Fließlinien, Felsaufschlüsse	ADD	BAS	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Projektion: Polar-stereographisch</li> <li>• Projektionspol: 0° Ost, 90° Süd</li> <li>• Breite wahren Maßstabs: 70° Süd</li> <li>• Ellipsoid: WGS-84</li> <li>• Auflösung: – (Vektor- und Punktdaten)</li> </ul>	British Antarctic Survey (2006)

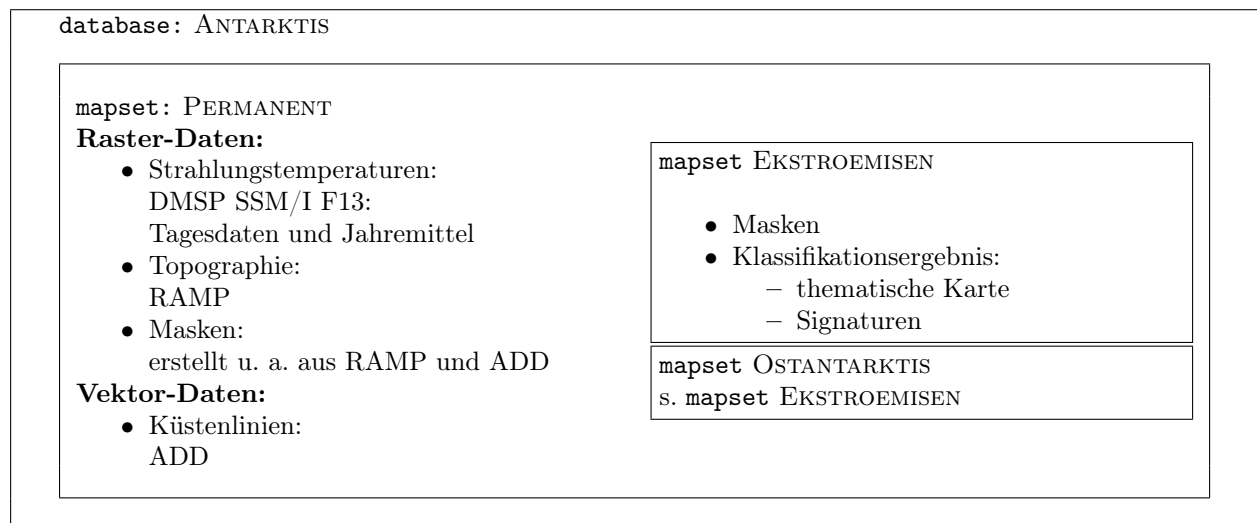


Abbildung 3.17: Schematischer Aufbau des GIS; die Darstellung verdeutlicht die Hierarchie und Kapselung der verschiedenen Datensätze.

Tabelle 3.6: Projektionsparameter der NSIDC-Daten und des GIS

Ellipsoid	Hughes: $r = 6378273$ m $e^2 = 0,006693883$
Projektionspol	$90^\circ\text{S}, 0^\circ\text{E}$
2. Standardbreite (Breite wahren Maßstabs)	$70^\circ\text{S}$
Punktabstand der SSMI-Daten	25 km, 12,5 km
Gitterbreite des GIS	12,5 km, 3,125 km

Alle weiteren Untersuchungen werden jeweils innerhalb der so genannten **mapsets** (EKSTROEMISEN, s. u. und OSTANTARKTIS, s. Seite 46) durchgeführt, die gegeneinander gekapselt sind, aber auf den Datenstamm PERMANENT zugreifen können. Somit ist es möglich, in jedem Untersuchungsgebiet die gleichen Operationen durchzuführen, ohne dass Konflikte (z. B. durch gleiche Namen der Datensätze) auftreten. Die Ergebnisse werden stets innerhalb des gewählten **mapsets** gespeichert.

Zusätzlich müssen weitere, *a-priori* verfügbare Informationen berücksichtigt werden: Festes Gestein hat – auch im Mikrowellenbereich – ein deutlich anderes Strahlungsverhalten als Schnee und Eis. Das bedeutet für eine unüberwachte radiometrische Klassifikation, dass Bildpunkte, in denen Felsaufschlüsse liegen, durch ihr individuelles Strahlungsmuster die gesamte Klassifikation beeinflussen und damit verfälschen. Es ist somit notwendig, alle verfügbaren Informationen über das Vorkommen von Felsaufschlüssen in das GIS einzubauen und zur Maskierung zu verwenden. In der ADD sind die Koordinaten von Felsaufschlüssen, Nunataker etc. enthalten. Damit konnte eine weitere Maske generiert werden. Hierzu wurde jede Zelle ausmaskiert, die eine Koordinate der digitalisierten Felsaufschlüsse enthält.

### 3.3.2 Klassifikation: Durchführung und Ergebnisse

Im Rahmen dieser Arbeit kommt ausschließlich das Verfahren der unüberwachten, radiometrischen Klassifikation zum Einsatz (vgl. Abschnitt 3.1.2 auf Seite 19ff). Basis der Klassifikation sind die Jahresmittel der passiven Mikrowellendaten für 1996 in der in Tabelle 3.7 aufgeführten Kanalzuordnung. Das Resultat eines Klassifikationslaufs ist zunächst eine so genannte Cluster-Karte (s. Seite 21), in der die so definierten Klassen in der Reihenfolge aufsteigender mittlerer Strahlungstemperaturwerte sortiert sind. Diese Nummerierung ist nur in der Mathematik des GIS begründet.

#### Test-Studie: Das Untersuchungsgebiet *Ekströmisén*

Zunächst wurde ein Untersuchungsgebiet definiert, das im wesentlichen das Ekström-Schelfeis, den Søråsen im Westen, den Halvfarryggen im Osten und den Anstieg nach Süden bis zu einer Höhe von 1500 m umfasst: Das *Ekströmisén-GIS* mit dem **mapset** EKSTROEMISEN.<sup>15</sup> Um den marinen Einfluss so gering wie möglich zu halten, wurde die Rasterweite dieses lokalen GIS auf 3125 m gesetzt. Damit kann insbesondere die Ozean-Kontinent-Maske feiner unterteilt werden, um diejenigen Punkte, die nicht zum Schelf- oder Inlandeis gehören, auszumaskieren. Die Klassifikation selbst wird immer mit den Daten aus dem **mapset** PERMANENT durchgeführt. Das

<sup>15</sup>Das Untersuchungsgebiet *Ekströmisén* und das **mapset** EKSTROEMISEN sind geographisch deckungsgleich. Trotzdem werden beide unterschieden: **mapset** EKSTROEMISEN beschreibt die GIS interne Struktur, während *Ekströmisén* die Gesamtheit inkl. Feldmessungen etc. umfasst.

Tabelle 3.7: Zuordnung der Kanäle bei der Klassifikation.  $T_B$  steht für Strahlungstemperatur (*Brightness Temperature*), der zweite Index (19H ... 85V) bezeichnet die Frequenz in GHz und die Polarisationsrichtung (horizontal bzw. vertikal).

Kanal 1	Kanal 2	Kanal 3	Kanal 4	Kanal 5	Kanal 6
$T_{B,19H}$	$T_{B,19V}$	$T_{B,37H}$	$T_{B,37V}$	$T_{B,85H}$	$T_{B,85V}$



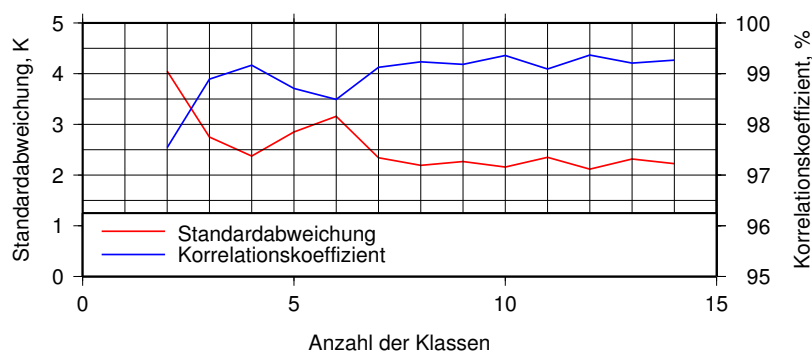


Abbildung 3.18: Bestimmung der optimalen Klassenanzahl für die Klassifikation: Standardabweichung zwischen den durch die Klassifikation definierten und den an den Koordinaten der Schneeschächte extrahierten Signaturen in Abhängigkeit von der Anzahl der Klassen im Bereich *Ekströmisén*.

heißt, dass die Eingangsdaten auf dem originären  $12,5 \text{ km} \times 12,5 \text{ km}$  bzw.  $25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$  Raster vorliegen, und erst die Analysen mit der erhöhten Auflösung durchgeführt wird. Im Bild zeigt sich das an der Küstenlinie, die hoch aufgelöst ist, und an den klassifizierten Bildpunkten, die – bis auf Ausnahmen, die in der Regel Artefakte darstellen – eine Kantenlänge von  $12,5 \text{ km}$  haben.

Die *in-situ*-Daten von Anfang 1997 zeigen die Akkumulationsgeschichte von bis zu drei Jahren (vgl. Abschnitt 4.1 auf Seite 54), die jüngste vollständig beprobte Jahresschicht war die von 1996. Aus diesem Grund wurde die Klassifikation zunächst mit Daten von 1996 durchgeführt.

Außer den zu klassifizierenden Daten – die Strahlungstemperaturen der passiven Mikrowellen – wird der ersten Stufe der Klassifikation – dem *Clustering* – lediglich die Anzahl der zu definierenden Klassen übergeben. Dieser Wert kann aus Vorüberlegungen, Kenntnissen über das Untersuchungsgebiet (insbesondere Kenntnis der maximal vorhandenen unterschiedlichen Oberflächentypen) stammen oder er wird iterativ ermittelt. In dieser Arbeit wird der letztgenannte Ansatz verfolgt. Hierzu werden für die Positionen der Schneeschächte die Signaturen aus den Eingangsdaten extrahiert und mit denjenigen der Klassen verglichen, denen die Schneeschachtpositionen zugeordnet werden. Als Maß für die Übereinstimmung – und damit die Güte der Klassifikation – wird der Korrelationskoeffizient zwischen den künstlichen (d. h. durch das *Clustering* definierten) und den realen (aus den Eingangsdaten extrahierten) Signaturen berechnet. Die Anzahl der Klassen  $N$  wird von  $N = 2$  bis  $N = 10$  variiert. Abbildung 3.18 zeigt, dass bei  $N = 4$  der Korrelationskoeffizient ein (lokales) Maximum von  $R = 0,992$  erreicht bzw. die Standardabweichung ein (lokales) Minimum von  $\sigma = 2,378\text{K}$ . Dieser wird erst bei  $N > 7$  überschritten. Das Ergebnis der Klassifikation (nach Zuordnung aller Bildpunkte in Klassen und nach Erstellung der *Cluster*-Karte) unterscheidet sich strukturell nicht von dem mit  $N = 4$  außer durch eine höhere Detailliertheit. Die zusätzlichen Details (Klassen) können aber nicht selbst interpretiert werden, zur Deutung müsste immer auf das Ergebnis mit  $N = 4$  zurückgegriffen werden. Die Anzahl der Klassen  $N = 4$  stellt für dieses Untersuchungsgebiet den optimalen Kompromiss aus Detailliertheit, Interpretierbarkeit und Übereinstimmung zwischen Modell- und Messwerten dar.

Das Ergebnis der Klassifikation ist in Abbildung 3.19 auf der nächsten Seite dargestellt. Das auffälligste Merkmal ist das Gebiet, das durch die Klasse 1 (blau) beschrieben wird. Es erstreckt sich vom Zentralteil des Ekström-Schelfeises nach Süden über der Aufsetzlinie bis an der Rand des Untersuchungsgebiets in eine Höhe von  $1500 \text{ m}$ . Das bedeutet, dass die glaziologischen Eigen-

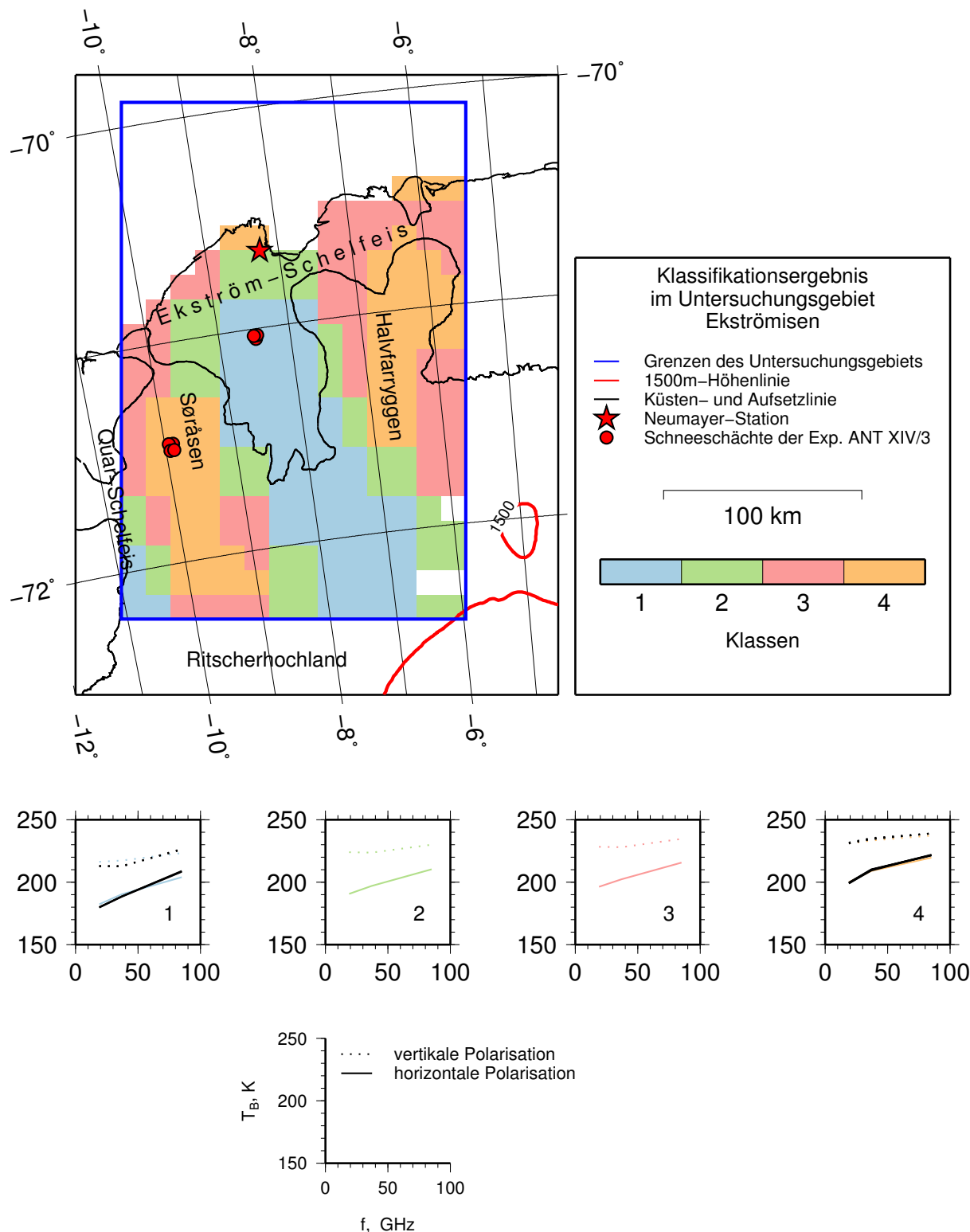


Abbildung 3.19: Ergebnis der unüberwachten radiometrischen Klassifikation mit vier Ergebnisklassen im Untersuchungsgebiet *Ekströmisen*. Oben: Karte der räumlichen Verteilung der Oberflächenklassen; weiße Flecken sind bedingt durch Ausmaskierung (vgl. Seite 40) und Datenlücken; unten: spektrale Signaturen; in den Diagrammen der Klassen 1 und 4 sind aus den Eingangsdaten extrahierte Signaturen für die Lokationen der zu der jeweiligen Klasse gehörenden Schneeschächte in schwarz dargestellt.

schaften der Eisoberfläche großer Teile des Schelfeises vergleichbar sind mit denen des südlichen Zuflussgebietes. Dem gegenüber stehen die Höhenlagen des Søråsens und des Halvfarryggen, die durch eine gemeinsame Oberflächenklasse (Klasse 4, orange) beschrieben werden. Jedoch erstreckt sich bei beiden Erhebungen diese Klasse nicht auf dem Kamm bis zum Rand des Untersuchungsgebiets. Sie wird im Wesentlichen durch die beiden Klassen 2 (grün) und 3 (rot) umschlossen und durch diese bis auf wenige Stellen von der Klasse 1 getrennt. Die Bildpunkte der Klasse 4 an der Schelfeiskante sind durch den marinen Einfluss begründet: Meereis und offenes Wasser haben deutlich höhere Strahlungstemperaturwerte als Eis und Firn meteorischen Ursprungs.

Die Signaturen zeigen in ihrer Form (Charakteristik) keine großen Unterschiede zwischen den vier Klassen. Zunächst fällt lediglich ein Anstieg der Strahlungstemperatur auf, sowohl innerhalb jeder Klasse mit ansteigender Frequenz als auch von Klasse zu Klasse. Bei genauerer Betrachtung kann aber insbesondere zwischen den Klassen 1 bis 3 einerseits und der Klasse 4 andererseits eine Veränderung speziell im Verlauf der Kurve für die vertikale Polarisation festgestellt werden. Während in den Klassen 1 bis 3 der Gradient zwischen 19 GHz und 37 GHz niedriger ist als zwischen 37 GHz und 85 GHz, so kehrt sich dieses Verhalten für Klasse 4 um. Dieser Befund wird durch die Signaturen bestätigt, die für die Lokationen der Schneeschächte aus den gemittelten Strahlungstemperaturen extrahiert wurden.

Die Vermutung, dass die Klassifikation im Wesentlichen die Verteilung der mittleren Eisoberflächentemperatur widerspiegelt, kann entkräftet werden. Hierzu wurde die aus AVHRR-Daten abgeleitete, über das Jahr 1996 gemittelte Eisoberflächentemperatur im Untersuchungsgebiet betrachtet (Fowler et al., 2000, 2009). In Tabelle 3.8 auf der nächsten Seite sind die minimale, maximale und mittlere Eisoberflächentemperatur und die zugehörige Standardabweichung in den vier Oberflächenklassen zusammengestellt. Die Unterschiede zwischen den vier Klassen liegen deutlich innerhalb der durch die Standardabweichung beschriebenen Schwankungsbreiten. Abbildung 3.20 auf der nächsten Seite zeigt die räumliche Verteilung der Eisoberflächentemperatur im Untersuchungsgebiet. Es ist zu erkennen, dass außer auf den Höhen von Søråsen und Halvfarryggen auch im mittleren Bereich des Ekström-Schelfeises niedrige Oberflächentemperaturen vorherrschen. Lediglich im Bereich der meereseitigen Eiskante und der Aufsetzzonen finden sich höhere Temperaturen. Noch deutlicher wird dieser Befund bei der Betrachtung der Daten entlang der gekennzeichneten Profillinie ( $\overline{ABC}$ , Abbildung 3.21a auf Seite 45). Hier zeigt sich, dass die Eisoberflächentemperatur ihre höchsten Werte im Bereich der Flanken der Höhenzüge hat, während die Strahlungstemperaturen – auf denen die Klassifikation beruht – hier scheinbar im Wesentlichen der Topographie selbst und nicht der Eisoberflächentemperatur folgt. Diese Vermutung lässt sich an Hand eines weiteren Profils ( $\overline{BD}$ , Abbildung 3.21b auf Seite 45) widerlegen. Auch hier zeigen sich die höchsten Eisoberflächentemperaturen im Bereich der Aufsetzzone im südlichen Teil des Ekström-Schelfeises. Im Bereich des Anstiegs ins Hinterland fällt die Eisoberflächentemperatur. Die Strahlungstemperaturen ändern sich jedoch nur unwesentlich über die gesamte Profillänge. Diese beiden Profile zeigen deutlich die Entkopplung der Strahlungstemperaturen – und damit des Klassifikationsergebnisses – von Topographie und Eisoberflächentemperatur. Wichtig bleibt an dieser Stelle aber bereits festzuhalten, dass offensichtlich auf den Höhen des Søråsens und des Halvfarryggen die höchsten Strahlungstemperaturen im Untersuchungsgebiet (Klasse 4) anzutreffen sind.

In wie weit die Klasse 1 Bereiche mit hoher Dynamik (die ihrerseits Einfluss auf die Glaziologie der oberflächennahen Schichten haben kann) detektiert oder ob der Umstand, dass die

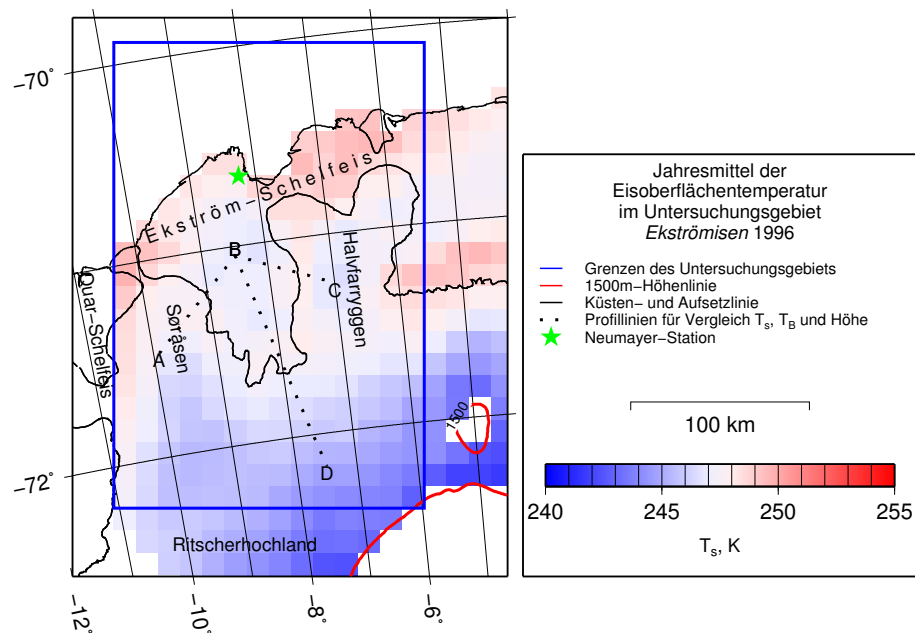


Abbildung 3.20: Jahresmittel der Eisoberflächentemperatur im Untersuchungsgebiet *Ekströmisen* für das Jahr 1996; Profilvergleich: s. Abb. 3.21 auf der nächsten Seite; Daten: NSIDC (Fowler et al., 2000, 2009).

Tabelle 3.8: Jahresminimale, -mittlere und -maximale Temperatur und Standardabweichung im Bereich *Ekströmisen* für das Jahr 1996

Klasse	$T_{s,min}$ K	$T_{s,max}$ K	$\overline{T_s}$ K	$\sigma_{T_s}$ K
1	243,90	248,02	246,56	1,05
2	242,84	248,87	246,81	1,38
3	245,56	249,76	247,86	1,24
4	245,44	249,33	247,12	0,95

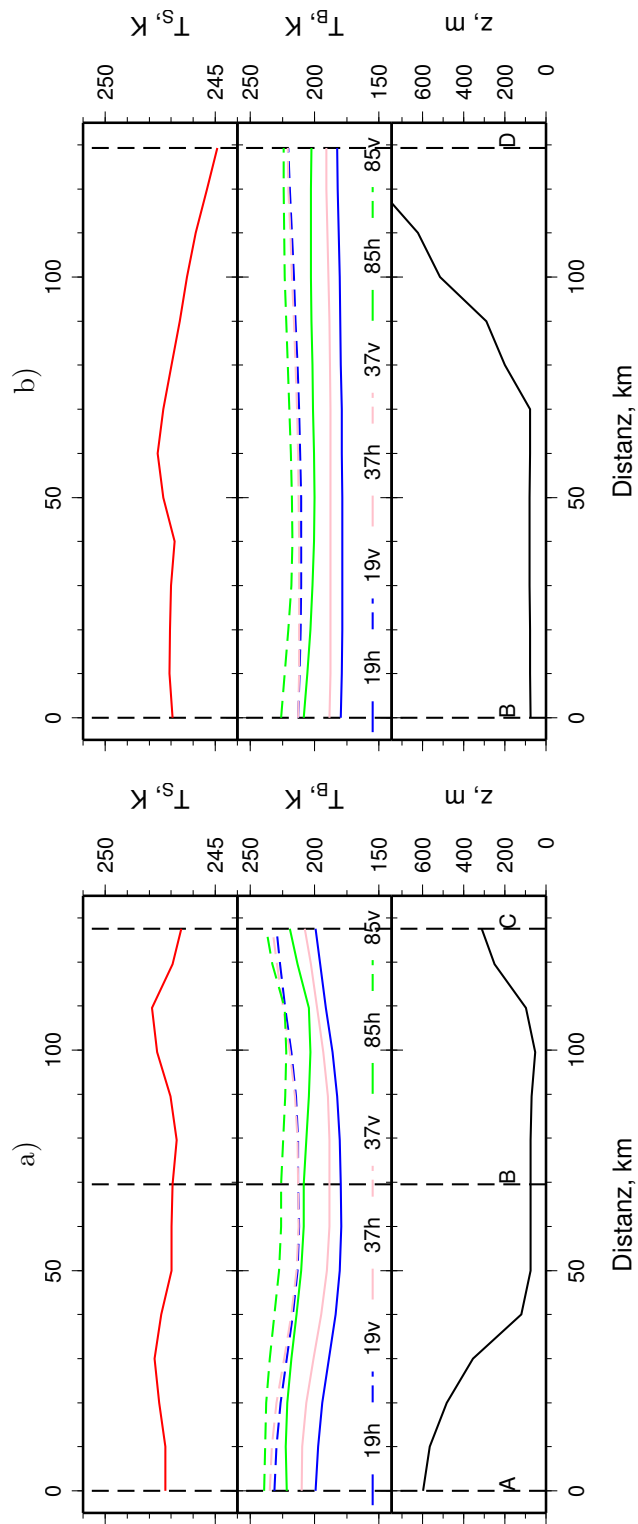


Abbildung 3.21: Vergleich der Eisoberflächentemperatur, der Strahlungstemperaturen und der Höhe entlang der Profils a)  $\overline{ABC}$  und b)  $\overline{BD}$  in Abbildung 3.20 auf der vorherigen Seite.

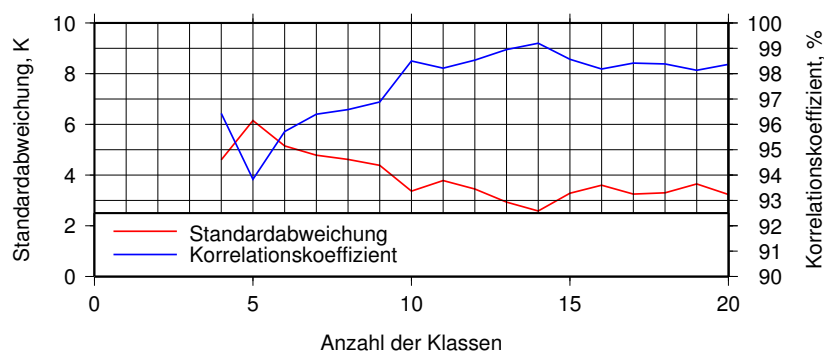


Abbildung 3.22: Bestimmung der optimalen Klassenanzahl für die Klassifikation: Standardabweichung zwischen den durch die Klassifikation definierten und den an den Koordinaten der Schneeschächte extrahierten Signaturen in Abhängigkeit von der Anzahl der Klassen im Bereich *Ostantarktis*.

Oberflächeneigenschaften des Schelfeises durch die Glaziologie der Zuflussgebiete geprägt ist, diese Gebiete zusammenfasst, kann hier nicht geklärt werden. Generell ist an dieser Stelle noch keine weitergehende glazial-geophysikalische Interpretation möglich. Die *Cluster*-Karten zeigen lediglich auf, welche Gebiete der Eisoberfläche ähnliche Oberflächeneigenschaften aufweisen. Grundsätzlich ist jedoch die Gültigkeit des Ansatzes gezeigt worden, mit Hilfe einer unüberwachten radiometrischen Klassifikation die Eisoberfläche in einige wenige Oberflächenklassen zu unterteilen.

### Vereinheitlichung: Das Untersuchungsgebiet *Ostantarktis*

Die bisherigen Ergebnisse zeigen, dass es prinzipiell möglich ist, die Eisoberfläche mittels passiver Mikrowellendaten und einem unüberwachten, radiometrischen Klassifikationsverfahren in einige wenige Oberflächenklassen einzuteilen. Es liegt nun nahe, dieses Verfahren auf ein größeres Gebiet der *Ostantarktis* auszudehnen. Das neue Untersuchungsgebiet *Ostantarktis* erstreckt sich zwischen der meerseitigen Eiskante im Norden und der 1500 m-Höhenlinie im Süden und zwischen ca.  $12^{\circ}30'$  West und ca.  $77^{\circ}30'$  Ost (s. Abbildung 2.1 auf Seite 5). Als weitere Teiluntersuchungsgebiete für Detailanalysen kommen innerhalb dieser Region neben dem bereits behandelten Gebiet *Ekströmis* die Gebiete *Prinzessin-Astrid-Küste* und *Lambert-Amery-Becken* hinzu (s. Kapitel 2.2 auf Seite 7ff). Die räumliche Auflösung beträgt nun 12,5 km.

Wie bereits im Untersuchungsgebiet *Ekströmis* muss zunächst eine geeignete Zahl an Oberflächenklassen gefunden werden. Hierzu wird die Anzahl der Klassen sukzessive von  $N = 4$  bis  $N = 20$  erhöht und jeweils die Signaturen der für die Schneeschachtlokationen definierten Klassen mit den dort extrahierten Signaturen verglichen. Bei  $N = 14$  erreicht der Korrelationskoeffizient mit  $R = 0,992$  sein Maximum bzw. die Standardabweichung mit  $\sigma = 2,580K$  ihr Minimum (s. Abbildung 3.22).

Abbildung 3.23 auf der nächsten Seite zeigt das Ergebnis der Klassifikation mit  $N = 14$ , Abbildung 3.25 auf Seite 50 zeigt vergrößert das Klassifikationsergebnis für die drei Teiluntersuchungsgebiete, die besonders betrachtet werden. Die wichtigsten Merkmale, die sich bereits bei der Klassifikation im Gebiet *Ekströmis* gezeigt haben, sind auch hier wiederzufinden. In allen drei Untersuchungsgebieten sind Rinnenstrukturen zu erkennen, deren spektrale Signatur durch

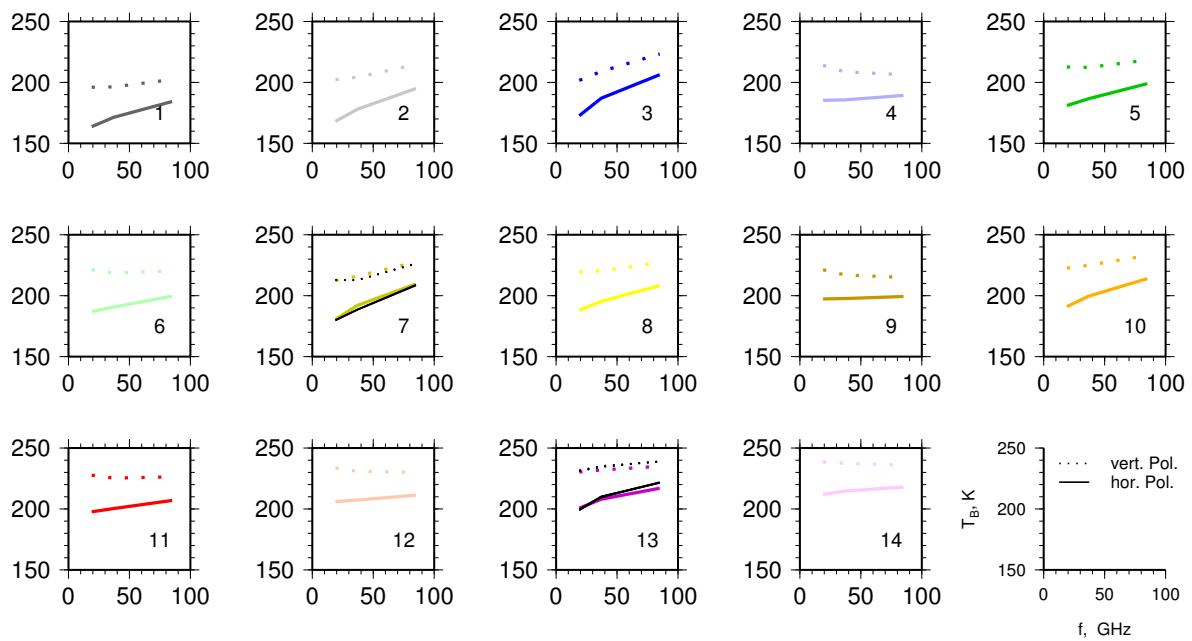
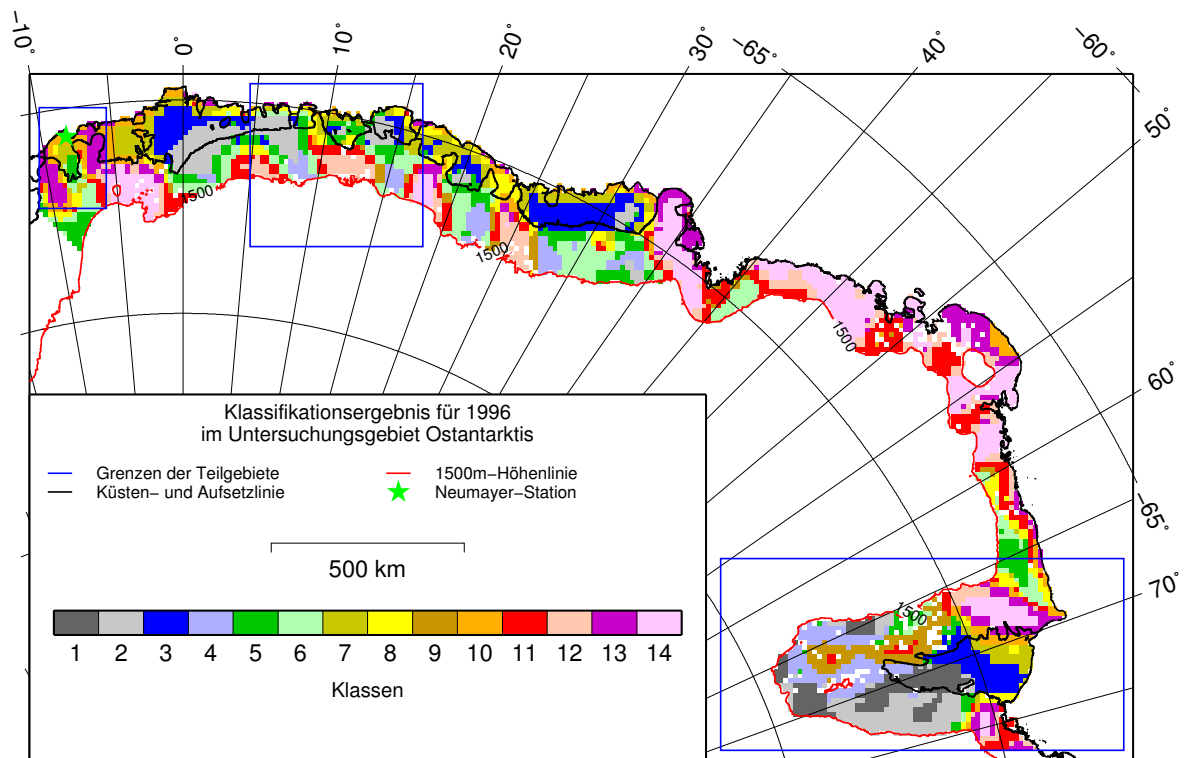


Abbildung 3.23: Ergebnis der unüberwachten radiometrischen Klassifikation mit 14 Ergebnis-  
klassen im Untersuchungsgebiet *Ostantarktis*; weiße Flecken sind bedingt durch Ausmaskierung  
(vgl. Seite 40).

Tabelle 3.9: Anteil der Eisoberflächenklassen an der Gesamtfläche, jeweils auch unterteilt nach Schelfeis und Inlandeis

Klasse	Anteil an Gesamtfläche %	Anteil auf   an Schelfeis		Anteil auf   an Inlandeis	
		%	%	%	%
1	4,5	29,6	5,4	70,4	4,2
2	9,2	31,3	11,8	68,7	8,4
3	8,0	85,2	27,7	14,8	1,6
4	6,0	3,9	0,9	96,1	7,6
5	7,3	14,5	4,3	85,5	8,2
6	7,9	3,7	1,2	96,3	10,1
7	6,4	79,9	20,8	20,1	1,7
8	5,4	39,8	8,8	60,2	4,3
9	3,8	2,2	0,3	97,8	4,9
10	5,3	45,7	10,0	54,3	3,8
11	9,0	2,3	0,9	97,7	11,7
12	6,9	2,7	0,8	97,3	8,9
13	8,1	18,6	6,2	81,4	8,8
14	12,2	2,1	1,0	97,9	15,8

niedrige Strahlungstemperaturwerte (Klasse 1 bis 8) gekennzeichnet ist: Diese Struktur zieht sich aus dem Hinterland, teilweise von der südlichen Grenze bei 1500 m über die Schelfeise bis an die meerseitige Eiskante. Jeweils begrenzend finden sich Zonen erhöhter Strahlungstemperatur (Klassen 11 bis 14), ebenfalls bis in große Höhen. Einige Klassen werden (fast) ausschließlich auf Schelf- oder Inlandeis detektiert (vgl. Tabelle 3.9). Das legt der Schluss nahe, dass diese beiden Regime als solche für das Klassifikationsergebnis entscheidend sind. Auch wenn sich die Gebiete erhöhter Strahlungstemperatur – repräsentiert durch die Klassen 11 bis 14 – ausschließlich auf dem Inlandeis befinden, ist der Umkehrschluss nicht gültig: Die Rinnen-Strukturen der Klassen 1 bis 8 befinden sich – wie bereits erwähnt – sowohl auf dem Schelfeis als auch auf dem Inlandeis. Das Ergebnis der Klassifikation ist also mehr als eine bloße Unterscheidung Schelfeis versus Inlandeis. Dieses Ergebnis wird später durch die Zeitreihenuntersuchung bestätigt (vgl. Seite 101ff).

Abbildung 3.24 auf der nächsten Seite zeigt die Verteilung der über das Jahr 1996 gemittelten Eisoberflächentemperatur. Die Verteilung der Eisoberflächenklassen ist offensichtlich von dieser unabhängig. Das zeigt sich auch, wenn für jede Klasse der Mittelwert der Jahresmitteltemperatur berechnet wird (vgl. Tabelle 3.10 auf Seite 51): Die Variabilität innerhalb der einzelnen Klassen ist größer als die Unterschiede zwischen den Klassen.

**Ekströmisien** Das dominante Strukturmerkmal des Klassifikationsergebnisses in diesem Teiluntersuchungsergebnis ist – wie bereits mehrfach erwähnt – die Rinnenstruktur. Sie zeigt sich unabhängig davon, ob Daten ausschließlich dieser Region oder eines deutlich größeren Gebietes in die Klassifikation einfließen. Es handelt sich somit um ein signifikantes, nicht in der Geome-



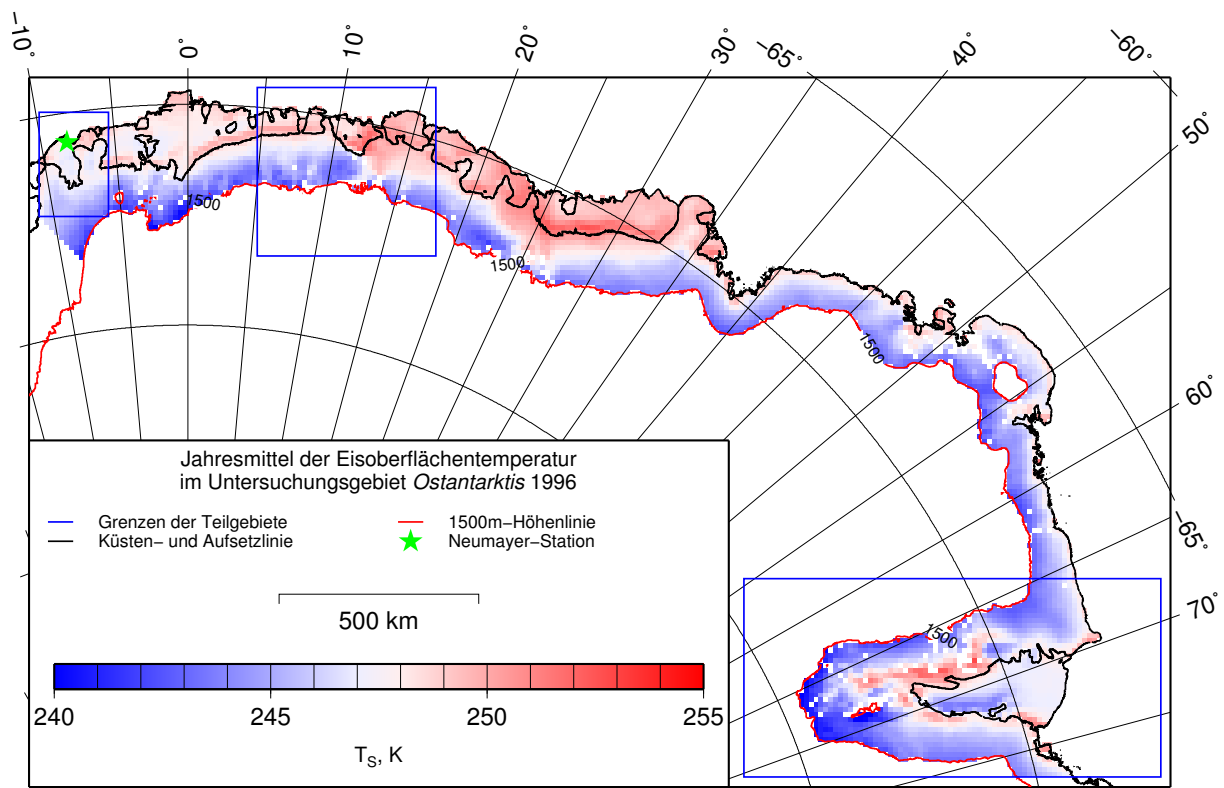


Abbildung 3.24: Jahresmittel der Eisoberflächentemperatur im Untersuchungsgebiet *Ostantarktis* für das Jahr 1996; weiße Flecken sind bedingt durch Ausmaskierung (vgl. Seite 40) und Datenlücken; Daten: NSIDC (Fowler et al., 2000, 2009).

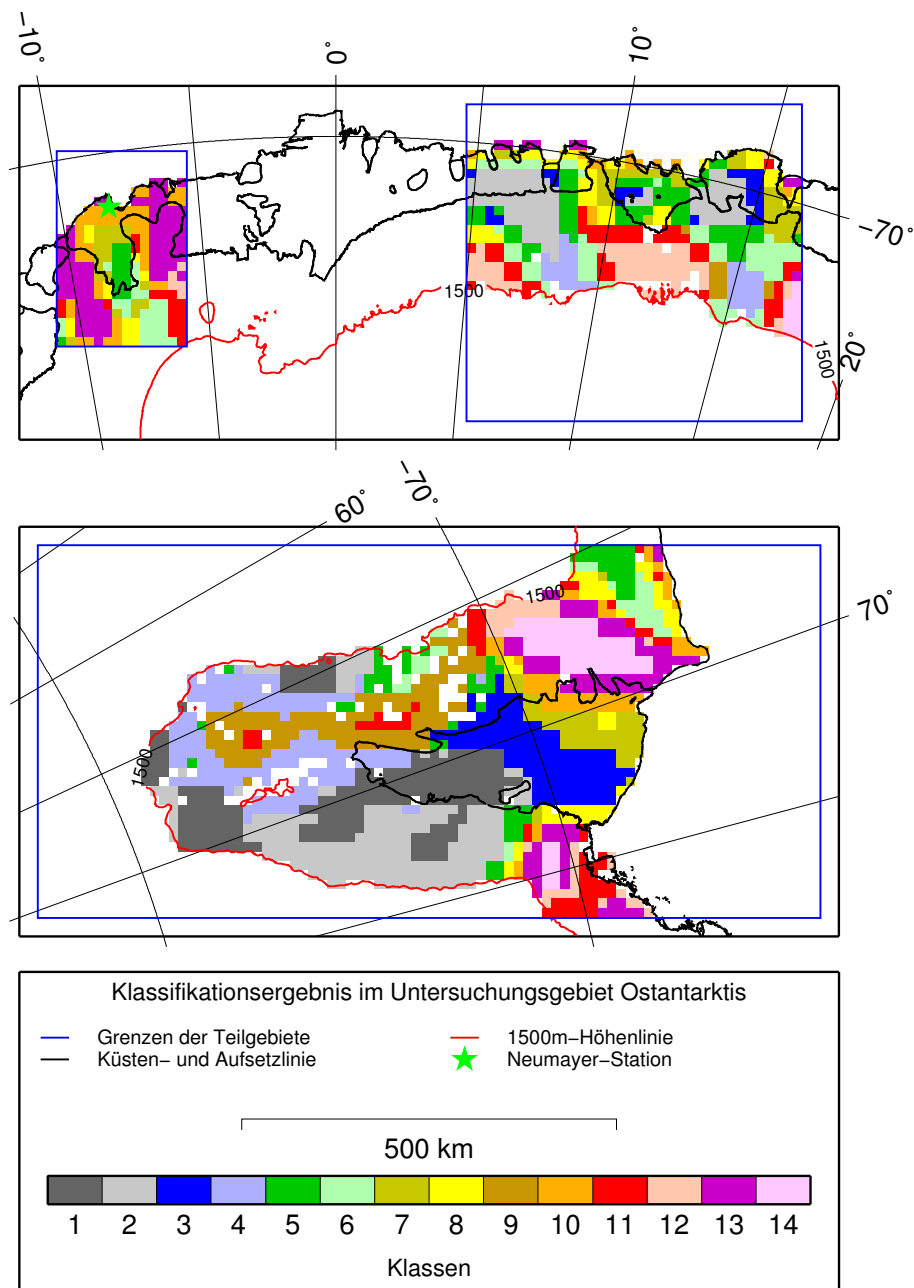


Abbildung 3.25: Detailkarte des Klassifikationsergebnisses für die drei Teiluntersuchungsgebiete *Ekströmisen*, *Prinzessin-Astrid-Küste* und *Lambert-Amery-Becken*; weiße Flecken sind bedingt durch Ausmaskierung (vgl. Seite 40).

Tabelle 3.10: Minimum, Mittelwert, Maximum und Standardabweichung der für das Jahr 1996 gemittelten Eisoberflächentemperatur im Bereich *Ostantarktis*

Klasse	$T_{S,min}$ (K)	$T_{S,max}$ (K)	$\overline{T_S}$ (K)	$\sigma_{T_S}$ (K)
1	239,80	250,13	244,41	2,34
2	240,01	249,88	244,65	1,94
3	243,59	252,89	247,35	1,34
4	237,20	251,10	244,93	2,71
5	242,60	250,69	245,73	1,98
6	242,86	246,77	245,19	1,06
7	243,38	248,41	246,95	0,87
8	242,86	250,91	246,68	2,27
9	243,37	252,28	248,18	2,02
10	242,96	249,83	247,03	1,45
11	242,90	252,38	247,37	2,45
12	242,71	250,68	245,18	2,02
13	242,79	250,64	246,39	1,79
14	243,42	248,09	245,68	1,20

trie des Gebietes der Teststudie begründetes Merkmal. Diese Rinne wird im Wesentlichen aus Bildpunkten der Klasse 5 bis 8 gebildet.

In diesem Teilgebiet werden keine Bildpunkte den Klassen mit den niedrigsten Strahlungstemperaturen (Klassen 1 bis 4) zugeordnet. Die niedrigsten Strahlungstemperaturen sind hier höher als in weiten Teilen des übrigen Untersuchungsgebiets. Die niedrigsten Strahlungstemperaturen dieses Teiluntersuchungsgebiets, die im Gebiet des Ekström-Schelfeises selbst vorkommen, sind in Klasse 5 zu finden und bilden den Kernbereich der Rinnenstruktur. Die Höhen von Søråsen und Halvfarryggen werden wieder durch eine Klasse mit hohen Strahlungstemperaturen (Klasse 13) repräsentiert, die sich nun mit einigen Bildpunkten bis zur meerseitigen Eiskante erstreckt.

Bildpunkte der weiteren in diesem Gebiet ausgewiesenen Klassen können nicht dezidiert bestimmten Merkmalen oder Zonen zugeordnet werden. Lediglich Klasse 10 kann im weitesten Sinne als eine Art „Übergangszone“ angesprochen werden: Sie grenzt die Klasse 13 (ausschließlich Inlandeis, hohe Strahlungstemperaturen) gegen die „Rinne“ und diese wiederum im Norden gegen den marinen Einfluss an der meerseitigen Eiskante ab.

Der Vergleich der aus den SSM/I Daten für die Positionen der Schneeschächte extrahierten Signaturen mit denen, die der Clustering-Algorithmus definiert hat, zeigt ein hohes Maß an Übereinstimmung ( $R = 0,99$ ,  $\sigma_s = 2,58$  K).

**Prinzessin-Astrid-Küste** In dieser Region werden außer der Klasse 1 allen spektralen Klassen Bildpunkte zugeordnet. Insbesondere auf dem Inlandeis gibt es in diesem Untersuchungsgebiet offensichtlich starke lokale Unterschiede in der Verteilung der Strahlungstemperaturen: Klassen hoher Strahlungstemperatur (Klasse 11 und höher) grenzen unmittelbar an Klassen niedriger Strahlungstemperatur (Klasse 6 und niedriger). Lediglich im westlichen Bereich des

Nivl-Schelfeises ( $70^{\circ}20'$  Süd/ $11^{\circ}$  Ost) bilden Bildpunkte insbesondere der Klassen 7 und 8 eine Art Saum oder Übergang.

Ähnlich wie im Bereich *Ekströmisén* erstrecken sich auch in diesem Teiluntersuchungsgebiet Zonen niedriger Strahlungstemperaturen (Klasse 2 bis 6) von den Schelfeisen über die Aufsetzzone bis zur südlichen Grenze in 1500 m Höhe. Vom Nivl-Schelfeis alleine erstreckt sich keine Rinnenstruktur ins Hinterland. Jedoch reicht eine Zone niedriger Strahlungstemperaturen vor allem der Klassen 8 und niedriger über die östliche Grenze des Nivl-Schelfeises hinweg südlich des benachbarten Lazarev-Schelfeises ( $70^{\circ}$  Süd/ $14^{\circ}30'$  Ost) über den Mushketov-Gletscher ( $71^{\circ}40'$  Süd/ $14^{\circ}$  Ost) bis zur südlichen Grenze des Untersuchungsgebiets. Vom Fimbul-Schelfeis ( $70^{\circ}30'$  Süd/ $5^{\circ}$  Ost) und dem sich östlich anschließenden Vigrid-Schelfeis ( $70^{\circ}15'$  Süd/ $8^{\circ}30'$  Ost) erstreckt sich ebenfalls eine Zone der Klassen 2 bis 6 von der meerseitigen Eiskante bis zur 1500 m-Höhenlinie.

Die Bildpunkte der Höhen der Mühlig-Hofmann-Berge ( $72^{\circ}$  Süd/ $5^{\circ}$  Ost) im Westen des Untersuchungsgebiets, des Wohlthat-Massivs ( $71^{\circ}40'$  Süd/ $12^{\circ}30'$  Ost) im Zentralteil und weiterer Höhen im Osten werden den Klassen hoher Strahlungstemperatur (Klasse 11 und höher) zugeordnet. Unterbrochen wird dieser Bereich durch die vorher beschriebenen *Rinnen*. Im Gegensatz zum Untersuchungsgebiet *Ekströmisén* gibt es hier jedoch kaum einen Übergangsbereich zwischen Bildpunkten niedriger und hoher Strahlungstemperatur.

**Lambert-Amery-Becken** Das Ergebnis der Klassifikation im größten der drei Teiluntersuchungsgebiete ist komplexer als in den beiden anderen. Das Untersuchungsgebiet wird durch die Klassifikation in sechs Gebiete unterteilt. Zunächst fallen die beiden Gebiete der Oberflächenklassen 12 und höher westlich und östlich des nördlichen Teils des Amery-Schelfeises auf, vergleichbar den Zonen erhöhter Strahlungstemperatur auf Søråsen und Halvfarryggen im Gebiet *Ekströmisén*. Auf der westlichen Seite des Amery-Schelfeises schließt sich auf dem Inlandeis ein Bereich an, der von Bildpunkten der Klassen 9 dominiert wird. Er erstreckt sich im Bereich der Prinz-Charles-Berge ( $72^{\circ}$  Süd/ $67^{\circ}$  Ost) vom Farley-Massiv ( $70^{\circ}13'$  Süd/ $65^{\circ}48'$  Ost) nördlich vom Skylla- und vom Charybdis-Gletscher ( $70^{\circ}22'$  Süd/ $65^{\circ}30'$  Ost –  $70^{\circ}25'$  Süd/ $67^{\circ}30'$  Ost) im Norden bis zum Fisher-Gletscher ( $73^{\circ}30'$  Süd/ $66^{\circ}30'$  Ost) im Süden. Vom Amery-Schelfeis erstrecken sich in südlicher Richtung Mellor- und Lambertgletscher bis an der Rand des Untersuchungsgebiets in 1500 m Höhe. Sie werden vom Amery-Schelfeis aus im Wesentlichen durch Bildpunkte der Klasse 4 beschrieben, im südlichen, höher gelegenen Teil auch durch Bildpunkte der Klasse 1. Im südöstlichen Teil des Lambert-Amery-Beckens befindet sich ein großes Gebiet, das durch Bildpunkte der Klassen 1 und 2 beschrieben wird. Dieser Bereich ist durch das Mawson-Escarpment ( $73^{\circ}05'$  Süd/ $68^{\circ}30'$  Ost) vom Lambert-Gletscher-System getrennt. Es ist durch den Lepëhinagletscher ( $72^{\circ}20'$  Süd/ $70^{\circ}25'$  Ost) und den Kronshtadtskijgletscher ( $71^{\circ}45'$  Süd/ $71^{\circ}30'$  Ost) geprägt, die hier wichtige Zuflüsse zum Amery-Schelfeis bilden. Dieses Gebiet umfasst weite Teile des Amery-Schelfeises und des angrenzenden Inlandeises. Die letzte hervorzuhebende Einheit befindet sich am nordwestlichen Rand des Teiluntersuchungsgebiets. Sie wird gebildet durch einen größeren zusammenhängenden Bereich, dessen Bildpunkte den Oberflächenklassen 5 und 6 zugeordnet werden. Dieser Bereich erstreckt sich im Wesentlichen von der meerseitigen Eiskante des Inlandeises bis zur südlichen Grenze des Untersuchungsgebiets in 1500 m über dem Meeresspiegel.

**Übriges Untersuchungsgebiet** Die in den drei Teiluntersuchungsgebieten festgestellten Befunde lassen sich auf das übrige Untersuchungsgebiet übertragen:

- In Bereichen, die durch Schelfeise gekennzeichnet sind (bis ca.  $35^\circ$  Ost), erstrecken sich Zonen den Klassen 2 bis 8 von der meerseitigen Eiskante bis zum südlichen Ende in 1500 m Höhe.
- Diese Zonen werden teilweise durch Gebiete erhöhter Strahlungstemperatur der Klassen 11 und höher separiert (z. B. im Zentralteil der Sør-Rondane-Berge bei ca.  $72^\circ$  Süd/ $25^\circ$  Ost).
- Im Bereich zwischen ca.  $35^\circ$  Ost und  $60^\circ$  Ost, in dem keine größeren Schelfeise vorhanden sind, das Inlandeis also bis zur meerseitigen Eiskante reicht, wird die Eisoberfläche im Wesentlichen durch die Klassen 10 und höher beschrieben. Ausnahmen bilden die Gebiete bei ca.  $40^\circ$  Ost und zwischen  $60^\circ$  Ost und  $65^\circ$  Ost im Übergang zum Teiluntersuchungsgebiet Lambert-Amery-Becken. Hier befinden sich auch in höheren Regionen Bildpunkte der Klassen 5 bis 8.

**Resümee** Es konnte gezeigt werden, dass es möglich ist, mit Hilfe passiver Mikrowellendaten und eines unüberwachten, radiometrischen Klassifikationsverfahrens die Eisoberfläche in eine begrenzte Anzahl von Klassen zu unterteilen. Die räumliche Verteilung der Klassen unterliegt gewissen Grundmustern, die aber nicht unmittelbar mit der Verteilung von Schelf- und Inlandeis und dem Verlauf von Eisströmen und Gletschern, der Topographie oder der Verteilung der mittleren Eisoberflächentemperatur in Verbindung steht. Zur glazial-geophysikalischen Interpretation werden im Weiteren Felddaten und ein weiteres Fernerkundungsverfahren herangezogen.

# Kapitel 4

## Weitere Daten

### 4.1 Feldarbeiten



Abbildung 4.1: Feldcamp an der Lokation *Camp 50km/Ekström-Schelfeis* (vgl. Abbildung 4.2); rechts neben den Zelten ist der Schneeschacht Nr. 1 zu sehen; deutlich zu erkennen ist die sehr geringe Oberflächenrauheit in diesem Teil des Ekström-Schelfeis (die leichten Wellen sind parallel zur vorherrschenden Windrichtung Ost – West; Blickrichtung: Südwest – Nordost)

Methoden der Fernerkundung ermöglichen es, selbst die entlegendsten Gebiete der Erde flächendeckend mit einer hohen räumlichen und zeitlichen Auflösung zu untersuchen. Es ist aber unumgänglich, die Ergebnisse an geeigneten Testgebieten am Boden zu überprüfen. Dieses geschieht in der Regel zu Beginn einer jeden Satellitenmission während der sogenannten Kalibrierungs- und Validierungsphase. Gegebenenfalls werden solche Phasen im Laufe einer Mission wiederholt. Insbesondere wenn neue Fragestellungen bearbeitet werden, muss das Instrument oder der (neue) Algorithmus am Boden verifiziert werden.

Auf Grund der Emissionstiefe der Mikrowellenstrahlung bzw. der Eindringtiefe des Radarpulses (vgl. Seite 27) werden die Ergebnisse der Klassifikation der Eisoberfläche (Abschnitt 3.3) und der Radaraltimetrie (Abschnitt 4.2) durch die physikalischen Eigenschaften der obersten Schnee- und Firnschichten bestimmt. Von besonderer Bedeutung sind hierbei die obersten 0,5 m bis 2,0 m. Daher wurde für die vorliegende Arbeit dieser Tiefenbereich des Firnkörpers an ausgewählten, repräsentativen Stellen in Schneeschächten beprobt. Da für die beiden anderen Untersuchungsgebiete kaum detaillierte *in-situ*-Daten publiziert vorliegen, kommt den hier beschriebenen Daten aus der Region des Ekström-Schelfeises für die weitere Interpretation und Validierung unter anderem der Klassifikationsergebnisse eine besonders hohe Relevanz zu.

#### 4.1.1 Durchführung und Ergebnisse

Die Teilnahme an der Expedition ANT-XIV/3 des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, eröffnete die Möglichkeit, *in-situ* Eigenschaften unterschiedlicher Schnee- und Firnoberflächen ausführlich zu bestimmen.<sup>16</sup> Die Kampagne führte von der Neumayer-Station in zwei Abschnitten in den Zentralteil des Ekström-Schelfeises und auf den Søråsen.<sup>17</sup> Eine ausführliche Beschreibung des Untersuchungsgebietes findet sich in Abschnitt 2.1 auf Seite 4ff. Die Positionen der Schneeschächte ergaben sich aus der Position der Kreuzungspunkte der auf- und absteigenden Orbits des ERS-2, in deren Umgebung während der Kampagne hochauflösende GPS-Vermessungen durchgeführt (Heinze et al., 1998, Rajasanan und Schenke, 1998) wurden. Im Bereich der Kreuzungspunkte sollten bis zu fünf Schneeschächte gegraben und beprobt werden: jeweils einer direkt im Kreuzungspunkt selbst und je einer 2 km nördlich bzw. südlich auf jeder Orbitspur (s. Abbildung 4.2 auf der nächsten Seite). Diese Konstellation überdeckt im Wesentlichen die pulslimitierte Ausleuchtzone des ERS-2-Altimeters im Kreuzungspunkt (vgl. Abschnitt 4.2.1 auf Seite 65ff). Insgesamt konnten acht Schneeschächte gegraben und beprobt werden: drei auf dem Ekström-Schelfeis und fünf auf dem Søråsen (s. Tabelle 4.1 auf der nächsten Seite).

Die erreichte Tiefe aller Schächte lag bei mehr als zwei Metern. Damit konnten auf dem Schelfeis drei und auf dem Søråsen zwei Jahresschichten beprobt werden. Das in jedem Schneeschacht durchgeführte Messprogramm umfasste die Bestimmung der grundlegenden glazial-geophysikalischen Parameter

- Stratigraphie
- Dichte
- Temperatur
- Korngröße

jeweils als Funktion der Tiefe sowie die Beschreibung der Oberflächenrauheit. Die im Folgenden beschriebenen Ergebnisse sind in den Abbildungen 4.5 bis 4.7 (Seite 62ff) dargestellt und in Tabelle 4.2 auf Seite 61 zusammengefasst. Alle Ergebnisse finden sich im Anhang A auf Seite 130ff.

**Bestimmung der Temperatur** Die Bestimmung der Firntemperatur ist für die Analyse der Daten sowohl passiver als auch aktiver Sensoren von Bedeutung (vgl. Abschnitt 3.2.1 auf Sei-

---

<sup>16</sup>Für die Untersuchung der glazial-geophysikalischen Schnee- und Firneigenschaften kamen einige Geräte zum Einsatz, die eigens für diese Expedition in den Werkstätten für Elektronik und Feinmechanik des Instituts für Geophysik der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster angefertigt wurden.

<sup>17</sup>Die Absicht, auch auf dem Halvfarryggen Schneeschächte zu beproben, konnte aus logistischen Gründen nicht verwirklicht werden.

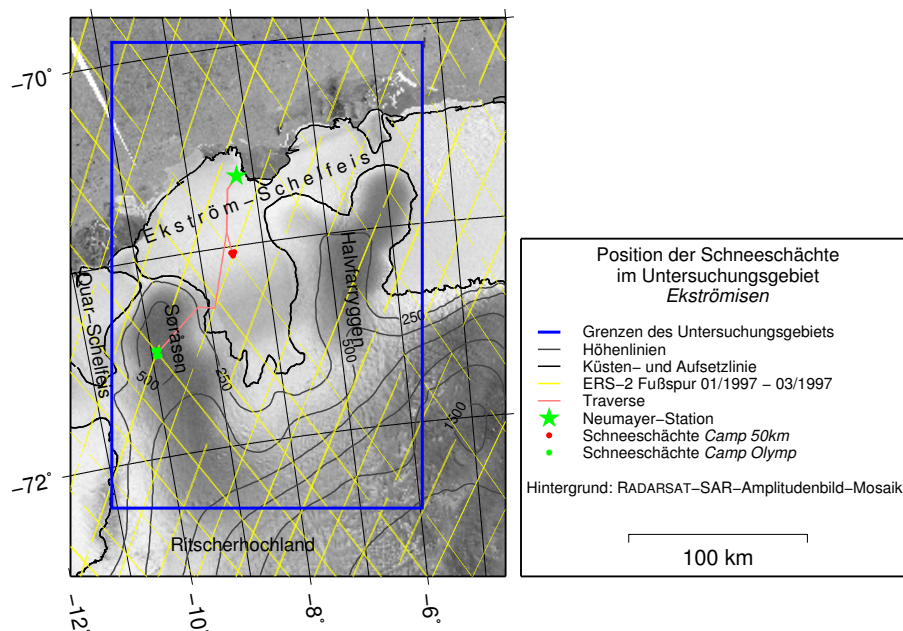


Abbildung 4.2: Übersicht über die Positionen der Feldmessungen (Hintergrundbild: RADARSAT-SAR-Amplitudenbild-Mosaik, Jezek und RAMP Product Team, 2002)

Tabelle 4.1: Positionen und Tiefe der beprobten Schneeschächte

Nr.	Bezeichnung	Länge	Breite	Höhe	Tiefe
1	Camp 50 km / Ekström-Schelfeis zentral	-71°2'44"	-8°29'12"	70 m	2,10 m
2	Camp 50 km / Ekström-Schelfeis 2 km NE	-71°1'51"	-8°27'40"	70 m	2,35 m
3	Camp 50 km / Ekström-Schelfeis 2 km NW	-71°1'51"	-8°30'46"	70 m	2,30 m
4	Camp Olymp / Søråsen zentral	-71°28'22"	-9°54'42"	640 m	2,55 m
5	Camp Olymp / Søråsen 2 km NE	-71°27'27"	-9°53'4"	656 m	2,30 m
6	Camp Olymp / Søråsen 2 km NW	-71°27'27"	-9°56'40"	632 m	2,40 m
7	Camp Olymp / Søråsen 2 km SE	-71°29'16"	-9°53'6"	646 m	2,45 m
8	Camp Olymp / Søråsen 2 km SW	-71°29'14"	-9°56'22"	623 m	2,40 m



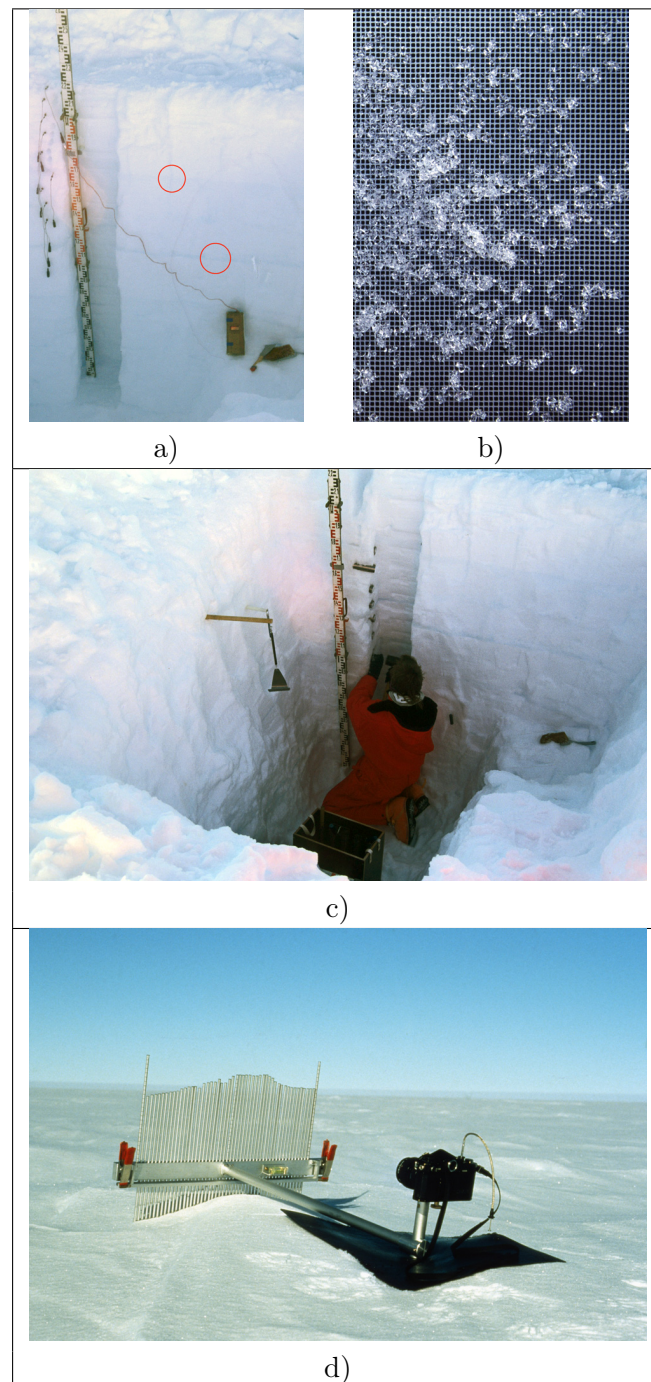


Abbildung 4.3: *In-situ* Bestimmung von Firneigenschaften: a: Bestimmung der Temperatur mit Hilfe von Einstechensensoren; deutlich zu erkennen sind die Eislagen, die Jahresschichten markieren (rote Kreise, Schacht 1); b: Bestimmung der Korngröße mittels eines Millimeterrasters; c: Volumetrische Bestimmung der Dichte mit Hilfe von Stechzylindern und Federwaage; d: Bestimmung der kleinskaligen Oberflächenrauheit mit einem Nachbau des „JPL-Profilometers“ (s. Text).

te 25ff.). Die Strahlungstemperatur  $T_B$ , die durch das Radiometer bestimmt wird, ist ein Produkt aus der Emissivität  $\varepsilon$  und der Temperatur  $T$ . Beide Parameter wirken über den gesamten Bereich der Emissionstiefe  $d_p$ , die über den Extinktionskoeffizienten  $k_e$  aus der komplexen Dielektrizitätskonstante  $\varepsilon_s$  bestimmt werden kann. Die Größe  $k_e$  ist auch relevant bei der Berechnung des Volumenanteils der Wellenformen, eines Teils des Rückkehrsignals des Radaraltimeters (vgl. Abschnitt 4.9 auf Seite 76f).

Das Temperaturprofil wird unmittelbar nach dem Ausheben eines Schneeschachts ermittelt. Damit wird verhindert, dass die gemessenen Firntemperaturen durch die aus dem Schacht in den Firn eindringende – in der Regel wärmere – Luft verfälscht werden. Abbildung 4.3a zeigt den Schneeschacht Nr. 1, bei dem die Wand mit den Temperaturfühlern bestückt ist.

Innerhalb des obersten halben Meters ist deutlich das Tagessignal der Temperatur zu erkennen. Je nach Tageszeit und Wetterbedingungen schwankte die Temperatur zwischen  $-9,7^\circ\text{C}$  und  $-5,2^\circ\text{C}$  auf dem Ekström-Schelfeis und  $-12,7^\circ\text{C}$  und  $-4,8^\circ\text{C}$  auf dem Søråsen. In ca. 0,5 m Tiefe beträgt der Temperaturunterschied zwischen den Schächten auf dem Schelfeis und auf dem Søråsen ca.  $4^\circ\text{C}$ , in 2 m Tiefe nur noch ca.  $2^\circ\text{C}$ . Der Temperaturverlauf der Schächte zeigt nur wenig Variationen.

**Bestimmung der Dichte** Die Dichte  $\rho$  wirkt auf den Realteil der Dielektrizitätskonstante für Eis und damit auch auf Trockenschnee (s. Abschnitt 3.2.1 auf Seite 29 und Seite 31). Dadurch beeinflusst die Dichteverteilung das von den passiven und den aktiven Satellitensensoren registrierte Signal.

Zur Dichtebestimmung werden im Schneeschacht mit Edelstahlzylindern Proben exakt bekannten Volumens entnommen (vgl. Abbildung 4.3c). Das Wiegen der Zylinder ergibt die Masse der entnommenen Schneeprobe und erlaubt damit die Berechnung der jeweiligen Dichte.

Auf dem Ekström-Schelfeis konnte keine signifikante Veränderung der mittleren Dichte vom oberflächennahen Bereich ( $414\text{ kg/m}^3 \pm 27\text{ kg/m}^3$ ) zur Sohle ( $418\text{ kg/m}^3 \pm 54\text{ kg/m}^3$ ) der Schneeschächte festgestellt werden (jeweils bis 0,5 m und über 2,0 m berechnet). Auf dem Søråsen ist ein deutlicher Anstieg der Dichte innerhalb der oberen 0,8 m zu verzeichnen. Die sehr geringen Dichten ( $320\text{ kg/m}^3$ ) und deren konstanter Wert innerhalb der ersten ca. 0,3 m erklären sich durch eine nahezu homogene Auflage aus Driftschnee. Die Dichte unter 2,0 m an der Sohle der Schneeschächte auf dem Søråsen betrug  $444\text{ kg/m}^3 \pm 28\text{ kg/m}^3$ . Die Werte entlang des Dichteprofiles variieren auf dem Søråsen deutlich weniger als auf dem Schelfeis. Dieser Sachverhalt zeigt sich auch in den Werten der Standardabweichung für die Dichte (s. Tabelle 4.2 auf Seite 61).

**Bestimmung der Korngrößen** Die Größe der Kristalle reguliert den Grad der internen (Rück-)Streuung und damit die Strahlung, die den Firn verlassen kann. Dieses gilt vor allem für den Bereich der Fernfeldnäherung, also für Frequenzen größer als ca. 20 GHz (vgl. Abschnitt 3.2.1 auf Seite 25f). Insbesondere Tiefenreifhorizonte mit ihren großen sogenannten Becherkristallen führen zu einer substantiellen Veränderung der Emission passiver Mikrowellen (vgl. Abschnitt 3.2.1 auf Seite 31).<sup>18</sup>

<sup>18</sup>Tiefenreif sind Zonen mit deutlich vergrößerten Eiskristallen (sogenannten Becherkristallen), die durch Umkristallisation unter trockenen, kalten Bedingungen typischerweise am Ende des polaren Sommers beziehungsweise im polaren Herbst entstehen und auch unter weiterem Schneezutrag bestehen bleiben (Paterson, 1994, Abdalati und Steffen, 1998).

Um die Korngrößen zu bestimmen, wird eine Platine, die mit einem Millimeterraster versehen ist, an der Schneeschachtwand entlang geschabt. Dadurch fallen die Kristalle größtenteils einzeln auf das Raster. Die auf der Platine liegenden Körner werden fotografisch dokumentiert. Anhand dieser Fotos wurde die Korngrößenverteilung visuell bestimmt (s. Abbildung 4.3b).

Die Schneeschächte auf dem Schelfeis sind durch die jahreszeitlich bedingten Variationen der Korngröße geprägt. Neben den massiven Eislagen zeichnen sich die Sommerlagen durch im Vergleich zu den Winterlagen relativ große Kristalle aus. Die Korngrößen variieren hier zwischen 1,0 mm und 5,0 mm mit einem Mittelwert von  $2,5 \text{ mm} \pm 0,8 \text{ mm}$ . Bei den Schächten 1 und 2 gibt es keine nennenswerte Veränderung in Abhängigkeit von der Tiefe. Lediglich bei Schacht 3 zeigt sich eine Abnahme der Korngröße mit der Tiefe von  $2,6 \text{ mm} \pm 0,4 \text{ mm}$  ( $z \leq 0,5 \text{ m}$ ) auf  $1,3 \text{ mm} \pm 0,5 \text{ mm}$  ( $z \geq 2,0 \text{ m}$ ). Auf dem Søråsen finden sich im Mittel niedrigere Korngrößen, die zudem einer geringeren Variabilität unterliegen (vergleiche Tabelle 4.2 auf Seite 61). Die erhöhten Korngrößen der Becherkristallen der Tiefenreifhorizonte und den darüberliegenden Eiskrusten sind in den Schächten 4, 5 und 7 gut zu erkennen.

**Bestimmung der Stratigraphie** Die Stratigraphie wirkt in Form von Eislagen, Eislinen usw. in starkem Maße auf das Reflexionsverhalten des Radarpulses des Altimeters aus. Solche Lagen führen zu den typischen, sehr spitzen Schelfeiswellenform (s. Abschnitt 4.2.3 auf Seite 72ff).

Die Stratigraphie wurde auf zwei Wegen bestimmt und dokumentiert. Zunächst wurde unmittelbar im Schneeschacht die Schichtenfolge aufgenommen und beschrieben. Auf dem Foto in Abbildung 4.3a auf Seite 57 ist deutlich die Schichtung des Firnkörpers zu erkennen. Die Eislagen (rote Kreise) markieren Sommerlagen, deren Abstand zueinander die Mächtigkeit einer Jahresschicht wiedergibt. Nach Abschluss aller anderen Untersuchungen im Schacht wurde ferner ein möglichst dünnes Profil aus der Wand herausgelöst und im Durchlicht fotografisch dokumentiert (s. Abbildung 4.4 auf der nächsten Seite).

Die oberflächennahen Schichten der beiden Messlokationen unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Stratigraphie grundlegend. Auf dem Schelfeis sind die Jahresschichten durch deutliche Eislagen voneinander getrennt, die teilweise bis zu einigen Zentimeter mächtig sind (s. Abbildung 4.4b). Solche Eislagen entstehen unter anderem durch Schmelzen und Gefrieren an der Oberfläche bzw. im oberflächennahen Firn im polaren Sommer (Paterson, 1994). Dadurch lässt sich unmittelbar die Jahresschichtdicke feststellen. Der Abstand der Eislagen untereinander betrug in allen Schneeschächten auf dem Ekström-Schelfeis ca. 0,7 m für alle durchteuften Schichten.

Auf dem Søråsen hingegen waren keine Eislagen festzustellen. Hier wurden jeweils zwei Jahresschichten durchteuft. Die erste Schicht hatte eine Mächtigkeit von ca. 1,5 m, die zweite von etwas weniger als einem Meter. Dazwischen wurden Tiefenreif-Horizonte vorgefunden (s. o.).

Der Schneezutrag ist auf dem Søråsen deutlich größer als auf dem Schelfeis. Unter Verwendung der gemessenen Dichten ergeben sich für den Zentralteil des Ekström-Schelfeises eine Akkumulationsrate von knapp  $300 \text{ kg/m}^2$  Wasseräquivalent (WE, vgl. auch Schlosser et al., 1999), für den Søråsen mehr als  $520 \text{ kg/m}^2$  WE.

**Bestimmung der Oberflächenrauheit** Die Oberflächenrauheit bestimmt die Ausprägung des Oberflächenanteils des Rückkehrsignals des Radaraltimeters (s. Seite 75). Um die kleinskalige



a)



b)

Abbildung 4.4: Durchlichtaufnahmen von Schneeprofilen; a: Schacht 6; b: Detail aus Schacht 1. Deutlich zu erkennen ist die Jahreseislage

Tabelle 4.2: Messergebnisse der Schneeschächte: Mittelwerte und Standardabweichung der ermittelten Größen; *Søråsen a* bezieht sich auf den gesamten Tiefenbereich, *Søråsen b* auf die Werte unterhalb der Driftschneeschicht ab ca. 0,3 m

Lokation	Dichte, kg/m <sup>3</sup>		Korngröße, mm		Temperatur, °C		Oberflächenrauheit, m			
	$\rho$	$\sigma_{n-1}$	$d$	$\sigma_{n-1}$	$T$	$\sigma_{n-1}$	Amplitude		Wellenlänge	
							$A$	$\sigma_{n-1}$	$\lambda$	$\sigma_{n-1}$
Ekström-Schelfeis	421	45	2,5	0,8	-8,4	1,8	0,06	0,03	0,59	0,19
Søråsen a	426	57	1,8	0,5	-11,3	1,4	0,03	0,02	0,32	0,19
Søråsen b	441	39	1,7	0,4	-11,5	1,2				

Oberflächenrauheit (Amplitude ca. 0,1 m, Wellenlänge maximal 1,0 m) zu bestimmen wurde mit einem Nachbau des *JPL-Profilometers* (Abbildung 4.3d und Paterson et al., 1991) gearbeitet.

Die Struktur der Oberfläche auf dem Schelfeis war in der Nähe der Schneeschächte vor allem geprägt durch kurzwellige Rippelmarken. Diese hatten eine Amplitude von wenigen Zentimetern und eine Breite einiger Dezimeter. Die Länge betrug maximal 1,5 m.

Auf dem Søråsen wurden in der Umgebung der Schneeschächte vor allem Sastrugis vorgefunden, die maximal 0,25 m hoch, maximal 1 m breit und ca. 5 m lang waren. Aus den Messungen mit dem Profilometer ergaben sich die in Tabelle 4.2 angegebenen Werte. Sowohl die klein- als auch die mittelskaligen Undulationen sind senkrecht zur vorherrschenden Windrichtung ausgerichtet.

#### 4.1.2 Zusammenfassung der Ergebnisse der Schneeschachtuntersuchungen

Die verschiedenen glaziologischen Parameter beeinflussen in unterschiedlicher Weise – und mit unterschiedlichem Gewicht – die Signale sowohl der passiven als auch der aktiven Sensoren. Sie greifen an vielen Stellen ineinander und können so zu Mehrdeutigkeiten führen, die nur durch die Synopse verschiedener Verfahren aufgelöst werden können.

In den Abbildungen 4.5 bis 4.7 (Seite 62ff) sind die Tiefenprofile der gemessenen Parameter aller Schneeschächte zusammengestellt. Tabellarisch sind sie darüberhinaus in Anhang A wiedergegeben. Im folgenden werden die wichtigsten Ergebnisse beschrieben.

Es hat sich gezeigt, dass die Region des zentralen Ekström-Schelfeises charakterisiert ist durch eine deutliche Stratifizierung der Jahreschichten mit zum Teil sehr ausgeprägten Eislagen. Die Firnlagen auf dem Søråsen werden durch Tiefenreifhorizonte mit verhältnismäßig großen Becherkristallen unterteilt. Darüberhinaus ist das Material hier feinkörniger als auf dem Schelfeis. Die mittleren Dichtewerte unterscheiden sich zwar nur unwesentlich zwischen den Schächten an beiden Lokationen, jedoch ist die Variabilität auf dem Schelfeis etwas größer.

Neben den gemessenen Ergebnissen ist es wichtig, die Kenntnisse und Eindrücke, die während der Expedition von dem Untersuchungsgebiet gewonnen wurden, in die weiteren Überlegungen mit einzubeziehen. Vor allem betrifft dieses das hohe Maß an Variabilität z. B. der Oberflächenrauheit. Wie oben beschrieben war die Oberfläche an den Messlokationen selbst vergleichsweise gering unduliert. Insbesondere zwischen dem *Camp Olymp/Søråsen* und der Neumayer-Station wurden jedoch Sastrugifelder durchfahren, in denen die Bodenwellen breiter (ca. 1,5 m – 2,0 m), deutlich höher (ca. 0,5 m – 0,75 m) und länger (mehr als 10 m) waren. In diesem Gebiet hatten

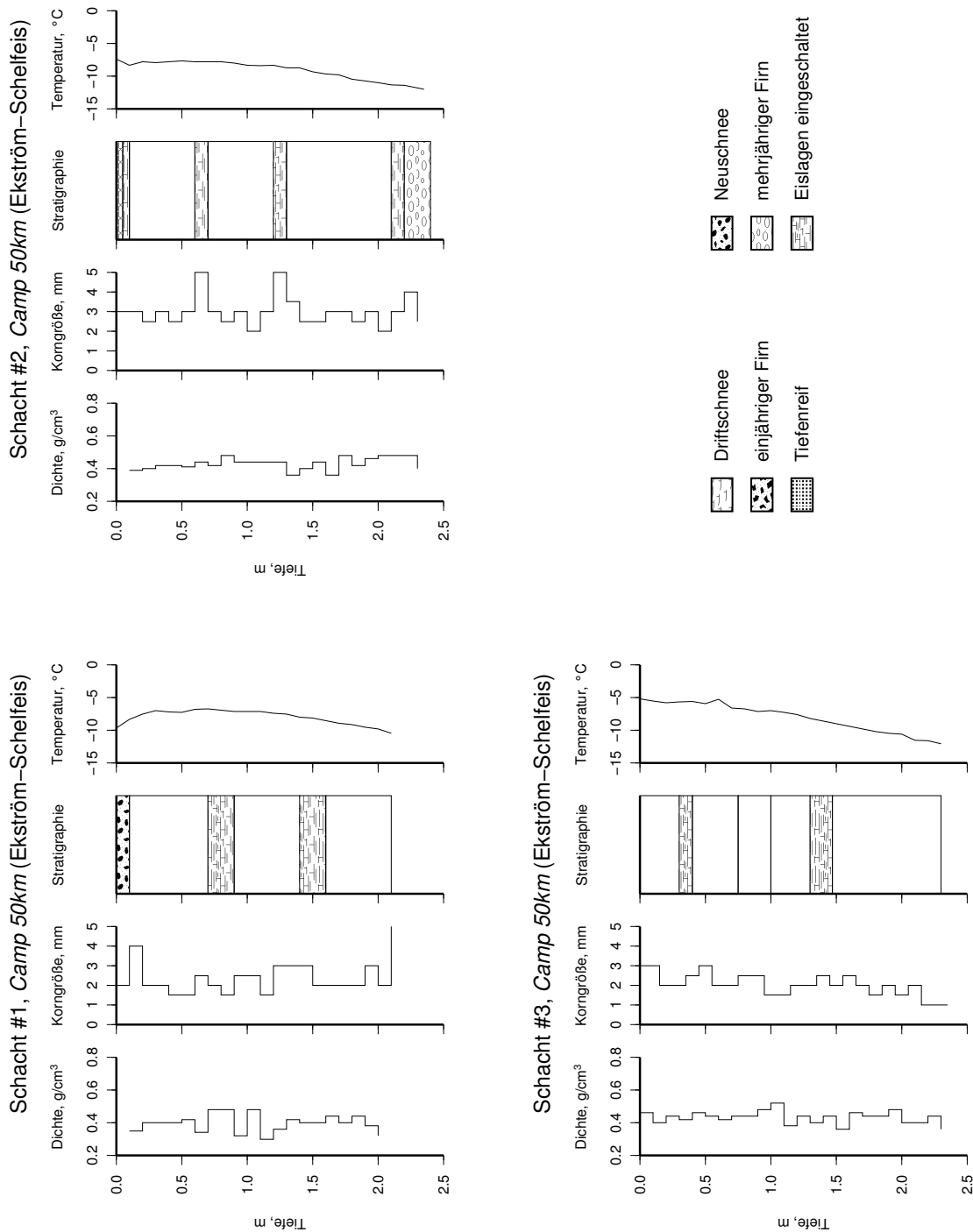


Abbildung 4.5: Zusammenstellung der Ergebnisse der Schächte S1 bis S3, Camp 50km, Ekström-Schelfeis

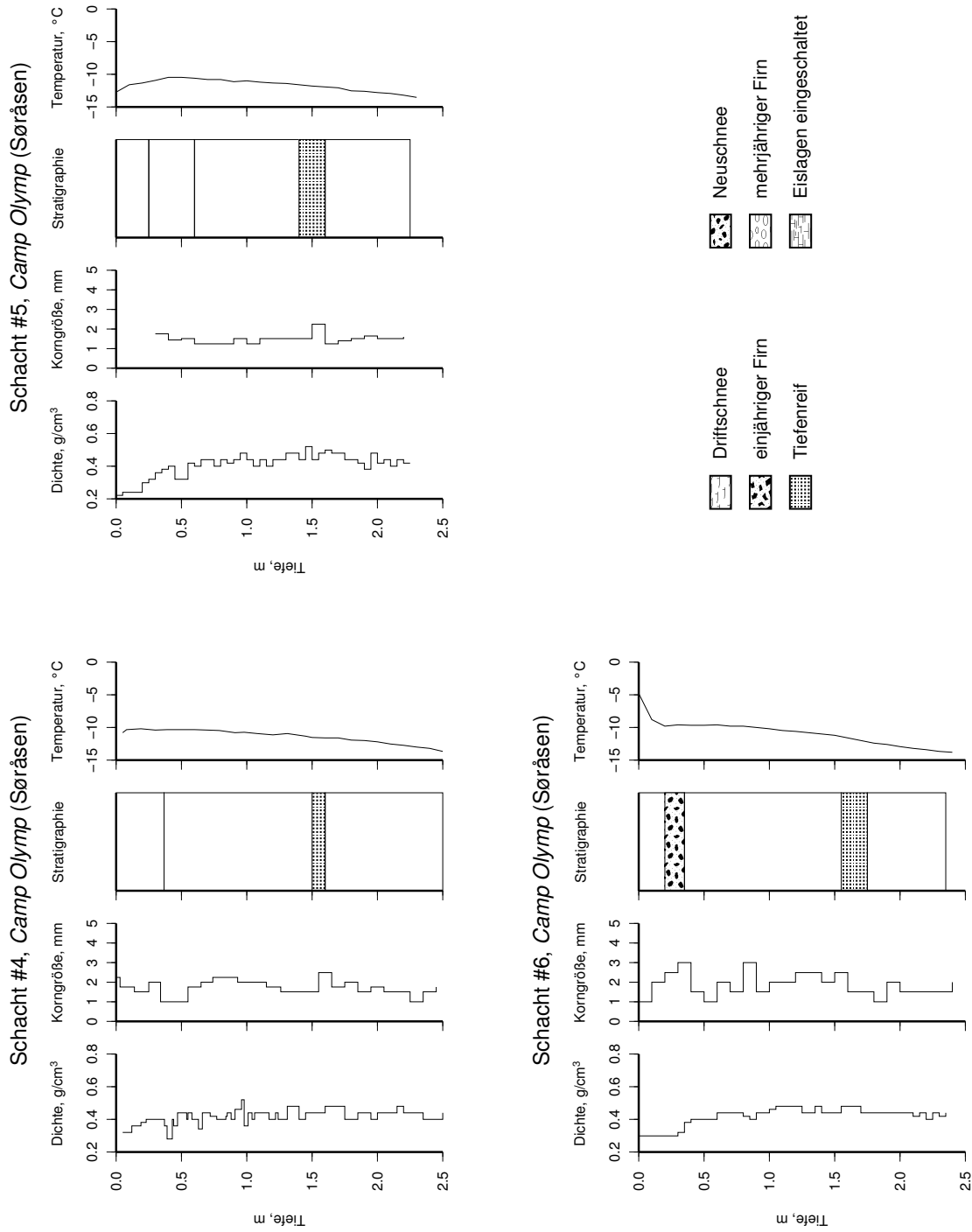


Abbildung 4.6: Zusammenstellung der Ergebnisse der Schächte S4 bis S6, Camp Olymp, Søråsen

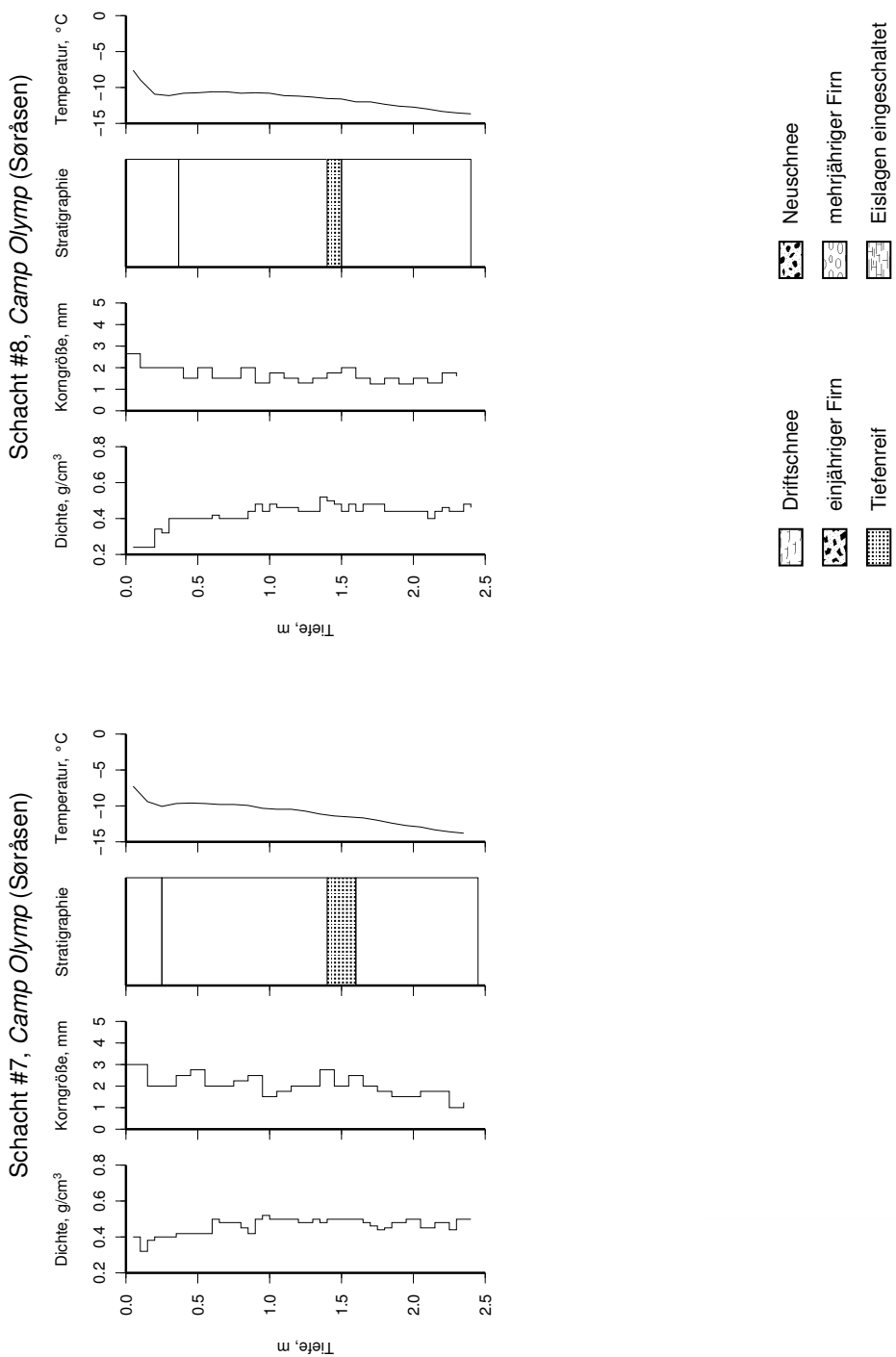


Abbildung 4.7: Zusammenstellung der Ergebnisse der Schächte S7 und S8, Camp Olymp, Søråsen.



die Sastrugis auch eine andere Form. Im Gegensatz zu den bisher beschriebenen zeichneten sie sich durch ihre spitzen Kämme aus.

Zusätzlich zu dieser hohen räumlichen Variabilität ist die Oberfläche einer nicht unerheblichen zeitlichen Veränderlichkeit unterworfen. Nach mehrtägigen Driftereignissen hatte sich auf dem Søråsen eine ca. 0,3 m mächtige Driftschneeauflage gebildet. Demgegenüber bewirkte eine ähnliche Sturmsituation in Nähe der Neumayer Station die vollständige Erosion der lockeren Schneeauflage und Bildung einer soliden Eisoberfläche.

Es hat sich gezeigt, dass selbst in dem relativ eng umrissenen Gebiet des Ekström-Schelfeis und des Søråsens die Firnoberfläche äußerst heterogen ausgeprägt ist. Sie unterliegt starken räumlichen und zeitlichen Schwankungen. Die in dieser Arbeit verwendeten Fernerkundungssensoren mitteln jedoch über Oberflächenbereiche in einer Größenordnung von einigen (zehn) Kilometern. Die Felddaten repräsentieren die Oberflächenzustände für einen räumlich und zeitlich exakt festgelegten Punkt und können daher zur Validierung der Ergebnisse der Klassifikation auf Basis von Satellitendaten dienen.

## 4.2 Radaraltimetrie

### 4.2.1 Theorie

Das Radaraltimeter bestimmt mit Hilfe der Messung der Laufzeit von Radarpulsen die Höhe des Instruments über Grund. Der Sensor emittiert Radarpulse, die an der Erdoberfläche reflektiert und am Instrument wieder empfangen werden. Bei bekannter Ausbreitungsgeschwindigkeit entlang des Signalwegs kann die Distanz zwischen Sensorplattform und Erdoberfläche ( $R$ ) berechnet werden (s. Abbildung 4.8 auf der nächsten Seite). Ist die Bahn der Sensorplattform relativ zu einer Referenzhöhe (in der Regel zum Ellipsoid,  $H$ ) bekannt, ergibt sich als Differenz  $h = H - R$  die Topographie der beobachteten Erdoberfläche gegenüber dieser Referenzfläche (Chelton et al., 2001).<sup>19</sup>

Die originären Anwendungsgebiete der Satelliten-Radaraltimetrie liegen in der Geodäsie, Geophysik und der Ozeanographie. Zentraler Aspekt dieser drei Disziplinen bei der Verwendung von Altimetriedaten ist die Bestimmung und Interpretation der mittleren und instantanen Meeresoberfläche. Die mittlere Ozeanoberfläche entspricht einer Äquipotentialfläche des Erdschwerefeldes (Chelton et al., 2001). Die daraus resultierende Figur wird als Geoid bezeichnet. Berechnungen des Erdschwerefeldes mit Altimetriedaten wurden z. B. von McAdoo und Marks (1992) und Sandwell und Smith (1997) durchgeführt. Die instantane Ozeantopographie spiegelt dynamischen Prozesse wider, die z. B. durch Meeresströme bedingt sind (Ducet et al., 2000). Mit Hilfe der Radaraltimetrie können Phänomene wie El Niño (Cardon et al., 1998) aber auch Windgeschwindigkeit und Seegang (Sandwell und Agreen, 1984, Chelton und McCabe, 1985, Witter und Chelton, 1991, Cotton et al., 1997, Hwang et al., 1998, Gourrion et al., 2000) bestimmt werden. Von großer Bedeutung ist die Radaraltimetrie auch bei der Beobachtung der Veränderung des mittleren Meereshöhe im Hinblick auf Veränderungen des Klimas der Erde (Cabanès et al.,

<sup>19</sup>Zur präzisen Bahnbestimmung werden bei den ERS-Missionen folgende Verfahren verwendet: 1) Laserverfolgung (*Satellite Laser Ranging*, SLR) ist das Basisverfahren zur Bahnbestimmung (Chelton et al., 2001). Es basiert auf der Messung der Laufzeit von Laserpulsen, die an einer Bodenstation gesendet, durch Laser-Retroreflektoren am Satelliten reflektiert und an der Bodenstation wieder empfangen werden. 2) Das *Precise Range And Range-rate Equipment* (PRARE) ist ein satellitenzentrales Mikrowellen-Zweiwege-Entfernungs- und Dopplersystem zur Bahnvermessung (Hartl und Reigber, 1991).

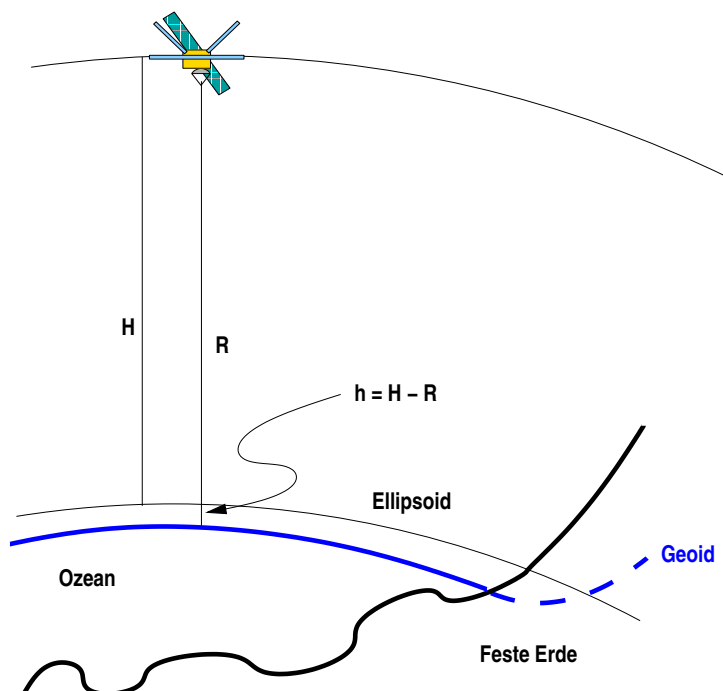


Abbildung 4.8: Prinzip der Höhenbestimmung durch Satelliten-Radaraltimetrie mit Hilfe von Laufzeitmessung (nach: Chelton et al., 2001)

2001a,b, Casey und Adamec, 2002). In Tabelle 4.3 auf der nächsten Seite sind die wichtigsten Satelliten-Radaraltimetrie-Missionen zusammengestellt.

Der Radarpuls wird vom Satelliten kommend idealerweise unmittelbar an der beobachteten Oberfläche reflektiert und am Sensor wieder empfangen. Aufgezeichnet wird das Rückkehrsignal als sogenannte Wellenform. Hierunter versteht man die gegen die Zeit aufgetragene Energie des Rückkehrsignals. Abbildung 4.9 auf Seite 68 zeigt die Entstehung einer Wellenform durch den Reflexionsprozess. Zunächst wächst die von dem Radarpuls beleuchtete Fläche (die so genannte Ausleuchtzone, engl. *Footprint*) über die Dauer des Pulses kreisförmig an. Diese Zeitspanne definiert die pulslimitierte Ausleuchtzone. Sie ist in der Regel einige wenige Kilometer groß. Bei ERS-2 beträgt der Durchmesser je nach Beschaffenheit der Oberfläche 2 km – 5 km (Chelton et al., 2001). Anschließend geht die Form der Ausleuchtzone in einen Ring über. Dieser hat einen nahezu konstanten Flächeninhalt, der in etwa der größten erreichten Kreisfläche entspricht. Der maximale Durchmesser der beleuchteten Fläche definiert die strahllimitierte Ausleuchtzone, die durch den Öffnungswinkel des Radarstrahls bestimmt wird. Sie erreicht beim ERS-2 einen Durchmesser von fast 20 Kilometer (Sandwell und Smith, 2001). Das (zeitliche) Ende der Wellenform, das durch ein Abfallen der Rückkehrenergie auf Null definiert wäre, ist in der Regel nicht im Datenmaterial enthalten. Das Empfangsfenster ist kürzer als hierfür erforderlich ist.

Mathematisch betrachtet ist eine Wellenform  $WF(t)$  das Ergebnis der Konvolution des ausgesandten effektiven Pulsprofils  $s_r(t)$  (auch Punktantwortfunktion genannt; sie beinhaltet Effekte der Bandbreite, der Pulskompression etc., vgl. Hayne, 1981, Chelton et al., 1989) mit der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der Streuzentren  $q_s(t)$  und der Impulsantwort der ebenen

Tabelle 4.3: Charakteristika einiger Satelliten Radar Altimetrie Systeme; Quelle: eoPortal (2010)

Mission	Missionszeit	Frequenz (GHz)	Orbithöhe (km)	Inklination (°)	Zyklus (Tage)	max. Breite (°)
SKYLAB	Mai 1973 - Jul. 1979	13,5	435	50	?	?
GEOS-3	Apr. 1975 - Dez. 1978	13,9	845	115	?	?
SEASAT	Jul. 1978 - Okt. 1978	13,56	800	108	17	72
GEOSAT	Mär. 1985 - Dez. 1989	13,5	800	108	17	72
ERS-1	Jul. 1991 - Mai 1996	13,5	785	98,5	3, 35, 168	81,5
TOPEX/ SEIDON	Okt. 1991 - 2005	5,3, 13,6	1336	66	10	66
ERS-2	Aug. 1995 -	13,5	785	98,5	35	81,5
GFO	1998 - 2008	13,6	800	108	17	72
JASON-1	2001 -	5,3, 13,6	1336	66	10	66
ENVISAT	2002 -	13,5	800	98,5	35	81,5
JASON-2	2008 -	5,3, 13,6	1336	66	10	66
Cryosat-2	2009 -	13,5	717	92	369	88

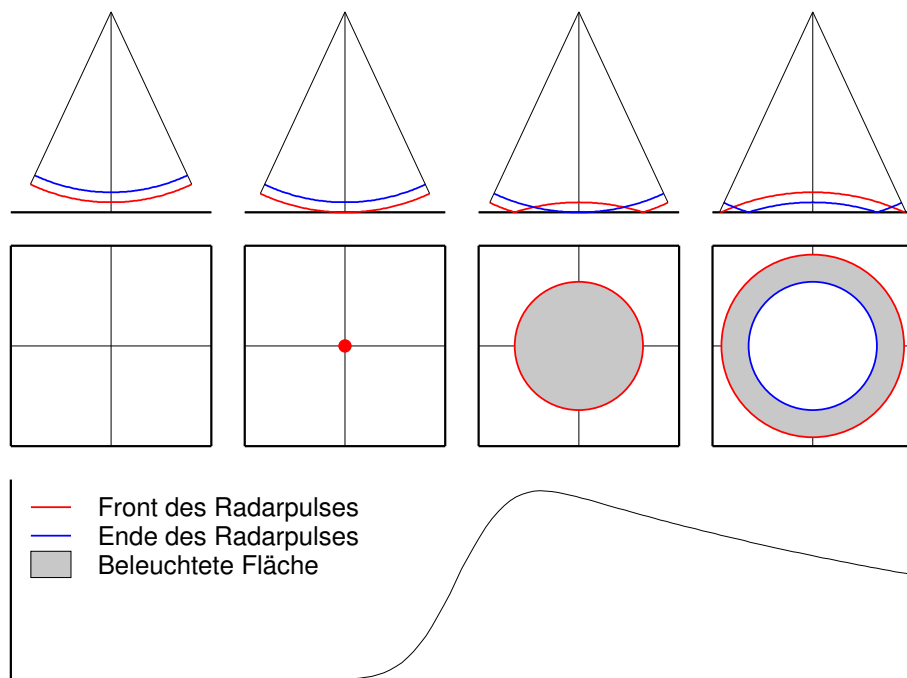


Abbildung 4.9: Entstehung einer Wellenform; oben: Seitenansicht, Mitte: Aufsicht, unten: resultierende Wellenform; Zeit schreitet nach rechts fort. (nach: Ridley und Partington, 1988)

(Ozean-)Oberfläche  $P_{FS}(t)$ , (s. Abbildung 4.10 und Hayne, 1981):

$$WF(t) = P_{FS}(t) \times q_s(t) \times s_r(t) \tag{4.1}$$

Grundsätzlich muss eine Rauheit im Zentimetermaßstab vorhanden sein, damit der Ansatz der inkohärenten Streuung an einer rauhen Oberfläche nach Brown (1977) zulässig ist. Größerskalige Rauheit, wie sie auch für die Ozeanographie interessant ist, wird durch die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der Streuzentren  $q_s(t)$  beschrieben.

Der Zeitpunkt der Reflexion des Signals an der Oberfläche, der für die Berechnung des Laufwegs verwendet wird, wird mit dem Punkt der ansteigenden Flanke der Wellenform gleichgesetzt, an dem die Hälfte der maximalen Rückkehrenergie erreicht wird. Dieser kann zunächst nicht

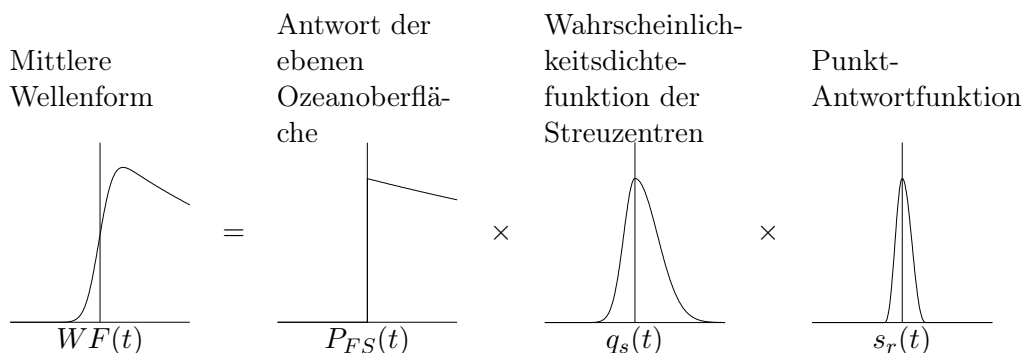


Abbildung 4.10: Entstehung einer Wellenform durch Konvolution (nach Hayne, 1981).

genauer bestimmt werden, als es durch die Abtastrate des Instruments gegeben ist. Durch verschiedene mathematische Verfahren, insbesondere das so genannte *Retracking* (s. Abschnitt 4.2.4 auf Seite 74ff) kann diese Genauigkeit jedoch deutlich erhöht werden.

Darüberhinaus ist die Genauigkeit der Höhenbestimmung mit Radaraltimetrie von verschiedenen Faktoren abhängig (Heidland, 1994, Shum et al., 1995). Hierzu zählen instrumentelle Einflüsse wie z. B. Abweichungen in der Signalverfolgung (*Tracker Bias*) und Ausrichtungsfehler des Satelliten (*Pointing Angle*). Atmosphärische Einflüsse entlang des Laufwegs – insbesondere der Elektronengehalt der Ionosphäre und Einflüsse der trockenen und der feuchten Troposphäre – führen zu Verzögerung und Dämpfung des Signals. Weitere Faktoren sind Gezeiten der Erde und der Ozeane, bei der Höhenbestimmung über Schelfeisen desweiteren die Koppelung des Schelfeises an die Ozeangezeiten (Fricker und Padman, 2002), insbesondere bei der Beobachtung der Ozeanoberfläche, desweiteren der atmosphärische Druck und der Seegang (Gommenginger et al., 2003). Diese Einflüsse und deren Korrekturen betreffen ausschließlich die Bestimmung von Höhen und nicht die Auswertung der Wellenform als solche. Sie sind für die vorliegende Arbeit ohne Bedeutung und werden deshalb nicht weiter beschrieben.

## 4.2.2 Radaraltimetrie über Eis

### Bisherige Anwendungen und Ergebnisse

Seit den ersten Satellitenmissionen, die mit einem Radaraltimeter ausgerüstet waren, wurde auch die Verwendbarkeit der resultierenden Daten in Rahmen der Glaziologie untersucht (Brooks et al., 1978). Die frühen Altimetermissionen (wie z. B. SEASAT und GEOSAT) waren jedoch durch eine niedrige maximale geographische Breite in ihrem Einsatz in der Polarforschung limitiert (vgl. Tabelle 4.3 auf Seite 67 und Abbildung 4.11 auf der nächsten Seite). Dadurch bedingt waren Untersuchungen der polaren Eiskappen mit Altimetriedaten auf kleine Regionen – insbesondere Südgrönland – beschränkt. Die ERS-1-, ERS-2- und ENVISAT-Missionen erweitern jedoch den zugänglichen Bereich bis auf  $81,5^\circ$  nördlicher und südlicher Breite. Damit werden nahezu der gesamte Eiskörper Grönlands und etwa 80% der Antarktis überdeckt. Digitale Höhenmodelle, die auf dieser großen Datenbasis beruhen, wurden unter anderem von Rémy et al. (1996), Bamber und Bindschadler (1997) und Herzfeld (2004) publiziert. Weiter geschlossen wird die noch verbleibende Datenlücke durch CRYOSAT-2 mit  $\pm 88^\circ$  maximaler Breite (Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, 2003) und durch ICESAT mit  $\pm 86^\circ$  maximaler Breite (Zwally et al., 2002b, National Aeronautics and Space Administration, 2003).<sup>20</sup> Grundzüge der Möglichkeiten und Probleme der Nutzung der Radaraltimetrie bei der Bestimmung vor allem der Eisschildtopographie sind unter anderem bei Partington et al. (1991), Rapley et al. (1993), Wingham et al. (1993) und Zwally und Brenner (2001) beschrieben.

Ziel der Auswertung von Radaraltimetriedaten von Grönland und der Antarktis ist in erster Linie die Erstellung hochgenauer Höhenmodelle, die ihrerseits zu Massenbilanzanalysen genutzt werden. Zwally et al. (1989) postulierten nach Auswertung von GEOS-3, SEASAT und GEOSAT Daten eine Änderung der Höhe des grönländischen Eisschildes südlich von  $72^\circ$  Nord von  $+0,2$  m/a bis  $+0,3$  m/a. Davis et al. (1998) und Zwally et al. (1998) zeigen jedoch, dass diese Werte auf Grund von systematischen Fehlern in der ursprünglichen Auswertung zu hoch sind. Sie geben

<sup>20</sup>ICESAT wird im weiteren nicht weiter betrachtet, da bei diesem Satelliten ein Laser- und kein Radaraltimeter im Einsatz ist.

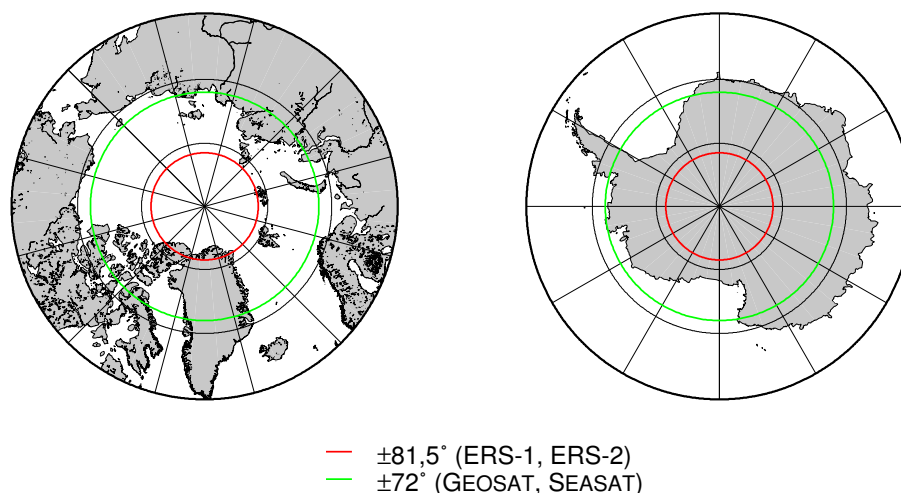


Abbildung 4.11: Maximale Abdeckung der Polargebiete ausgewählter Satelliten-Radaraltimeter-Missionen

Werte zwischen  $(+1,5 \pm 0,5)$  cm/a (Davis et al., 1998) und  $(+3,8 \pm 0,2)$  cm/a bis  $(+6,4 \pm 0,9)$  cm/a (Zwally et al., 1998) in Abhängigkeit von den verwendeten Satelliten und Auswerteverfahren an.

Für Bereiche im Inneren der Antarktis geben Wingham et al. (1998) Änderungen der Höhe der Eisoberfläche von  $(-0,9 \pm 0,5)$  m/a für den Zeitraum 1992 bis 1996 an. Lingle und Covey (1998) ermitteln für Teile des ostantarktischen Eisschildes unter anderem Werte zwischen  $-55$  mm/a und  $0$  mm/a. Je nach verwendeten Daten (Missionen) und (Inter-)Kalibrationen erhalten sie aber auch Werte zwischen  $-130$  mm/a bis zu  $+11$  mm/a. Hierbei sind saisonale Schwankungen der Eisschildhöhe nicht zu vernachlässigen. Yi et al. (1997) ermitteln für einen Teil der Ostantarktis jährliche Variationen mit Amplituden von mehr als  $0,5$  m, Zwally und Jun (2002) finden für die Summit-Region von Grönland Werte von  $0,25$  m.

Die verschiedenen Trends, die in der Entwicklung der polaren Eisschilde festgestellt werden, zeigen die Komplexität sowohl der Prozesse an sich als auch der Aufgabe, diese zu detektieren und zu entschlüsseln. Trendanalysen unter Verwendung von Daten verschiedener Altimetriemissionen erfordern präzise Interkalibration der verwendeten Systeme (Lingle und Covey, 1998, Zwally und Brenner, 2001). Die Orbitkonfiguration und die Radaraltimeter von ERS-1, ERS-2 und das  $K_u$ -Band-Altimeter des ENVISAT sind nahezu identisch. Deshalb eignen sich deren Daten im besonderen Maße für Langzeituntersuchungen.

Aus digitalen Höhenmodellen können darüberhinaus die Lage der Aufsetzzone (Herzfeld et al., 1994), Eisscheiden, Grenzen von Abflussbecken (Zwally und Brenner, 2001), Fließgeschwindigkeits- und basale Spannungsfelder (Rémy und Minster, 1993, Rémy et al., 1999, Phillips, 1999) abgeleitet werden. Der Verlauf der Eisfront wurde unter anderem von Zwally et al. (1987, 2002a) aus Radaraltimetriedaten extrahiert.

Radaraltimetrische Untersuchung von Eisoberfläche unterscheiden sich von denen über Ozeanen vor allem durch zwei Aspekte. Zum einen sind die kleinräumigen Undulationen der Eisoberfläche deutlich höher als über dem Wasser, zum anderen kommt es durch das Eindringen des Radarsignals in den Firnkörper zu Volumenstreuung. Gerade der zweite Punkt eröffnet Möglichkeiten, durch geeignete Verfahren Informationen über die Struktur des Firns zu erhalten. Die Nutzbarkeit der Radaraltimetrie zur Bestimmung von Eigenschaften der Eisoberfläche und

des Firns wurde unter anderem bereits von Partington et al. (1989), Davis und Zwally (1993), Legrésy und Rémy (1998) und Phillips (1999) gezeigt.

Die Signalpräzisierung im Radaraltimeter, die dafür sorgen soll, dass die Wellenform immer in etwa zentriert im Empfangsfenster aufgezeichnet wird, ist nur für geringe Neigungen der Oberfläche ausgelegt, da die meisten Radaraltimeter ursprünglich für den Einsatz über dem Ozean entwickelt wurden.<sup>21</sup> Bei stärkerer Neigung der Oberfläche verliert das Altimeter das Signal und „fängt“ es erst nach einer Weile über flachem Terrain wieder ein. Aus diesem Grund wurden ERS-1 und ERS-2 mit einem sogenannten Eismodus ausgestattet, in dem die zeitliche Länge einer einzelnen Empfangszelle – und damit auch des gesamten Empfangsfensters – auf das vierfache erweitert wurde. Damit einher geht bei gleichbleibender Zahl der Abtastpunkte eine deutliche Verringerung der Abtastrate und damit der *a-priori* Genauigkeit des Systems. Diese Einschränkungen lassen sich durch das Postprocessing nicht vollends eliminieren. Auch das *Retracking* mit funktionalen Algorithmen leidet unter diesem Aspekt (Phillips, pers. Kom. 1999).<sup>22</sup>

Neben diesem rein instrumentellen Aspekt sind auch folgende geometrischen Überlegungen zu berücksichtigen. Der Ersteinsatz des reflektierten Signals stammt von dem Punkt der Oberfläche, der dem Satelliten am nächsten ist. Zeigt das Altimeter nicht exakt in Nadirrichtung (*Off Nadir Pointing*) oder ist die (Eis-)Oberfläche geneigt, kommt die Information nicht vom Subsatellitenpunkt. Dieser so genannte Neigungsfehler (*Slope Induced Error*) kann – iterativ – durch Anbringung einer Höhenkorrektur in Abhängigkeit einer zuvor bestimmten Neigung der Oberfläche minimiert werden (Brenner et al., 1983) oder durch die Rekonstruktion des wahren Reflexionspunktes auf der Oberfläche (Rémy et al., 1989).

Undulationen der Eisoberfläche in der Größenordnung der Ausleuchtzone können auch zu Fehlern in den aus der Radaraltimetrie abgeleiteten glaziologischen Parametern führen (Arthern et al., 2001). Diese sind jedoch deutlich geringer als die Unsicherheit dieser Parameter nach dem *Retracking* selbst (vergleiche Abschnitt 4.2.6 auf Seite 80ff und Tabelle 5.2 auf Seite 94). Hinsichtlich der Bestimmung von glaziologischen Parametern sind somit der Verlust des Signals und die daraus resultierenden Datenlücken die einzige Einschränkung, die durch Undulationen der Eisoberfläche verursacht wird.

Die räumliche Überdeckung ist durch den Umkehrpunkt des Orbits begrenzt. Bei den ERS-Satelliten liegt die höchste erreichte Breite bei  $\pm 81,5^\circ$ . Entlang der Satellitenspur ist der nutzbare Messpunktabstand abhängig von der Mittelungsrate. Diese liegt zwischen 1 Hz (ESA Datenprodukt ERS.ALT.OPR), entsprechend 7 km Punktabstand und 20 Hz (ESA Datenprodukt ERS.ALT.WAP), entsprechend 0,35 km Punktabstand (European Space Agency, 1993). Der Spurbabstand der ERS-Satelliten, der am Äquator bei ca. 80 km liegt, beträgt bei  $\pm 70^\circ$  im 35 Tage Orbit etwa 27 km (Heidland, 1994). Dadurch ergibt sich das in Abbildung 4.12 auf der nächsten Seite dargestellte Muster der ERS-Satellitenspuren in einem Teil des Untersuchungsgebietes.

Martin et al. (1983) gingen noch davon aus, dass trotz eines theoretischen Eindringens des Radarpulses in den Firnkörper, das Hauptsignal von der Reflexion an der Eisoberfläche stammt. Effekte, die durch das Eindringen des Radarpulses in den Firnkörper bedingt sind, seien demnach vernachlässigbar. Mittlerweile ist es jedoch allgemein anerkannt, dass solche Effekte großen

<sup>21</sup>Bei GEOSAT und SEASAT war das Instrument für Veränderung von ca. 50 Höhenmeter pro Sekunde ausgelegt. Das entspricht in etwa  $0,43^\circ$  Neigung (Zwally und Brenner, 2001).

<sup>22</sup>Während ERS-1 teilweise auch über Eis im Ozeanmodus betrieben wurde, operierte ERS-2 über der Antarktis ausschließlich im Eismodus.

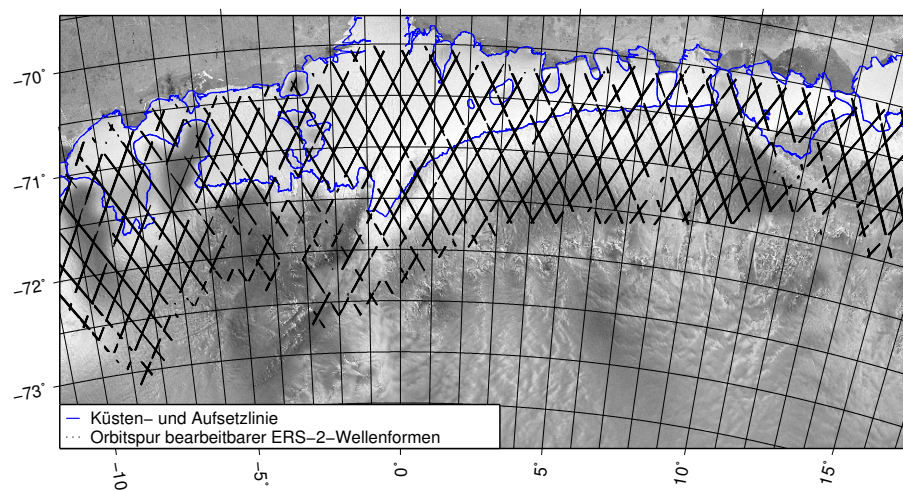


Abbildung 4.12: Fußspur des ERS-2 Radaraltimeters 1996 (Orbit-Nr. 3649-8887)

Einfluss auf das Rückkehrsignal haben und diesen durch geeignete Auswerteverfahren Rechnung getragen werden muss (Yi und Bentley, 1996). Bereits Ridley und Partington (1988) geben einen Tiefenbereich von bis zu 14 m an, der für des Rückkehrsignal des Altimeters relevant sein kann. Das Eindringen des Radarpulses in den Firnkörper verformt das Rückkehrsignal, da ein signifikanter Teil der Rückkehrenergie nicht von der unmittelbaren Reflexion an der Oberfläche sondern zeitverzögert aus dem Firn heraus gestreut wird. Abbildung 4.13 auf der nächsten Seite zeigt deutlich die Unterschiede zwischen Wellenformen, die an den zwei Feldlokationen extrahiert wurden (s. u.).

Der Reflexionspunkt, der für die Bestimmung der Höhe maßgeblich ist, wird mit dem Mittelpunkt der ansteigenden Flanke der Wellenform identifiziert. *A-priori* kann dieser Punkt aus der Wellenform zunächst nur mit der Auflösung der Abtastung im Radaraltimeter bestimmt werden. Für die ERS-Satelliten gilt hier 3,03 ns entsprechend 0,45 m im Ozeanmodus bzw. 12,12 ns oder 1,82 m im Eismodus (Ifremer, 1994). Um beide Effekt (die Verformung der Wellenform und die diskrete Auflösung) zu kompensieren, sind sogenannte *Retracking*-Verfahren entwickelt worden (s. Abschnitte 4.2.4 auf Seite 74ff).

### 4.2.3 Radaraltimetrie und Glaziologie

Die Grundlagen der Wechselwirkung von Mikrowellen und Eis wurden bereits in Kapitel 3.2.1 auf Seite 25ff beschrieben. Im Folgenden wird deshalb lediglich auf die Besonderheiten bei der Behandlung von Daten der Radaraltimetrie, eines aktiven, im Nadir beobachtenden Instruments, in der Glaziologie hingewiesen, insbesondere im Vergleich zum passiven, seitwärts sehenden SSM/I Instrument.

Der Einfluss der Eigenschaften der Oberfläche und der obersten Schichten des Firnkörpers auf das Rückkehrsignal des Altimeters ist in der Literatur gut dokumentiert. Bereits Partington et al. (1989) haben den Weg der Modellierung von Wellenformen und der Anpassung von Modellwellenformen an Originaldaten skizziert. Hierbei benutzten sie ein Modell für Wellenformen, welches von Ridley und Partington (1988) entwickelt wurde. Partington et al. (1989) kommen zu dem Schluss, dass zwar die Oberflächenrauheit recht genau, die Parameter der oberflächennahen



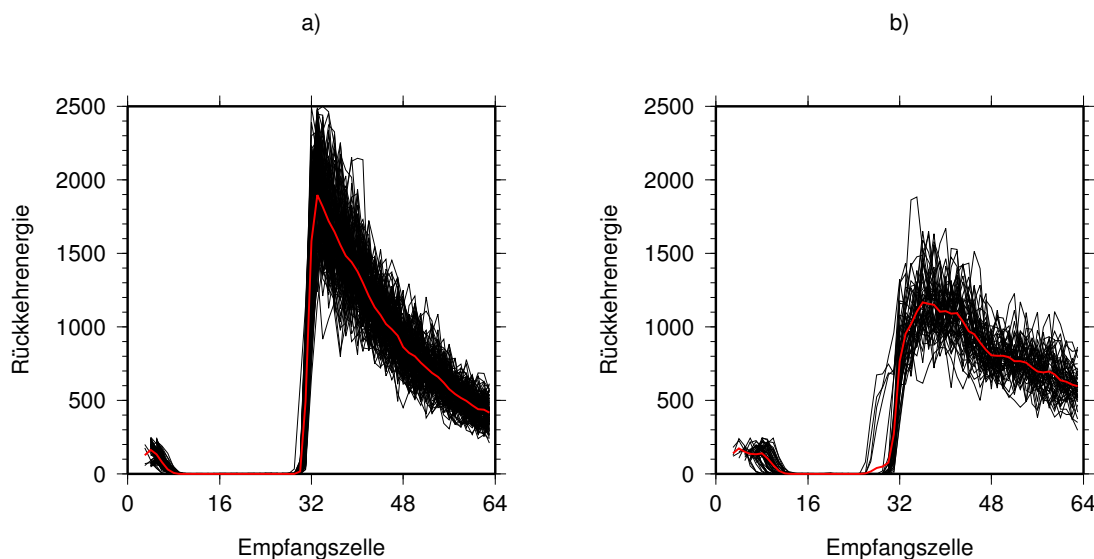


Abbildung 4.13: Gemittelte Wellenformen; a) Lokation *Camp 50m/Ekström-Schelfeis*, b) Lokation *Camp Olymp/Søråsen*

Schichten jedoch nicht eindeutig bestimmt werden können.<sup>23</sup>

Wellenformen, die über Eis registriert werden, sind deutlich flacher ausgeprägt als solche, die über einer Wasseroberfläche aufgezeichnet werden. Dieses liegt vor allem am Eindringen des Signals in den Firnkörper. Zudem zeigen sich deutliche Unterschiede in der Struktur der Wellenformen in Abhängigkeit von der beobachteten Oberfläche. Meereis, Schelfeis und Inlandeis zeichnen sich in der Regel durch jeweils typische Wellenformen aus. Abbildung 4.13 zeigt beispielhaft individuelle und gemittelte Wellenformen, die an den Lokationen der Feldmesskampagne extrahiert wurden. Die Wellenformen vom Ekström-Schelfeis werden von einem scharfen Anstieg auf ein hohes Niveau und einem anschließenden, raschen Abfall gekennzeichnet. Dieses Muster ist für eine Dominanz von Oberflächenreflexion typisch. Im Gegensatz dazu weisen die Wellenformen vom Søråsen eine deutlich niedrigere Maximalamplitude und ein ebenfalls deutlich langsames Abfallen der auslaufenden Flanke auf. Im Anfangsbereich ist der Anstieg zwar auch relativ scharf, nach Erreichen von ca. zwei Drittel der Maximalenergie verringert sich die Anstiegsrate aber deutlich. Diese Form ist typisch für Wellenformen, die geprägt sind durch signifikante Anteile sowohl von Oberflächenreflexion als auch von Volumenstreuung.

Die Rauheit der Eisoberfläche beeinflusst ausschließlich den Anteil der Oberflächenreflexion. Mit anwachsender Rauheit wird insbesondere die ansteigende Flanke der Wellenform flacher. Die Stärke der Volumenstreuung hängt vor allem von der Korngröße des Firns ab. Bei großen Körnern kommt es zu starker (Rück-)Streuung und damit zu einer geringen Eindringtiefe in den Firnkörper. Kleine Kristalle hingegen führen zu geringer interner (Rück-)Streuung, was in einer hohen Eindringtiefe resultiert. Dadurch stammt ein erheblicher Teil des Rückkehrsignals aus größeren Tiefen. Die Folge ist eine deutliche Verlängerung des Abklingens des Signals (Zwally und Brenner, 2001).

Einige Regionen der Antarktis, wie z. B. die Schelfeise der Untersuchungsgebiete dieser Ar-

<sup>23</sup>Partington et al. (1989) führen keine explizite Inversion oder Ausgleichung des Wellenformmodells an die Originaldaten durch sondern passen „interaktiv“ Modellkurven an die Daten an.

beit, unterlaufen während des Jahres an der Oberfläche signifikante Schmelz-Gefrier-Zyklen. Damit verbunden ist die Ausbildung von teilweise großräumigen Eislinsen und Eislagen (s. Abschnitt 4.1 auf Seite 54). Als Folge ist in solchen Gebieten das Rückkehrsignal von Reflexionen an der Oberfläche dominiert. Selbst im polaren Winter bleibt dieses Verhalten erhalten, da der Neuzutrag geringer ist, als die Eindringtiefe des Radarpulses – das Signal bleibt durch oberflächennahe Reflexion dominiert (Ridley und Partington, 1988, s. Abbildung 4.13 auf der vorherigen Seite).

Die Korngröße und die Dichte haben – über den von ihnen bestimmten Extinktionskoeffizienten  $k_e$  – entscheidenden Einfluss auf die Ausprägung der Wellenform hinsichtlich der Volumenstreuung. Diese Parameter wiederum werden unter anderem durch Akkumulationsrate, Temperatur und Wind determiniert (Yi und Bentley, 1996).

Die genannten Zusammenhänge finden sich unter anderem in der Formulierung des Wellenformmodells von Davis und Moore (1993) wieder, das im Rahmen dieser Arbeit Anwendung fand und im Folgenden genauer beschrieben wird. Ein Überblick, welchen Einfluss die einzelnen Parameter auf die Ausprägung des Rückkehrsignals haben, ist bei Ridley und Partington (1988) zu finden.

#### 4.2.4 Wellenformanalyse: *Retracking*

Über einer flachen, rauhen Oberfläche mit symmetrischer Verteilung der Streuzentren wird der Reflexionspunkt in der Wellenform mit dem Zeitpunkt des Erreichens der Hälfte der maximalen Rückkehrenergie in der ansteigenden Flanke identifiziert (Partington und Rapley, 1986). Die *a-priori* Genauigkeit des Systems wird limitiert durch die Länge der Empfangszellen.<sup>24</sup> Instrumentseitige, interne Algorithmen der Signalverfolgung und -präzisierung zentrieren nach Möglichkeit das Rückkehrsignal in der Mitte des Empfangsfensters. Je nach Neigung der Oberfläche wandert das Zentrum der Wellenform aus der Mitte des Empfangsfensters oder es kommt zu einem kompletten Signalverlust. Darüberhinaus werden die Wellenformen über Eis durch komplexe Streuprozesse deformiert. Um die dadurch bedingte Verschiebung des Reflexionspunktes aus der Mitte des Empfangsfensters und aus der Mitte des maximalen Energieniveaus zu rekonstruieren und auch die durch die diskrete Abtastrate bedingte geringe Auflösung zu erhöhen, wurden verschiedene Verfahren zur Signalrekonstruktion, dem sogenannten *Retracking* entwickelt. Die verschiedenen Ansätze für solche *Retracker* lassen sich in zwei Gruppen einteilen.

**Schwellwert-*Retracker*** nutzen alleine die geometrischen Eigenschaften der Wellenform. Bei Verfahren wie z. B. dem sogenannten 25%- oder 50%-*Retracker* wird der Zeitpunkt in der ansteigenden Flanke der Wellenform gesucht, an dem erstmals ein bestimmter Schwellwert (25% oder 50% der maximal erreichten Energie) überschritten wird. Hierbei wird linear zwischen den diskreten Empfangszellen interpoliert. Um Einflüsse zu minimieren, die durch das Rauschen der Wellenform bedingt sind, wurde der *Offset Centre-of-Gravity (OCOG)-Retracker* entwickelt. Hierbei wird die Maximalamplitude ersetzt durch die doppelte Amplitude des Schwerpunkts der Wellenform (Phillips, 1999).

**Funktionale *Retracker*** beruhen auf der Anpassung einer Modellfunktion an die realen Daten. Für den Anteil der Oberflächenreflexion basieren sie alle auf der Beschreibung der Impulsantwort der Reflexion eines Radarpulses an einer ebenen (rauen) Oberfläche („Brownsches

<sup>24</sup>Für die ERS-Satelliten sind die Werte in Tabelle 4.5 auf Seite 79 angegeben.

Reflexionsmodell“, Brown, 1977). Der  $\beta$ -Retracker von Martin et al. (1983) und seine Fortschreibung von Zwally et al. (1994) beruhen auf diesem Ansatz. Sie verzichten jedoch in ihrer Ausformulierung auf jeden (glazial-)physikalischen Bezug. Davis und Moore (1993) erweitern das Brownsche Wellenformmodell um eine Formulierung zur Modellierung des Anteils durch Volumenstreuung. Hier werden explizit die Oberflächenrauheit und der Ex-tinktionskoeffizient als glaziologische Parameter berücksichtigt.

Im folgenden wird nur der in dieser Arbeit verwendete Algorithmus beschrieben.

### Der *UMKC Retracking-Algorithmus*

Der *UMKC-Retracker* ist von Davis (1993) am *Institute for Electrical & Computer Engineering* der Universität von Missouri in Kansas City (Missouri, USA) entwickelt worden und basiert auf einem Wellenformmodell von Davis und Moore (1993). Bei diesem Verfahren wird die Modellierung der Oberflächenreflexion durch den Brown-Algorithmus  $S$  um einen Term zur Berechnung der Volumenstreuung  $V$  erweitert. Der kombinierte Algorithmus  $SV$  ist gegeben durch:

$$SV(\delta) = DC + \frac{A_m}{S_2} \left\{ S(\delta) + \frac{K}{S_1} V(\delta) \right\}. \quad (4.2)$$

Hierbei ist  $\delta$  die inkrementelle Zweiweg-Laufzeit gegeben durch:

$$\delta = t - \frac{2h}{c}. \quad (4.3)$$

$t$  ist die aktuelle, gemessene Zweiweg-Laufzeit.  $DC$  ist der Gleichspannungsterm, der durch thermisches Rauschen im Radaraltimeter selbst verursacht wird.  $A_m$  beschreibt die Maximalamplitude der Wellenform.  $S_1$  und  $S_2$  sind Normierungsfaktoren, mit denen der Volumenanteil  $V(\delta)$  und der Term  $S(\delta) + K/S_1 \cdot V(\delta)$  jeweils zu 1 normiert werden. Der Kombinationsfaktor  $K$  gibt das Verhältnis von Volumenanteil  $V(\delta)$  und Oberflächenanteil  $S(\delta)$  zueinander an.

Davis (1993) wendet dieses Modell auf Daten des GEOSAT-Altimeters von Grönland und der Ostantarktis an. Phillips (1999) modifizierte den Algorithmus für die Anwendung auf Daten des Ozeanmodus des ERS-1 aus der Ostantarktis. Für den Untersuchungszeitraum dieser Arbeit stehen nur Daten im Eismodus des ERS-2 zur Verfügung.

**Der Oberflächenanteil** Brown (1977) nähert die Pulsform, die Antennencharakteristik des Altimeters und die Verteilung der Streuzentren der ebenen, rauhen Oberfläche durch Gaußsche Verteilungsfunktionen an und erhält somit eine geschlossene Formulierung für die Beschreibung der Reflexion eines Radarpulses an der Ozeanoberfläche. Nach diesem so genannten Brown-Modell wird die mittlere Wellenform beschrieben durch

$$S(\delta) = \begin{cases} \frac{1}{2} P_{FS}(0) \left[ 1 + \operatorname{erf} \left( \frac{\delta}{\sqrt{2}\sigma_c} \right) \right] & \text{für } \delta < 0 \\ \frac{1}{2} P_{FS}(\delta) \left[ 1 + \operatorname{erf} \left( \frac{\delta}{\sqrt{2}\sigma_c} \right) \right] & \text{für } \delta \geq 0. \end{cases} \quad (4.4)$$

Die Impuls-Antwortfunktion der ebenen Oberfläche  $P_{FS}(\delta)$  ist gegeben durch

$$P_{FS}(\delta) = \exp \left[ \frac{-4c\delta}{\gamma h} \right]. \quad (4.5)$$

Hierbei ist  $c$  die Vakuum-Lichtgeschwindigkeit und  $h$  die Höhe des Satelliten über Grund. Die Einweg-Öffnungsbreite  $\gamma$  ist gegeben durch

$$\gamma = \frac{2\sin^2(\Theta_{3dB}/2)}{-\ln 0,5}, \quad (4.6)$$

wobei  $\Theta_{3dB}$  der Halbwerts-Öffnungswinkel der Antennencharakteristik ist. Für  $\sigma_c$  gilt

$$\sigma_c = \sqrt{\sigma_p^2 + \left(\frac{2\sigma_s}{c}\right)^2} \quad (4.7)$$

mit der Oberflächenrauheit  $\sigma_s$ . Der Parameter  $\sigma_p$  wird durch die Pulsbreite des Altimeters  $\tau$  bestimmt:

$$\sigma_p = 0,425\tau. \quad (4.8)$$

**Der Volumenanteil** Der Anteil der Rückkehr-Energie auf Grund von Volumenstreuung im Firnkörper als Funktion der Zeit wird beschrieben durch

$$V(\delta) = \begin{cases} 0 & \text{für } \delta \leq 0 \\ \exp\left(\frac{\beta_\tau^2}{t_0^2\beta^4} - \frac{2\delta}{t_0\beta^2}\right) - \exp(\beta_\tau^2 k_e^2 c_s^2 - 2k_e c_s \delta) & \text{für } \delta > 0. \end{cases} \quad (4.9)$$

Davis und Moore (1993) entwickeln diese Formulierung durch die Integration über die Impulsantworten der einzelnen Streuzentren im Firn. Sie betrachten die Rückstreuung auf der Annahme eines sich im homogenen Halbraum (hier: Firnkörper) halbkugelartig fortpflanzenden Signals nach Durchschreiten der Luft-Firn-Grenze zum Zeitpunkt

$$t_0 = \frac{2h}{c}. \quad (4.10)$$

Hierbei beschreibt  $\beta_\tau$  die Halbwerts-Länge des ausgesandten Signals. Die Zweiweg-Strahlbreite  $\beta$  ist gegeben durch

$$\beta = \frac{\Theta_{3dB}}{\sqrt{-4 \ln(0,25)}}. \quad (4.11)$$

$c_s$  ist die mittlere Lichtgeschwindigkeit im Schnee oder Firn. Die erste Exponentialfunktion in Gleichung 4.9 wird ausschließlich von instrumentellen Gegebenheiten bestimmt. Im zweiten Term spiegeln sich die glazial-geophysikalischen Eigenschaften des Firns durch die Parameter  $c_s$  und  $k_e$  wieder.<sup>25</sup> Bei kleinen Werten des Extinktionskoeffizienten  $k_e$  steigt die Wellenform langsam an, da ein großes Volumen zum Rückkehrsignal beiträgt, wenn das Signal tief in den Firnkörper eindringt.<sup>26</sup> Umgekehrt drücken hohe  $k_e$ -Werte ein geringes Eindringen aus. Die Wellenform steigt schnell an, da der Großteil der Rückkehrenergie aus den oberflächennahen Schichten kommt.

<sup>25</sup>Nach Auskunft von Davis (pers. Komm. 1997) sind die Variationen von  $c_s$  innerhalb der Eindringtiefe des Radarpulses unerheblich für das Ergebnis. Es kann ein Mittelwert angenommen werden, ohne das Ergebnis signifikant zu beeinflussen.

<sup>26</sup>Der Zusammenhang zwischen dem Extinktionkoeffizienten  $k_e$  und der Eindringtiefe  $d_p$  wurde bereits in Abschnitt 3.2.1 auf Seite 25ff beschrieben

Tabelle 4.4: *A-posteriori* Ausschlusskriterien für Wellenformen.

Parameter	Minimum	Maximum
$\sigma_s$	0	20
$k_e$	0	10

Bei trockenem Schnee ist ein signifikanter Anteil des Rückkehrsignals durch Volumenstreuung aus den obersten Schichten des Firnkörpers zu erwarten. Bei feuchtem Schnee jedoch steigt der Imaginärteil der Dielektrizitätskonstante deutlich an (s. Abschnitt 3.2.1 auf Seite 30f), wodurch die Energie durch Absorption stark gedämpft wird. Folglich bestimmt vor allem Oberflächenreflexion das Rückkehrsignal.

Das *Retracking* unter Verwendung von funktionalen Algorithmen beruht auf einer Anpassung eines Wellenformmodells an die Messdaten. Für diese Anpassung – Ausgleichung genannt – eignet sich vor allem das Verfahren der Minimierung der Fehlerquadrate (engl: *Least Square Fit*, *LSQ-Fit*, Press et al., 1991). Im ersten Schritt werden die Modellparameter geschätzt. Mit diesem Parametersatz wird eine erste Modellwellenform und die Abweichung von den Originaldaten berechnet. Für diese Startparameter wird die Matrix der Normalgleichungen aus den partiellen Ableitungen erstellt. Daraus ergibt sich ein lineares Gleichungssystem, dessen Lösung die erste Verbesserung darstellt. Mit dieser Verbesserung wird ein neuer Parametersatz berechnet, der als neuer Startparametersatz für eine neue Iteration genutzt wird. Das Verfahren wird solange wiederholt, bis (mindestens) ein Abbruchkriterium erfüllt wird. Typische Abbruchkriterien sind:

- die maximale Anzahl von Iterationen ist erreicht,
- die Verbesserung zwischen zwei Iterationen unterschreitet einen gegebenen Grenzwert,
- die Veränderung der Modellparameter zwischen zwei Iterationen unterschreitet einen gegebenen Grenzwert,
- die Ausgleichung divergiert, das heißt der Fehler zwischen Original- und Modelldaten wird größer.

Abschließend wird das Ergebnis einer Plausibilitätskontrolle unterzogen. Als erfolgreich werden solche Ergebnisse gewertet, deren Werte innerhalb bestimmter Grenzen liegen. Andernfalls wird das Ergebnis verworfen. Die zulässigen Wertebereiche sind in Tabelle 4.4 aufgeführt.<sup>27</sup>

#### 4.2.5 Verwendete Daten

Der ERS-2-Satellit (Abbildung 4.14 auf der nächsten Seite) der European Space Agency (ESA) wurde am 21. April 1995 von Kourou (Französisch-Guayana) an Bord einer Ariane Trägerrakete in seine Umlaufbahn gebracht (vergleiche Tabelle 4.5 auf Seite 79). Seine Konstruktion basiert auf den französischen SPOT-Plattformen. Von den mehr als zwei Tonnen Gesamtmasse des Satellits entfallen 1257 kg auf die Plattform und 888 kg auf die Nutzlast. Neben dem Radaraltimeter sind als wissenschaftliche Instrumente unter anderem das SAR, das Scatterometer und das Along Track Scanning Radiometer (ATSR) auf dem ERS-2 montiert. Die beiden erstgenannten sind aktive Mikrowellensensoren, die bei einer Frequenz von 5,3 GHz (C-Band) arbeiten. Das SAR ist ein bildgebendes Instrument. Es wird über allen Oberflächen der Erde eingesetzt.

<sup>27</sup>Der hohe Wert für die Obergrenze der Oberflächenrauheit  $\sigma_s$  lässt sich dadurch begründen, dass die Oberflächenrauheit durch das *Retracking* von Daten des Eismodus systematisch in etwa dreifach zu hohe Werte ergibt (Phillips, 1999, pers. Komm.).

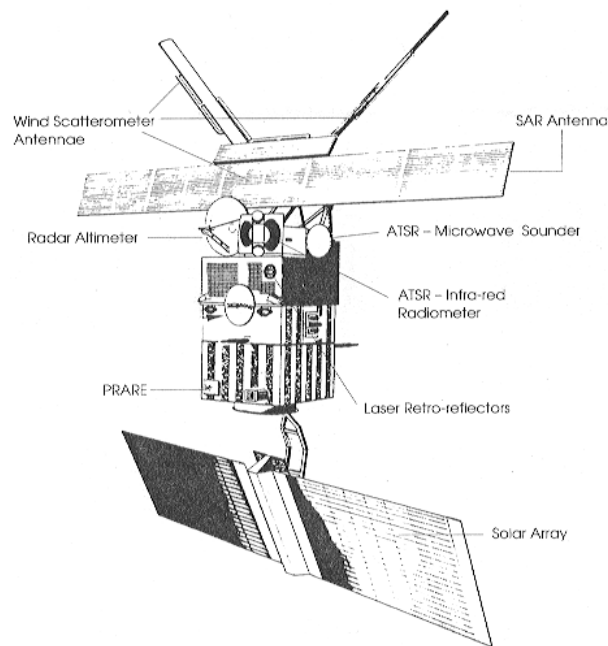


Abbildung 4.14: Der ERS-1/2-Satellit (aus: European Space Agency, 1992)

Im Wellenmodus dient es vor allem zur operationellen Ableitung von Wellenfelder über dem Ozean. Mit dem Scatterometer, das im gleichen Frequenzbereich wie das SAR arbeitet, werden über dem Ozean Windgeschwindigkeits und Windrichtungsfelder gemessen. Das ATSR ist ein passives Instrument. Es misst sowohl im Infrarot als auch im Mikrowellenbereich und dient der Bestimmung der Oberflächentemperatur des Ozeans, der Temperatur der Wolkenseite, der Ausdehnung der Wolkendecke und des Wassergehaltes der Atmosphäre. Darüberhinaus trägt der Satellit Instrumente zur hoch genauen Bahnbestimmung (PRARE, SLR). Die Kommunikation und Datenübertragung erfolgt über S- und X-Band mit verschiedenen Übertragungsraten.

Der Satellit befindet sich im gleichen Orbit wie sein Vorgänger ERS-1. Nach Inbetriebnahme des ERS-2 operierten beide Satelliten in der ersten sogenannten Tandem-Phase. Während dieses Missionsabschnitts wurden die beiden Satelliten in einem konstanten Abstand auf ihrer Bahn gehalten. Durch diese Konfiguration konnte SAR-Interferometrie mit einer großen Basislänge betrieben werden. Im Gegensatz zu ERS-1, der in verschiedenen Orbitgeometrien („Phasen“) geflogen wurde, fliegt ERS-2 ausschließlich im 35-Tage Wiederhol-Zyklus. Die Flugabschnitte sind in Tabelle 4.6 auf der nächsten Seite zusammengestellt. Der ERS-2 bewegt sich auf einer Umlaufbahn in einer Höhe von ca. 780 km über der Erde. Der Orbit ist sonnensynchron. In ca. 100 Minuten umrundet der Satellit einmal die Erde. Er benötigt für einen kompletten Zyklus 501 Umläufe in 35 Tagen. Am Äquator beträgt der Spurbabstand ca.  $0,72^\circ$ , entsprechend ca. 80 km. Die Inklination beträgt  $98,543^\circ$ . Dadurch ist die höchste erreichte Breite  $\pm 81,5^\circ$ .

Das Radaraltimeter der ERS-Satelliten arbeitet bei einer Frequenz von 13,8 GHz ( $K_u$ -Band). Die spezifizierte Genauigkeit bei der Entfernungsmessung wird erreicht durch Pulskompression (*Chirp*-Technik, Chelton et al., 1989). Im Ozeanmodus wird ein  $20 \mu\text{s}$  langer Puls mit einer Bandbreite von 330 MHz generiert und ausgesandt. Im Eismodus ist die Bandbreite auf 82,5 MHz reduziert. Auf Grund der kurzen Pulsdauer und der hohen Wiederholrate wird die Signalverfolgung

Tabelle 4.5: Spezifikationen des ERS-2 Satelliten (European Space Agency, 2002)

Plattformbasis	SPOT
Gesamtmasse beim Start	2157,4 kg
Start	21. April 1995
Orbit	<i>near-circular</i> , pol-nah, sonnensynchron
Höhe	782 km bis 785 km
Große Halbachse	7159,496 km
Inklination	98,543°
Periode	ca. 100 Minuten
Wiederholdauer/Zykluslänge	35 Tage
Geschwindigkeit über Grund	6,7 km/s

Tabelle 4.6: Phasen der ERS-2 Mission (D’Elia und Jutz, 1997, European Space Agency, 2002)

Phase	Beginn	Zyklus Tage	Bemerkung
-	21. April 1995	-	Start
0	21. April 1995	35	Inbetriebnahme Nutzlast
A	2. Mai 1995	35	Inbetriebnahme SAR
B	17. August 1995	35	Tandem-Mission
B	3. Juni 1996	35	Multidisziplinäre Phase

und die *On-Board*-Signalanalyse nicht im Zeit- sondern im Frequenzbereich durchgeführt. Die Übersetzung erfolgt mittels einer sogenannten *Full Deramp*-Technik (Rosmorduc et al., 2009). Durch die Verringerung der Bandbreite des Filters im Eismodus gegenüber dem Ozeanmodus wird so das Empfangsfenster verlängert und damit – um den Preis der deutlich reduzierten Genauigkeit und Auflösung – die Signalverfolgung über Nicht-Ozeanoberflächen verbessert. Das Empfangsfenster ist in 64 Zellen unterteilt. Im Ozeanmodus resultiert daraus eine Länge von 3,03 ns pro Empfangszelle, im Eismodus 12,12 ns. Im Frühsommer 2003 ist die Magnetband-Aufzeichnungseinheit ausgefallen. Seitdem liefert das Radaraltimeter nur noch im Sichtbereich einer Bodenstation Daten.

Von der ESA werden verschiedene Radaraltimeter-Datenprodukte bereitgestellt (European Space Agency, 1993). Für das Wellenform-Produkt (ERS.ALT.WAP) werden 50 Einzelmessung zu einer Wellenform gemittelt. Dadurch werden Datenpunkte mit einer Frequenz von ca. 20 Hz generiert. Das entspricht einer Ortsauflösung von ca. 350 m entlang der Orbitspur. Das in dieser Arbeit verwendete Datenmaterial wird vom Goddard Space Flight Center (GSFC) der NASA in Greenbelt, Maryland (USA) zur Verfügung gestellt (National Aeronautics and Space Administration, 1997). Die Daten basieren auf dem ERS.ALT.WAP-Produkt und haben die volle 20 Hz-Dichte. Sie werden auf zwei einzelne Produkte aufgeteilt. Der *Waveform Data Record* (WDR, „Level 1-Produkt“) enthält neben Informationen über Ort und Zeit der Datenakquisition die vollständigen 20 Hz-Wellenformdaten mit denen ein eigenes *Retracking* möglich ist. Im *Ice Data Record* (IDR, „Level 2-Produkt“) sind unter anderem alle geophysikalischen Korrekturen enthalten, die zur Berechnung von Höhenmodellen benötigt werden.

Tabelle 4.7: Spezifikationen des ERS-2 Radaraltimeters

Masse des Radaraltimeter	ca. 96 kg
Antennendurchmesser	1,2 m
Leistung	50 W
Frequenz	13,8 GHz ( $K_u$ -Band)
Pulsrate	1020 Hz
Pulslänge	20 $\mu$ s Chirp
Bandbreite	330 MHz (Ozeanmodus) 82,5 MHz (Eismodus)
Empfangsfenster ( <i>a priori</i> Genauigkeit)	64 Zellen à 3,03 ns (0,45 m, Ozeanmodus) 64 Zellen à 12,12 ns (1,82 m, Eismodus)
Öffnungswinkel	1,3°

#### 4.2.6 Retracking: Durchführung und Ergebnisse

In Abbildung 4.15 auf der nächsten Seite ist die Verteilung der Anzahl der erfolgreich bearbeiteten Wellenformen (vgl. Seite 77) dargestellt. In den weißen Bereichen nördlich 70° bei 15° Ost bzw. nördlich 67,5° zwischen 50° Ost und 57,5° Ost liegen in dem verwendeten Datenmaterial keine Daten vor. Hier und in allen weiteren Darstellung der Ergebnisse des Retrackings wurde das Raster des GIS mit einer Zellengröße von 12,5 km  $\times$  12,5 km als Grundlage gewählt (s. Abschnitt 3.1.2 auf Seite 21ff). Es wurde keine Interpolation durchgeführt. Das Raster wird nach dem sogenannte *drop-in-the-bucket*-Verfahren gefüllt: Jede Zelle wird mit dem Mittelwert aller in sie fallenden Einzelwerte gefüllt, unbesetzte Zellen bleiben leer. Dadurch bleiben Datenlücken durch Signalverlust und teilweise auch das Muster der Fußspur des Satelliten (s. Abbildung 4.12 auf Seite 72) sichtbar. Zusätzlich wurde hier auch die Maske für Felsaufschlüsse angewandt (vgl. Seite 40). In mehr als 92% der Zellen fielen 20 oder mehr erfolgreich bearbeitete Wellenformen, über deren Ergebnis jeweils gemittelt wurde (s. Abbildung 4.16 auf der nächsten Seite).

Vor dem Ergebnis des Retrackings selbst wird die direkt aus der Wellenform berechnete, so genannten Spitzigkeit (engl.: *Peakiness*) betrachtet. Sie ist definiert als (Laxon, 1994):

$$P = \frac{31,5 \cdot \max(WF)}{\sum_{i=5}^{64} WF_i}. \quad (4.12)$$

Ihre räumliche Verteilung für das Jahr 1996 ist in Abbildung 4.17 auf Seite 82 dargestellt. Zunächst fallen die Schelfeise prinzipiell durch höhere Werte gegenüber dem Inlandeis auf. Der Befund entspricht den für die Lokationen der Schneeschächte extrahierten Wellenformen (s. Abbildung 4.13 auf Seite 73). Die Spitzigkeit für die Lokation *Camp 50km/Ekström-Schelfeis* beträgt  $P = 2,02$ , für die Lokation *Camp Olymp/Søråsen*  $P = 1,22$ . Bei genauerer Betrachtung sind auch auf dem Inlandeis Gebiete mit hoher Spitzigkeit festzustellen. Sie können insbesondere im südwestlichen Teil des Lambert-Amery-Beckens, mit den Bereichen der Klassen 1 und 2 der Klassifikation identifiziert werden. Umgekehrt weisen die Bereiche der Klassen 12 bis 14 niedrige Werte der Spitzigkeit auf. Beides zeigt sich auch in den auf die Oberflächenklassen bezogenen Histogramme in Abbildung 4.18 auf Seite 83.<sup>28</sup> Wegen der großen Schiefe der Verteilung ist nicht

<sup>28</sup>Die Farbe der Histogramme entspricht der der jeweiligen Eisoberflächenklasse (s. Abbildung 3.23 auf Seite 47)



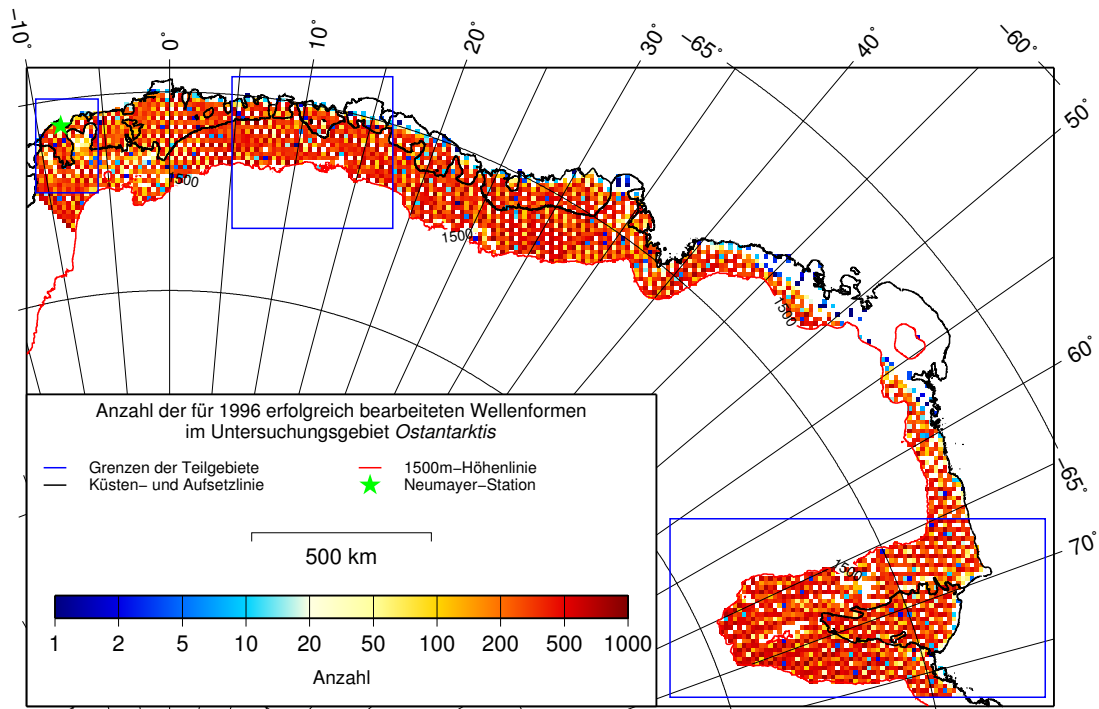


Abbildung 4.15: Verteilung der Anzahl der *erfolgreich* bearbeiteten Wellenformen 1996 (weiße Flecken: s. Seite 80).

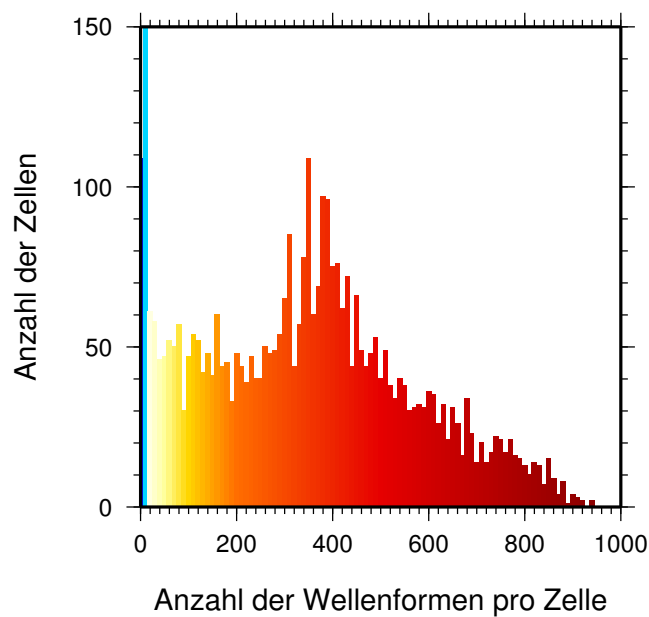


Abbildung 4.16: Histogramm der Anzahl der *erfolgreich* bearbeiteten Wellenformen 1996

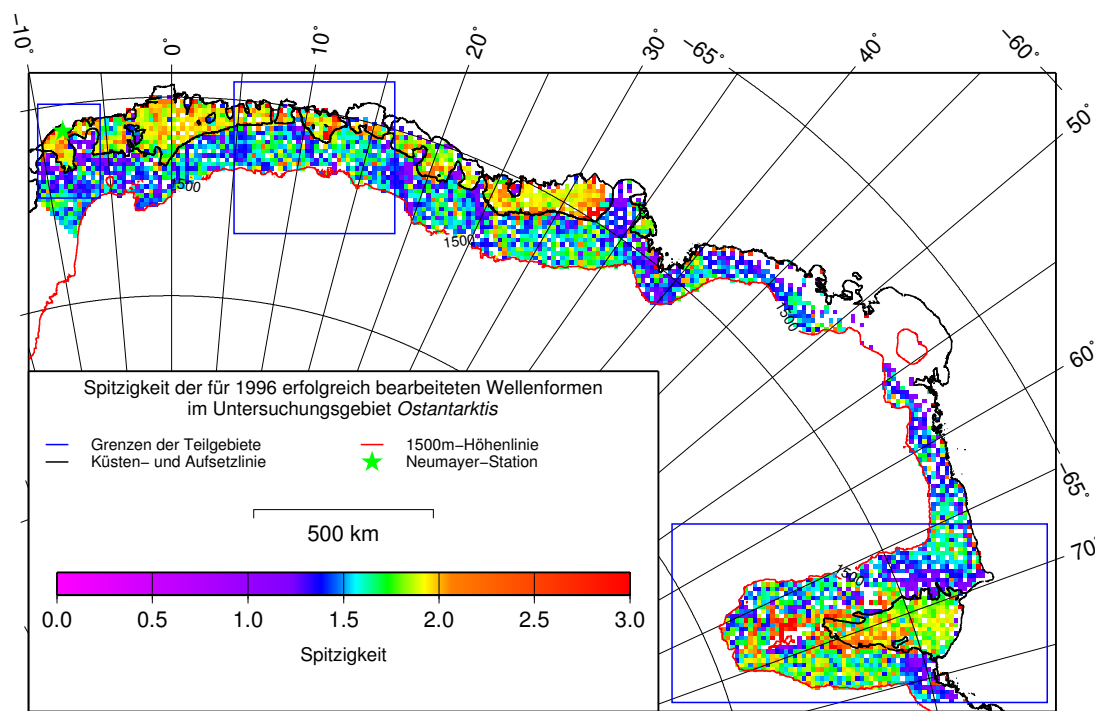


Abbildung 4.17: Verteilung der Spitzigkeit  $P$  1996 (weiße Flecken: s. Seite 80).

nur der Mittelwert ( $L2$ ), sondern auch Median ( $L1$ ) und Modus oder Modalwert (*Least Median of Squares*,  $LMS$ ) angegeben. Insbesondere das Histogramm der Klasse 10 zeigt eine Verteilung, die nicht unimodal ist. Bei solchen multi-modalen wird hier der Mittelwert aller möglicher Modalwerte angegeben. Es ergibt sich, dass in den Oberflächenklassen, die überwiegend auf Schelfeisen realisiert werden (Klassen 3 und 7, vgl. Tabelle 3.9 auf Seite 48) der Medianwert jeweils über 1,9 liegt. In den Klassen, die sowohl Schelf- als auch Inlandeis bedecken (1, 2, 8 und 10), liegt der Medianwert zwischen 1,7 und 1,9. In allen weiteren Klassen, die überwiegend das Inlandeis abdecken, liegt dieser Wert unter 1,6.

Der Extinktionskoeffizient  $k_e$  ist ein Maß für den Energieverlust des Radarpulses entlang des Signalweges, sein Kehrwert ist in erster Näherung mit der Eindringtiefe  $d_p$  zu vergleichen. Mit den bisherigen Resultaten und Interpretationen ist zu erwarten, dass der Extinktionskoeffizient auf Schelfeisen höher als auf Inlandeis ist bzw. die Eindringtiefe auf Schelfeis geringer als auf Inlandeis. Abbildung 4.19 auf Seite 84 zeigt die räumliche Verteilung des Kehrwerts der Extinktionskoeffizienten als Näherung für die Eindringtiefe. Hier separieren die Schelfeise mit niedrigen Werten noch deutlicher vom Inlandeis als bei der Spitzigkeit. Das Ergebnis deckt sich auch mit den Erwartungen, die aus den Ergebnissen der Feldmessungen resultieren. Der deutlich geschichtete, teilweise durch Eislagen gekennzeichnete Firn des Ekström-Schelfeises sollte zu einer geringeren Eindringtiefe führen als der homogenere Firn auf dem Søråsen (s. Abschnitt 4.1.1 auf Seite 59).

Abbildung 4.21 auf Seite 86 zeigt das Ergebnis der Retrackings bezüglich der Oberflächenrauheit  $\sigma_s$ . Das Verteilungsmuster ist konsistent mit den bisherigen Ergebnissen. Der Betrag der Oberflächenrauheit, wie er aus dem Retracking bestimmt wird, ist jedoch deutlich zu groß, wie

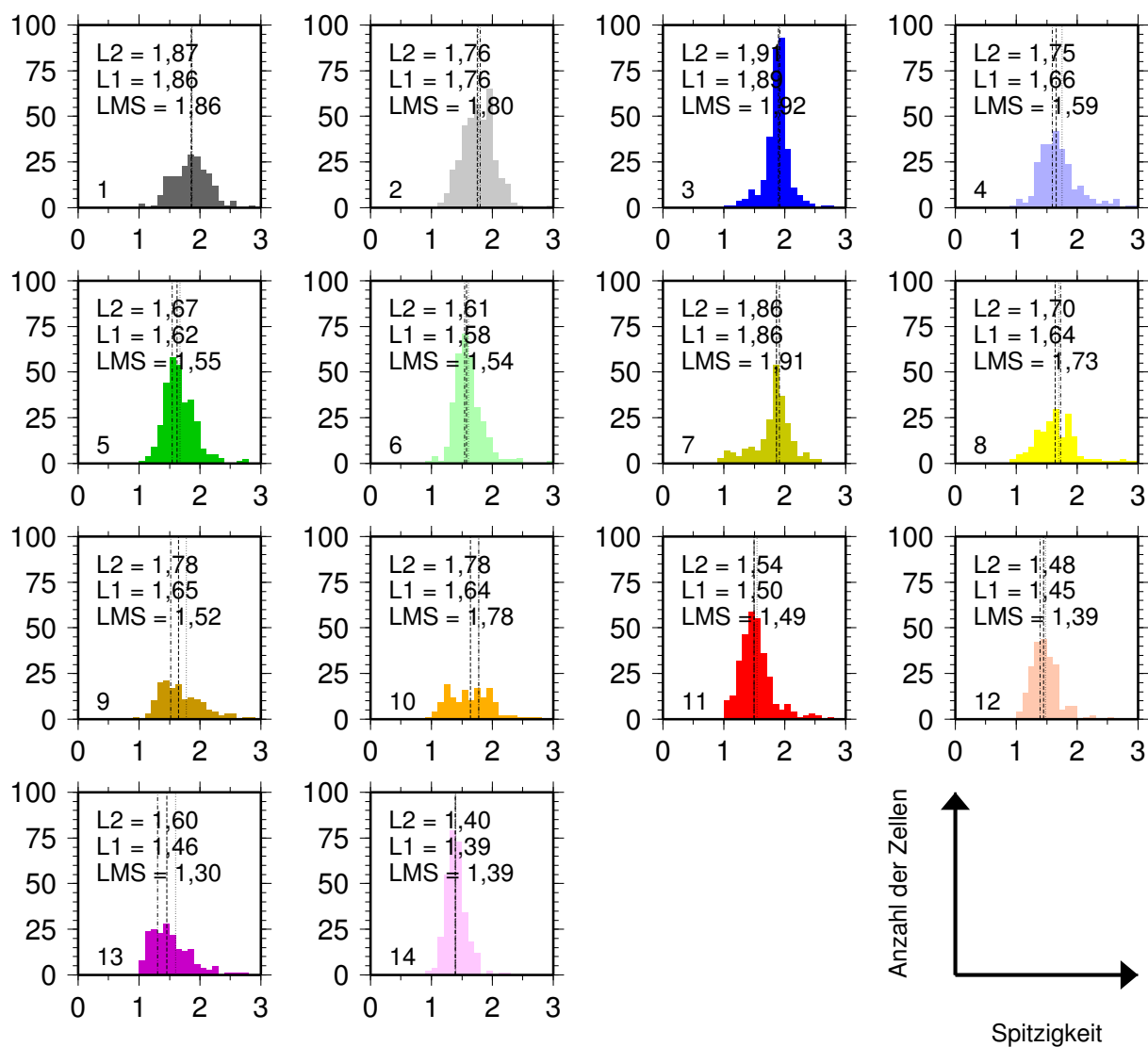


Abbildung 4.18: Histogramme der Spitzigkeit in den Eisoberflächenklassen;  $L2$ : Mittelwert,  $L1$ : Median,  $LMS$ : *Least Median of Squares*, entspricht dem Modus oder Modalwert.

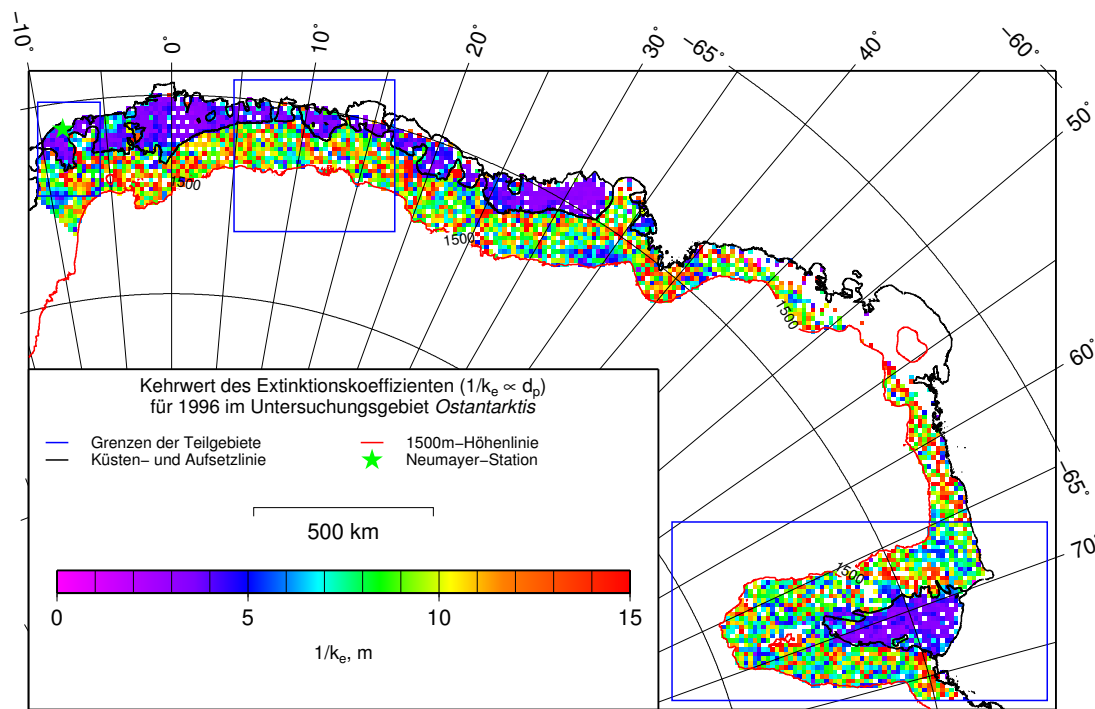


Abbildung 4.19: Verteilung des Wertes  $1/k_e \propto d_p$  in 1996 (weiße Flecken: s. Seite 80).

insbesondere der Vergleich mit den Ergebnissen und Eindrücken der Feldmesskampagne zeigt (s. Abschnitt 4.1.1 auf Seite 59 und Abbildung 4.1 auf Seite 54). Selbst wenn berücksichtigt wird, dass in diesem Zusammenhang nicht die kleinskalige Oberflächenrauheit sondern größere Undulationen der Oberfläche von Belang sind, sind die hier ermittelten Werte zu hoch.<sup>29</sup> Dieses Problem ist auf die Verwendung von Daten des Eismodus zurückzuführen (Phillips, 1999, pers. Komm.). Die hier ermittelten Werte sind ungefähr um einen Faktor 3 zu groß. In den Oberflächenklassen, die von Inlandeis dominiert werden, finden sich Werte über 4,6 m, mit Ausnahme von Klasse 13, deren Modus bei 3,1 m liegt. Dieser Wert liegt eher im Bereich der Oberflächenklassen, die beide Regime abdecken, deren Modalwerte zwischen 2,8 m und 3,4 m liegen. In den Oberflächenklassen, die sich vor allem auf die Schelfeis erstrecken, liegt der Modus unter 1,9 m.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass die Resultate der Analyse der Daten der Radaraltimetrie die Ergebnisse der Klassifikation der Eisoberfläche durch passive Mikrowellendaten unterstützen. Die Histogramme der Parameter weisen zwar eine deutliche Schiefe auf, sind aber mit Ausnahme der Klasse 10 nahezu unimodal. Selbst die Oberflächenklassen 1, 2 und 8, die sich auf beide Regime Inlandeis und Schelfeis erstrecken, zeigen keine signifikante Aufspaltung in zwei oder mehr Verteilungsmaxima. Die Ergebnisse geben wichtige Interpretationshilfen für das Ergebnis der Klassifikation. Während die Feldmessungen an zwei Stellen des Untersuchungsgebietes punktuell detaillierte Daten brachten, liefert die Radaraltimetrie flächendeckend weitere

<sup>29</sup>Die großskaligen Undulationen der Eisoberfläche auf dem Inlandeis sind Spiegel der Bodentopographie (Schoof, 2003). Da Schelfeis im Ozean schwimmen, habe sie eine deutlich flacheren Oberflächentopographie, selbst wenn auch hier Senken auftreten, wie jene am westlichen Übergang vom Ekström-Schelfeis zum Søråsen, die während der Messkampagne auf dem Weg zum *Camp Olymp/Søråsen* durchquert wurde.

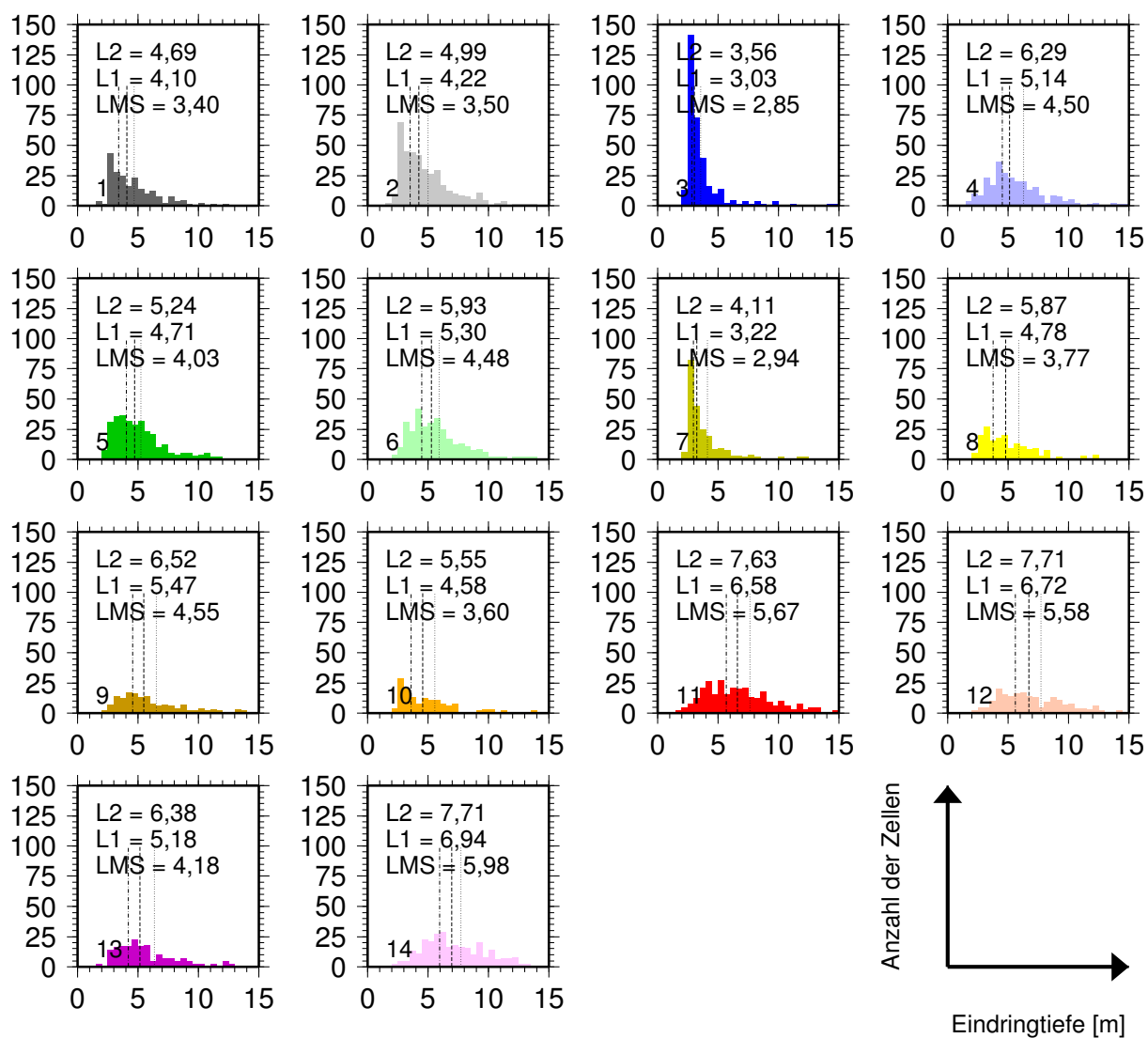


Abbildung 4.20: Histogramme des Wertes  $1/k_e \propto d_p$  in den Eisoberflächenklassen;  $L2$ ,  $L1$ ,  $LMS$ : s. Abbildung 4.18 auf Seite 83.

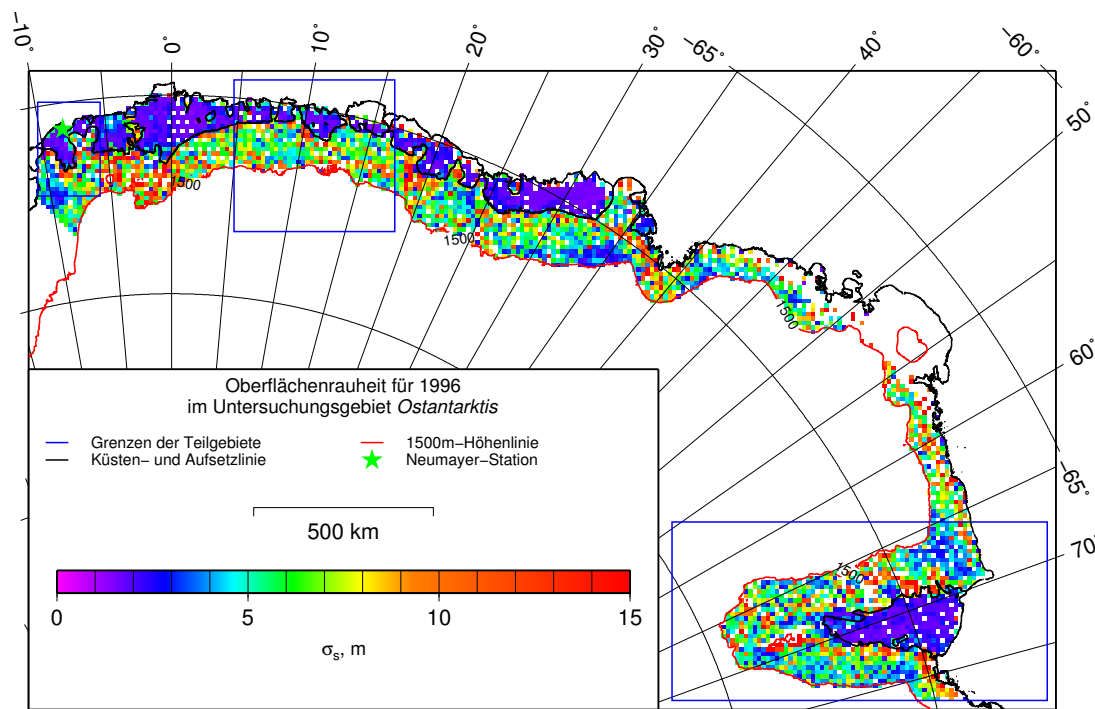


Abbildung 4.21: Verteilung der Oberflächenrauheit  $\sigma_s$  1996 (weiße Flecken: s. Seite 80).

Tabelle 4.8: Modalwerte ( $LMS$ ) der Parameter  $P$ ,  $d_p$  und  $\sigma_s$  in den Eisoberflächenklassen

Klassen	dominantes Regime	$P$	$1/k_e \propto d_p$ m	$\sigma_s$ m
3, 7	Schelfeis	$>1,9$	$<3,0$	$<1,90$
4 - 6, 9, 11 - 14	Inlandeis	$<1,6$	$>4$	$>4$ ; Klasse 13: 3,1
1, 2, 8, 10	—	1,7 - 1,9	3,4 - 3,8	2,8 - 3,4

Orientierung. In Tabelle 4.8 sind die Bereiche der Modalwerte der untersuchten Parameter zusammengefasst aufgeführt, soweit die Eisoberflächenklassen den Regimen Inlandeis und Schelfeis zugeordnet werden können.

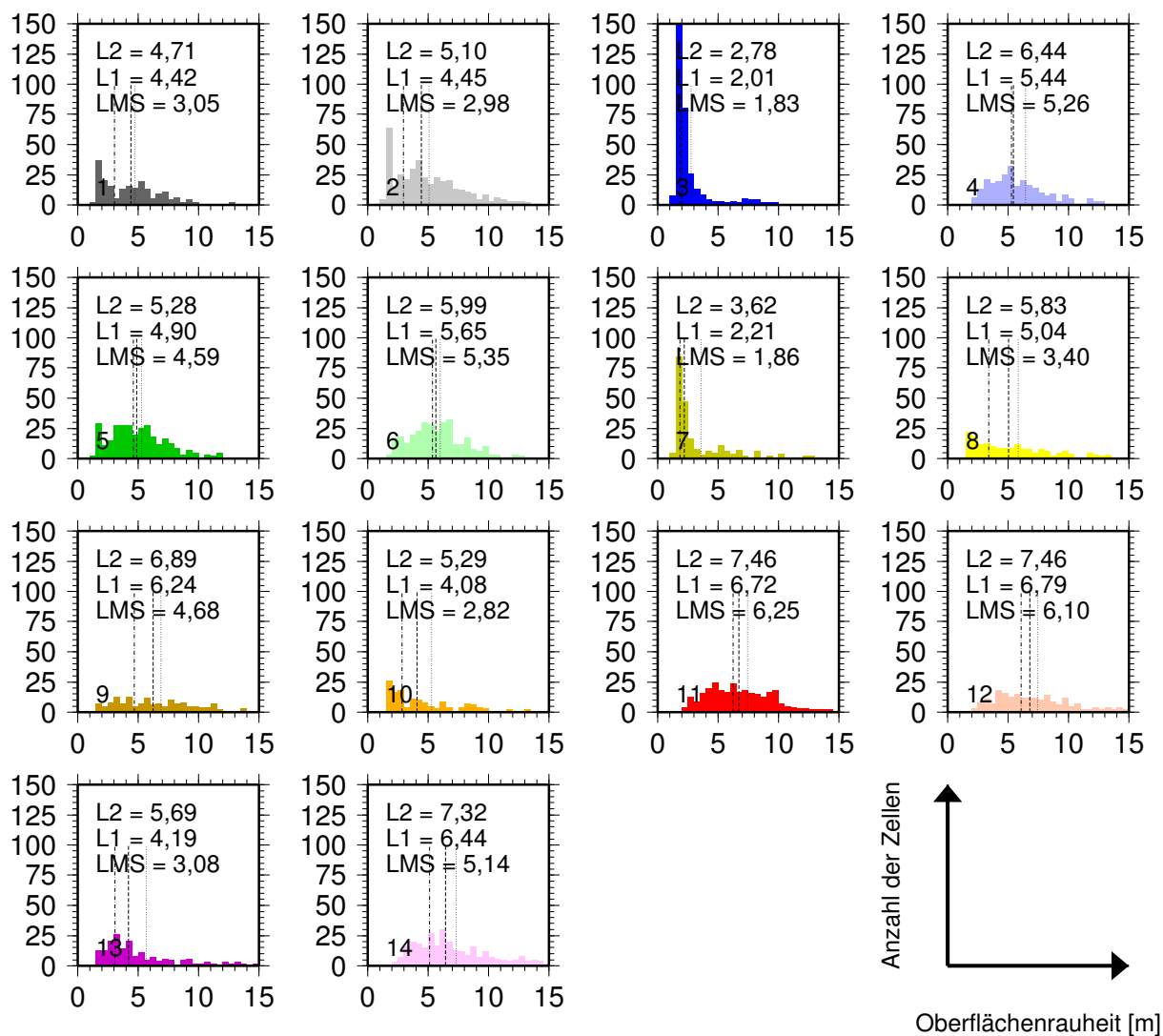


Abbildung 4.22: Histogramme der Oberflächenrauheit  $\sigma_s$  in den Eisoberflächenklassen;  $L2$ ,  $L1$ ,  $LMS$ : s. Abbildung 4.18 auf Seite 83

## Kapitel 5

# Synthese, Analyse, Zeitreihen

### 5.1 Zusammenfassung der wichtigsten bisherigen Ergebnisse

Durch eine unüberwachte radiometrische Klassifikation der Eisoberfläche, basierend auf passiven Mikrowellen-Daten, wurden in einem Teil der Ostantarktis 14 Oberflächenklassen definiert. Die einzelnen Klassen zeichnen sich durch individuell typische spektrale Signaturen aus, die ihrerseits auf spezifischen physikalischen Eigenschaften der oberen Firnschichten beruhen. Die räumliche Verteilung der Klassen folgt nicht allein der Topographie, der lokalen Eisoberflächentemperatur oder den Aufsetzzonen bzw. der Unterteilung Inlandeis/Schelfeis. Deutlich wurden insbesondere radiometrische und somit auch glazial-physikalische Gemeinsamkeiten gerade von Schelfeisen und angrenzendem Inlandeis. Es zeigten sich aber auch Differenzierungen jeweils innerhalb dieser Regime.

Am auffälligsten unter den Gemeinsamkeiten ist eine Art Rinnenstruktur, die an verschiedenen Stellen im Untersuchungsgebiet hervortritt. Bei diesen Rinnen handelt es sich um Gebiete mit – im Vergleich zur Umgebung – niedrigeren Strahlungstemperaturen. Sie umfassen Regionen, die sich teilweise von der meerseitigen Eiskante über das Schelfeis bis weit über die Aufsetzzone auf das Inlandeis erstrecken. Dazu flankierend finden sich Regionen, die auf Grund ihrer erhöhten Strahlungstemperaturen zu eigenen Klassen zusammengefasst werden. Hierbei handelt es sich um Gebiete, die teilweise von der meerseitigen Eiskante bis in hochgelegene Regionen reichen, aber sich fast ausschließlich auf dem Inlandeis befinden.

Eine Analyse der aus AVHRR-Daten abgeleiteten Verteilung der Jahresmittelwerte der Eisoberflächentemperatur zeigt deutlich, dass die Resultate nicht allein auf die räumliche Verteilung der Eisoberflächentemperatur zurückzuführen sind (s. Abbildung 3.24 auf Seite 49). Die Zusammenstellung der Extrem- und Mittelwerte und der Standardabweichung der mittleren Eisoberflächentemperatur für 1996 in Tabelle 3.10 auf Seite 51 zeigt, dass trotz einer Differenz zwischen der niedrigsten und der höchsten Temperatur von ca. 15 K, die Mittelwerte zwischen den Klassen um weniger als 4 K variieren. Die mittleren Strahlungstemperaturen variieren je nach Frequenz und Polarisation hingegen um Beträge von ca. 40 K (vgl. spektrale Signaturen in Abb. 3.23 auf Seite 47). Die Entkoppelung von Eisoberflächen- und Strahlungstemperatur in Bezug auf das Klassifikationsergebnis zeigt sich vor allem an den Korrelationskoeffizienten, die zwischen -0,17 und 0,48 liegen (s. Tabelle 5.1 auf der nächsten Seite). Sie wird auch an den Unterschieden in der Verteilung der Strahlungstemperaturen (Abbildung 5.1 auf Seite 90) und der Eisoberflächentemperatur (Abbildung 3.24 auf Seite 49) deutlich: So haben weder die Rinnen-



Tabelle 5.1: Korrelationskoeffizient zwischen Eisoberflächentemperaturen und Strahlungstemperaturen

Frequenz, Polarisierung	Region <i>Ekströmisien</i>	Region <i>Ostantarktis</i>
19, H	0,20	-0,04
19, V	0,02	-0,17
37, H	0,22	0,06
37, V	0,02	-0,08
85, H	0,48	0,29
85, V	0,33	0,17

strukturen noch die Bereiche erhöhter Strahlungstemperatur Entsprechungen in der Verteilung der Eisoberflächentemperatur.

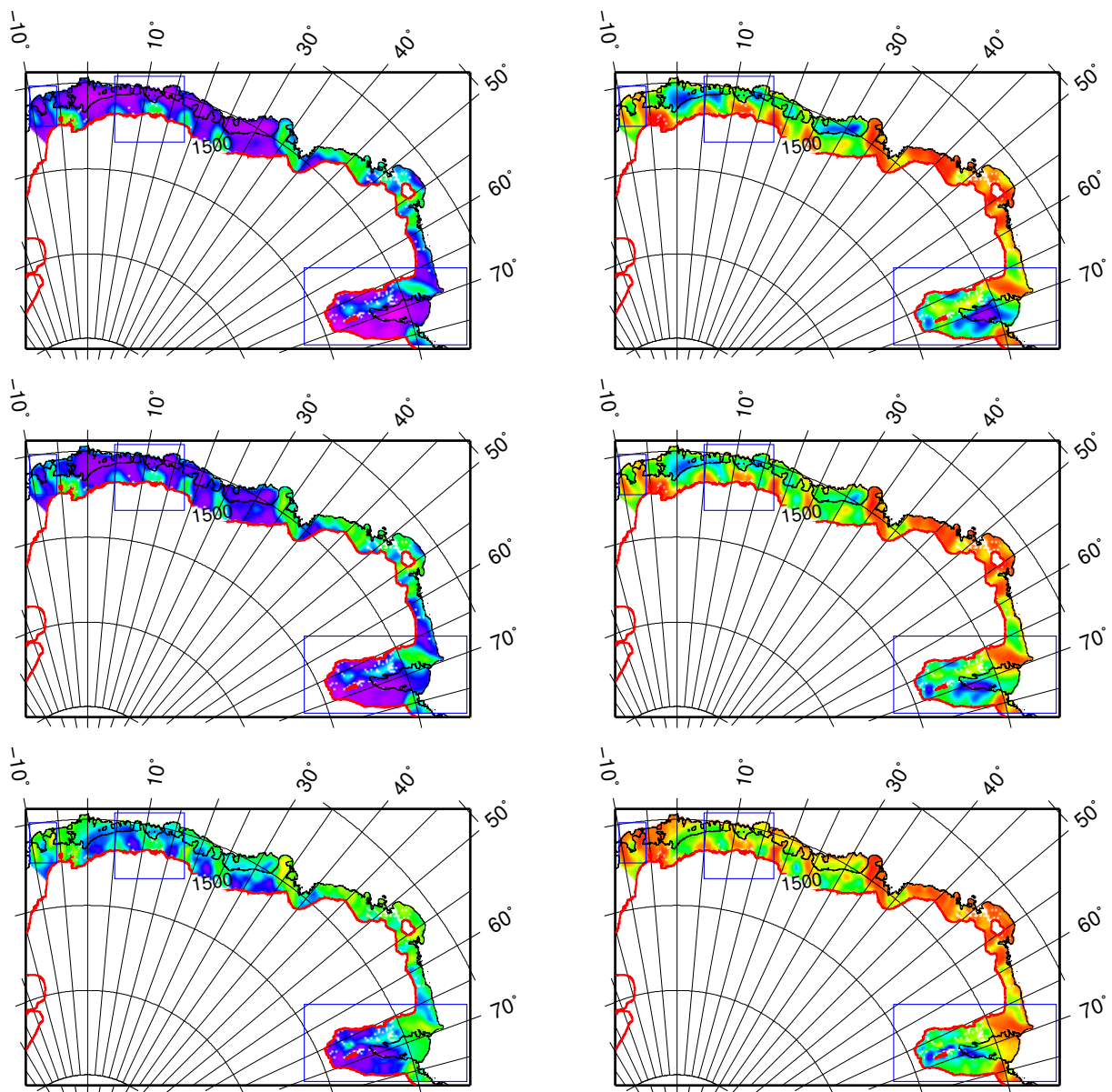
Die Schelfeise werden im wesentlichen durch die Klassen 3 und 7 beschrieben (vgl. Tabelle 3.9 auf Seite 48). Der Flächenanteil dieser beiden Klassen beträgt zusammen fast 50% der gesamten Schelfeisfläche. Klasse 10 ist zu etwa gleichen Teilen auf Schelf- und Inlandeis verteilt, nimmt aber 10% der Schelfeisfläche selbst gegenüber nur knapp 4% der Inlandeisfläche ein. Alle anderen elf Klassen befinden sich jeweils zu über 60% auf dem Inlandeis, mit einem Anteil von jeweils über 95% in den Klassen 4, 6, 9, 11, 12 und 14.

Die Feldmessungen ermöglichen die glazial-physikalischen Einordnung und Überprüfung der Klassen 7 (*Camp 50km/Ekström-Schelfeis*) und 13 (*Camp Olymp/Søråsen*) an ausgewählten Positionen. Die Firnprofile belegen grundlegende glaziologische Unterschiede zwischen den beiden Regionen. Die Schächte auf dem Ekström-Schelfeis waren gekennzeichnet durch solide Eislagen, einer Jahresschichtdicke von 0,5 m bis 0,7 m und großen Kristallen. Auf dem Søråsen wurde, mit Ausnahme der grobkörnigen Becherkristalle, feinkörniger Firn mit einer Jahresschichtdicke von über 1 m angetroffen. Die Oberflächenrauheit unterscheidet sich in unmittelbarer Umgebung der Schneeschächte nicht signifikant. Auf den Wegen zu den Lokationen konnten sowohl auf dem Schelfeis als auch dem Søråsen bzw. auf dessen Flanke Gebiete mit Sastrugis unterschiedlicher Form und Größe festgestellt werden.

Das grobkörnige Material, das auf dem Schelfeis vorgefunden wurde, gepaart mit den ausgeprägten vereisten Lagen, führt auf Grund der erhöhten internen Streuung zu verminderten Strahlungstemperaturen und zu Wellenformen mit hohen Spitzigkeits-Werten. Das feinkörnigere Material des Søråsens begünstigt hohe Emissivitäten (und damit hohe Strahlungstemperaturen) für die passiven Mikrowellen und einen deutlichen Anteil von Volumenstreuung (entsprechend Wellenformen mit niedriger Spitzigkeit) in der Radaraltimetrie.

Das Ergebnis der Analyse der Daten der Radaraltimetrie durch *Retracking* wird durch die beiden Regime *Schelfeis* und *Inlandeis* dominiert, was zunächst nicht durchgängig im Einklang mit dem Ergebnis der Eisoberflächenklassifikation steht. Die Ergebnisse des *Retrackings* können jedoch nach differenzierter Analyse durchaus zur weiteren detaillierten Beschreibung der einzelnen Klassen herangezogen werden.

Die gewählte Methode der unüberwachten radiometrischen Klassifikation hat sich als sinnvoller Weg erwiesen. Sie hat eine Verteilung von zusammengehörigen („glaziologisch ähnlichen“) Gebieten aufgedeckt, die in dieser Form nicht erwartet wurde.



Strahlungstemperaturen im Untersuchungsgebiet Ostantarktis

- Grenzen der Teilgebiete
- 1500m-Höhenlinie
- Küsten- und Aufsetzlinie

1000 km



160 170 180 190 200 210 220 230 240

$T_B, K$

Abbildung 5.1: Verteilung der mittleren Strahlungstemperaturen 1996

## 5.2 Analyse und Interpretation

### 5.2.1 Definition und Analyse der relevanten Parameter

Aus der Kenntnis von Modellen der Streutheorie ist es möglich, Rückschlüsse auf die Ursachen der Strahlungsmuster zu ziehen. Allerdings bleiben sie auf der Basis der bisher verwendeten Daten mehrdeutig. Unterschiedliche glaziologische Verhältnisse können identische Strahlungsmuster ergeben. Sowohl durch Eislagen segmentierte Firnschichten als auch grobkörniges oberflächennahes Material führen zu einer Erhöhung der internen Streuung und somit zu einem Strahlungsverlust an der Oberfläche – die Strahlungstemperatur sinkt. Umgekehrt haben feinkörnige, ungeschichtete Medien einen geringen Strahlungsverlust, was – bei ähnlicher physischer Temperatur – zu vergleichsweise hohen Strahlungstemperaturen führt. Die glaziologischen Phänomene (Schichtung, Körnung) sind aber alleine aus passiven Mikrowellendaten nicht trennbar. Die passiven Mikrowellensensoren detektieren zwar die niedrigeren Strahlungstemperaturen, aber nicht die diese verursachenden Oberflächen- oder Materialeigenschaften.

Auch wenn es einige Ansätze zur Modellierung der Emission von passiven Mikrowellen auch von geschichtetem Firn (Wiesmann et al., 2000) gibt, die Inversion zur Bestimmung der glazial-geophysikalischen Parameter ist jedoch sehr kompliziert und konnte bisher nicht erfolgreich durchgeführt werden (Mätzler, 2000, pers. Komm.). Einige abgeleitete Größen lassen sich aber mit glazial-geophysikalischen Eigenschaften des Firns in Verbindung bringen. Folgende Größen werden zur Interpretation genutzt (s. Abschnitt 3.2.1 auf Seite 31ff, hier wird bei mehreren möglichen Kanalkombinationen nur die im Weiteren verwendete angegeben):

- räumliche Verteilung der Korngröße: Frequenz-Gradienten-Verhältnis

$$FGR_{37V,19V} = \frac{T_{B,37V} - T_{B,19V}}{T_{B,37V} + T_{B,19V}}$$

Der  $FGR$  sinkt besonders für die vertikalen Polarisierungen  $FGR_{37V,19V}$  mit zunehmender Korngröße (Surdyk und Fily, 1993).

- räumliche Verteilung der Dichte: Polarisations-Gradienten-Verhältnis

$$PGR_{19} = \frac{T_{B,19V} - T_{B,19H}}{T_{B,19V} + T_{B,19H}}$$

Je höher der Quotient insbesondere bei niedrigen Frequenzen (z. B.  $PGR_{19}$ ) ist, desto niedriger ist die Dichte des Firns (Surdyk und Fily, 1993).

- räumliche Verteilung Stratifizierung: Differenz zweier Polarisations-Gradienten-Verhältnisse

$$\Delta PGR_{19,37} = PGR_{19} - PGR_{37}$$

Hohe Werte von  $\Delta PGR_{19,37}$  spiegeln eine hohe Stratifizierung (“Anzahl der Schichten pro Meter“) wider (Surdyk und Fily, 1993).

- Extinktionskoeffizient: Emissions- bzw. Eindringtiefe

Der Extrinktionskoeffizient  $k_e$  ist einer der Parameter der Retrackings. Er beschreibt über die Näherung  $d_p \propto 1/k_e$  die Eindringtiefe des Radarsignals in den Firn. Für die passiven

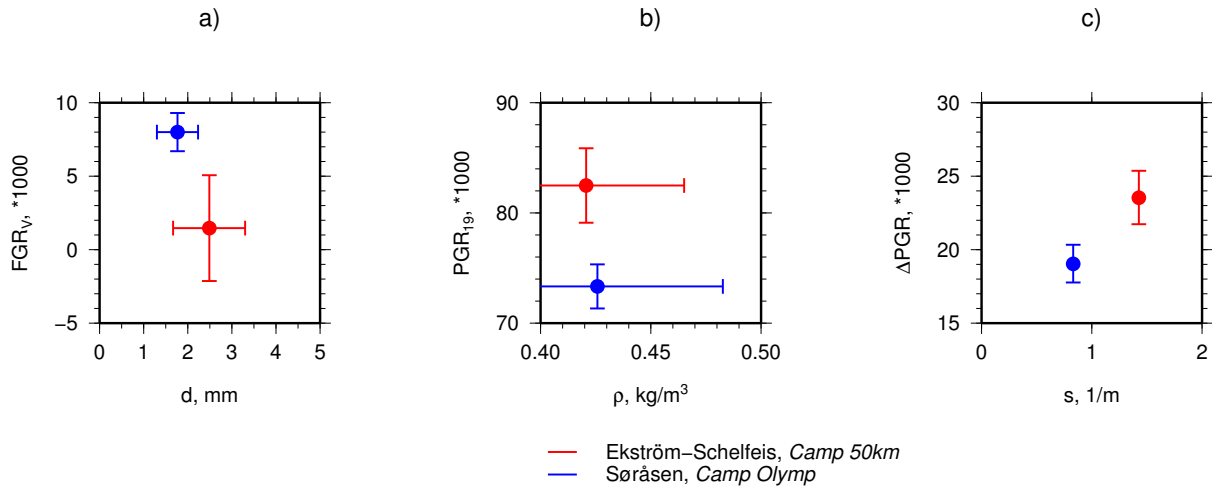


Abbildung 5.2: Zusammenhang von a)  $FGR_{37V,19V}$  und der Korngröße  $d$ , b)  $PGR_{19}$  und der Dichte  $\rho_s$  sowie c)  $\Delta PGR_{19,37}$  und der Stratifizierung

Mikrowellen kann der Wert als Abschätzung der maximalen Emissionstiefe herangezogen werden, da bereits die niedrigste SSM/I-Frequenz (19 GHz) höher ist, als die des Radaraltimeters (13,5 GHz) und die Emissionstiefe mit steigender Frequenz abnimmt.

- Oberflächenrauheit

Das Retracking liefert einen Anhaltswert für die Oberflächenrauheit  $\sigma_s$ . Obwohl der mit dem hier verwendeten Verfahren ermittelte Wert systematisch etwa das dreifache des Wertes beträgt, der *in-situ* ermittelt wurde (vgl. S. 84), können die Ergebnisse zur Orientierung über die Verteilung im Sinne von *hohe Rauheit* oder *niedrige Rauheit* genutzt werden.

## 5.2.2 Glazial-geophysikalische Interpretation

Für die Positionen der Schneeschächte wurden für die genannten Parameter Jahresmittelwerte aus den SSM/I-Daten berechnet und mit den Feldmessdaten verglichen. Abbildung 5.2 zeigt, dass die genannten Zusammenhänge für die Lokationen der Schneeschächte bestätigt werden können: die höhere Korngröße auf dem Ekström-Schelfeis geht mit einem niedrigeren  $FGR_V$  (Abbildung 5.2a auf dieser Seite) einher, die höhere Dichte des Firns auf dem Søråsen mit einem niedrigeren  $PGR_{19}$  (Abb. 5.2b auf dieser Seite) und die höhere Stratifizierung auf dem Ekström-Schelfeis mit einem höheren  $\Delta PGR$  (Abb. 5.2c auf dieser Seite).

Damit können die beiden Eisoberflächenklassen 7 und 13, die durch die Schneeschachtlokalationen repräsentiert werden, wie folgt glaziologisch beschrieben werden:

Klasse 7 (Ekström-Schelfeis, Camp 50km) ist gekennzeichnet durch

1. mittlere Strahlungstemperatur und
2. hohe Eisoberflächentemperatur.

Aus den abgeleiteten Größen der passiven Mikrowellen und dem Ergebnis des *Retrackings* kann geschlossen werden, dass der Firn im Gebiet dieser Klasse

- sehr grobkörnig,
- stratifiziert ist und

- eine niedrige Dichte hat.

Der hohe Extinktionskoeffizient verweist auf eine geringe Emissions- und Eindringtiefe.

Klasse 13 (Søråsen, *Camp Olymp*) ist gekennzeichnet durch:

1. hohe Strahlungstemperaturen,
2. niedrige Eisoberflächentemperaturen,

Ferner kann hier aus den abgeleiteten Parametern gefolgert werden, dass der Firn im Bereich der Klasse 13

- grobkörnig,
- ohne signifikante Stratifizierung ist und
- eine hohe Dichte hat.

Der sehr niedrige Extinktionskoeffizient deutet auf eine hohe Emissions- und Eindringtiefe hin.

Aus den jeweils ersten beiden Punkten wird deutlich, dass die die Emissivität beeinflussenden glaziologischen Faktoren die von der Topographie bedingten Variationen – insbesondere auf Grund der Eisoberflächentemperatur – des Strahlungsmusters überdecken.

An Hand der beiden Klassen, die durch die Feldmessungen genau beschrieben werden können, wurden nun die übrigen Klassen näher bestimmt. Die Bestimmung erfolgt qualitativ vergleichend da keine Werte z. B. durch Inversion abgeleitet werden.

Um alle 14 Eisoberflächenklassen weiter in ihren glaziologischen Eigenschaften zu beschreiben, wurden für jede Klasse und für das Untersuchungsgebiet im Ganzen für 1996 Jahresmittelwerte und die zugehörigen Standardabweichung  $\sigma$  für die Größen Polarisationsgradientenverhältnis  $PGR_{19}$  und  $PGR_{37}$ , Differenz der Polarisationsgradientenverhältnisse  $\Delta PGR$  und Frequenzgradientenverhältnis  $FGR_{37V,19V}$  und der Medianwert für den Extinktionskoeffizient  $k_e$  und die Oberflächenrauheit  $\sigma_s$  ermittelt. Die Werte sind in Tabelle 5.2 auf der nächsten Seite aufgeführt und in Abbildung 5.3 auf Seite 95 dargestellt und mit den glaziologischen Eigenschaften verknüpft. Anschließend wurden die Mittel- bzw. Medianwerte in den einzelnen Klassen zu dem Mittel- bzw. Medianwert des gesamten Untersuchungsgebiets in Bezug gesetzt. Dadurch ist es möglich, der Eisoberfläche aller Klassen ein relatives Maß (*hoch, erhöht, mittel, vermindert* und *gering*) für die den Parametern zugeordneten Firneigenschaften zuzuweisen. Das Ergebnis ist in Tabelle 5.3 auf Seite 97 dargestellt. Es zeigt sich, dass alle 14 Klassen unterschiedliche Eigenschaften aufweisen: jede Klasse ist in ihren Eigenschaften einzigartig.

Für vier der fünf untersuchten Firneigenschaften stimmt das Ergebnis des Rückschlusses von den Mittel- bzw. Medianwerten der betrachteten Parameter auf die jeweilige Eigenschaft im gesamten Untersuchungsgebiet mit den Resultaten der Schneeschächte überein. Die Dichte der Klasse 7, dem das Schelfeis zugeordnet wird, ist niedriger als in den Klasse 13, der der Søråsen zugewiesen wird. In der Stratifizierung findet sich auch der Sachverhalt wieder, dass der Firn auf dem Schelfeis mehr geschichtet ist als auf dem Höhenrücken. Die Zuordnung der Oberflächenrauheit entspricht ebenfalls im Wesentlichen den Beobachtungen im Umfeld der Schneeschächte.<sup>30</sup> Die Emissionstiefe kann nicht direkt bestimmt werden. Jedoch entspricht das Ergebnis der Klassifikation dem, was aus den bisher beschriebenen Firneigenschaften geschlossen werden kann. Lediglich für die Korngröße werden den Klassen, in denen die Schneeschächte sich befinden, den *in-situ*-Messungen widersprechende Eigenschaften zugewiesen. Die Feldmessungen haben

<sup>30</sup>Die kleinskalige Rauheit ist an den Schneeschächten auf dem Ektröm-Schelfeis zwar höher als auf dem Søråsen, jedoch sind die Werte unter Einbeziehung der Standardabweichung nicht unbedingt signifikant. Darüberhinaus wird das Signal der Radaraltimetrie von Oberflächenrauheit bis in den Dezimeter-Bereich beeinflusst. Hier stimmt das Resultat der Klassifizierung mit den Feldbeobachtungen überein.

Tabelle 5.2: Mittelwert und Standardabweichung ( $PGR_{19}$ ,  $\Delta PGR$ ,  $FGR_{37V,19V}$  und  $XPGR$ ) und Medianwert ( $k_e$ ,  $1/k_e \propto d_p$  und  $\sigma_s$ ) der ausgewerteten Parameter; Lokationen Ek: Ekström-Schelfeis/Camp 50km, Sø: Søråsen/Camp Olymp

Klasse	Lokation	$PGR_{19}$ $\times 10^3$	$\Delta PGR$ $\times 10^3$	$FGR_{37V,19V}$ $\times 10^3$	$k_e$ $m^{-1}$	$1/k_e \propto d_p$ m	$\sigma_s$ m
alle		74,91 (18,48)	14,98 (8,10)	1,83 (15,79)	0,228	4,4	5,31
1		88,75 (23,29)	21,83 (7,79)	-1,81 (20,14)	0,249	4,0	4,64
2		91,75 (22,05)	22,60 (9,23)	7,96 (17,24)	0,230	4,3	5,52
3		78,27 (12,73)	19,99 (8,37)	18,80 (21,08)	0,303	3,3	2,82
4		71,24 (15,05)	13,00 (5,31)	-11,99 (11,41)	0,205	4,9	6,21
5		80,63 (15,48)	16,57 (6,34)	3,26 (13,58)	0,247	4,0	4,63
6		83,10 (12,86)	14,85 (5,53)	-2,96 (10,84)	0,210	4,8	5,68
7	Ek	80,41 (14,84)	18,68 (8,65)	12,43 (16,47)	0,296	3,4	3,71
8		76,99 (15,72)	15,38 (7,07)	5,01 (14,11)	0,218	4,6	5,77
9		56,56 (8,94)	9,82 (3,32)	-9,60 (11,01)	0,211	4,7	6,38
10		78,02 (19,58)	16,73 (7,67)	8,03 (13,45)	0,242	4,1	4,59
11		70,64 (13,00)	11,36 (4,74)	-4,64 (9,11)	0,190	5,3	6,86
12		64,15 (12,34)	9,15 (4,79)	-5,08 (8,29)	0,156	6,4	7,28
13	Sø	70,58 (17,46)	14,01 (7,03)	4,49 (10,96)	0,206	4,9	5,13
14		60,45 (11,85)	8,80 (5,45)	-2,57 (8,14)	0,168	6,0	6,03

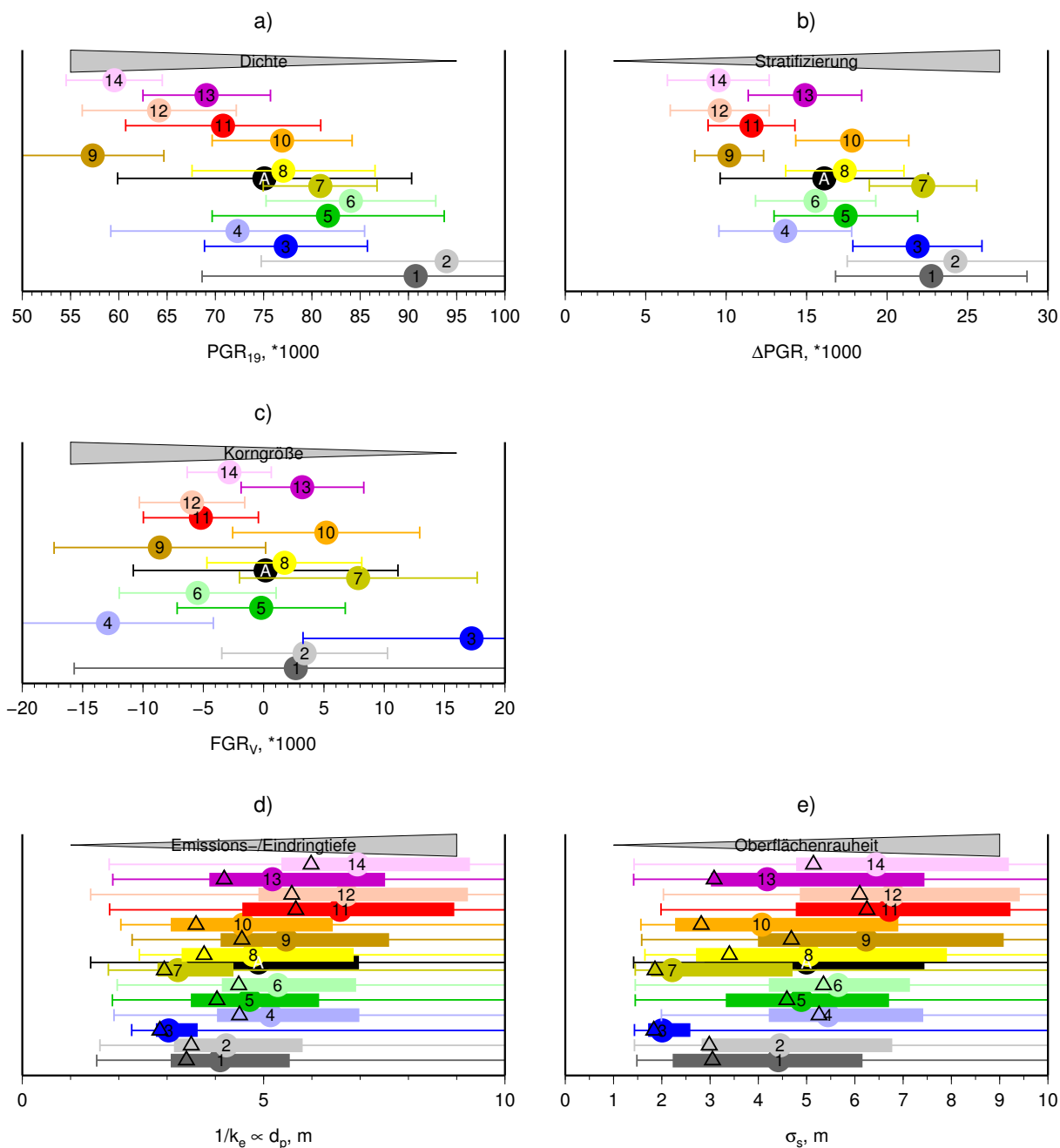


Abbildung 5.3: Mittel- und Medianwerte der ausgewerteten Parameter; a) - c) Mittelwerte und Standardabweichung der aus den passiven Mikrowellen abgeleiteten Parametern; d) und e) Medianwerte (gefüllter Kreis), Minimum und Maximum (mit dünnem Fehlerbalken), 25%- und 75%-Quartile (mit fettem Balken verbunden) und Modalwert (gefüllte Dreiecke) der aus der Radaraltimetrie abgeleiteten Parameter als so genannte Box-Plots; Farbgebung wie in der Klassifizierung u. a. in Abbildung 3.23 auf Seite 47, zusätzlich ist der Mittel- bzw. Medianwert über alles eingetragen (schwarz, „A“, zwischen den Klassen 7 und 8)

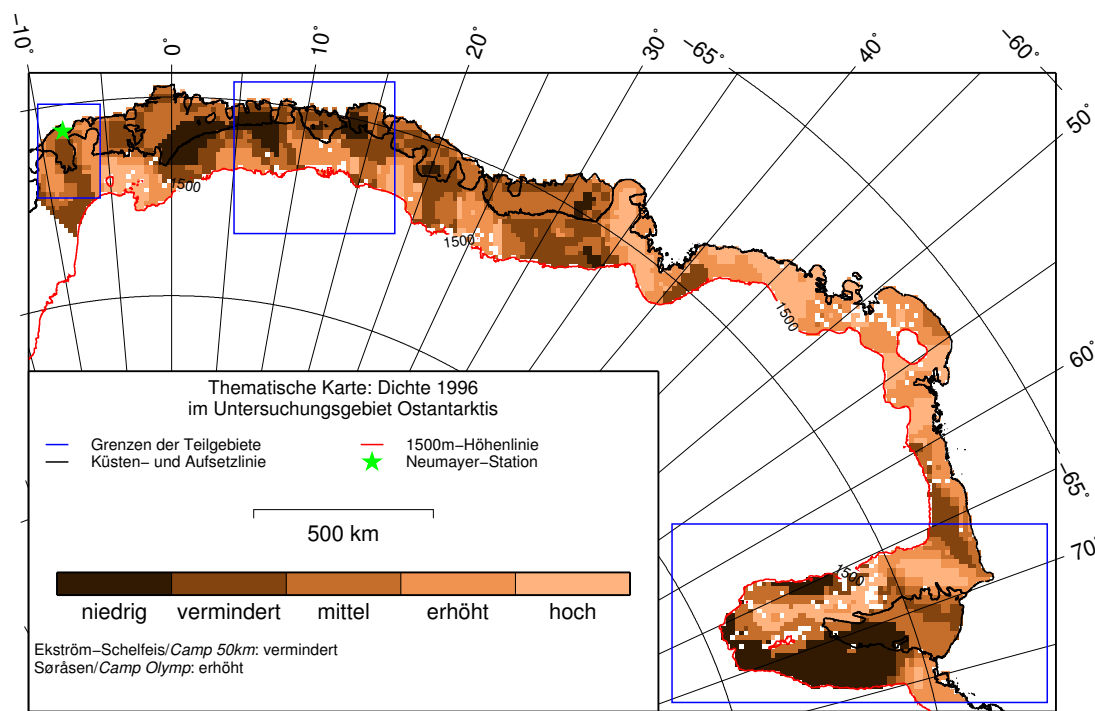


Abbildung 5.4: Thematische Karte: Dichte

auf dem Ekström-Schelfeis größere Korngrößen ergeben als auf dem Søråsen. Dieses konnte auch durch für die entsprechenden Lokationen extrahierten Daten der passiven Mikrowellen, insbesondere durch den Parameter  $FGR_V$ , bestätigt werden. Die den Klassen zugewiesenen Mittelwerte des  $FGR_V$  ergeben, dass in der Nähe der Schneeschächte auf dem Ekström-Schelfeis niedrigere Korngrößen zu erwarten sind als auf dem Søråsen. Wird berücksichtigt, dass zum Einen die Unterschiede sowohl in den *in-situ*-Daten als auch in den Daten der passiven Mikrowellen nicht sehr groß sind (innerhalb einer Standardabweichung) und zum Anderen die Entfernung zu Bildpunkten der nächsten verschiedenen Klasse (Klassen 5, 8 und 10, für die alle die Korngröße niedriger oder gleich der auf dem Søråsen ist) auf dem Ekström-Schelfeis zwischen 17 km und 25 km liegt (bei einer Rastergröße von 25 km bei den SSM/I-Daten), fällt diese Diskrepanz im Gesamtbild weniger ins Gewicht. Eine detaillierte Betrachtung und Bewertung der Abweichungen erfolgt in Kapitel 6 auf Seite 110ff.

Durch die Zuordnung glaziologischer Eigenschaften zu allen Eisoberflächenklassen können nun sämtlichen Bildpunkten des Untersuchungsgebietes entsprechende Eisoberflächen- und Firneigenschaften zugewiesen werden. Dadurch entstehen so genannte thematische Karten. In den Abbildungen 5.4 bis 5.8 auf den Seiten 96 bis 99 sind thematische Karten für die Eigenschaften Dichte, Stratifizierung, Korngröße, Emissionstiefe und Oberflächenrauheit dargestellt. An Stelle der kontinuierlichen Verteilung von Messwerten (hier: die Strahlungstemperaturen des passiven Mikrowellensensors) liegen nun diskrete, generalisierte Darstellungen relevanter glazialgeophysikalischer Parameter.

Folgende Ergebnisse bzgl. der glaziologischen Parameter können festgehalten werden:



Tabelle 5.3: Glazial-physikalische Beschreibung der 14 Eisoberflächenklassen; Lokationen Ek: Ekström-Schelfeis / Camp 50km, Sø: Søråsen / Camp Olymp

Klasse	Lokation	Dichte	Stratifizierung	Korngröße	Emissionstiefe	Oberflächenrauheit
1		niedrig	hoch	mittel	vermindert	vermindert
2		niedrig (min.)	hoch (max.)	mittel	vermindert	vermindert
3		mittel	hoch	niedrig (min.)	niedrig (min.)	niedrig (min.)
4		mittel	mittel	hoch (max.)	mittel	erhöht
5		vermindert	mittel	mittel	mittel	mittel
6		vermindert	mittel	erhöht	mittel	erhöht
7	Ek	vermindert	hoch	vermindert	niedrig	niedrig
8		mittel	mittel	mittel	mittel	mittel
9		hoch (max.)	niedrig	erhöht	mittel	hoch
10		mittel	mittel	vermindert	mittel	vermindert
11		erhöht	niedrig	erhöht	hoch	hoch
12		erhöht	niedrig	erhöht	hoch	hoch (max.)
13	Sø	erhöht	mittel	mittel	mittel	vermindert
14		hoch	niedrig (min.)	mittel	hoch (max.)	hoch

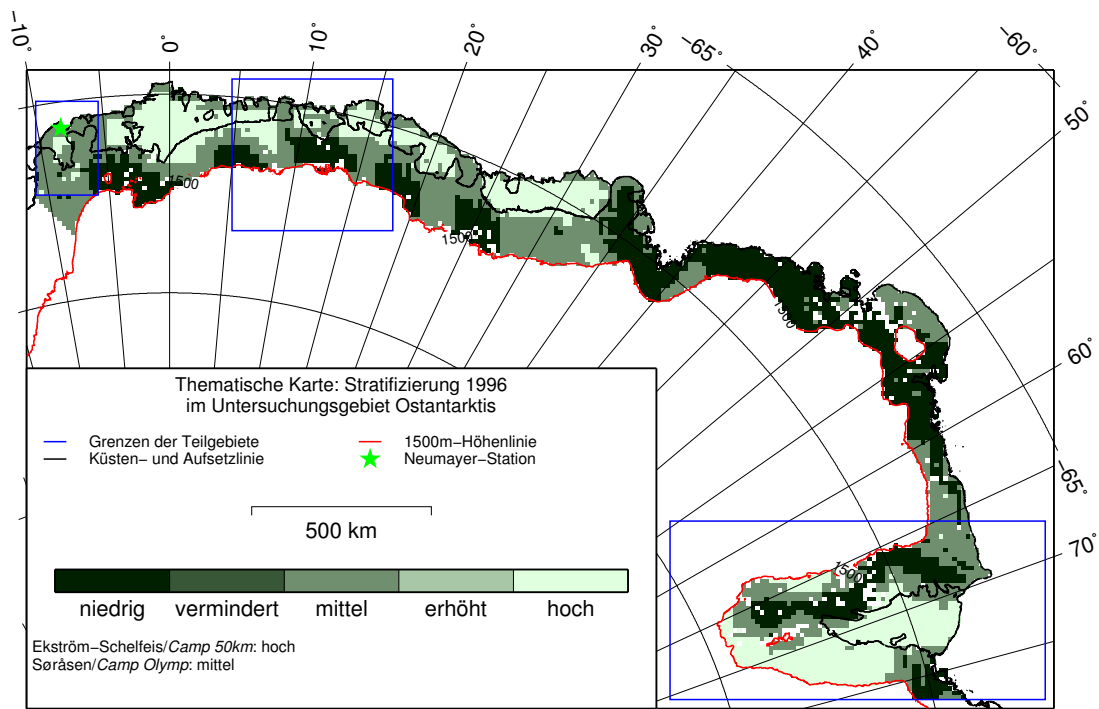


Abbildung 5.5: Thematische Karte: Stratifizierung

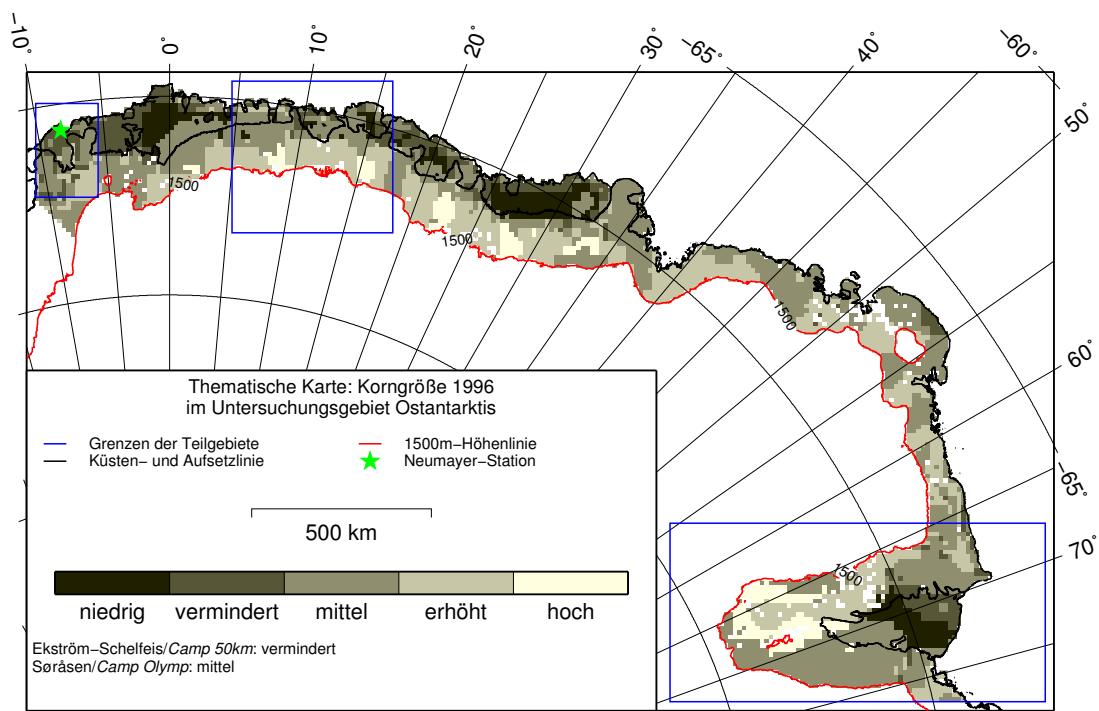


Abbildung 5.6: Thematische Karte: Korngröße

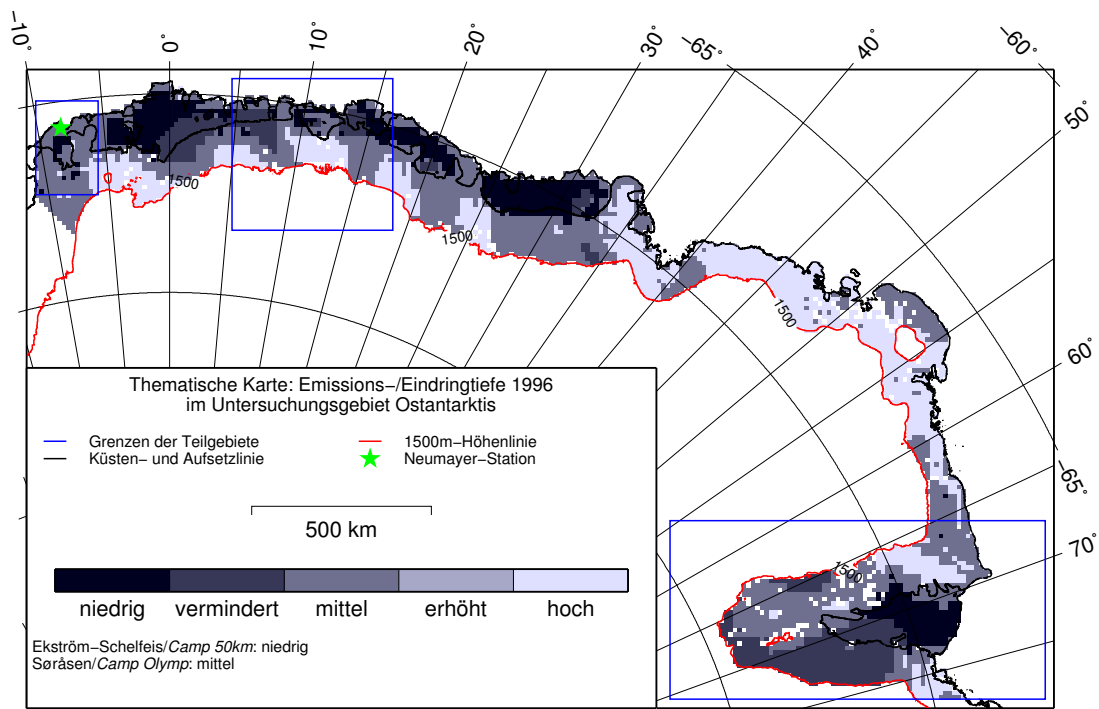


Abbildung 5.7: Thematische Karte: Emissions-/Eindringtiefe

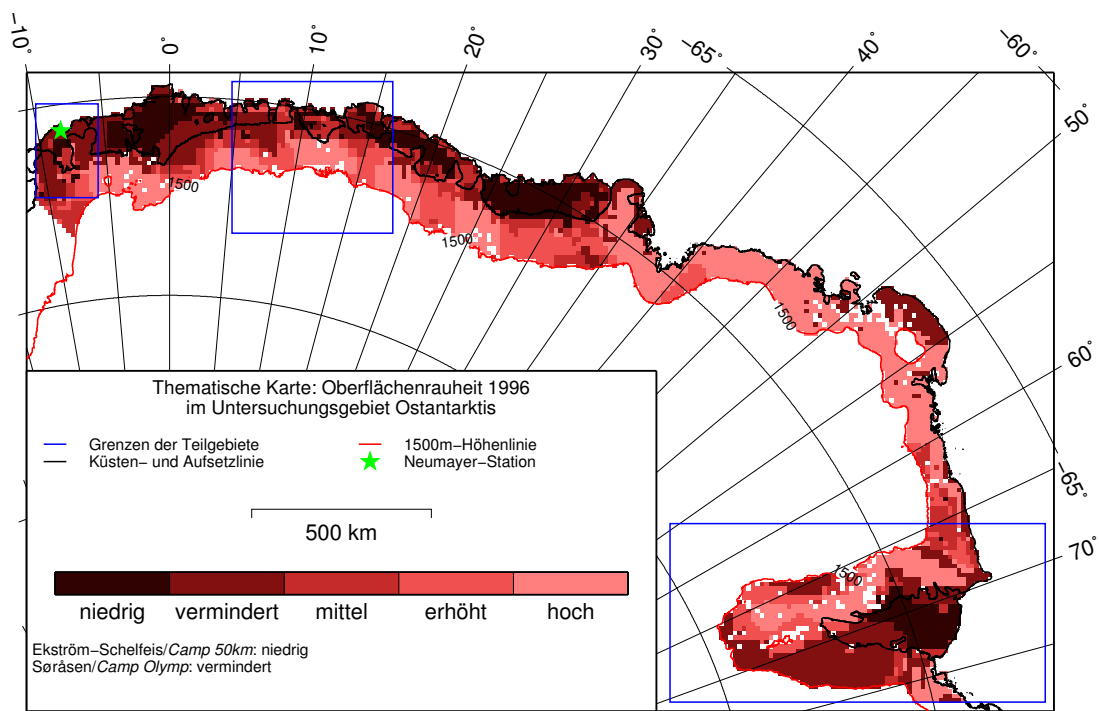


Abbildung 5.8: Thematische Karte: Oberflächenrauheit

**Dichte** (Abbildungen 5.4 auf Seite 96) Die Rinnenstruktur, das glaziologische Zusammengehören weiter Teile des Ekström-Schelfeises zu dem Aufstieg zum Ritscher-Hochland und die vergleichbaren Strukturen im Untersuchungsgebiet *Prinzessin-Astrid-Küste*, zeichnen sich durch mittlere und niedrige Firndichten aus. Gebiete besonders niedriger Dichte sind an der südlichen Flanke des Fimbul-Schelfeises zwischen  $0^\circ$  Ost und  $10^\circ$  Ost und an der südöstlichen Flanke des Amery-Schelfeises zu finden, die insbesondere im letztgenannten Bereich bis über die Grenze des Untersuchungsgebietes in 1500 m reicht. Auffallend ist nun der Bereich der westlichen Flanke des Untersuchungsgebietes *Lambert-Amery-Becken*. Von der Küste bis zum südlichen Ende werden hier hohe Firndichten angezeigt. Ebenfalls Firn mit hoher Dichte ist zwischen  $35^\circ$  Ost und  $60^\circ$  Ost über den gesamten Bereich von der Küste bis zur südlichen Grenze zu erwarten.

**Stratifizierung** (Abbildungen 5.5 auf Seite 98) Im Bereich des Untersuchungsgebietes *Ekströmis* werden einigen wenigen Bildpunkten im Zentralteil eine hohe Stratifizierung zugewiesen. Hierzu zählen genau auch die, in denen sich auch die Schneeschächte mit der signifikanten Schichtung befanden. Ansonsten ist das Teilgebiet durchgängig von einer mittleren Stratifizierung gekennzeichnet. Fast alle Schelfeise des Untersuchungsgebietes zeichnen sich durch hohe Stratifizierung aus. Hierbei handelt es sich meistens um Eislagen, die durch Schmelz-Gefrier-Zyklen entstehen. Besonders beim Fimbul- und beim Amery-Schelfeis erstrecken sich die Gebiete mit hoher Firnschichtung über die Aufsetzlinie bis in große Höhen. Insbesondere auf dem Amery-Schelfeis reichen dieser Bereich von der meerseitigen Eiskante bis zur südöstlichen Grenze in 1500 m Höhe. Der bereits erwähnte Küstenabschnitt zwischen  $35^\circ$  Ost und  $60^\circ$  Ost, der vor allem dadurch gekennzeichnet ist, dass es hier keine Schelfeise gibt, ist von der Küste bis zur südlichen Grenze durch niedrige Schichtung gekennzeichnet. Dieser Bereich findet in Bezug auf die Firnschichtung seine Fortsetzung bis einschließlich der westlichen Flanke des Lambert-Amery-Beckens inklusive der Zuflussgletscher in diesem Bereich bis ca.  $67^\circ 30'$  Ost/ $73^\circ$  Süd.

**Korngröße** (Abbildungen 5.6 auf Seite 98) Die Verteilung der Korngrößen folgt im Wesentlichen einem einfachen Muster: Während die Schelfeise und küstennahen Bereiche durch niedrige Korngrößen gekennzeichnet sind, treten auf dem Inlandeis mit zunehmender Entfernung von der meerseitigen Eiskante vor allem mittlere und größere Korngrößen auf. Besonders auffällig ist das Gebiet im Südwesten des Teiluntersuchungsgebietes *Lambert-Amery-Becken*, dem – neben einigen kleineren Gebieten zwischen  $7^\circ$  Ost und  $35^\circ$  Ost – die größten Korngrößen zugewiesen werden. Bemerkenswert ist hier, dass die Zone großer Korngröße zwischen Zonen *erhöhter* und *mittlerer* Korngröße liegt.

**Emissions- und Eindringtiefe** (Abbildungen 5.7 auf der vorherigen Seite) Das Ergebnis bezüglich der Emissions- und Eindringtiefe ist in so fern von besonderem Interesse, als hier eine Größe, die durch die Radaraltimetrie bestimmt worden ist, Eisoberflächenklassen zugeordnet wird, die mit Hilfe von passiven Mikrowellen definiert wurden. Es zeigt sich, dass insbesondere solche Gebiete, die durch eine große Stratifizierung gekennzeichnet sind, niedrige Emissions- und Eindringtiefen aufweisen. Umgekehrt sind in Gebieten mit niedriger Firnschichtung und teils hohen Dichten auch hohe Emissions- bzw. Eindringtiefen anzutreffen. Im Wesentlichen sind die Schelfeise durch die niedrigsten Emissions- und Eindringtiefen gekennzeichnet, aber auch dem Gebiet an der Südost-Flanke des Lambert-Amery-Beckens werden verminderte Tiefen zugeordnet.

**Oberflächenrauheit** (Abbildungen 5.8 auf Seite 99) Keiner der Oberflächenklassen, die sich überwiegend auf dem Inlandeis befinden, wurde eine *verminderte* oder *niedrige* Oberflächenrauheit zugewiesen. Das ist in voller Übereinstimmung mit den Erwartungen, dass das Inlandeis eine stärkere Undulation der Oberfläche aufweist als Schelfeise. Besonders ist der Bereich zwischen  $35^\circ$  Ost und  $60^\circ$  Ost, der auch eine starke Oberflächenneigung aufweist, durch eine hohe Oberflächenrauheit charakterisiert. Hier spiegelt sich die Tatsache wider, dass die Eisoberflächentopographie durch die Topographie des Felsuntergrunds beeinflusst wird (s. Fußnote 29 auf Seite 84, Lythe et al., 2001 und Siegert und Ridley, 1998). Folgerichtig werden den Klassen, die überwiegend Schelfeise abdecken, *niedrige* bis *mittlere* Oberflächenrauheit zugewiesen.

### 5.3 Zeitreihenuntersuchung

Die bisherigen Untersuchungen stellen eine Momentaufnahme des Jahres 1996 dar. Passive Mikrowellendaten liegen kontinuierlich seit Beginn der 1970er Jahre vor. Deshalb ist es möglich, mit dem hier vorgestellten Verfahren auch Zeitreihenuntersuchungen durchzuführen. Hierzu wurden die passiven Mikrowellendaten auch der Jahre 1997 bis 2005 in das GIS importiert (vgl. Abschnitt 3.3.1 auf Seite 37). Für die Klassifikation wurden die spektralen Signaturen des Jahres 1996 verwendet, für die im vorhergehenden Abschnitt die glazialgeophysikalischen Eigenschaften bestimmt worden sind. Der Schritt der Definition spektraler Signaturen (*Clustering*) entfällt. Damit ist das Verfahren hier eine überwachte radiometrische Klassifikation: es werden Signaturen verwendet, für die die zugehörigen Oberflächeneigenschaften bekannt sind. Mit einem *Maximum-Likelihood*-Algorithmus werden alle Bildpunkte jeweils einer der 14 Eisoberflächenklassen zugeordnet. Der Korrelationskoeffizient zwischen den mit den Daten aus 1996 definierten spektralen Signaturen und den Strahlungsdaten, die für die Jahre 1997 bis 2005 für jeden Bildpunkt aus den Originaldaten extrahiert werden können<sup>31</sup>, liegt in allen Jahren im Mittel über 97% (s. Tabelle 5.4 auf Seite 103). Das zeigt, dass die Klassifikation unter Verwendung der durch die unüberwachte Klassifikation der Daten aus 1996 und den dabei definierten Signaturen auch für Zeitreihenuntersuchungen dann als überwachte Klassifikation zu verlässlichen Resultaten führt.

Abbildung 5.9 auf der nächsten Seite zeigt die Entwicklung der Flächenanteile der 14 Eisoberflächenklassen. Die eingezeichneten Regressionsgeraden zeigen, dass es Klassen gibt, die über den betrachteten Zeitraum eine signifikante Flächenänderung erfahren, teilweise sogar mit erheblichen Fluktuationen. Am stärksten ist dieser Effekt in der Klasse 2, deren Flächenanteil in den Jahren 1996 bis 2002 im Wesentlichen abnimmt und dann mit einer Spitze 2004 bis zum Ende des Untersuchungszeitraum wieder ansteigt. Das Ergebnis der Klassifikation der Eisoberfläche für das Jahr 2004 auf der Basis der spektralen Signaturen von 1996 wird später genauer betrachtet.

Die *Cluster*-Karten der Jahre 1996 bis 2004 sind in den Abbildungen B.1 bis B.10 im Anhang B.1 auf Seite 139ff zusammengestellt. Die Grundstruktur bleibt über die Jahre erhalten. Schelfeise und einige angrenzende Gebiete werden durch Klassen mit jeweils niedrigen Strahlungstemperaturen abgedeckt, das übrige Inlandeis wird von Klassen mit durchschnittlich höheren Strahlungstemperaturen beschrieben. Jedoch kann die Zuweisung der Klassen in von Schelfeis- oder Inlandeis-dominierten Regimen kaum noch aufrecht erhalten werden. Besonders deutlich wird das in einigen Bereichen des Dronning-Maud-Lands. So werden in den Jahren 2000

<sup>31</sup>Jeder Bildpunkt hat seine eigenen spektrale Signatur, die sich aus den jeweiligen Strahlungsdaten zusammensetzt.

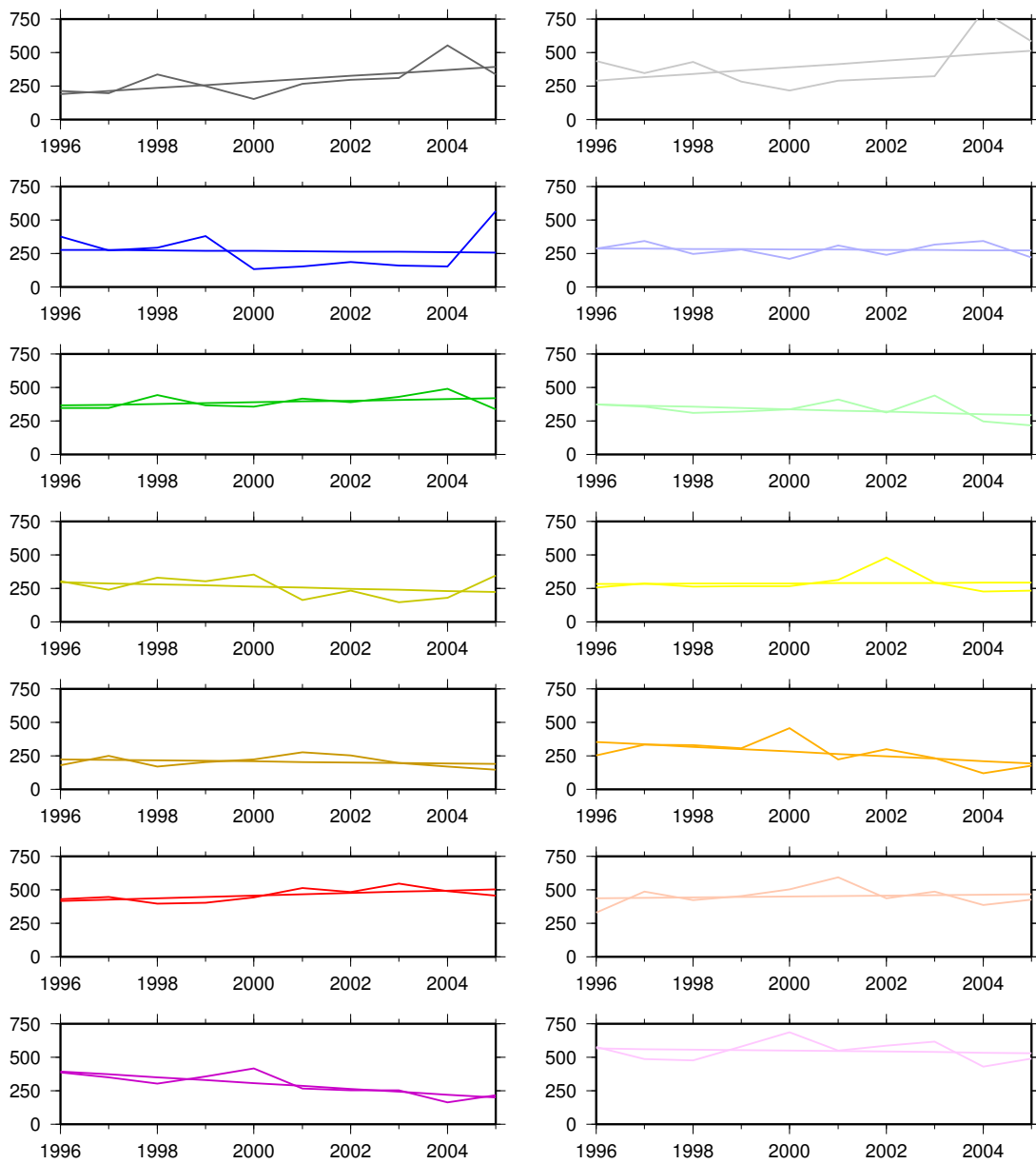


Abbildung 5.9: Entwicklung der Flächenanteile der Klassen von 1996 bis 2005

Tabelle 5.4: Korrelationskoeffizient zwischen spektralen Signaturen und passiven Mikrowellendaten.

Jahr	Korrelationskoeffizient			
	Minimum	Maximum	Mittelwert	Standardabweichung
1996	66,7558	99,9959	98,5436	2,29004
1997	59,8354	99,9973	97,9006	2,55475
1998	57,0013	99,9986	98,1705	2,77993
1999	67,6461	99,9947	98,1072	2,55278
2000	69,4794	99,9943	97,4017	2,71158
2001	51,1202	99,9948	97,2667	3,4811
2002	61,4599	99,9975	98,003	2,61258
2003	53,7503	99,9954	97,496	3,37928
2004	58,0573	99,9941	97,2796	3,91794
2005	55,2883	99,9961	96,4114	4,68016

bis 2003 einige Schelfeise durch Eisoberflächenklassen beschrieben, die 1996 überwiegend nur Inlandeisoberflächen zugewiesen wurden.

In Abbildung 5.10 auf der nächsten Seite sind neben der *Cluster*-Karte mit dem Ergebnis der Klassifikation für das Jahr 2004 auch die spektralen Signaturen der 14 Eisoberflächenklassen dargestellt. Da es die spektralen Signaturen aus 1996 sind, sind es die selben wie in Abbildung 3.23 auf Seite 47. In Abbildung 5.10 sind wieder in den Klassen, denen die Schneeschartlokalationen 2004 zugeordnet werden, die aus den Strahlungstemperaturdaten für die jeweiligen Koordinaten extrahierten Signaturen dargestellt. Die Schächte auf dem Ekström-Schelfeis werden 2004 der Klasse 2 zugeordnet. 1996 waren die Lokationen der Klasse 8 zugeordnet. Dieser Klasse und der Klasse 10 werden 2004 die Region um die Schächte auf dem Søråsen zugeordnet. Die Grenze zwischen den beiden Klassen verläuft durch die X-förmige Geometrie der Schneescharten 4 bis 8: die nördlich gelegenen Schächte liegen in Klasse 8, der mittlere und der südwestliche auf der Grenze, der südöstliche in Klasse 10. Die Übereinstimmung der Signaturen ist für alle drei Klassen sehr gut.

Im Abschnitt zwischen etwa  $32^{\circ}30'$  Ost und  $65^{\circ}$  Ost ist die Verteilung der Oberflächenklassen nahezu konstant geblieben. Die Veränderungen gegenüber 1996 betreffen in erster Linie die Bereiche des Untersuchungsgebiets, die durch Schelfeise geprägt sind. Die Klassen 1 und 2 decken nahezu alle Schelfeise fast vollständig ab und erstrecken sich auch auf große Teile des sich anschließenden Inlandeises: vom Ekström-Schelfeis in Richtung Anstieg zum Ritscher-Hochland, vom Fimbul-Schelfeis unmittelbar östlich des Jutulstraumen bei etwa  $0^{\circ}$  Ost und bei etwa  $7^{\circ}30'$  Ost. Besonders ausgeprägt ist die Erweiterung der beiden Klassen im Bereich des Amery-Schelfeises. Sie erstrecken sich hier von der meerseitigen Eiskante über das gesamte Schelfeis und zwischen Gillock Island ( $70^{\circ}26'$  Süd/ $71^{\circ}52'$  Ost) und dem Mawson-Escarpment über die Aufsetzzone bis zur südöstlichen Grenze des Untersuchungsgebiets in 1500 m Höhe. Erhalten geblieben sind auch die Flecken mit Bildpunkten von Klassen erhöhter Strahlungstemperatur. Sie sind jedoch etwas kleiner geworden (Bereich  $5^{\circ}$  Ost bis  $25^{\circ}$  Ost) oder werden Klassen mit etwas niedriger Strahlungstemperatur zugeordnet (Søråsen und Halvfarryggen).

Die *Cluster*-Karten werden mit Hilfe der für 1996 bestimmten glazialgeophysikalischen Eigenschaften der 14 Klassen in thematische Karten für die Kategorien Dichte, Korngröße, Strati-

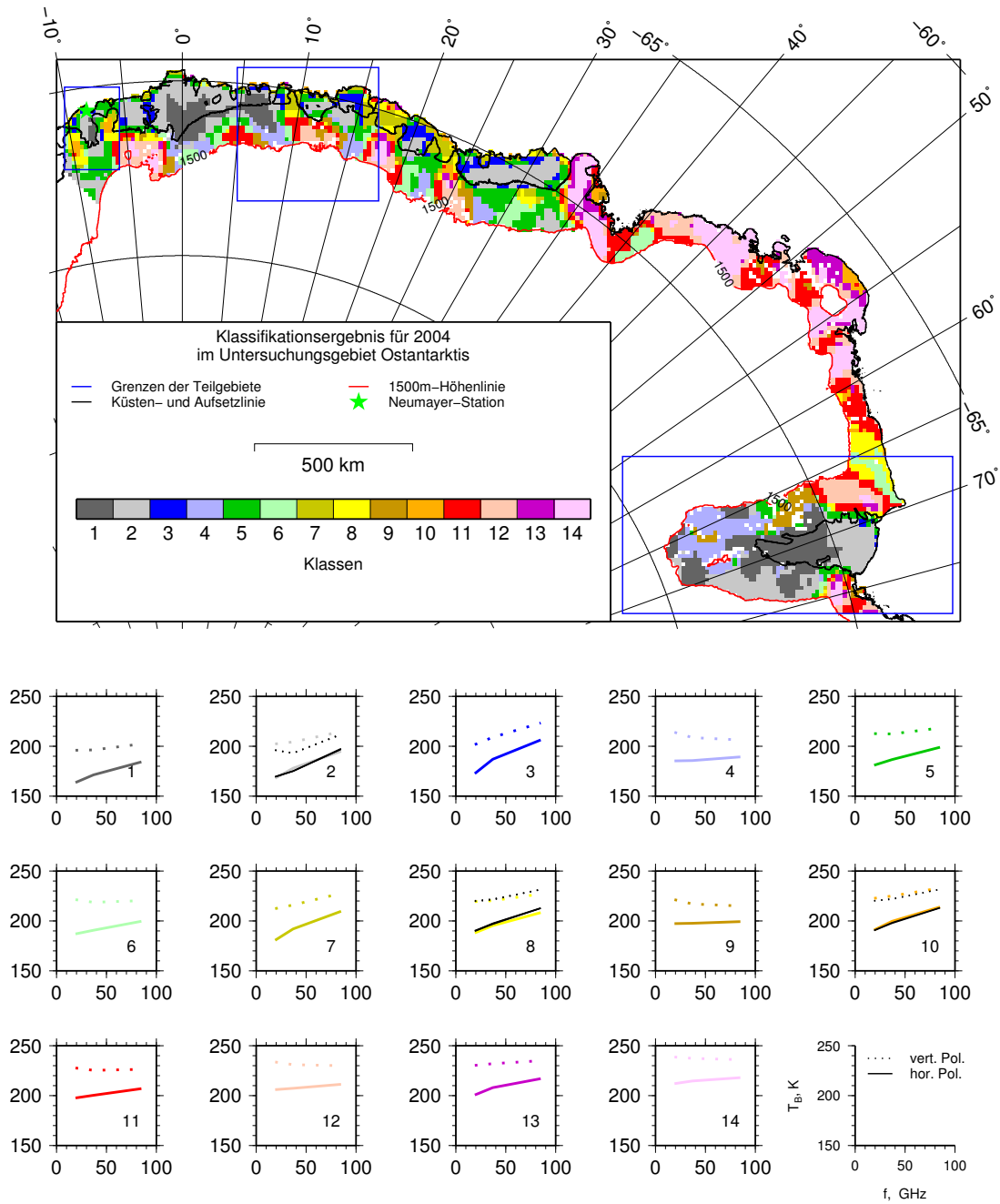


Abbildung 5.10: Verteilung der Eisoberflächenklassen 2004



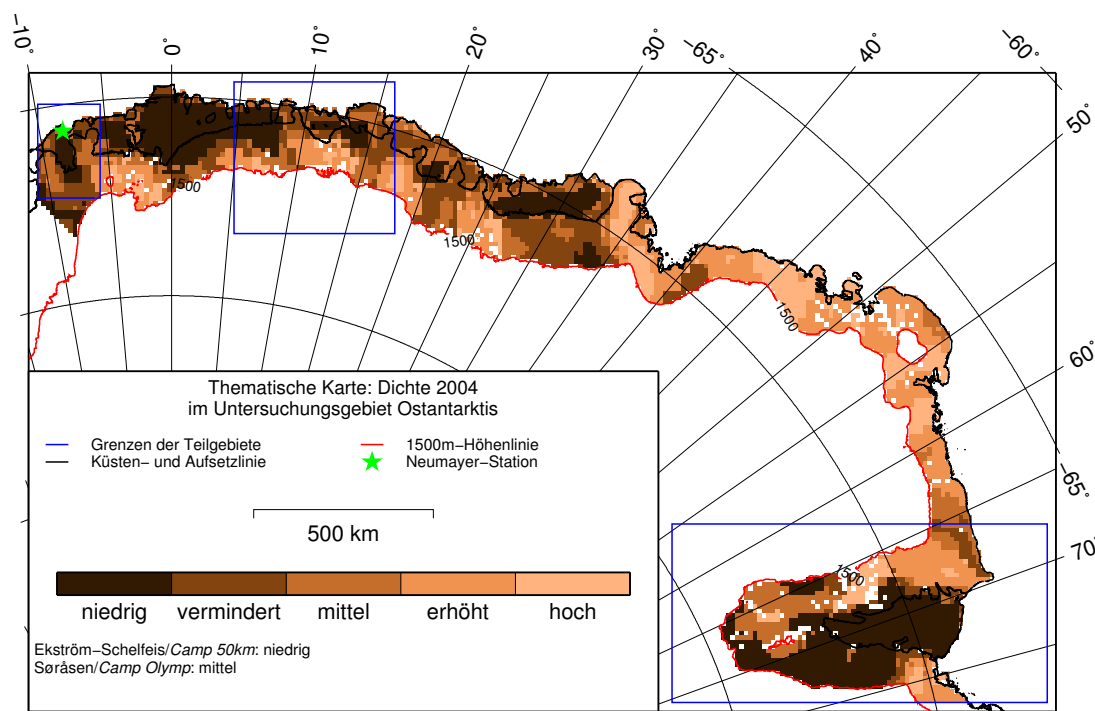


Abbildung 5.11: Thematische Karte: Dichte 2004

fizierung, Emissionstiefe und Oberflächenrauheit übersetzt.

**Dichte** Abbildung 5.11 zeigt im Vergleich mit Abbildung 5.4 auf Seite 96, dass die Verschiebung der Bildpunkte zu Eisoberflächenklassen mit niedrigerer mittlerer Strahlungstemperatur mit einem Absinken der mittleren Dichte des Firns der betroffenen Bildpunkte einhergeht. Am deutlichsten ist dieser Effekt auf dem Inlandeis im Bereich des Teiluntersuchungsgebiets *Ekströmisen* (auf dem *Søråsen*, dem Anstieg zum *Ritscher-Hochland* und dem *Halvfarryggen*), auf dem *Fimbil-Schelfeis* und im Bereich dessen südöstlichen Aufsetzzone und auf dem *Amery-Schelfeis*. Diese Entwicklung ist in Übereinstimmung mit dem (räumlichen) Trend, der auch durch die *in-situ*-Daten gestützt wird: niedrigere Strahlungstemperaturen sind mit niedrigerer Dichte verknüpft (*Ekström-Schelfeis*) als höhere (*Søråsen*). Da sich im Bereich zwischen etwa  $32^{\circ}30'$  Ost und  $65^{\circ}$  Ost das Klassifikationsergebnis nicht wesentlich verändert hat, ist auch in der räumlichen Verteilung der Firndichte keine nennenswerte Veränderung festzustellen.

**Korngröße** Die signifikantesten Veränderungen in der räumlichen Verteilung der Firnkorngrößen im Jahr 2004 (Abbildung 5.12 auf der nächsten Seite) gegenüber dem Jahr 1996 (Abbildung 5.6 auf Seite 98) sind auf den Schelfeisen festzustellen. Die Bereiche niedriger und vermindelter Korngrößen sind hier – mit Ausnahme der *Saumschelfeise* östlich des *Nivl-Schelfeis* – weitestgehend nun durch mittlere Korngrößen gekennzeichnet. Auf dem Inlandeis bleibt das Verteilungsmuster im Wesentlichen erhalten. Auffällig ist lediglich das Schrumpfen der Zone hoher Korngrößen im Süden des Teiluntersuchungsgebiets *Lambert-Amery-Becken*. Hier ist im Zustrombereich der *Mellor-*, *Fisher-* und *Lambertgletscher* vor allem der eingeschlossene Bereich

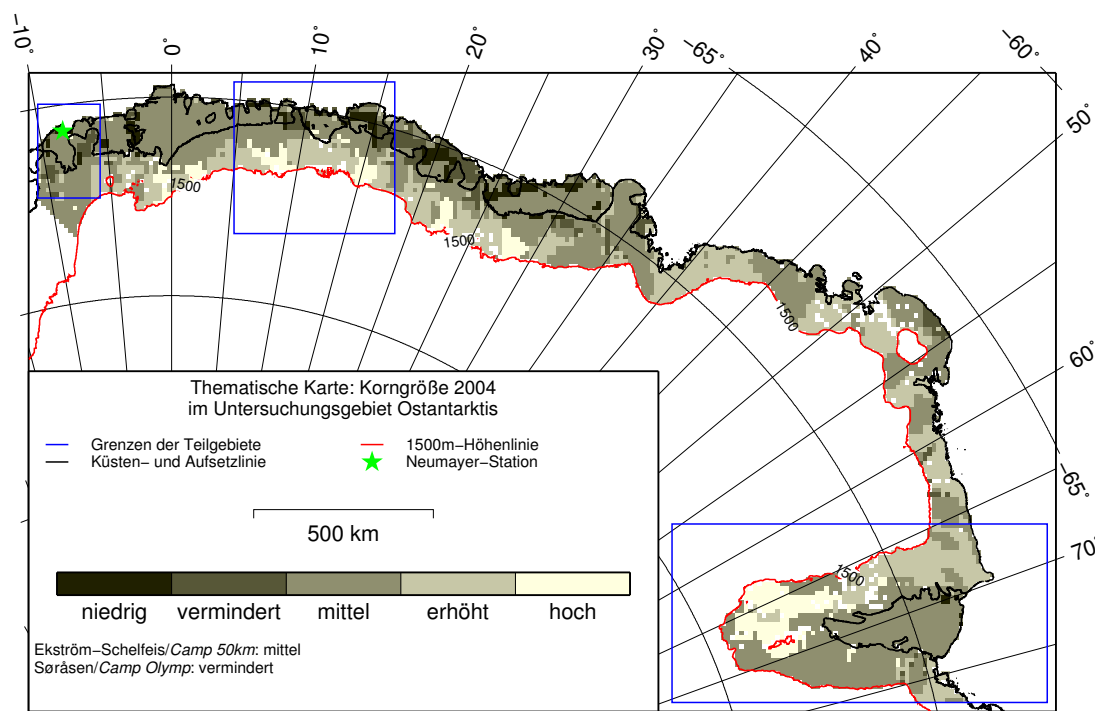


Abbildung 5.12: Thematische Karte: Korngröße 2004

erhöhter Korngrößen fast vollständig verschwunden, sodass nun der Übergang unmittelbar von hohen zu mittleren Korngrößen erfolgt. Im Bereich der Lars-Christensen-Küste ( $67^{\circ}30'$  Ost,  $69^{\circ}$  Süd) im Übergang vom Amery-Schelfeis zur Ozeanküste hat sich die mittlere Korngröße ebenfalls erhöht.

**Stratifizierung** In der Stratifizierung des oberflächennahen Firms gibt es kaum einen Unterschied zwischen den Jahren 1996 (Abbildung 5.5 auf Seite 98) und 2004 (Abbildung 5.13 auf der nächsten Seite). Lediglich das Gebiet der hohen Stratifizierung auf dem Ekström-Schelfeis ist größer geworden und erstreckt sich nun auch auf den Anstieg zum Ritscher-Hochland. Desweiteren ist die Zone niedriger Stratifizierung im Bereich von Mellor-, Fisher- und Lambertgletscher verschwunden und der Bereich mittlerer Stratifizierung ist etwas kleiner geworden.

**Emissions- und Eindringtiefe** Stratifizierung und Emissions- und Eindringtiefe sind eng miteinander verknüpft. Auf diesem Hintergrund ist zu erwarten, dass sich bei wenig ändernder Stratifizierung auch die Verteilung der Emissions- und Eindringtiefe nur unwesentlich ändert. Der Vergleich der Abbildungen 5.7 auf Seite 99 und Abbildung 5.14 auf der nächsten Seite zeigt, dass zwischen 1996 und 2004 tatsächlich wenige Veränderungen stattgefunden haben. Lediglich in den Bereichen die bereits im Absatz Stratifizierung genannt wurden, gab es nennenswerte Veränderungen: Dort, wo die Stratifizierung zugenommen hat, reduziert sich die Emissions- und Eindringtiefe. Diese Entwicklung entspricht voll und ganz den Erwartungen.

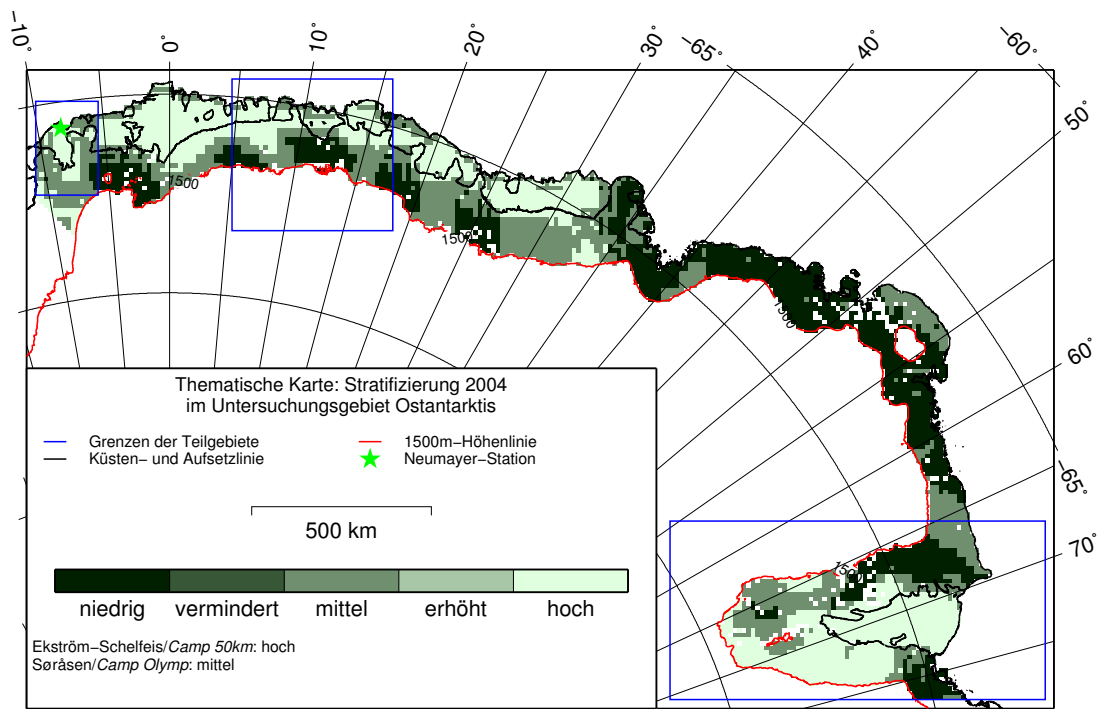


Abbildung 5.13: Thematische Karte: Stratifizierung 2004

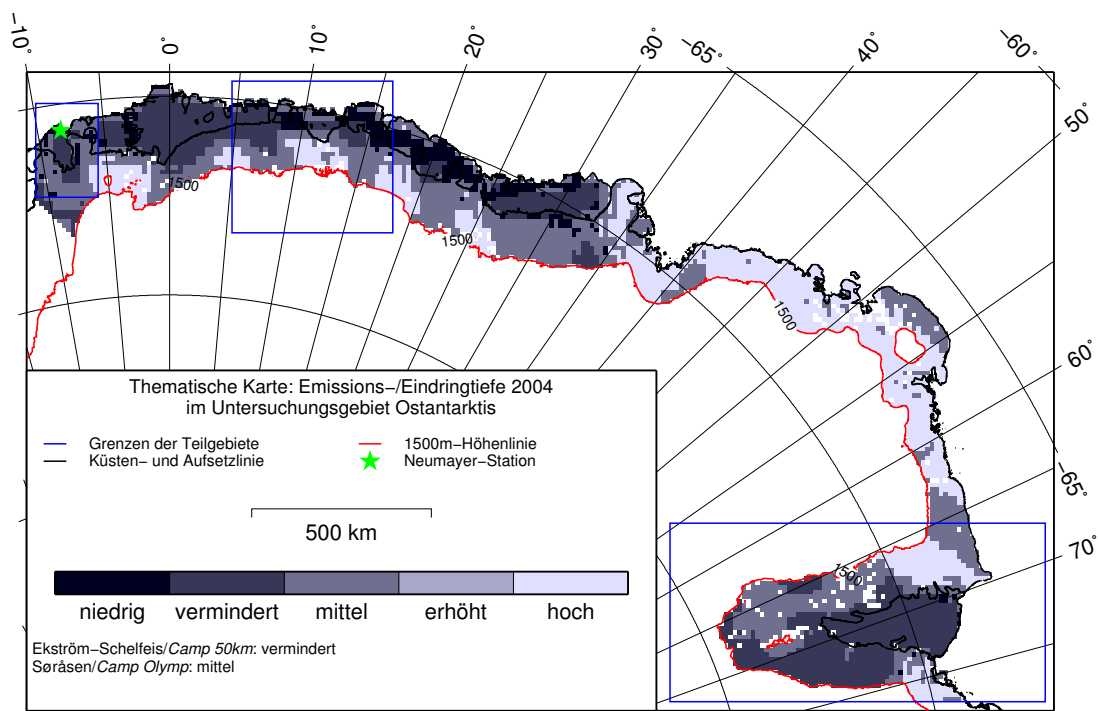


Abbildung 5.14: Thematische Karte: Emissionstiefe 2004

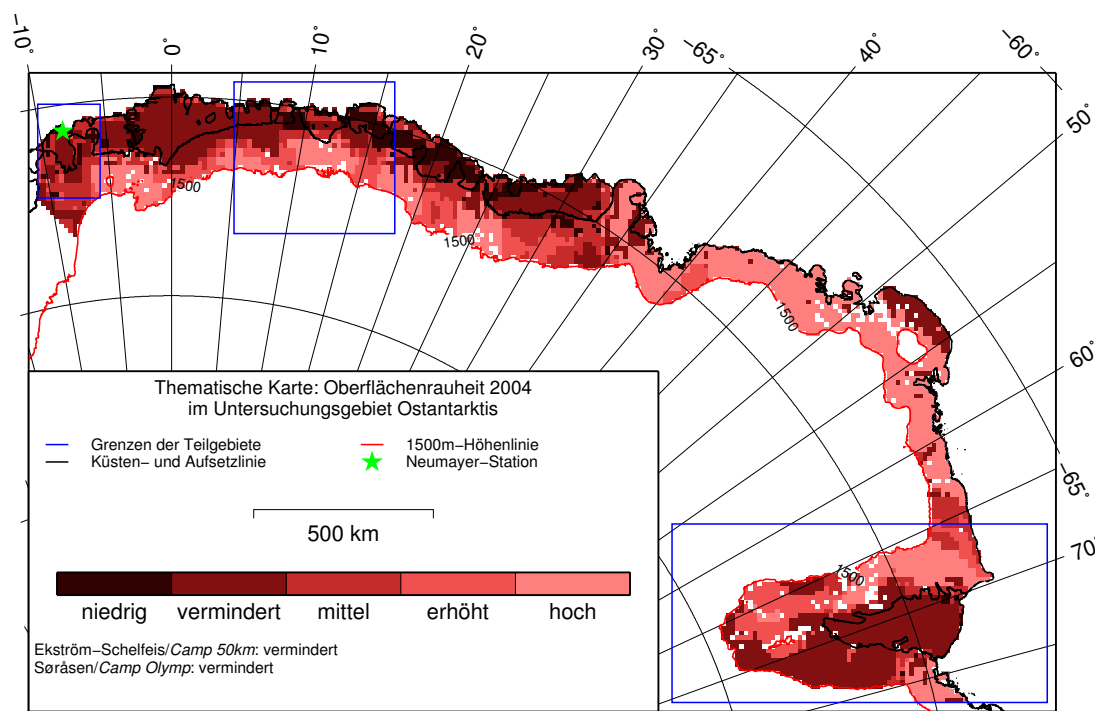


Abbildung 5.15: Thematische Karte: Oberflächenrauheit 2004

**Oberflächenrauheit** Die Verteilung Oberflächenrauheit hat sich im Untersuchungsgebiet über die Jahre leicht verändert. Abbildung 5.15 zeigt, dass 2004 in einigen Gebieten die Oberflächenrauheit gegenüber 1996 (Abbildung 5.8 auf Seite 99) leicht zugenommen hat. Dieses betrifft Gebiete im zentralen und nördlichen Teil des Amery-Schelfeises, auf dem Inlandeis im Bereich zwischen  $25^\circ$  Ost und  $35^\circ$  Ost und dem nordwestlichen Teil des Fimbul-Schelfeises. Im Anstieg zum Ritscher-Hochland im Teiluntersuchungsgebiet *Ekströmisien* ist eine leichte Reduzierung der Oberflächenrauheit festzustellen ebenso wie auf dem westlich des Amery-Schelfeises gelegenen Inlandeis. Auf dem östlich des Amery-Schelfeises gelegenen Inlandeis hat sie sich nicht verändert.

**Resümee** Es konnte gezeigt werden, dass die Anwendung der aus den Strahlungstemperaturdaten des Jahres 1996 abgeleiteten spektralen Signaturen auf die Daten der folgenden Jahre im Rahmen einer überwachten radiometrischen Klassifikation zu sinnvollen Ergebnissen führt. Der Firnoberfläche konnten für alle Jahre im Untersuchungszeitraum flächendeckend glazialgeophysikalische Eigenschaften zugewiesen werden. Mit diesen können im Zeitvergleich Veränderungen der Firnoberfläche selbst detektiert werden. Die beschriebenen Veränderungen dürften in erster Linie auf die Tatsache zurückzuführen sein, dass 2004 im Untersuchungsgebiet ein ausnehmend kaltes Jahr war. In Abbildung 5.16 auf der nächsten Seite ist die mittlere Jahreseisoberflächentemperatur für 2004 dargestellt.<sup>32</sup> In wie weit die beobachtete Verschiebung der Zuordnung der Bildpunkt zu Klassen mit niedrigeren Strahlungstemperaturen ein unmittelbarer Effekt der niedrigeren Eisoberflächentemperatur ist, oder durch Prozesse der Firnmetamorphose bedingt

<sup>32</sup>Die Karten der jährlichen der mittleren Eisoberflächentemperatur der Jahre 1996 bis 2004 sind im Anhang auf den Seiten 162ff zu finden.

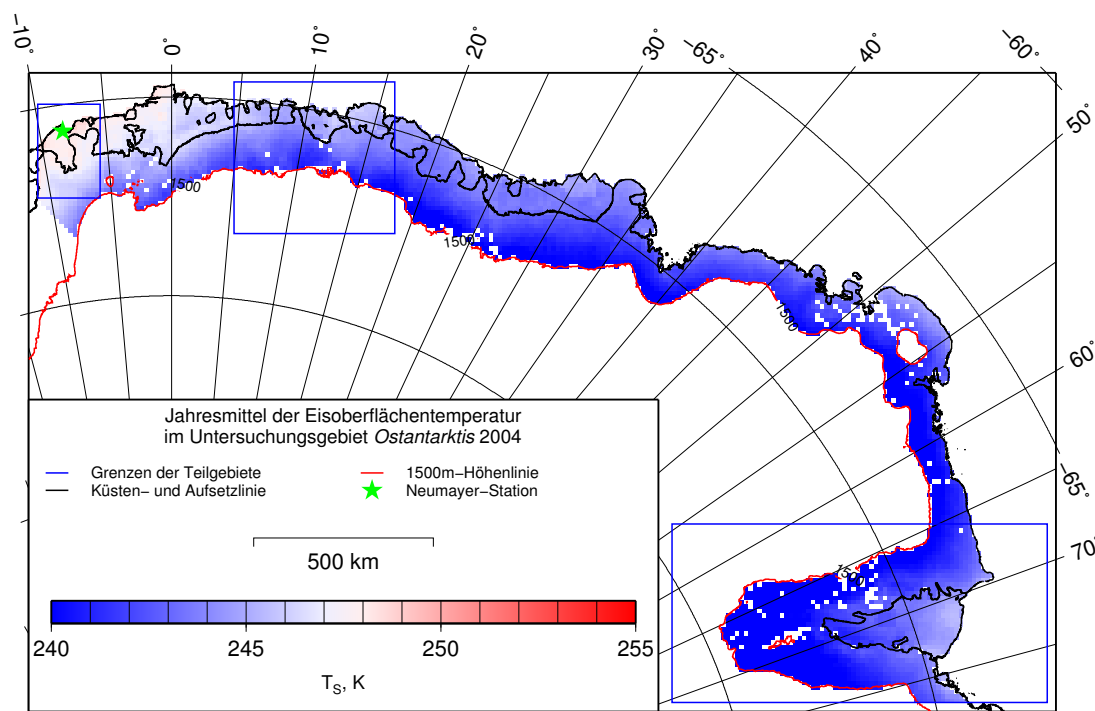


Abbildung 5.16: Eisoberflächentemperatur 2004

ist, die, ausgelöst durch niedrigere Firntemperaturen, ihrerseits unter anderem zu einer generellen Absenkung der Strahlungstemperatur führen, kann hier nicht letztgültig geklärt werden. Allerdings spricht vieles dafür, dass die Veränderungen in den Firneigenschaften das entscheidende Moment sind. Bereits bei der Analyse der ersten Ergebnisse der Eisoberflächenklassifikation konnte gezeigt werden, dass lokale Variationen der Emissivität stärker auf die Strahlungstemperatur wirken als die Veränderung der Firntemperatur.

## Kapitel 6

# Diskussion

Ausgehend von den grundsätzlich positiven Ergebnissen dieser Studie muss das Verfahren noch einmal einer kritischen methodologischen Betrachtung unterzogen werden. Dabei sollen sowohl die Fragen nach den kleinen konkreten Inkonsistenzen in den Ergebnissen (Stichwort Korngröße, vgl. Seite 93) als auch mögliche Schwächen im Ansatz diskutiert werden.

Das vorgestellte Verfahren der Klassifikation der Eisoberfläche der Ostantarktis beruht auf einer Einteilung der Oberfläche in radiometrisch ähnliche Gebiete. Methodisch handelt es sich um eine rein statistische Analyse der Strahlungstemperaturen der passiven Mikrowellendaten des SSM/I-Sensors. Das größte systematische Problem dieser Daten ist die geringe räumliche Auflösung. Die Daten werden auf einem Raster von  $25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$  bzw.  $12,5 \text{ km} \times 12,5 \text{ km}$  ausgeliefert. Das Ausmaß der Fläche, die zu dem Signal beiträgt, das in einem Bildpunkt zusammengefasst wird (die Sensorauflösung), ist noch weitaus größer (vgl. Seite 36 und Tabelle 3.4 auf Seite 36). Es wird somit über einen großen Bereich räumlich gemittelt. Dieser hat eine Größenordnung, in dem es in dem Untersuchungsgebiet an manchen Stellen durchaus signifikante Veränderungen gibt. So fallen gerade sechs bzw. 24 Bildpunkte mit ihrer ganzen Fläche auf das Ekström-Schelfeis. In den Randbereichen der einzelnen Klassen kann es damit auch zu Fehlzuordnungen kommen, da das radiometrische Verhalten eines viel größeren Bereichs als das des eigentlich betrachteten Bildpunkts jeweils einfließt.

Weiter wurden diese Strahlungswerte über den Zeitraum eines Jahres gemittelt. Singuläre oder kurzzeitige Ereignisse können bei der Mittelung nicht erfasst werden. Dieses betrifft z. B. auch das Oberflächenschmelzen, so dass eine Schmelzdetektion mit der hier vorgestellten Klassifikation nicht möglich ist. Gleiches gilt auch für alle vergleichbaren kleinräumigen und kurzzeitigen Effekte.

Bei der genannten räumlichen Auflösung und Mittelung erscheint es zunächst problematisch, ein Untersuchungsgebiet von der Größe des (Teil-)Untersuchungsgebiets *Ekströmisien* zu betrachten. Im Rahmen der hier vorgestellten Arbeit hat es sich jedoch bewährt, das gewählte Verfahren in einem eng umrissenen und gut bekannten Gebiet zu entwickeln und zu testen, um es später auf ein größeres Gebiet zu übertragen.

In Regionen mit starken Kontrasten der (radiometrischen) Eigenschaften des Firnkörpers kann die starke räumliche Mittelung desweiteren dazu führen, dass zwischen zwei eigentlich unmittelbar aneinander grenzenden Klassen, die diesen Kontrast widerspiegeln, ein künstlicher Saum entsteht. Dabei wird diesen Bildpunkten der Mittelwert aus beiden Regionen zugewiesen und damit eine *Übergangsklasse* etabliert. Der eigentlich vorhandene starke Kontrast verschwin-

det. Diese Effekte haben sich in stark strukturierten Gebieten im Ergebnis wie Säume eines Flickenteppichs niedergeschlagen.

Auf der Basis dieser Überlegungen lässt sich der Unterschied in der Zuweisung der relativen Korngröße gegenüber den *in-situ* gewonnenen Daten erklären. Zum Einen liegen die Schneeschächte auf dem Søråsen im Grenzbereich mehrerer Klassen. Zum anderen ist der Unterschied in der mittleren Korngröße zwischen den Lokationen *Camp 50m*/Ekström-Schelfeis und *Camp Olymp*/Søråsen gering. Innerhalb der Standardabweichung überlagern sich die Messergebnisse.

Die Schwächen im Bereich der Auswertung der Daten der Radaraltimetrie sind vor allem bedingt durch die grobe zeitliche Abtastung des Signals. Der Algorithmus des Retrackings ist in der vorliegenden Form an seinen Grenzen angekommen. Die (systematischen) Diskrepanzen insbesondere in der Bestimmung der Oberflächenrauheit konnten bis heute nur erkannt und mit der Datenaufzeichnung im so genannten Eismodus in Verbindung gebracht werden. Eine weitergehende Erklärung und einen Lösungsansatz gibt es zur Zeit nicht. Bei zukünftigen ähnlichen Untersuchungen wird es von Interesse sein, ob das Datenmaterial des CRYOSAT-2-Satelliten bessere Ergebnisse zeigt.

Eine der Ausgangsfragen muss leider negativ beantwortet werden. Die Blaueisfelder im Untersuchungsgebiet konnten nicht detektiert werden. Sie zeichneten sich nicht von ihrer Umgebung ab, geschweige dass sie als eigene Klasse zu identifizieren waren. Sie haben keinen hinreichend großen radiometrischen Kontrast zu ihrer Umgebung oder sind nicht groß genug.

Wichtig festzuhalten ist, dass das besprochene Verfahren nie Anspruch auf vollständige Erklärung und Voraussage über die glaziologischen Eigenschaften eines jeden Bildpunkts erhebt. Vielmehr wird ein Gesamtbild der Eis- und Firnoberfläche entworfen. Es werden Tendenzen der Verteilung der einbezogenen Parameter des Firnkörpers definiert.

Die hier diskutierten Restriktionen mindern nicht die prinzipielle Leistungsfähigkeit des Verfahrens und die Gültigkeit der Ergebnisse.

## Kapitel 7

# Zusammenfassung und Ausblick

Mit der in dieser Arbeit vorgestellten Klassifikation kann ein schlüssiges Bild der Eisoberfläche und ihrer Eigenschaften im küstennahen Bereich des Ostantarktis erstellt werden. Es ist gelungen, eine zwar generalisierte, aber umfassende glazial-geophysikalische Beschreibung der untersuchten Eisoberfläche zu erhalten.

Es wurde ein Verfahren zur unüberwachten radiometrischen Klassifikation zur Untersuchung der Firn- und Eisoberfläche in einem Teil der Ostantarktis angewendet. In einer GIS-Umgebung wurden durch eine radiometrische Klassifikation, basierend auf einem rein statistischen Verfahren, alle Bildpunkte mit ähnlichem Strahlungsmuster zu Klassen zusammenfasst, denen die zugehörigen Oberflächenpunkte zugeordnet werden. Als Datengrundlage dienten passive Mikrowellendaten des SSM/I-Sensors. Nach ersten erfolgreichen Tests im Gebiet des Ekström-Schelfeises wurde das Verfahren auf den gesamten Abschnitt der ostantarkischen Küste bis in eine Höhe von 1500 m vom Ekström- bis zum Amery-Schelfeis übertragen.

Mit dem gewählten Verfahren wurde die betrachtete Oberfläche in 14 radiometrische Eisoberflächenklassen unterteilt, die sich auf Grund ihrer individuellen spezifischen radiometrischen Eigenschaften voneinander unterscheiden.

Zur glaziologischen Interpretation wurden vor allem *in-situ*-Daten aus acht Schneeschächten verwendet, die während der Antarktis-Expedition ANT-XIV/3 in 1997 auf dem Ekström-Schelfeis und dem westlich gelegenen Søråsen gegraben und beprobt wurden.

Die *in-situ*-Messungen bilden die Eigenschaften des Firnkörpers an zwei Stellen sehr genau ab, insbesondere durch die Differenzierung als Tiefenprofil. Um die weitere Interpretation auch in der Fläche zu verbessern, wurden Daten des ERS-2-Radaraltimeters ausgewertet. Damit lagen Ergebnisse eines zweiten, von der Datengrundlage der Klassifikation unabhängigen Fernerkundungsverfahrens vor.

Mit den Ergebnissen der *in-situ*-Messungen und des *Retrackings* konnten zwei Eisoberflächenklassen in ihren glaziologischen Eigenschaften umfassend beschrieben werden. Aus den *Cluster*-Karten der Klassifikation werden so thematische Karten der einzelnen betrachteten glaziologischen Parameter.

Der Eis- und Firnoberfläche konnte hinsichtlich der Größen Dichte, Korngröße, Stratifizierung, Emissions-/Eindringtiefe und Oberflächenrauheit flächendeckend relative Eigenschaften (*niedrig* ... *hoch*) zugewiesen werden. Es zeigte sich, dass alle 14 Klassen individuell verschieden sind. Keine ist mit einer anderen identisch. Somit wurde eine detaillierte qualitative Beschreibung der Firnoberfläche im Untersuchungsgebiet gewonnen.



Auf Grund der Tatsache, dass die passiven Mikrowellendaten seit Anfang der 1970er Jahre kontinuierlich vorliegen, war es möglich das gewählte Verfahren zu einer Zeitreihenuntersuchung zu erweitern. Exemplarisch wurden die Daten der Jahre 1997 bis 2005 in das GIS integriert und anschließend mit den Signaturen von 1996 klassifiziert und die *Cluster*-Karten mit den Zuweisungen glaziologischer Eigenschaften zu den Klassen aus 1996 in thematische Karten überführt. Damit kann festgestellt werden, wo sich die Eigenschaften der beobachteten Oberfläche im Untersuchungszeitraum ändern.

Durch die Klassifikation der Eisoberfläche mittels passiver Mikrowellen wurden Strukturen detektiert, die einerseits Gemeinsamkeiten der glaziologischen Firneigenschaften verschiedener Regime wie *Inlandeis* und *Schelfeis* belegen, auf der anderen Seite aber auch innerhalb dieser – gut bekannten – Regime Differenzierungen zeigen.

An dieser Stelle soll für je eine dieser beiden Befunde ein Beispiel angesprochen und ein Ausblick auf eine mögliche, tiefer gehende Interpretationen gegeben werden.

**Gemeinsamkeiten über die Aufsetzzone hinweg: *Rinnen*** Ein signifikantes Ergebnis sind von der Klassifikation zusammengefasste Gebiete, die sich teilweise von der meerseitigen Eiskante insbesondere über die Schelfeise bis zur Grenze des Untersuchungsgebiets in 1500 m Höhe erstrecken. Hierbei handelt es sich vor allem um Zonen, die auf Grund ihrer verhältnismäßig niedrigen Strahlungstemperaturen zu radiometrischen Einheiten gruppiert werden.

Verschiedenen meteorologische und glaziologische Bildungsprozesse begünstigen die Ausbildung der hier anzutreffenden verhältnismäßig niedrigen mittleren Strahlungstemperaturen.

Grundsätzlich können solche Phänomene zwei Ursachen haben: Entweder ist der Firn deutlich kälter als die bodennahe Luft-Temperatur bzw. die Eisoberflächentemperatur vermuten lässt, oder es kommt zu verstärkter interner Rückstreuung insbesondere durch große Eiskörner nahe der Oberfläche. Da große Temperaturgradienten im Übergangsbereich zwischen Luft und Firn auszuschließen sind, muss die Ursache in der Korngrößenverteilung im Firn liegen (Fahnestock et al., 2000). Hierfür kommen nun zwei – völlig unterschiedliche – Prozesse zum Tragen, die aber beide zu einem verstärkten Wachstum der Firnpartikel nahe der Oberfläche und damit zu einer jeweils verminderten Emissivität führen. Auf Grund kalter (katabatischer) Winde bilden sich verstärkt Eiskrusten, die zu einem erhöhten Kristallwachstum im oberflächennahen Bereich des Firns führen (Steffen et al., 1999). Solche Bedingungen finden sich insbesondere in den höher gelegenen Regionen des Untersuchungsgebiets. In den tiefer gelegenen Regionen, und damit auch oder vor allem auf den Schelfeisen, spielen Schmelz- und Regefrierzyklen eine Rolle. Deutliche Erwärmungen der Oberfläche – sei es durch Sonneneinstrahlung oder durch Föhn-Effekte, insbesondere durch sich erwärmende katabatische Winde – können ebenfalls zu Eiskrusten oder auch zu Eislagen in Folge von Schmelz-Gefrier-Zyklen führen. Hierbei kommt es zu einem rapiden Wachstum der größeren Kristalle, während kleinere verschwinden. Kommt es im Anschluss jedoch wieder zum Gefrieren der Oberfläche, sinkt die Emissivität zusätzlich deutlich ab. Ursache hierfür ist, dass die Emission alleine durch die Eigenschaften der grobkörnigen, regefrorenen Kruste bestimmt wird, während die Schwarzkörperstrahlung des darunter befindlichen feuchten Firns absorbiert wird.

Damit könnte erklärt werden, warum sich in vermeintlich sehr unterschiedlichen Gebieten (Schelfeis vs. Hinterland) ähnliche Strahlungsmuster ausbilden können. Wegen des gleichartigen Strahlungsmusters wachsen diese beiden Regionen in der Klassifikation jedoch zusammen. Es kann vermutet werden, dass es sich bei diesen Gebieten um Regionen handelt, in denen verstärkt

Luftmassen aus dem Hinterland abfließen.

**Differenzierung auf dem Inlandeis: *Hotspots*** Das Erscheinungsbild der gerade beschriebenen *Rinnen* wird verstärkt durch die Zonen erhöhter Strahlungstemperaturen in deren unmittelbarer Nähe wie z. B. auf dem Søråsen und dem Halvfarryggen westlich und östlich des Ekström-Schelfeises sowie auf den nordwestlichen und nordöstlichen Rücken am Amery-Schelfeis.

Diese *Hotspots* liegen in größerer Höhe und weisen eine höhere Strahlungstemperatur aus, als Gebiete ähnlicher Höhe. Die höhenbedingte Abnahme der Eisoberflächentemperatur würde eher noch eine weitere Verminderung der Strahlungstemperatur insbesondere gegenüber den genannten Schelfeisen erwarten lassen. Auch hier müssen Bildungsprozesse des Firns einen stärkeren Einfluss auf die Strahlungstemperatur haben. Auf Grund der Ergebnisse der Feldmessungen auf dem Søråsen lässt sich vermuten, dass es sich hierbei um Gebiete handelt, die geprägt sind durch erhöhte Akkumulation in Verbindung mit (meteorologischen) Bedingungen, die z. B. die Bildung von Tiefenreif begünstigen.

Diese Erklärungsansätze müssen nun im Detail z. B. mit weiteren meteorologischen Daten verglichen werden, um zu einem Modell der glaziologischen Ursachen der beschriebenen räumlichen und zeitlichen Eigenschaften und Veränderungen des Firnkörpers zu gelangen. Das würde aber deutlich den Rahmen der vorliegenden Arbeit übersteigen.

Die Detektion von Veränderungen in den oberflächennahen Firnschichten belegen zunächst das Vorhandensein von Änderungen in der lokalen Klimatologie. Eine Interpretation der Modifikationen der Firneigenschaften – insbesondere eine Rückführung auf deren Ursachen – erlaubt Rückschlüsse auf die Art der Variabilität im lokalen Klima. Damit lassen sich dann wiederum Rückschlüsse auf mögliche Änderungen im Akkumulationsregime erkennen und deuten.

# Literaturverzeichnis

- Abdalati, W. und K. Steffen. Passive microwave-derived snow melt regions on the Greenland ice sheet. *Geophysical Research Letters*, 22(7): 787–790, 1995.
- Abdalati, W. und K. Steffen. Accumulation and hoar effects on microwave emission in the Greenland ice-sheet dry-snow zones. *Journal of Glaciology*, 44(148): 523–531, 1998.
- Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung. The CRYOSAT Mission Home Page. <http://www.cryosat.de>, 2003.
- Alley, R. B., P. U. Clark, P. Huybrechts und I. Joughin. Ice-Sheet and Sea-Level Changes. *Science*, 310(5747): 456–460, DOI: 10.1126/science.1114613, 2005.
- Andreassen, L., F. Paul, A. Kääb und J. E. Hausberg. Landsat-derived glacier inventory for Jotunheimen, Norway, and deduced glacier changes since the 1930s. *The Cryosphere*, 2: 131–145, 2008.
- Armstrong, R. L. und M. J. Brodzik. An earth-gridded SSM/I data set for cryospheric studies and global change monitoring. *Advances in Space Research*, 16(10): 155–163, 1995.
- Arthern, R., D. Wingham und A. Ridout. Controls on ERS altimeter measurements over ice sheets: Footprint-scale topography, backscatter fluctuations, and the dependence of microwave penetration depth on satellite orientation. *Journal of Geophysical Research*, 106(D24): 33471, 2001. Doi: 10.1029/2001JD000498.
- Bamber, J. L. und R. A. Bindschadler. An improved elevation dataset for climate and ice-sheet modelling: validation with satellite imagery. *Annals of Glaciology*, 25: 438–444, 1997.
- Bartelme, N. *Geoinformatik: Modelle, Strukturen, Funktionen*. Springer, Heidelberg, 1995.
- Bässler, K.-H., W. Graf, H. Oerter und O. Reinwarth. Kernbohrungen im Ritscher-Hochland und auf dem Ekström-Schelfeis. In *Die Expedition ANTARKTIS-V, Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-V/4-5*, herausgegeben von H. Miller und H. Oerter, Band 57 von *Berichte zur Polarforschung*, Kapitel 1.4.2, Seiten 57–67. Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 1990.
- Bindschadler, R., P. L. Vornberger und S. Shabtaie. The detailed net mass balance of the ice plain in Ice Stream B, Antarctica: a geographic information system approach. *Journal of Glaciology*, 39(133): 471–482, 1993.

- Bintanja, R. On the glaciological, meteorological, and climatological significance of antarctic blue ice areas. *Rev. Geophys.*, 37(3): 337–359, 1999. Doi: 8755-1209/99/1999RG900007.
- Boeing Satellite Systems. Microwave Imagers Factsheet. Elektronisches Medium: [http://www.boeing.com/defense-space/space/bss/factsheets/376/microwave\\_imagers/mi.html](http://www.boeing.com/defense-space/space/bss/factsheets/376/microwave_imagers/mi.html), 2002.
- Bormann, P. und D. Fritzsche (Herausgeber). *The Schirmacher Oasis, Queen Maud Land, East Antarctica, and its surroundings*. Nummer 289 in Petermanns Geographische Mitteilungen. Justus Perthes Verlag, Gotha, 1995.
- Braun, M., A. Humbert und A. Moll. Changes of Wilkins Ice Shelf over the past 15 year and inferences on its stability. *The Cryosphere*, 3: 41–56, 2009.
- Brenner, A. C., R. A. Bindschadler, R. H. Thomas und H. Zwally. Slope-Induced Errors in Radar Altimetry Over Continental Ice Sheet. *Journal of Geophysical Research*, 88(C3): 1617–1623, 1983.
- British Antarctic Survey. *Antarctic Digital Database, Version 3.0. Manual and Bibliography*. Scientific Committee on Antarctic Research, Cambridge, 2006.
- Brooks, R., W. Campbell, R. Ramseier, H. Stanley und H. J. Zwally. Ice sheet topography by satellite altimetry. *Nature*, 1978.
- Brown, G. S. The Average Impulse Response of a Rough Surface and Its Application. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, AP-25(1): 67–74, 1977.
- Cabanes, C., A. Cazenave und C. LeProvost. Sea level change from Topex-Poseidon altimetry for 1993-1999 and possible warming of the southern oceans. *Geophysical Research Letters*, 28(1): 9–12, 2001a.
- Cabanes, C., A. Cazenave und C. L. Provost. Sea Level Rise During Past 40 Years Determined from Satellite and in Situ Observations. *Science*, 294(5543): 840–842, 2001b.
- Cardon, K., P. Goryl, R. Scharroo und J. Benveniste. 1997/98 El Niño observed by ERS. *Earth Observation Quarterly*, 59: 27–33, 1998.
- Carsey, F. D. (Herausgeber). *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, Band 68 von *Geophysical Monograph*. American Geophysical Union, Washington (DC), 1992.
- Carsey, F. D., R. G. Barry und W. F. Weeks. *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, Kapitel 1. Introduction, Seiten 1–7. Band 68 von Carsey (1992), 1992.
- Casey, K. S. und D. Adamec. Sea surface temperature and sea surface height variability in the North Pacific Ocean from 1993 to 1999. *Journal of Geophysical Research*, 107(C8), 2002. Doi: 10.1029/2001JC001060.
- Chelton, D. und P. McCabe. A review of satellite altimeter measurements of sea surface wind speed: With a proposed new algorithm. *Journal of Geophysical Research*, 90: 4707–4720, 1985.

- Chelton, D. B., J. C. Ries, B. Haines, L.-L. Fu und P. S. Callahan. *Satellite Altimetry and Earth Sciences*, Kapitel 1. Satellite Altimetry, Seiten 1–131. Band 69 von Fu und Cazenave (2001), 2001.
- Chelton, D. B., E. J. Walsh und J. L. MacArthur. Pulse Compression and Sea Level Tracking in Satellite Altimetry. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 6: 407–438, 1989.
- Comiso, J. Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations. *Journal of Geophysical Research*, 91(C1): 975–994, 1986.
- Comiso, J. und C. Sullivan. Satellite microwave and in-situ observations of the Weddell Sea ice cover and its marginal ice zone. *Journal of Geophysical Research*, 91(C8): 9663–9681, 1986.
- Comiso, J. C. Arctic multiyear ice classification and summer ice cover using passive microwave satellite data. *Journal of Geophysical Research*, 95(C8): 13411–13422, 1990.
- Comiso, J. C. und A. Gordon. *Antarctic Sea Ice – Physical Processes, Interactions and Variability*, Band 74 von *Antarctic Research Series*, Kapitel Interannual variability in summer sea ice minimum, coastal polynias and bottom water formation in the Weddell Sea, Seiten 293–315. American Geophysical Union, Washington, D.C., 1998.
- Comiso, J. C. und A. L. Gordon. Cosmonaut polynya in the Southern Ocean: Structure and variability. *Journal of Geophysical Research*, 101(C8): 18297–18313, 1996.
- Comiso, J. C., T. C. Grenfell, M. A. Lange, A. W. Lohanick, R. K. More und P. Wadhams. *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, Kapitel 12. Microwave Remote Sensing of the Southern Ocean Ice Cover, Seiten 243–259. Band 68 von Carsey (1992), 1992.
- Comiso, J. C., H. J. Zwally und J. L. Saba. Radiative Transfer Modeling of Microwave Emission and Dependence on Firn Properties. *Annals of Glaciology*, 3: 54–58, 1982.
- Cook, A. J. und D. G. Vaughan. Overview of areal changes of the ice shelves on the Antarctic Peninsula over the past 50 year. *The Cryosphere*, 4: 77–98, 2010.
- Cotton, P., P. Challenor und D. Carter. An Assessment of the Accuracy and Reliability of GEOSAT, ERS-1, ERS-2 and TOPEX Altimeter Measurements of Significant Wave Height and Wind Speed. *Proceedings of CEOS Wind and Wave Validation Workshop*, Seiten 81–93, 1997.
- Cumming, W. The dielectric properties of ice and snow at 3.2 centimeters. *J. Appl. Phys.*, 23(7): 768–773, 1952.
- Dash, M., S. Bhandari, N. Vyas, N. Khare, A. Mitra und P. Pandey. Oceansat-MSMR imaging of the Antarctic and Southern Polar Ocean. *International Journal of Remote Sensing*, 22(16): 3253–3259, 2001.
- Davies, P. *A guide to coordinate systems in Great Britain*. Ordnance Survey, 1999. <http://www.o-s.co.uk/services/gps-co/geo6.htm>.
- Davis, C. H. A Surface and Volume Scattering Retracking Algorithm for Ice Sheet Satellite Altimetry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 31(4): 811–818, 1993.

- Davis, C. H., C. A. Cluever und B. J. Haines. Elevation Change of the Southern Greenland Ice Sheet. *Science*, 279: 2086–2088, 1998.
- Davis, C. H. und R. K. Moore. A combined surface- and volume-scattering model for ice-sheet radar altimetry. *Journal of Glaciology*, 39(133): 675–686, 1993.
- Davis, C. H. und V. I. Poznyak. The Depth of Penetration in Antarctic Firn at 10 GHz. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 31(5): 1107–1111, 1993.
- Davis, C. H. und H. J. Zwally. Geographic and seasonal variations in the surface properties of the ice sheets by satellite-radar altimetry. *Journal of Glaciology*, 39(133): 687–697, 1993.
- D’Elia, S. und S. Jutz. SAR mission planning for ERS-1 and ERS-2. *ESA bulletin*, 90, 1997.
- Dietrich, R., R. Metzger, W. Korth und J. Perlt. Combined use of field observation and SAR interferometry to study ice dynamics and mass balance in Dronning Maud Land, Antarctica. *Polar Research*, 18(2): 291–298, 1999.
- Ducet, N., P. Y. Le Traon und G. Reverdin. Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2. *Journal of Geophysical Research*, 105(C8): 19477–19498, 2000.
- Ehrhardt, H., H. Hinze, W. Oswald, H. Schenke und L. Timmen. Satellitengestützte Positionsbestimmungen zur Ermittlung der Eisbewegung. In *Die Expedition ANTARKTIS-V mit FS PPolarstern"1986/87; Bericht von den Fahrabschnitten ANT-V/4-5*, herausgegeben von H. Miller und H. Oerter, Band 57 von *Berichte zur Polarforschung*, Seiten 82–87. Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 1990.
- eoPortal. List of EO and non-EO Satellite Missions. <http://directory.eoportal.org/>, Stand: 27.01.2010, 2010.
- Eurocontrol. *WGS 84 Implementation Manual*. Eurocontrol European Organization for the Safety of Air Navigation; Institut für Erdmessung und Navigation (IfEN) Universität der Bundeswehr, Brüssel, München, version 2.4 Auflage, 1998. <http://www.wgs84.com>.
- European Space Agency. ERS-1 System. Special Publication SP-1146, European Space Agency, Noordwijk (NL), 1992.
- European Space Agency. ERS User Handbook. Special Publication SP-1148 Rev. 1, European Space Agency, Noordwijk (NL), 1993.
- European Space Agency. Mission profile and mission phases. <http://earth.esa.int:80/rootcollection/eeo/00120.html>, 2002.
- Evenden, G. I. *Cartographic Projection Procedures for the UNIX Environment – A User’s Manual*. United States Department of the Interior, Geological Survey, 1990.
- Fahnestock, M. A., T. A. Scambos, C. A. Shuman, R. J. Arthern, D. P. Winebrenner und R. Kwok. Snow megadune fields on the East Antarctic Plateau: extreme atmosphere-ice interaction. *Geophysical Research Letters*, 27(22): 3719–3722, 2000.

- Fortuin, J. P. F. und J. Oerlemans. Parameterization of the annual surface temperature and mass balance of Antarctica. *Annals of Glaciology*, 14: 78–84, 1990.
- Foster, J., D. Hall, A. Chang und A. Rango. An Overview of Passive Microwave Snow Research and Results. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 22(2): 195–208, 1984.
- Fowler, C., J. Maslanik, T. Haran, T. Scambos, J. Key und W. Emery. AVHRR Polar Pathfinder twice-daily 5 km EASE-Grid composites. Digital media, 2000, 2009.
- Free Software Foundation. GNU's Not Unix! <http://www.gnu.org/copyleft/gpl.html>, 1984.
- Fricker, H. A., I. Allison, M. Craven, G. Hyland, A. Rudell, N. Young, R. Coleman, M. King, K. Krebs und S. Popov. Redefinition of the Amery Ice Shelf, East Antarctica, grounding zone. *Journal of Geophysical Research*, 105(B5): DOI: 10.1029/2001JB000383, 2002.
- Fricker, H. A. und L. Padman. Tides on Filchner-Ronne Ice Shelf from ERS radar altimetry. *Geophysical Research Letters*, 29(12), 2002. Doi: 10.1029/2001GL014175.
- Fricker, H. A., R. C. Warner und I. Allison. Mass balance of the Lambert Glacier-Amery Ice Shelf system, East Antarctica: a comparison of computed balance fluxes and measured fluxes. *Journal of Glaciology*, 46(155): 561–570, 2000.
- Fritzsche, D. und P. Bormann. *The Schirmacher Oasis, Queen Maud Land, East Antarctica, and its surroundings*, Kapitel 1. The Schirmacher Oasis as a part of Queen Maud Land, Seiten 21–38. In Bormann und Fritzsche (1995), 1995.
- Fu, L.-L. und A. Cazenave (Herausgeber). *Satellite Altimetry and Earth Sciences*, Band 69 von *International Geophysics Series*. Academic Press, San Diego et al., 2001.
- Fung, A. K. und H. J. Eom. A study of Backscattering and Emission from Closely Packed Inhomogeneous Media. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-23(5): 761–767, 1985.
- Glen, J. W. und J. G. Paren. The electric properties of snow and ice. *Journal of Glaciology*, 15(73): 15–38, 1975.
- Gloersen, P. und D. Cavalieri. Reduction of weather effects in the calculation of sea ice concentration from microwave radiances. *Journal of Geophysical Research*, 91(C3): 3913–3919, 1986.
- Gommenginger, C., M. Srokosz, J. Wolf und P. Janssen. An investigation of altimeter sea state bias theories. *Journal of Geophysical Research*, 108(C1): 3011, 2003. Doi: 10.1029/2001JC001174.
- Gourrion, J., D. Vandemark, S. Bailey und B. Chapron. Satellite altimeter models for surface wind speed developed using ocean satellite crossovers. Technischer Bericht IFREMER-DROOS-2000-02, Cersat, 2000.
- Graf, W., K. Moser und H. Rott. Schneeprofile und Flachbohrungen der Ekström- Traverse 1987. In *Die Expedition ANTARKTIS-V, Bericht von den Fahrtabschnitten ANT-V/4-5*,

- herausgegeben von H. Miller und H. Oerter, Band 57 von *Berichte zur Polarforschung*, Kapitel 1.4.3, Seiten 68–75. Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 1990.
- Graf, W. und D. Wagenbach. Glaciological Data. *Filchner-Ronne Ice Shelf Programme*, 4: 68–72, 1990.
- Grenfell, T. C., J. C. Comiso, M. A. Lange, H. Eicken und M. R. Wensnahan. Passive Microwave Observations of the Weddell Sea during austral winter and early spring. *Journal of Geophysical Research*, 99(C5): 9995–10010, 1994.
- Hall, D. K. und J. Martinec. *Remote sensing of ice and snow*. Chapman and Hall, New York, 1985.
- Hallikainen, M. und D. P. Winebrenner. *The physical basis for sea ice remote sensing*, Band 68 von *Geophysical Monograph*, Kapitel 3, Seiten 29–46. AGU, Washington, 1992.
- Hallikainen, M. T., F. T. Ulaby und M. Abdelrazik. Dielectric Properties of Snow in the 3 to 37 GHz Range. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 34(11): 1329–1340, 1986.
- Hartl, P. und C. Reigber. Das PRARE-System der ERS-1-Mission. *Die Geowissenschaften*, 4-5: 156–162, 1991.
- Hayne, G. Radar altimeter waveform modeled parameter recovery. Technical Memorandum 73294, National Aeronautics and Space Administration, Wallops Island, 1981.
- Heidland, K. *Satellitenaltimetrie über Eis – Anwendung des GEOSAT-Altimeters über dem Ekströmisen, Antarktis*, Band 141 von *Berichte zur Polarforschung*. Alfred-Wegener-Institut für Polar und Meeresforschung, Bremerhaven, 1994.
- Heinze, O., S. Eickschen und U. Schröter. ERS-2 Satellitenaltimetrie Ground-Truth Südsommer 1997. In *Berichte zur Polarforschung*, herausgegeben von W. Jokat und H. Oerter, Seiten 94–97. Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 1998.
- Herzfeld, U. C. *Atlas of Antarctica: Topographic Maps from Geostatistical Analysis of Satellite Radar Altimeter Data*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 2004.
- Herzfeld, U. C., C. S. Lingle und L.-H. Lee. Recent Advance of the grounding line of Lambert Glacier, Antarctica, deduced from satellite-radar altimetry. *Annals of Glaciology*, 20: 43–47, 1994.
- Higham, M. und M. Craven. Surface Mass Balance and Snow Surface Properties from the Lambert Glacier Basin Traverses 1990-94. Research Report 9, Antarctic CRC, Hobart, 1997.
- Hofer, R. und C. Mätzler. Investigations on snow parameters by radiometry in the 3- to 60-mm wavelength region. *Journal of Geophysical Research*, C1(85): 453–460, 1980.
- Horwath, M., R. Dietrich, M. Bäessler, U. Nixdorf, D. Steinhage, F. Diedrich, V. Damm und G. Reitmayr. Nivlisen, an Antarctic ice shelf in Dronning Maud Land: geodetic-glaciological results from a combined analysis of ice thickness, ice surface height and ice-flow observations. *Journal of Glaciology*, 52(176): 17–30, 2006.



- Humbert, A. und M. Braun. The Wilkins Ice Shelf, Antarctica: break-up along failure zones. *Journal of Glaciology*, 54(188): 943–944, 2008.
- Hwang, P. A., W. J. Teague, G. A. Jacobs und D. W. Wang. A statistical comparison of wind speed, wave height, and wave period derived from satellite altimeters and ocean buoys in the Gulf of Mexico region. *Journal of Geophysical Research*, 103(C5): 10451–10468, 1998.
- IFAG. *Karten zur Schelfeiskinematik, 1: 500000, EKSTRÖMISEN, SR 29-30 SW, Antarktis*. Institut für Angewandte Geodäsie, Frankfurt am Main, 1989.
- Ifremer. *Altimeter products user manual*. Ifremer, CNES, CLS Argos, Plouzane, Toulouse, 6. Auflage, 1994.
- Jezek, K. und RAMP Product Team. RAMP AMM-1 SAR Image Mosaic of Antarctica. Digital media, 2002. Fairbanks, Alaska Satellite Facility, in association with the National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO.
- Kertz, W. *Einführung in die Geophysik*. Nummer 275 in Hochschultaschenbücher. Wissenschaftsverlag, Mannheim, Wien, Zürich, 1969.
- Kohnen, H. *Antarktis Expedition*. Gustav Lübbe Verlag, Bergisch-Gladbach, 1981.
- Kääb, A. Remote sensing of permafrost-related problems and hazards. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(2): 107–136, 2008.
- Kääb, A., F. Paul, M. Maisch, H. M. und W. Haeberli. The new remote-sensing-derived Swiss glacier inventory: II. First results. *Annals of Glaciology*, 34: 362–366, 2002.
- Laxon, S. Sea ice extent mapping using the ERS-1 radar altimeter. *EARSel Advances in Remote Sensing*, 3(2): 112–116, 1994.
- Legrésy, B. und F. Rémy. Using the temporal variability of satellite radar altimetric observations to map surface properties of the Antarctic ice sheet. *Journal of Glaciology*, 44(147): 197–206, 1998.
- Lingle, C. S. und D. N. Covey. Elevation changes on the East Antarctic ice sheet, 1978–93, from satellite radar altimetry: a preliminary assessment. *Annals of Glaciology*, 27: 7–18, 1998.
- Lubin, D., C. Garrity, R. O. Ramseier und R. H. Whritner. Total Sea Ice Concentration Retrieval from the SSM/I 85.5 GHz Channels during the Arctic Summer. *Remote Sensing of Environment*, 62: 63–76, 1997.
- Lythe, M. B., D. G. Vaughan und the BEDMAP Consortium. BEDMAP: A new thickness and subglacial topographic model of Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 2001.
- Martin, T. und E. Augstein. Large-scale drift of Arctic Sea ice retrieved from passive microwave satellite data. *Journal of Geophysical Research*, 105(C4): 8775–8788, 2000.
- Martin, T. V., H. J. Zwally, A. C. Brenner und R. A. Bindschadler. Analysis and Retracking of Continental Ice Sheet Radar Altimeter Waveforms. *Journal of Geophysical Research*, 88(C3): 1608–1616, 1983.

- Maslanik, J. und J. Stroeve. DMSR SSM/I daily polar gridded brightness temperatures, 1996 - 2005. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. Digital Media, 1990.
- Massom, R. und J. C. Comiso. The Classification of Arctic Sea Ice Types and the Determination of Surface Temperature using Advanced Very High Resolution Radiometer data. *Journal of Geophysical Research*, 99(C3): 5201–5218, 1994.
- Mätzler, C. und R. Hüppi. Review of signature studies for microwave remote sensing of snowpacks. *Advances in Space Research*, 9(1): 253–265, 1989.
- Mayer, C. und P. Huybrechts. Ice-dynamic conditions across the grounding zone, Ekströmsen, East Antarctica. *Journal of Glaciology*, 45(150): 384–393, 1999.
- McAdoo, D. C. und K. M. Marks. Resolving marine gravity with ERS-1 Satellite Altimetry. *Geophysical Research Letters*, 19(22): 2271–2274, 1992. Paper Number 92GL02436.
- Metzig, R., R. Dietrich, W. Korth, J. Perlt, R. Hartmann und W. Winzer. Horizontal ice velocity and grounding zone detection in the surroundings of Schirmacherøase, Antarctica, using SAR interferometry. *Polarforschung*, 67(1/2): 7–14, 1997. Erschienen 2000.
- Morris, E. und D. G. Vaughan. *Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical and Palaeoenvironmental Perspectives*, Band 79 von *Antarctic Research Series*, Kapitel Spatial and temporal variation of surface temperature on the Antarctic Peninsula, Seiten 61–68. American Geophysical Union, 2003.
- Moser, K. Untersuchungen zur Akkumulation auf dem Filchner/Ronne- und Ekström-Schelfeis unter Anwendung von Isotopenmethoden mit ergänzenden stratigraphischen Studien, 1990. Abschlußbericht zum Forschungsvorhaben der DFG (Az: Mo 59/30-1 - 6; 1983-1989).
- Moser, K. *Raum-Zeit-Variation der chemischen Zusammensetzung des Firns antarktischer Randgebiete*. Dissertation, Ruprecht-Karls-Universität, Heidelberg, 1991.
- Mote, T. L. und M. R. Anderson. Variations in snowpack melt on the Greenland ice sheet based on passive-microwave measurements. *Journal of Glaciology*, 41(137): 51–60, 1995.
- Mote, T. L., M. R. Anderson, K. C. Kuivinen und C. M. Rowe. Passive microwave-derived spatial and temporal variations of summer melt on the Greenland ice sheet. *Annals of Glaciology*, 17: 233–238, 1993.
- Müller, U., H. Sandhäger, J. Sievers und N. Blindow. Glacio-kinematic analysis of ERS-1/2 SAR data of the Antarctic ice shelf Ekströmsen and the adjoining inland ice sheet. *Polarforschung*, 67(1/2): 15–26, 1997. Erschienen 2000.
- NASA Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (PO.DAAC). Special Sensor Microwave Imager (SSM/I). Elektronisches Medium: [http://podaac.jpl.nasa.gov:2031/SENSOR\\_DOCS/ssmi.html](http://podaac.jpl.nasa.gov:2031/SENSOR_DOCS/ssmi.html), 1996.
- National Aeronautics and Space Administration. Radar Altimeter Product Documentation. <http://icesat4.gsfc.nasa.gov>, 1997.

- National Aeronautics and Space Administration. The ICESAT Mission Home Page. <http://icesat.gsfc.nasa.gov>, 2003.
- Neteler, M. Das Grass-Handbuch – Ein problemorientierter Leitfaden. Hannover, 1997.
- Oerter, H. Snow accumulation across Ekströmsisen and Ritscherflya. In *21. Internationale Polarlagung*. Deutsche Gesellschaft für Polarforschung, 2003. [http://www.awi-bremerhaven.de/Publications/Oer2003a\\_abstract.html](http://www.awi-bremerhaven.de/Publications/Oer2003a_abstract.html) (17.02.2006).
- Parkinson, C. L. Variability of Arctic sea ice: The view from space, an 18-year record. *Arctic*, 53(4): 341–358, 2000.
- Partington, K. C. Discrimination of glacier facies using multi-temporal SAR-dat. *Journal of Glaciology*, 44(146): 42–53, 1998.
- Partington, K. C., W. Cudlip und C. G. Rapley. An assessment of the capability of the satellite radar altimeter for measuring ice sheet topographic change. *International Journal of Remote Sensing*, 12(3): 585–609, 1991.
- Partington, K. C. und C. G. Rapley. Analysis and Simulation of Altimeter Performance for the production of Ice Sheet Topographic Maps. *Annals of Glaciology*, 8: 141–145, 1986.
- Partington, K. C., J. K. Ridley und C. G. Rapley. Observations of the surface properties of the ice sheets by satellite radar altimetry. *Journal of Glaciology*, 35(120): 267–275, 1989.
- Paterson, J., B. Brisco, S. Argus und G. Jones. *In-situ* Measurements of Micro-Scale Surface Roughness of Sea Ice. *Arctic*, 44(1): 140–146, 1991.
- Paterson, W. S. B. *The physics of glaciers*. Pergamon/Elsevier Science, Oxford, New York, Tokyo, 1994.
- Pattyn, F. und H. Declair. Satellite monitoring of ice and snow conditions in the Sør Rondane Mountains, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 17: 41–48, 1993.
- Paul, F. und L. M. Andreassen. A new glacier inventory for the Svartisen region, Norway, from Landsat ETM+ data: challenges and change assessment. *Journal of Glaciology*, 55(192): 607–618, 2009.
- Paul, F., A. Kääb, M. Maisch, K. T. und W. Haeberli. The new remote-sensing-derived Swiss glacier inventory: I. Methods. *Annals of Glaciology*, 34: 355–361, 2002.
- Pearson, F. *Map Projections: Theory and Applications*. CRC Press, Boca Raton (Florida), 1990.
- Phillips, H. A. Surface meltstreams on the Amery Ice Shelf, East Antarctica. *Annals of Glaciology*, 27: 177–181, 1998.
- Phillips, H. A. *Applications of ERS satellite radar altimetry in the Lambert-Amery Ice Shelf system, East Antarctica*. Dissertation, University of Tasmania, Hobart, Australia, Antarctic CRC, 1999.

- Phillips, H. A., I. Allison, R. Coleman, G. Hyland, P. J. Morgan und N. W. Young. Comparison of ERS satellite radar altimeter heights with GPS-derived heights on the Amery Ice Shelf, East Antarctica. *Annals of Glaciology*, 27: 19–24, 1998.
- Picard, G., L. Brucker, M. Fily, H. Gallée und G. Krinner. Modeling time series of microwave brightness temperature in Antarctica. *Journal of Glaciology*, 55(191): 537–551, 2009.
- Popov, S. V. und G. L. Leitchenkov. Radio-Echo Sounding Investigations of Western Dronning Maud Land and North-Eastern Coats Land, East Antarctica. *Polarforschung*, 67(3): 155–161, 2000.
- Press, W. H., B. P. Flannery, S. A. Teukolsky und W. T. Vetterling. *Numerical Recipes in C*. Cambridge University Press, New York, NY, 1991.
- Rajaseenan, C. und H. W. Schenke. Calibration and Validation of ERS-2 Altimeter Waveform Data over Antarctica. *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, 1998.
- Rapley, C. G., J. L. Bamber, J. G. Morley, J. K. Ridley, S. W. Laxon, D. Mantripp, J. A. D. Mansley und D. J. Wingham. Analysis of ERS-1 Altimeter Data over Polar Ice Sheets. Seiten 235–240. European Space Agency, European Space Agency, Nordwijk, 1993.
- Rau, F. und M. Braun. The regional distribution of the dry snow zone on the Antarctic Peninsula north of 70° south. Präsentiert bei 4. International Symposium of Remote Sensing in Glaciology, Maryland, 2001.
- Rau, F., M. Braun, H. Saurer und H. Goßmann. Gletschermonitoring auf der Antarktischen Halbinsel und angrenzender Gebiete mit Satellitendaten. Präsentation bei der 20. Internationalen Polartagung in Dresden, 2001.
- Rees, G. *The remote sensing data book*. Cambridge University Press, Cambridge, 1999.
- Rémy, F., P. Mazzega, S. Houry, C. Brossier und J. F. Minster. Mapping of the Topography of Continental Ice by Inversion of Satellite-Altimeter Data. *Journal of Glaciology*, 35(119): 98–107, 1989.
- Rémy, F. und J. F. Minster. Precise altimetric topography on ice-sheet flow studies. *Annals of Glaciology*, 17: 195–200, 1993.
- Rémy, F., C. Ritz und L. Brisset. Ice-Sheet floe features and rheological parameters derived from precise altimetric topography. *Annals of Glaciology*, 23: 277–283, 1996.
- Rémy, F., P. Shaeffer und B. Legrésy. Ice flow physical processes derived from the ERS-1 high-resolution map of the Antarctica and Greenland ice sheets. *Geophysical Journal International*, 139: 645–656, 1999.
- Richards, J. A. *Remote Sensing Digital Image Analysis: an introduction*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 2. Auflage, 1993.
- Richter, W., und P. Bormann. *The Schirmacher Oasis, Queen Maud Land, East Antarctica, and its surroundings*, Kapitel 5. Weather and climate, Seiten 207–220. In Bormann und Fritzsche (1995), 1995.

- Ridley, J. Snow properties from passive microwave observations of Antarctica. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1991. 'Remote Sensing: Global Monitoring for Earth Management'*, 4: 2329–2332, 1991.
- Ridley, J. und K. Partington. A model of satellite radar altimeter return from ice sheets. *International Journal of Remote Sensing*, 9(4): 601–624, 1988.
- Riffenburgh, B. (Herausgeber). *Encyclopedia of the Antarctic*. Routledge, 2007.
- Rignot, E., K. Echelmeyer und W. Karbill. Penetration depth of interferometric synthetic-aperture radar signals in snow and ice. *Geophysical Research Letters*, 28(18): 3501–3504, 2001.
- Roesch, A., M. Wild, H. Gilgen und A. Ohmura. A new snow cover fraction parametrization for the ECHAM4 GCM. *Climate Dyn.*, 17: 933–946, 2001.
- Rosenberger, A., H. Oerter und H. Miller. Short Range Radar Observations on Ekströmsen, Antarctica. *Polarforschung*, 65(1): 1–14, 1997.
- Rosmorduc, V., J. Benveniste, O. Lauret, C. Maheu, M. Milagro und N. Picot. Radar Altimetry Tutorial. <http://www.altimetry.info>, 2009.
- Rotman, S., A. Fisher und D. Staelin. Inversion for physical characteristics of snow using passive radiometric observations. *Journal of Glaciology*, 28(98): 179–185, 1982.
- Rott, H. *Microwave radiometry and remote sensing applications*, Kapitel Multispectral microwave signatures of the Antarctic ice sheet, Seiten 89–101. VSP, Utrecht, 1989.
- Rott, H., W. Rack, P. Skvarca und H. De Angelis. Northern Larsen Ice Shelf, Antarctica: further retreat after collapse. *Annals of Glaciology*, 34: 277–282, 2002.
- Sandwell, D. T. und R. W. Agreen. Seasonal Variation in Wind Speed and Sea State From Global Satellite Measurements. *Journal of Geophysical Research*, 89(C2): 2041–2051, 1984. Paper Number: 3C1719.
- Sandwell, D. T. und W. H. Smith. *Satellite Altimetry and Earth Sciences*, Kapitel 12. Bathymetric Estimation, Seiten 441–457. Band 69 von Fu und Cazenave (2001), 2001.
- Sandwell, D. T. und W. H. F. Smith. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 102(B5): 10039–10054, 1997. Paper Number: 96JB03223.
- Scambos, T. A., C. Hulbe, M. Fahnestock und J. Bohlander. The link between climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology*, 46(154): 516–530, 2000.
- Schlosser, E., H. Oerter und W. Graf. *Untersuchungen zur Schnee-Akkumulation auf dem Ekströmsen, Antarktis, 1980-1996*, Band 313 von *Berichte zur Polarforschung*. Alfred-Wegener-Institut für Polar und Meeresforschung, Bremerhaven, 1999.

- Schoof, C. The effect of basal topography on ice sheet dynamics. *Continuum Mechanics and Thermodynamics*, 15: 295–307, 2003. Doi: 10.1007/s00161-003-0119-3.
- Shum, C., J. Ries und B. Tapley. The Accuracy and Application of Satellite Altimetry. *Geophysical Journal International*, 121(2): 321–336, 1995.
- Shuman, C. A., R. B. Alley und S. Anandakrishnan. Characterization of a hoar-development episode using SSM/I brightness temperatures in the vicinity of the GISP2 site, Greenland. *Annals of Glaciology*, 17: 183–188, 1993.
- Shuman, C. A., R. B. Alley, S. Anandakrishnan und C. R. Stearns. An empirical technique for estimating near-surface air temperature trends in central Greenland from SSM/I brightness temperatures. *Remote Sensing of Environment*, 51: 245–252, 1995.
- Shumskiy, P. Glaciological and geomorphological reconnaissance in the Antarctic in 1956. *Journal of Glaciology*, 3: 56–61, 1957.
- Siegert, M. J. und J. K. Ridley. Determining basal ice-sheet conditions in the Dome C region of East Antarctica using satellite radar altimetry and airborne radio-echo sounding. *Journal of Glaciology*, 44(146): 1–8, 1998.
- Snyder, J. P. *Map projections used by the U.S. Geological Survey*. United States Gov. Print. Off., 1982.
- Snyder, J. P. *Map projections - a working manual*. Nummer 1395 in U.S. Geological Survey professional paper. United States Gov. Print. Off., Washington, DC, 1987.
- Srivastav, S. K. und R. P. Singh. Microwave radiometry of snow-covered terrains. *International Journal of Remote Sensing*, 12(10): 2117–2131, 1991.
- Steffen, K., W. Abdalati und I. Sherjal. Faceted crystal formation in the northeast Greenland low-accumulation region. *Journal of Glaciology*, 45(149): 63–68, 1999.
- Steffen, K., W. Abdalati und J. Stroeve. Climate sensitivity studies of the Greenland ice sheet using satellite AVHRR, SSMR, SSM/I and in situ data. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 51: 239–258, 1993.
- Steinhage, D. *Beiträge aus geophysikalischen Messungen in Dronning Maud Land, Antarktis, zur Auffindung eines optimalen Bohrpunktes für eine Eiskerntiefbohrung*, Band 384 von *Berichte zur Polarforschung*. Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 2001.
- Stiles, W. H. und F. T. Ulaby. Dielectric Properties of Snow. Technischer Bericht RSL-TR 527-1, University of Kansas / Remote Sensing Laboratory, Lawrence, Kansas, 1981.
- Stogryn, A. A study of the Microwave Brightness Temperature of Snow from the Point of View of Strong Fluctuation theory. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-24(2): 220–231, 1986.
- Surdyk, S. und M. Fily. Comparison of the passive microwave spectral signature of the Antarctic ice sheet with ground traverse data. *Annals of Glaciology*, 17: 161–166, 1993.

- Tedesco, M. A new record in 2007 for melting in Greenland. *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, 88(39): 383, 2008a.
- Tedesco, M. Updates 2008 surface snowmelt trends in Antarctica. *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, 89(13): 126, 2008b.
- Thyssen, F. und K. Grosfeld. Ekström Ice Shelf, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 11: 180–183, 1988.
- Ulaby, F. T., R. K. Moore und A. K. Fung. *Microwave Remote Sensing: Active and Passive – Volume II: Radar Remote Sensing and Surface Scattering and Emission Theory*. Artech House, Norwood (MA), London, 1982.
- Ulaby, F. T., R. K. Moore und A. K. Fung. *Microwave Remote Sensing: Active and Passive – Volume III: From Theory to Application*. Artech House, Norwood (MA), London, 1986.
- Ulaby, F. T. und W. H. Stiles. The Active and Passive Microwave Response to Snow Parameters: 2. Water Equivalent of Dry Snow. *Journal of Geophysical Research*, 85(C2): 1045–1049, 1980.
- United States Army Corps of Engineers. GRASS 4.1 User's Reference Manual. <http://www.geog.uni-hannover.de/grass/gdp/tutorial/refman.ps.gz> oder <http://www.baylor.edu/~grass/userman/index.html>, 1993.
- Van den Broeke, M. R., J.-G. Winther, E. Isaksson, J. F. Pinglot, L. Karlöf, T. Eiken und L. Conrads. Climate variables along a traverse line in Dronning Maud Land, East Antarctica. *Journal of Glaciology*, 45(150): 295–302, 1999.
- Van der Veen, C. und K. Jezek. Seasonal variations in brightness temperature for central Antarctica. *Annals of Glaciology*, 17: 300–306, 1993.
- Vaughan, D. G., J. L. Bamber, M. B. Giovannetto, J. Russel und A. P. R. Cooper. Reassessment of Net Surface Mass Balance in Antarctica. *Journal of Climate*, 12(4): 933–946, 1999.
- Wen, J., Y. Wang, J. Liu, K. C. Jezek, P. Huybrechts, B. M. Csathó, K. L. Farness und B. Sun. Mass budget of the grounded ice in the Lambert Glacier-Amery Ice Shelf system. *Annals of Glaciology*, 48: 193–197, 2008.
- Wessel, P. und W. H. F. Smith. New, improved version of Generic Mapping Tools released. *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, 79(47): 579, 1998.
- Wickert, J., C. Reigber, G. Beyerle, R. König, C. Marquardt, T. Schmidt, L. Grunwaldt, R. Galas, T. K. Meehan, W. G. Merbourne und K. Hocke. Atmosphere sounding by GPS radio occultation: First results from CHAMP. *Geophysical Research Letters*, 28(17): 3263–3266, 2001.
- Wiesmann, A., C. Fierz und C. Mätzler. Simulation of microwave emission from physically modeled snowpacks. *Annals of Glaciology*, 31: 397–405, 2000.
- Wingham, D., A. Ridout, R. Scharroo, R. Arthern und C. Shum. Antarctic elevation change from 1992 to 1996. *Science*, 282(5388): 369–580, 1998.

- Wingham, D. J., C. G. Rapley und J. G. Morley. Improving Resolution Ice Sheet Mapping with Satellite Radar Altimeters. *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, 74(10): 113–116, 1993.
- Winther, J.-G. Studies of snow surface characteristics by Landsat TM in Dronning Maud Land, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 17: 27–34, 1993.
- Winther, J.-G., M. N. Jespersen und G. E. Liston. Blue-ice areas in Antarctica derived from NOAA AVHRR satellite data. *Journal of Glaciology*, 47(157): 325–334, 2001.
- Witter, D. und D. Chelton. A Geosat wind speed algorithm and a method for altimeter wind speed algorithm development. *Journal of Geophysical Research*, 96(C5): 8853–8860, 1991.
- Yackel, J. und D. Barber. Melt pond on sea ice in the Canadian Archipelago; 2. On the use of RADARSAT-1 synthetic aperture radar for geophysical inversion. *Journal of Geophysical Research*, 105(C9): 22061–22070, 2000.
- Yackel, J., D. Barber und J. Hanesiak. Melt pond on sea ice in the Canadian Archipelago; 1. Variability in morphological and radiative properties. *Journal of Geophysical Research*, 105(C9): 22049–22060, 2000.
- Yi, D. und C. R. Bentley. A Retracking Algorithm for Satellite Radar Altimetry over an Ice Sheet and its Applications. Technischer Bericht 96-27, CRREL, 1996.
- Yi, D., C. R. Bentley und M. D. Stenoien. Seasonal variation in the apparent height of the East Antarctic ice sheet. *Annals of Glaciology*, 24: 191–198, 1997.
- Zachl, U. *Deutsch - Italienisches Glossar zur Fernerkundung, mit englischen Äquivalenten*. Diplomarbeit, Institut für Translationswissenschaft, Universität Innsbruck, 2002.
- Zwally, H., M. Beckley, A. Brenner und M. Giovinetto. Motion of major ice-shelf fronts in Antarctica from slant-range analysis of radar altimeter data, 1978-98. *Annals of Glaciology*, 34: 255–262, 2002a.
- Zwally, H., B. Schutz, W. Abdalati, J. Abshire, C. Bentley, A. Brenner, J. Bufton, J. Dezio, D. Hancock, D. Harding, T. Herring, B. Minster, K. Quinn, S. Palm, J. Spinhirne und R. Thomas. ICESat's laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean, and land. *Journal of Geodynamics*, 34(3-4): 405–445, 2002b.
- Zwally, H. J. Microwave Emissivity and Accumulation Rate of Polar Firn. *Journal of Glaciology*, 18(79): 195–215, 1977.
- Zwally, H. J. und A. C. Brenner. *Satellite Altimetry and Earth Sciences*, Kapitel 9. Ice Sheet Dynamics and Mass Balance, Seiten 351–369. Band 69 von Fu und Cazenave (2001), 2001.
- Zwally, H. J., A. C. Brenner und J. DiMarzio. Growth of the Southern Greenland ice sheet. *Science*, 281(5381): 1251, 1998.
- Zwally, H. J., A. C. Brenner, J. DiMarzio und T. Seiss. Ice Sheet Topography from retracked ERS-1 Altimetry. In *Proceedings Second ERS-1 Symposium – Space at the Service of our Environment*, Seiten 159–164. European Space Agency, 1994.



- Zwally, H. J., A. C. Brenner, J. A. Major, R. A. Bindschadler und J. G. Marsh. Growth of Greenland Ice Sheet: Measurement. *Science*, 246: 1587–1589, 1989.
- Zwally, H. J. und L. Jun. Seasonal and interannual variations of firn densification and ice-sheet surface elevation at the Greenland summit. *Journal of Glaciology*, 48(161): 199–207, 2002.
- Zwally, H. J., S. N. Stephenson, R. A. Bindschadler und R. H. Thomas. Antarctic ice-shelf boundaries and elevations from satellite radar altimetry. *Annals of Glaciology*, 9: 229–235, 1987.

Anhang A

# Ergebnisse der Schneeschnittuntersuchungen

Tabelle A.1: Schacht Nr. 1 (*Camp 50km*/Ekström-Schelfeis, zentral)

Teufe (m)	Dichte ( $kg/m^3$ )	Korngröße (mm)	Temperatur ( $^{\circ}C$ )	Bemerkung
0,00		2,0	-9,7	
0,10	350	4,0	-8,3	
0,20	400	2,0	-7,5	
0,30	400	2,0	-7,0	
0,40	400	1,5	-7,2	
0,50	420	1,5	-7,3	
0,60	340	2,5	-6,8	
0,70	480	2,0	-6,7	Eislagen
0,80	480	1,5	-6,8	Eislagen
0,90	320	2,5	-7,1	
1,00	480	2,5	-7,1	
1,10	300	1,5	-7,1	
1,20	360	3,0	-7,4	
1,30	420	3,0	-7,5	
1,40	400	3,0	-8,0	Eislagen
1,50	400	2,0	-8,1	Eislagen
1,60	440	2,0	-8,5	
1,70	400	2,0	-8,9	
1,80	440	2,0	-9,1	
1,90	380	3,0	-9,5	
2,00	320	2,0	-9,8	
2,10		5,0 (?)	-10,5	

Tabelle A.2: Schacht Nr. 2 (*Camp 50km*/Ekström-Schelfeis, Nordost)

Teufe (m)	Dichte ( $kg/m^3$ )	Korngröße (mm)	Temperatur ( $^{\circ}C$ )	Bemerkung
0,00		3,0	-7,4	
0,10	390	3,0	-8,3	Eislagen
0,20	400	2,5	-7,8	
0,30	420	3,0	-7,9	
0,40	420	2,5	-7,8	
0,50	410	3,0	-7,7	
0,60	440	5,0	-7,8	Eislagen
0,70	420	3,0	-7,8	
0,80	480	2,5	-7,8	
0,90	440	3,0	-8,0	Eislagen
1,00	440	2,0	-8,3	
1,10	440	3,0	-8,4	
1,20	440	5,0	-8,3	
1,30	360	3,5	-8,7	
1,40	400	2,5	-8,8	
1,50	440	2,5	-9,3	
1,60	360	3,0	-9,7	
1,70	480	3,0	-9,8	
1,80	420	2,5	-10,5	
1,90	460	3,0	-10,7	
2,00	480	2,0	-11,0	
2,10	480	3,0	-11,3	
2,20	480	4,0	-11,4	
2,30	480	2,5	-11,8	
2,40	400		-12,0	Eislagen

Tabelle A.3: Schacht Nr. 3 (*Camp 50km*/Ekström-Schelfeis, Nordwest)

Teufe (m)	Dichte ( $kg/m^3$ )	Korngröße (mm)	Temperatur (°C)	Bemerkung
0,00	460	3,0	-5,2	
0,10	400	2,0	-5,5	
0,20	440	2,0	-5,8	
0,30	420	2,5	-5,7	dünne Eislagen
0,40	460	3,0	-5,6	
0,50	440	2,0	-5,9	
0,60	420	2,0	-5,3	
0,70	440	2,5	-6,6	Eislagen
0,80	440	2,5	-6,7	Eislagen
0,90	480	1,5	-7,1	Eislagen
1,00	520	1,5	-7,0	
1,10	380	2,0	-7,3	
1,20	440	2,0	-7,6	
1,30	400	2,5	-8,2	Eislagen
1,40	440	2,0	-8,6	Eislagen
1,50	360	2,5	-9,0	
1,60	460	2,0	-9,4	
1,70	440	1,5	-9,8	
1,80	440	2,0	-10,2	
1,90	480	1,5	-10,5	
2,00	400	2,0	-10,6	
2,10	400	1,0	-11,5	
2,20	440		-11,6	
2,30	360	1,0	-12,1	

Tabelle A.4: Schacht Nr. 4 (*Camp Olymp/Søråsen*, zentral)

Teufe (m)	Dichte ( $kg/m^3$ )	Korngröße (mm)	Temperatur ( $^{\circ}C$ )	Bemerkung
0,10	340	1,5	-10,2	
0,15	360	1,5	-10,2	
0,20	390	1,8	-10,2	
0,25	400	2,0	-10,3	
0,30	400	1,4	-10,4	
0,35	390	1,0	-10,3	
0,40	290	0,9	-10,3	
0,45	380	1,0	-10,3	
0,50	440	1,4	-10,3	
0,55	440	1,8	-10,3	
0,60	400	1,9	-10,3	
0,65	410	2,0	-10,3	
0,70	440	2,1	-10,4	
0,75	400	2,3	-10,4	
0,80	400	2,3	-10,5	
0,85	440	2,3	-10,7	
0,90	440	2,1	-10,8	
0,95	500	2,0	-10,7	
1,00	420	2,0	-10,7	
1,05	420	2,0	-10,8	
1,10	440	1,9	-10,9	
1,15	440	1,8	-11,0	
1,20	400	1,6	-11,1	
1,25	390	1,5	-11,0	
1,30	460	1,5	-10,9	
1,35	470	1,5	-11,0	
1,40	400	1,5	-11,1	
1,45	440	1,5	-11,3	
1,50	440	2,0	-11,5	sehr fest
1,55	440	2,5	-11,6	
1,60	480	2,1	-11,6	
1,65	480	1,8	-11,6	
1,70	480	1,9	-11,6	
1,75	400	2,0	-11,7	
1,80	400	1,7	-11,9	
1,85	440	1,5	-11,9	
1,90	440	1,6	-12,0	
1,95	400	1,8	-12,1	
2,00	440	1,6	-12,2	
2,05	440	1,5	-12,3	
2,10	440	1,5	-12,5	
2,15	480	1,5	-12,6	
2,20	440	1,2	-12,7	
2,25	440	1,0	-12,8	
2,30	440	1,2	-13,0	
2,35	400	1,5	-13,1	
2,40	400	1,6	-13,2	
2,45	400	1,8	-13,4	

Tabelle A.5: Schacht Nr. 5 (*Camp Olymp/Søråsen*, Nordost)

Teufe (m)	Dichte ( $kg/m^3$ )	Korngröße (mm)	Temperatur (°C)	Bemerkung
0,10	240		-11,6	Driftzutrag
0,15	240		-11,4	Driftzutrag
0,20	300		-11,3	Driftzutrag
0,25	320		-11,1	Driftzutrag
0,30	360	1,8	-10,9	
0,35	380	1,6	-10,7	
0,40	400	1,4	-10,5	
0,45	320	1,5	-10,4	
0,50	320	1,5	-10,5	
0,55	420	1,4	-10,5	
0,60	400	1,2	-10,6	
0,65	440	1,2	-10,7	
0,70	440	1,2	-10,8	hart
0,75	400	1,2	-10,8	
0,80	440	1,2	-10,8	
0,85	420	1,4	-10,9	
0,90	440	1,5	-11,1	porös
0,95	480	1,4	-11,0	
1,00	440	1,2	-11,0	
1,05	400	1,4	-11,1	
1,10	440	1,5	-11,2	
1,15	400	1,5	-11,2	
1,20	440	1,5	-11,3	
1,25	440	1,5	-11,3	
1,30	480	1,5	-11,4	
1,35	480	1,5	-11,5	
1,40	440	1,5	-11,6	
1,45	520	1,9	-11,7	
1,50	440	2,2	-11,8	Beckerkristalle
1,55	480	1,7	-11,9	
1,60	500	1,2	-11,9	
1,65	480	1,3	-12,0	
1,70	480	1,4	-12,1	
1,75	440	1,4	-12,3	
1,80	440	1,5	-12,5	
1,85	420	1,6	-12,6	
1,90	380	1,6	-12,6	
1,95	480	1,6	-12,7	
2,00	420	1,5	-12,8	
2,05	440	1,5	-12,8	
2,10	400	1,5	-12,9	
2,15	440	1,5	-13,1	
2,20	420	1,6	-13,2	hart

Tabelle A.6: Schacht Nr. 6 (*Camp Olymp/Søråsen*, Nordwest)

Teufe (m)	Dichte ( $kg/m^3$ )	Korngröße (mm)	Temperatur (°C)	Bemerkung
0,10	300	2,0	-8,8	
0,15	300	2,2	-9,5	
0,20	300	2,5	-9,8	
0,25	300	2,8	-9,7	Eiskrusten
0,30	320	3,0	-9,6	
0,35	380	2,4	-9,7	
0,40	400	1,5	-9,7	
0,45	400	1,1	-9,7	
0,50	400	1,0	-9,7	
0,55	400	1,5	-9,7	
0,60	440	2,0	-9,6	
0,65	440	1,8	-9,7	
0,70	440	1,5	-9,8	
0,75	440	2,3	-9,8	
0,80	420	3,0	-9,8	porös
0,85	400	2,2	-9,9	
0,90	440	1,5	-10,0	
0,95	440	1,8	-10,1	
1,00	460	2,0	-10,2	
1,05	480	2,0	-10,3	
1,10	480	2,0	-10,5	
1,15	480	2,2	-10,6	
1,20	480	2,5	-10,6	
1,25	440	2,5	-10,7	
1,30	440	2,5	-10,8	
1,35	480	2,3	-10,9	
1,40	440	2,0	-11,0	
1,45	440	2,2	-11,1	
1,50	440	2,5	-11,2	Becherkristalle (?)
1,55	480	2,0	-11,4	
1,60	480	1,5	-11,6	
1,65	480	1,5	-11,8	
1,70	440	1,5	-12,0	
1,75	440	1,2	-12,2	
1,80	440	1,0	-12,4	
1,85	440	1,5	-12,5	
1,90	440	2,0	-12,6	
1,95	440	1,7	-12,8	
2,00	440	1,5	-12,9	
2,05	440	1,5	-13,1	
2,10	420	1,5	-13,2	
2,15	440	1,5	-13,3	
2,20	400	1,5	-13,4	
2,25	440	1,5	-13,6	
2,30	420	1,5	-13,7	



Tabelle A.7: Schacht Nr. 7 (*Camp Olymp/Søråsen*, Südost)

Teufe (m)	Dichte ( $kg/m^3$ )	Korngröße (mm)	Temperatur (°C)	Bemerkung
0,10	320	2,5	-8,5	
0,15	380	2,0	-9,4	
0,20	400	1,9	-9,9	
0,25	400	2,0	-10,1	
0,30	400	2,2	-9,9	
0,35	420	2,5	-9,7	
0,40	420	2,7	-9,6	
0,45	420	2,8	-9,6	
0,50	420	2,4	-9,7	
0,55	420	2,0	-9,7	
0,60	500	1,9	-9,8	
0,65	480	2,0	-9,8	
0,70	480	2,1	-9,8	
0,75	480	2,2	-9,8	
0,80	450	2,4	-9,8	hart, Eiskrusten
0,85	420	2,5	-9,9	
0,90	500	2,0	-10,1	
0,95	520	1,5	-10,3	
1,00	500	1,6	-10,4	
1,05	500	1,8	-10,5	
1,10	500	1,9	-10,5	
1,15	500	2,0	-10,5	
1,20	480	2,0	-10,6	
1,25	480	2,0	-10,7	
1,30	500	2,4	-10,9	
1,35	480	2,8	-11,1	
1,40	500	2,4	-11,3	
1,45	500	2,0	-11,4	
1,50	500	2,3	-11,4	
1,55	500	2,5	-11,5	Becherkristalle
1,60	500	2,2	-11,6	
1,65	480	2,0	-11,7	
1,70	460	1,9	-11,8	
1,75	440	1,8	-12,0	
1,80	450	1,6	-12,2	
1,85	480	1,5	-12,4	
1,90	490	1,4	-12,6	
1,95	500	1,5	-12,7	
2,00	500	1,6	-12,8	
2,05	450	1,8	-12,9	
2,10	450	1,8	-13,1	
2,15	480	1,8	-13,3	
2,20	480	1,4	-13,5	
2,25	440	1,0	-13,6	
2,30	500	1,0	-13,7	hart

Tabelle A.8: Schacht Nr. 8 (*Camp Olymp/Søråsen*, Südwest)

Teufe (m)	Dichte ( $kg/m^3$ )	Korngröße (mm)	Temperatur ( $^{\circ}C$ )	Bemerkung
0,10	240	2,0	-8,9	
0,15	240	2,0	-10,1	
0,20	340	2,0	-10,9	
0,25	320	2,0	-11,2	
0,30	400	2,0	-11,1	
0,35	400	1,8	-10,9	
0,40	400	1,5	-10,8	
0,45	400	1,8	-10,8	
0,50	400	2,0	-10,7	
0,55	400	1,8	-10,7	
0,60	420	1,5	-10,6	
0,65	400	1,5	-10,6	
0,70	400	1,5	-10,6	
0,75	400	1,8	-10,7	
0,80	400	2,0	-10,8	
0,85	440	1,7	-10,8	
0,90	480	1,3	-10,7	
0,95	440	1,6	-10,7	
1,00	480	1,8	-10,8	
1,05	460	1,6	-11,0	
1,10	460	1,5	-11,1	
1,15	460	1,4	-11,2	
1,20	440	1,3	-11,2	
1,25	440	1,4	-11,2	
1,30	440	1,5	-11,3	
1,35	520	1,6	-11,4	
1,40	500	1,8	-11,5	
1,45	480	1,9	-11,6	
1,50	440	2,0	-11,6	
1,55	480	1,8	-11,8	
1,60	440	1,5	-12,0	
1,65	480	1,3	-12,0	
1,70	480	1,2	-12,0	
1,75	480	1,4	-12,2	
1,80	440	1,5	-12,3	
1,85	440	1,4	-12,4	
1,90	440	1,2	-12,6	
1,95	440	1,4	-12,7	
2,00	440	1,5	-12,7	
2,05	440	1,4	-12,8	
2,10	400	1,3	-13,0	
2,15	440	1,5	-13,2	
2,20	460	1,8	-13,3	
2,25	440	1,8	-13,4	

## Anhang B

# Kartenanhang

### B.1 *Cluster*-Karten

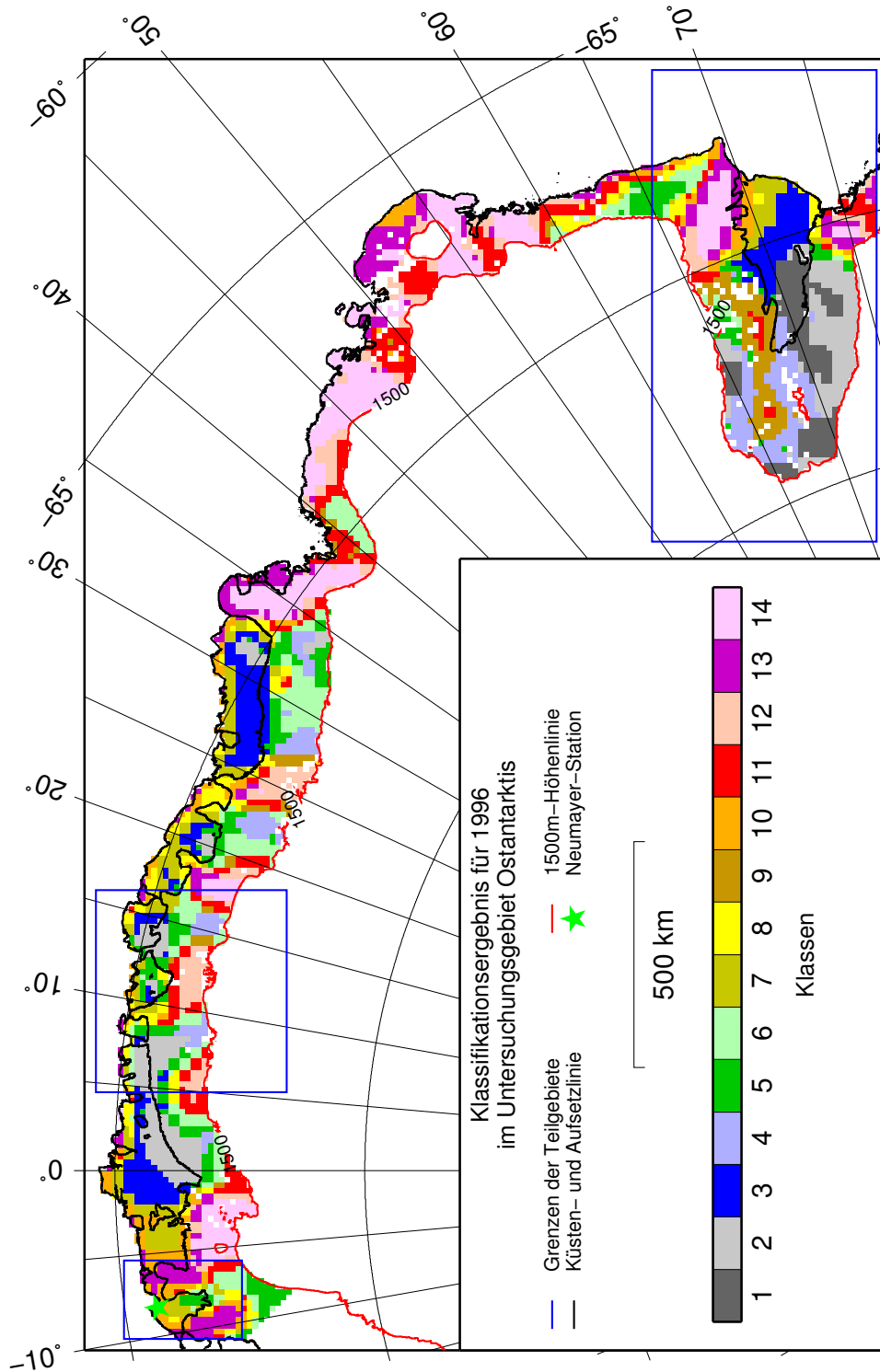


Abbildung B.1: Ergebnis der Klassifikation für 1996.

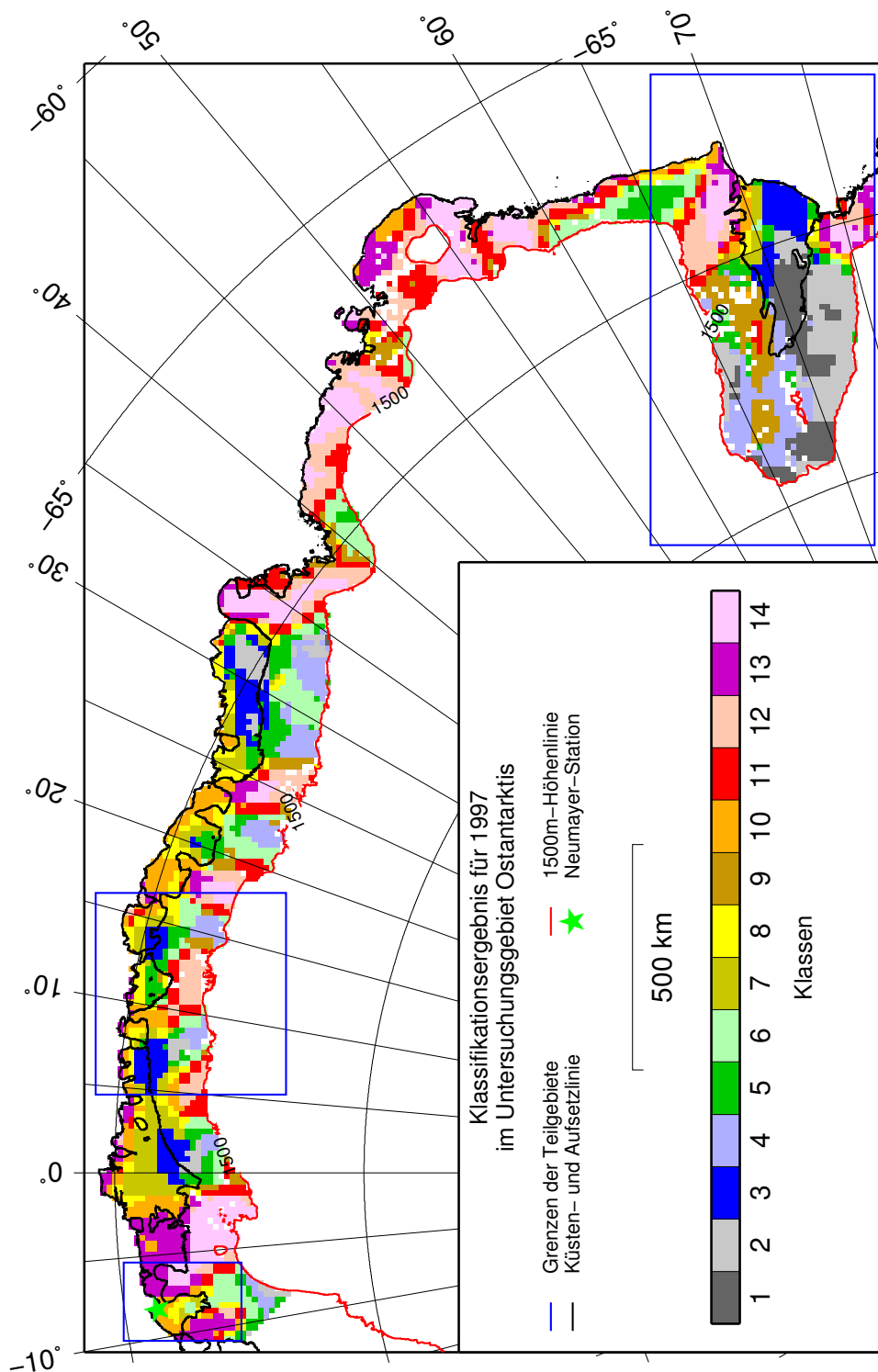


Abbildung B.2: Ergebnis der Klassifikation für 1997.

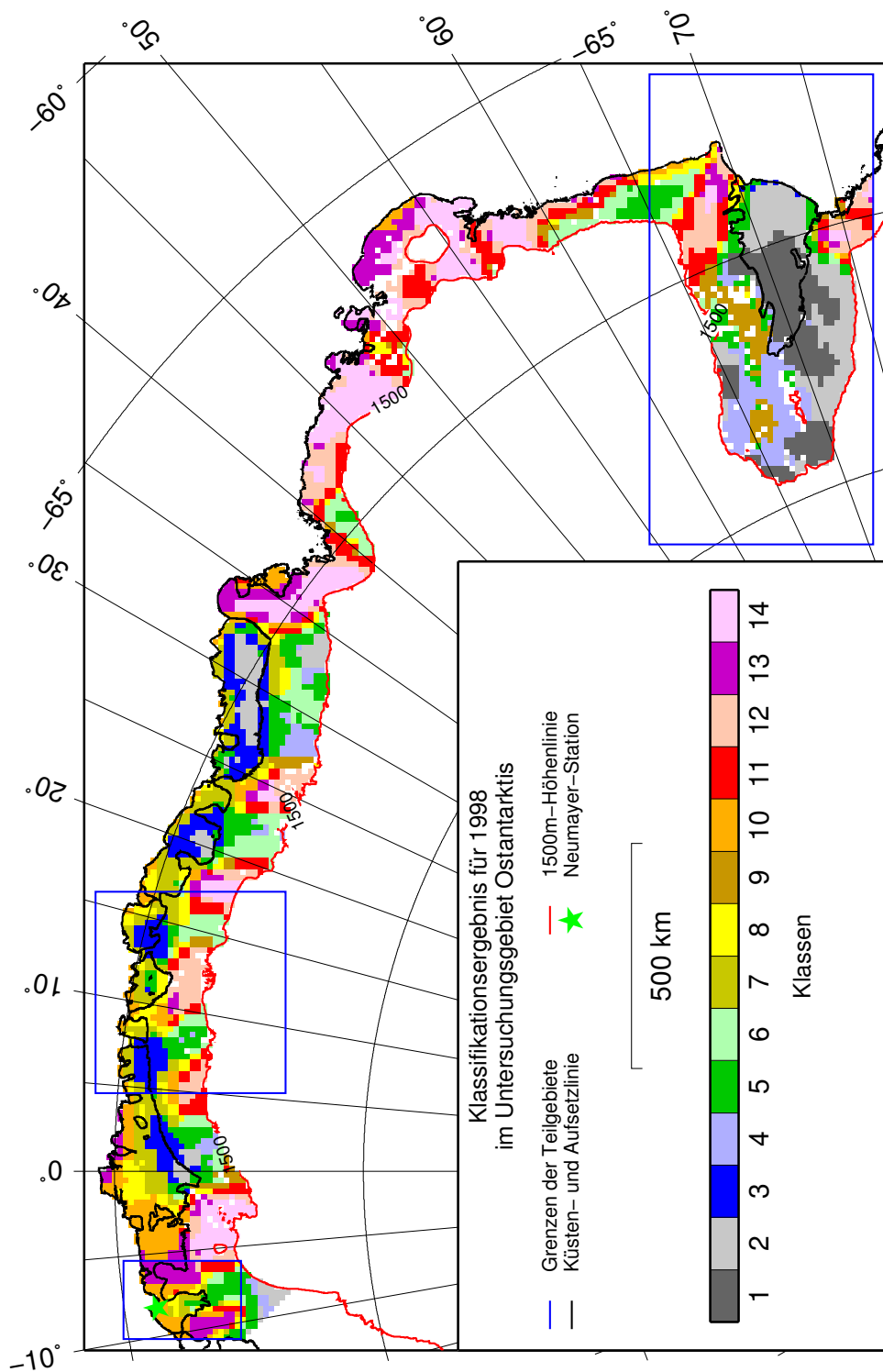


Abbildung B.3: Ergebnis der Klassifikation für 1998.

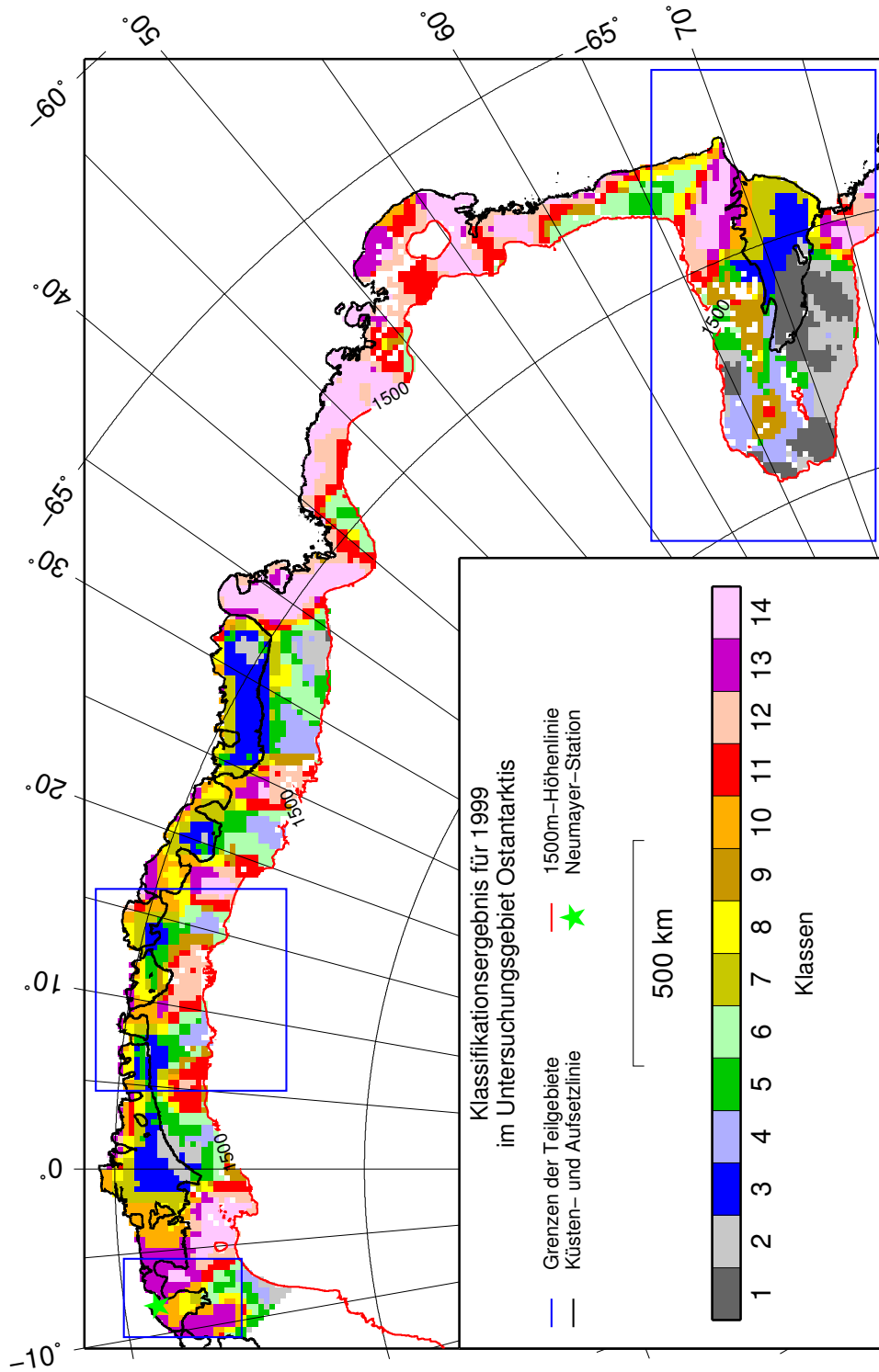


Abbildung B.4: Ergebnis der Klassifikation für 1999.

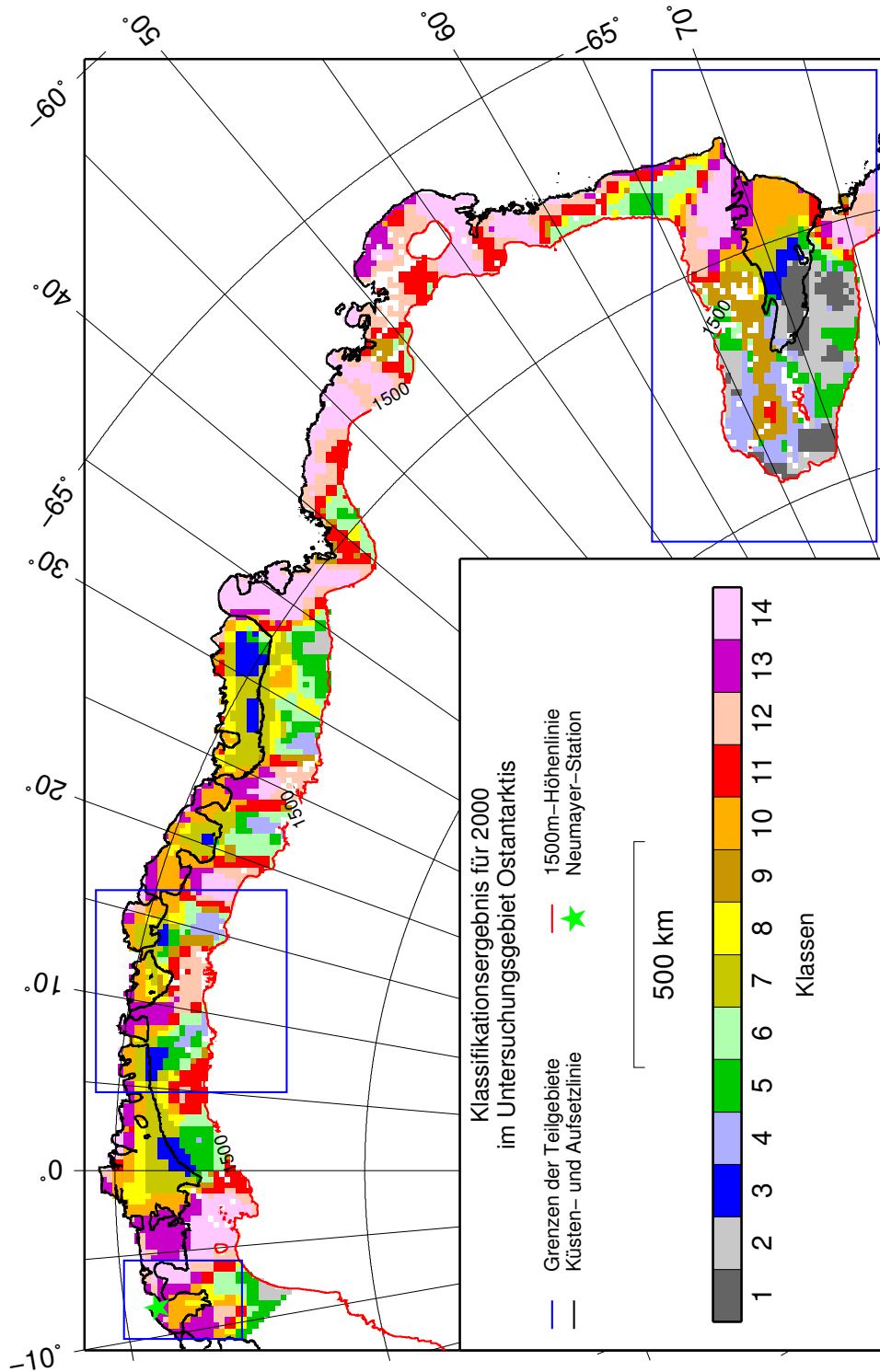


Abbildung B.5: Ergebnis der Klassifikation für 2000.



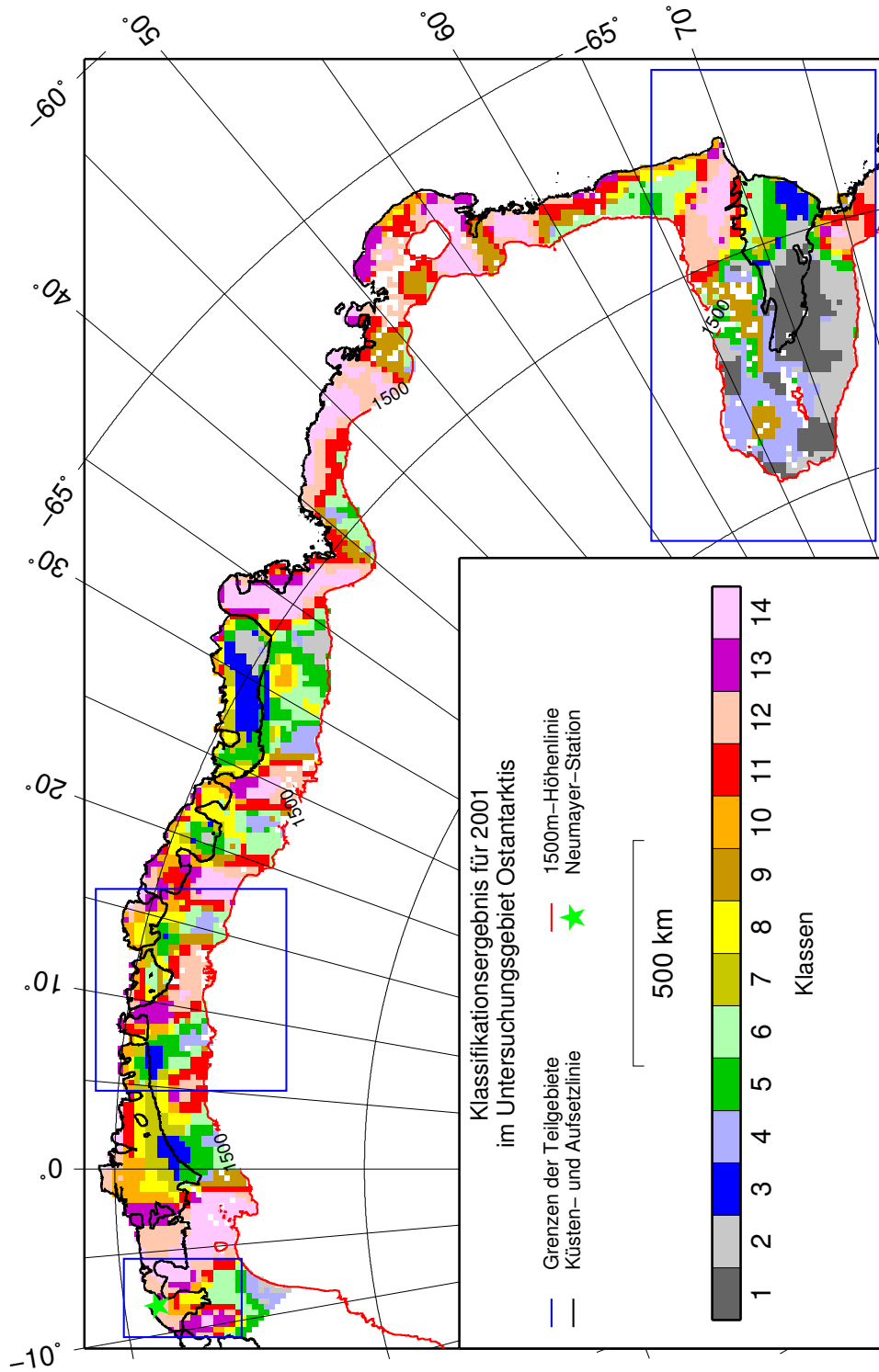


Abbildung B.6: Ergebnis der Klassifikation für 2001.

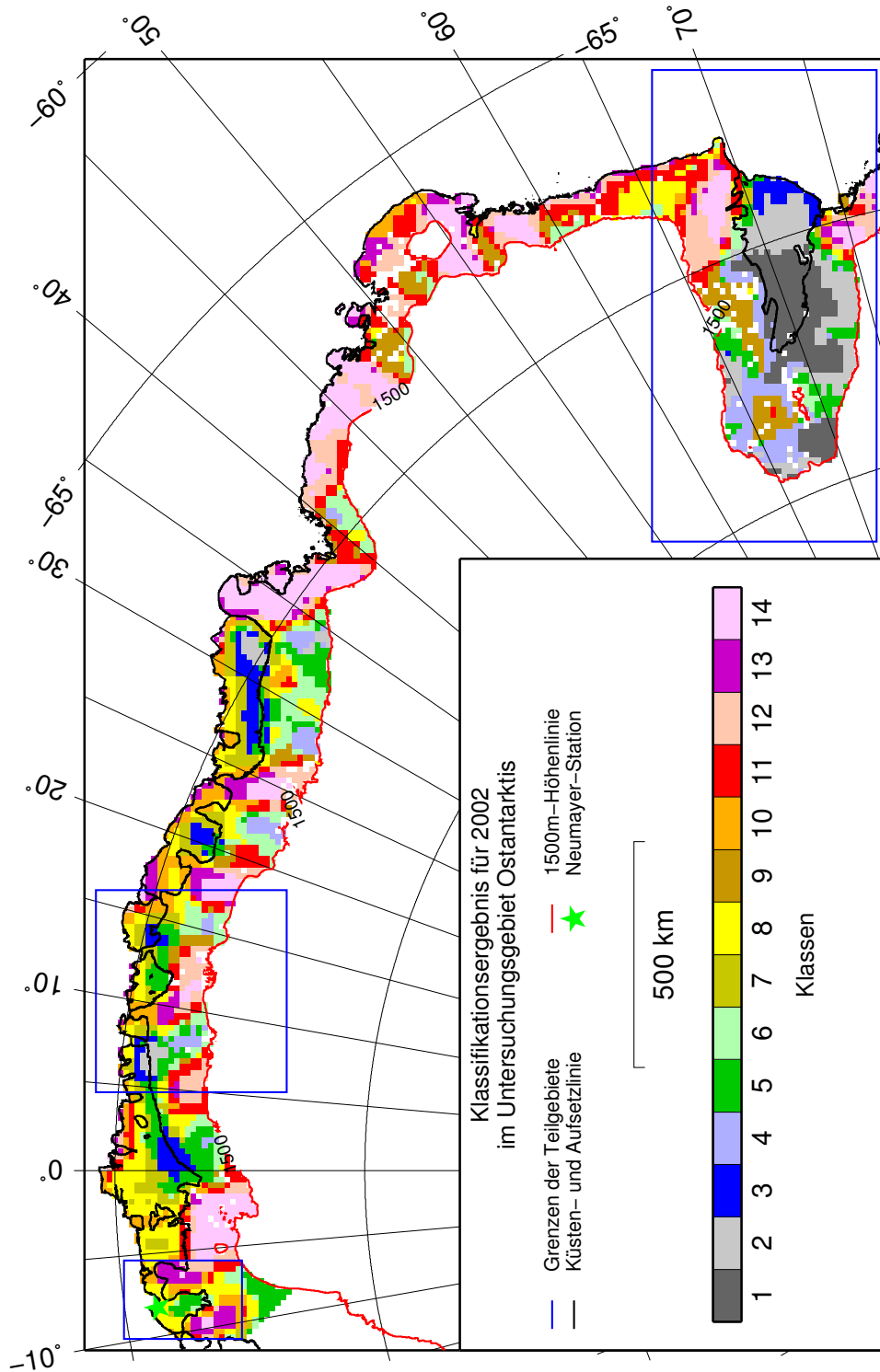


Abbildung B.7: Ergebnis der Klassifikation für 2002.

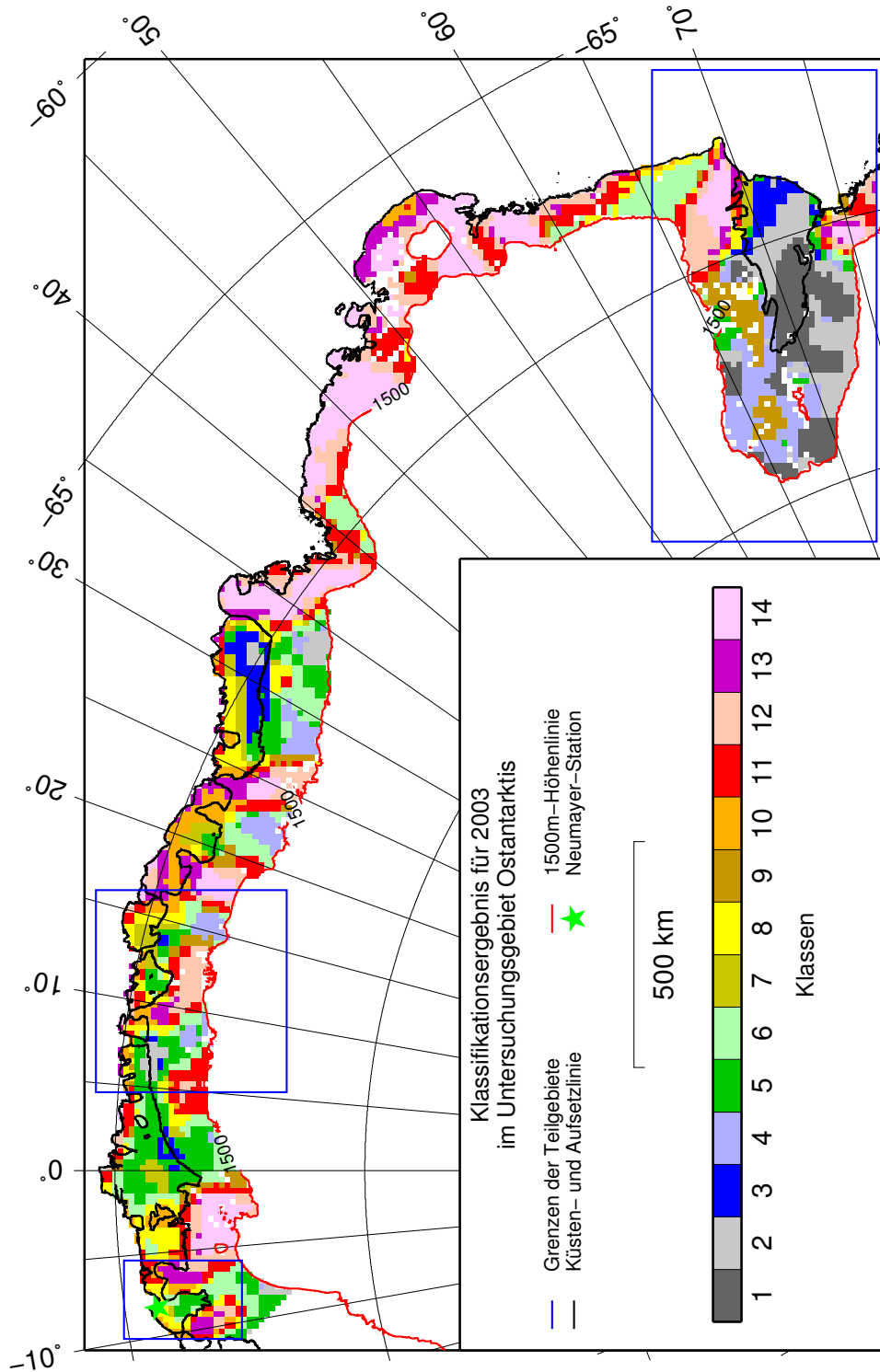


Abbildung B.8: Ergebnis der Klassifikation für 2003.

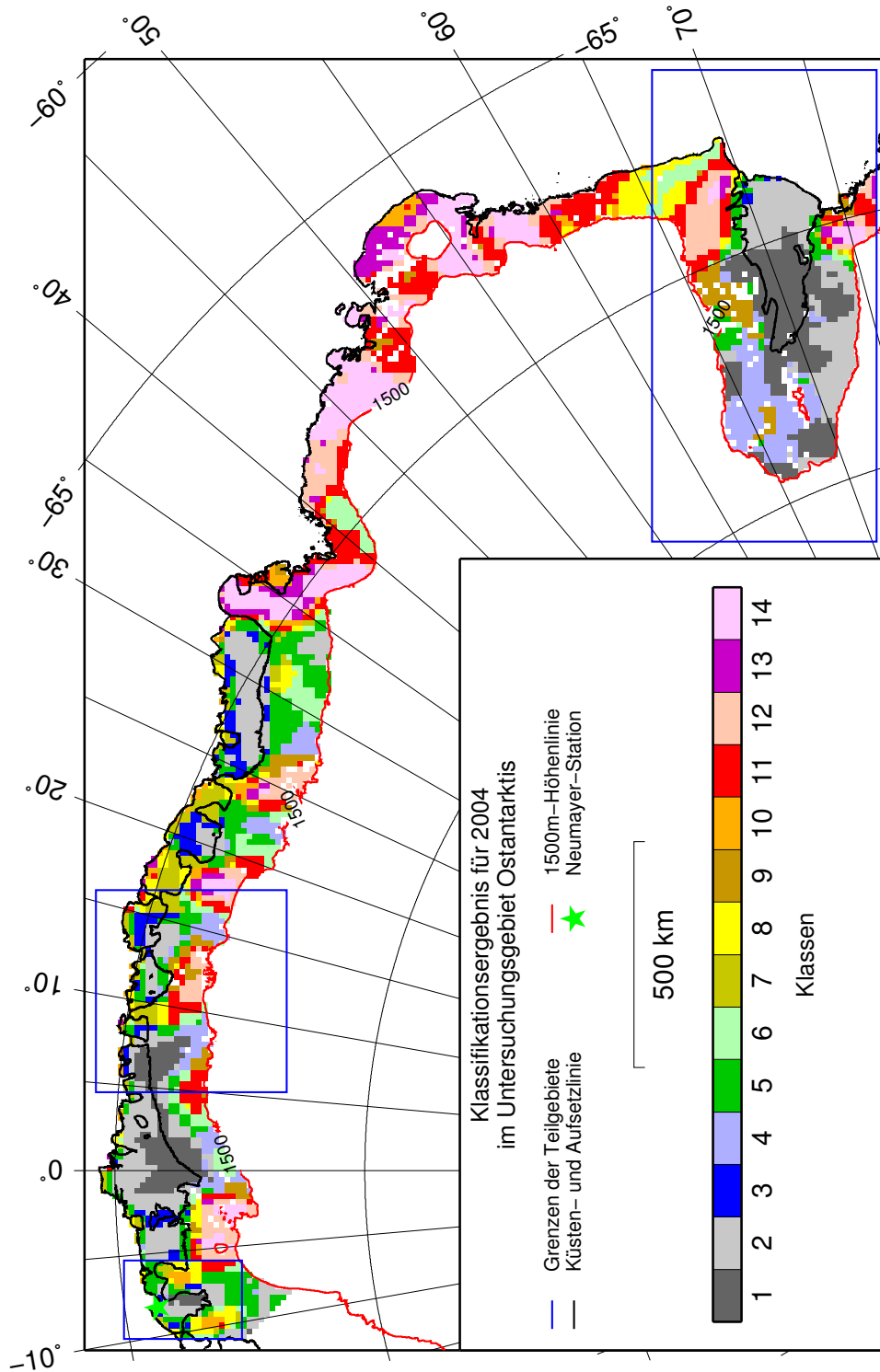


Abbildung B.9: Ergebnis der Klassifikation für 2004.

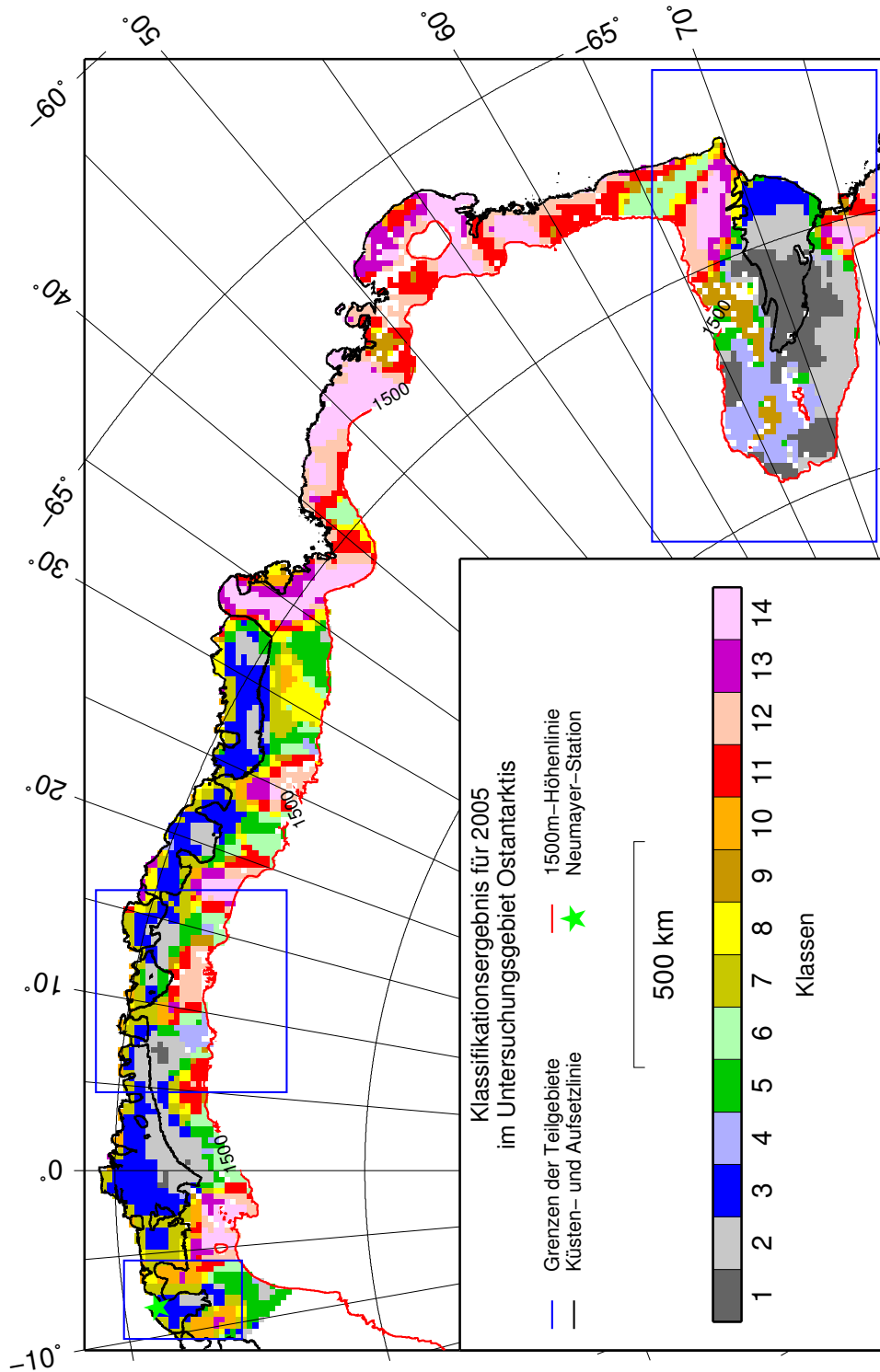


Abbildung B.10: Ergebnis der Klassifikation für 2005.

## **B.2 Thematische Karten**

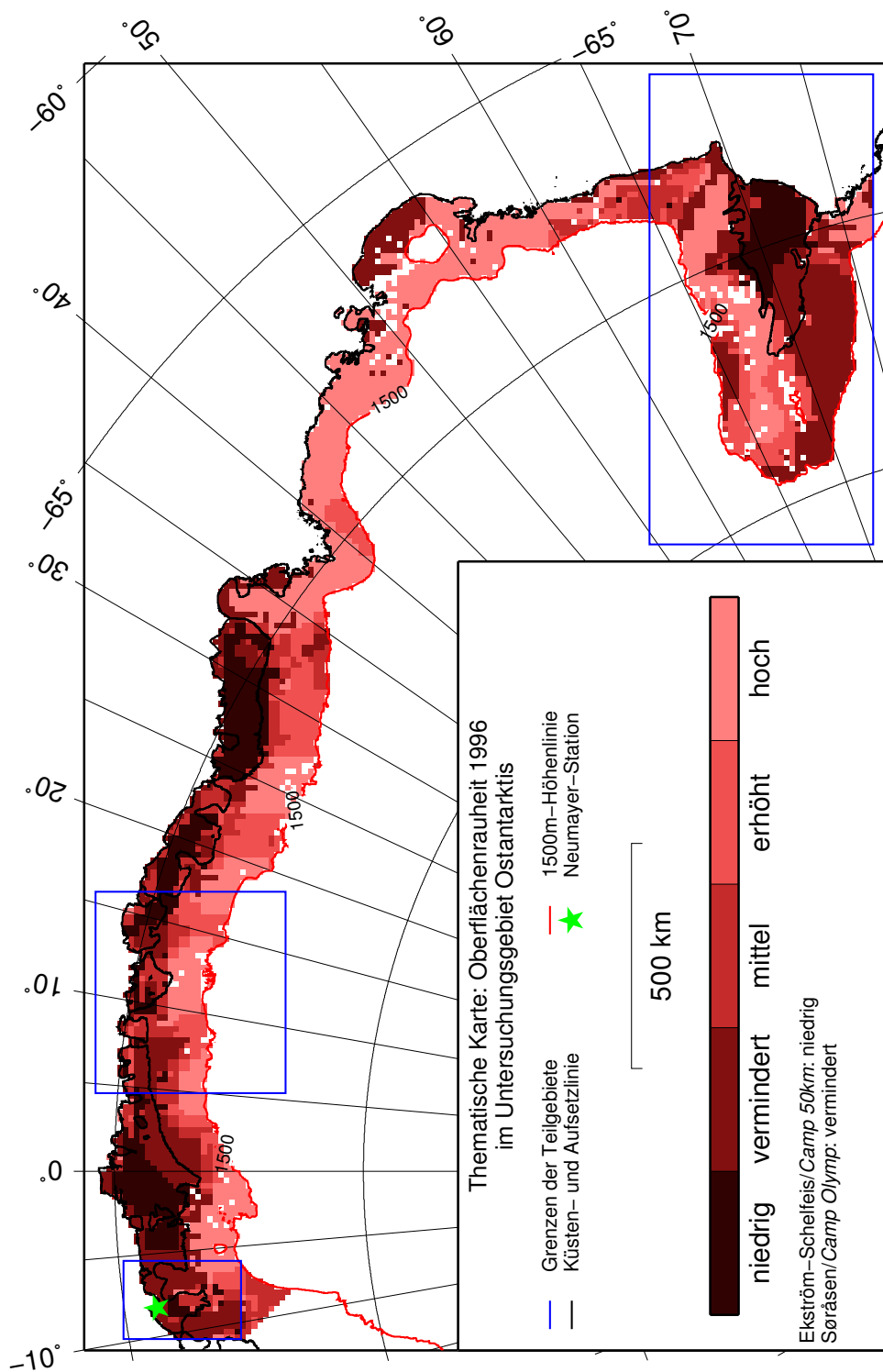


Abbildung B.11: Thematische Karte Rauheit für 1996.

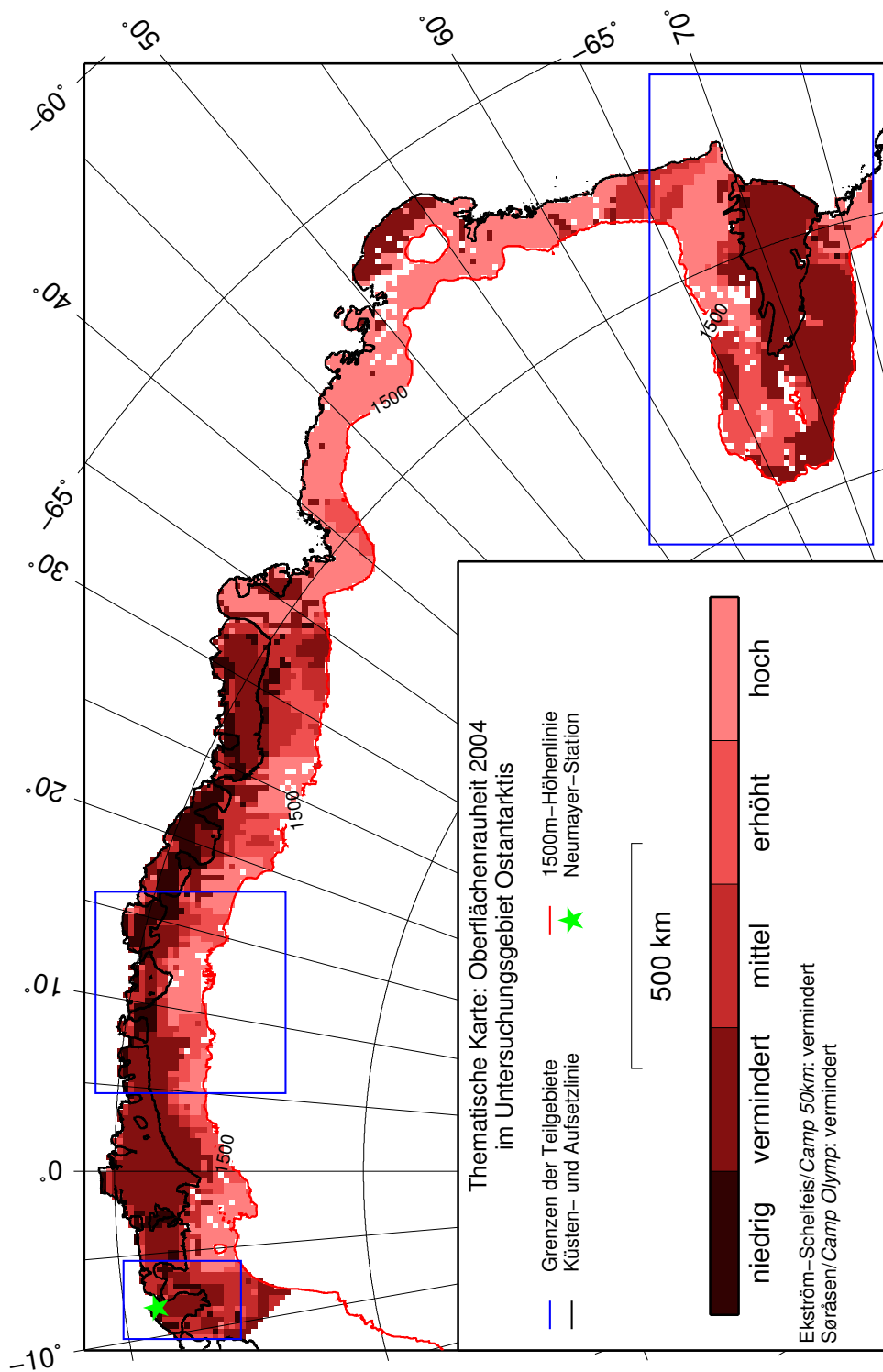


Abbildung B.12: Thematische Karte Rauheit für 2004.



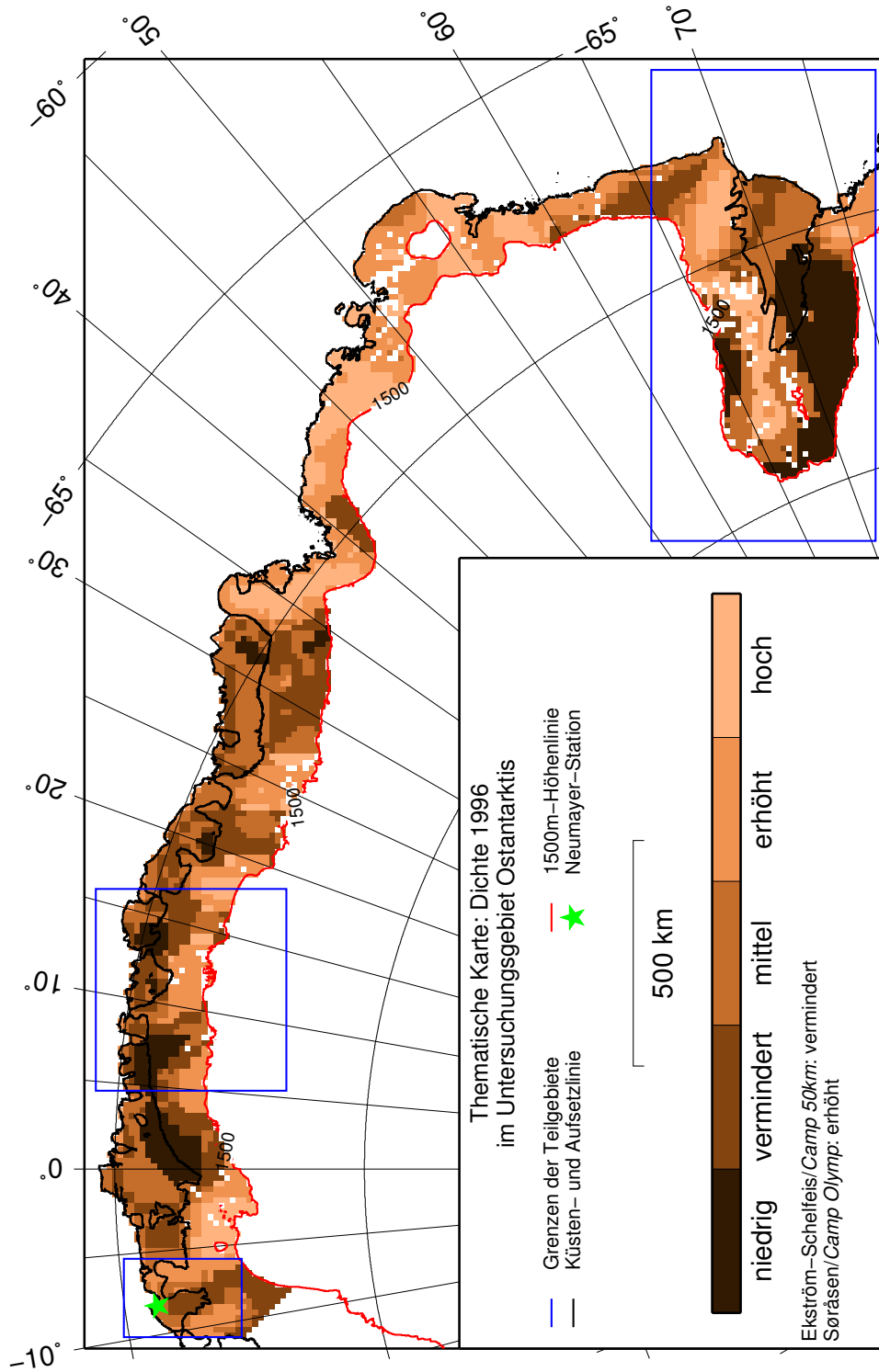


Abbildung B.13: Thematische Karte Dichte für 1996.

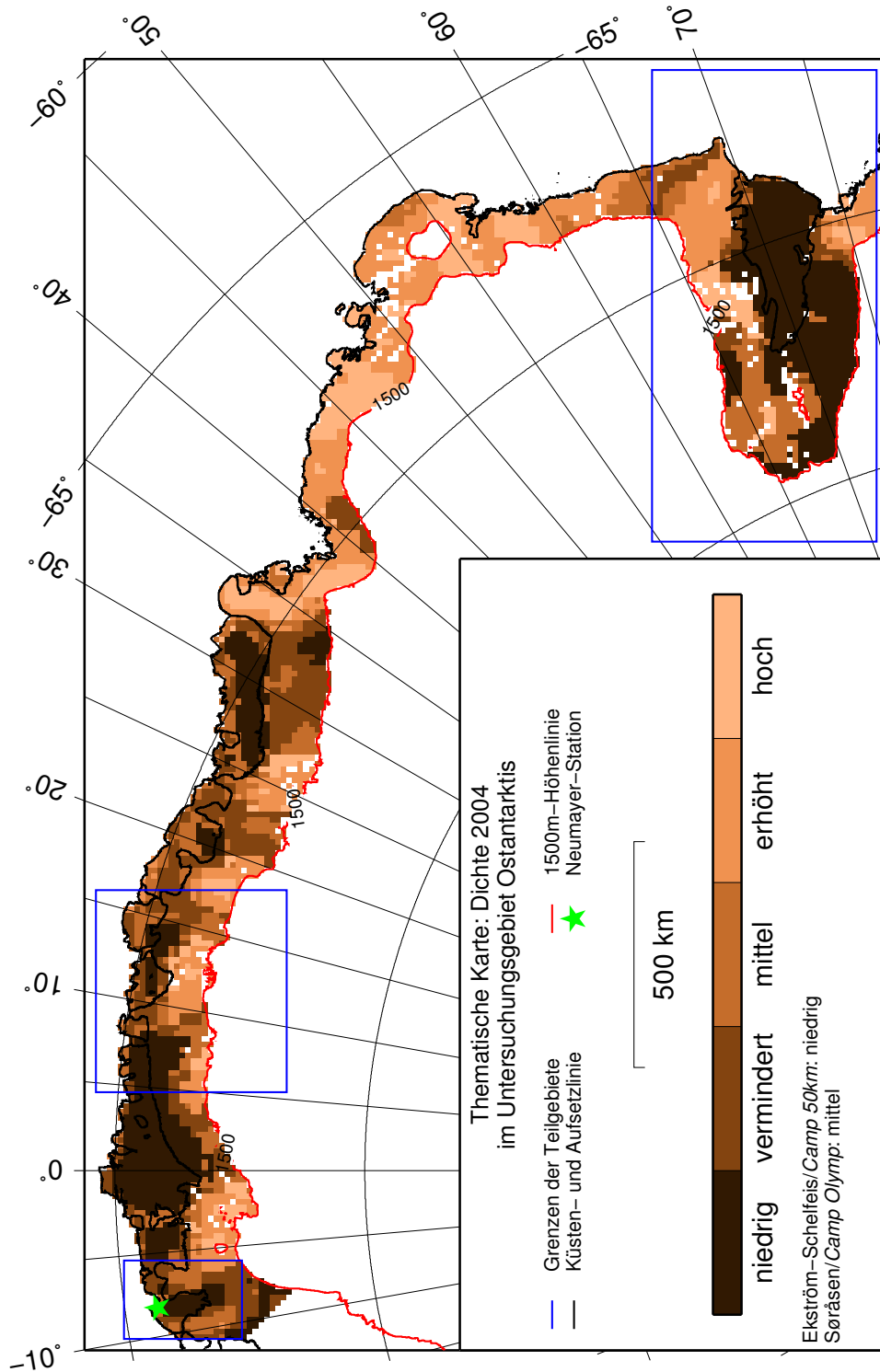


Abbildung B.14: Thematische Karte Dichte für 2004.

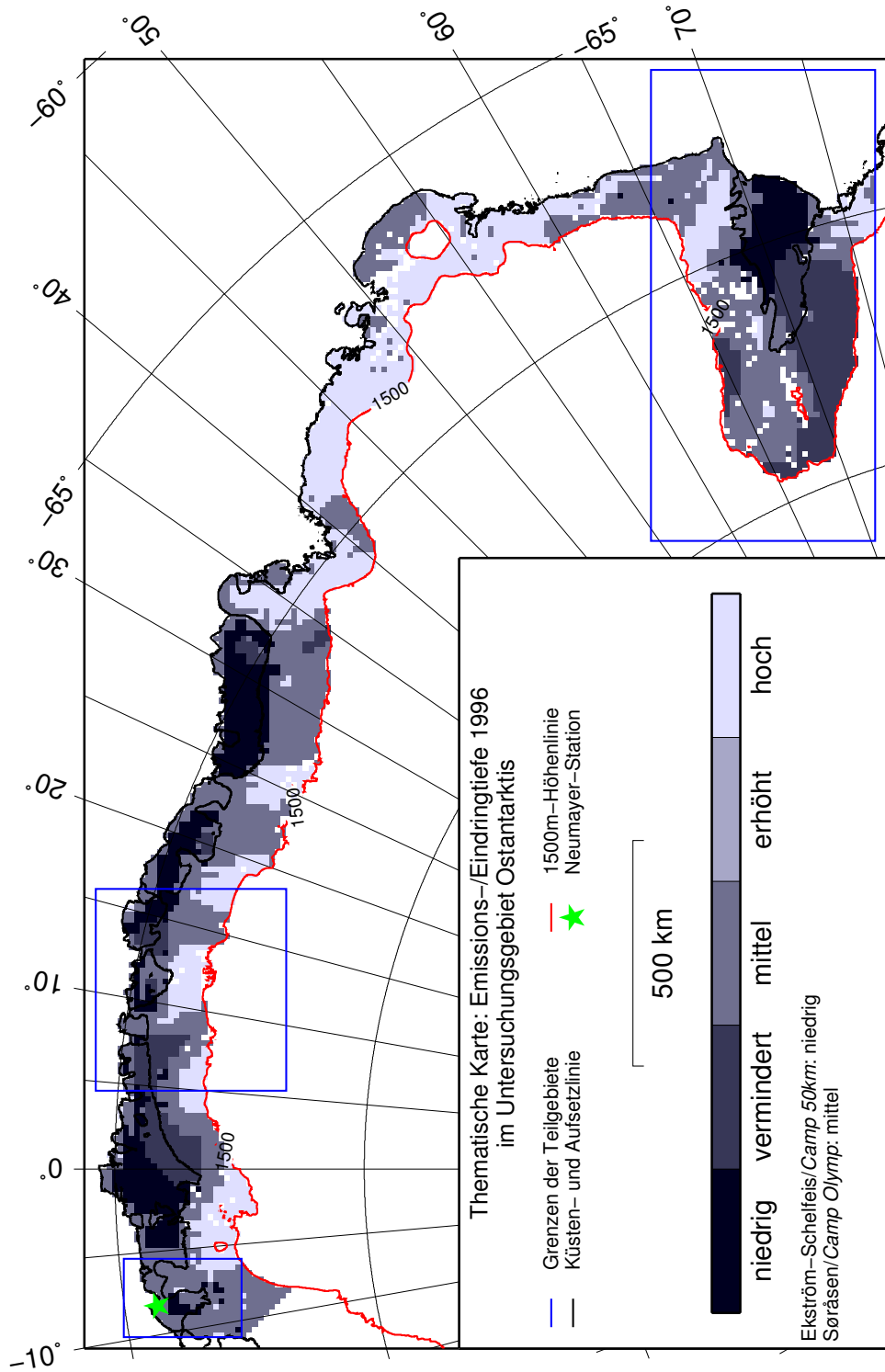


Abbildung B.15: Thematische Karte Eindringtiefe für 1996.

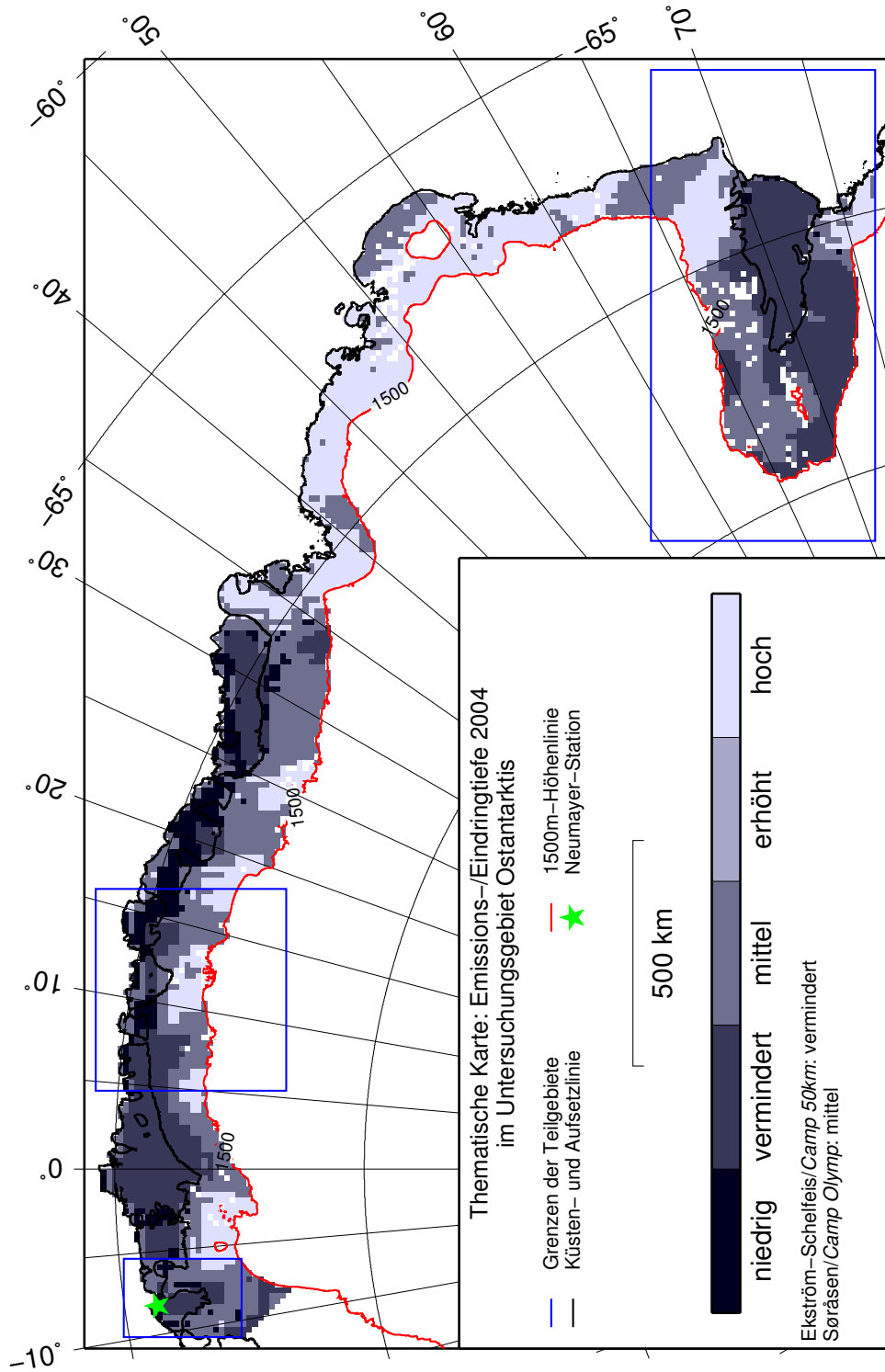


Abbildung B.16: Thematische Karte Eindringtiefe für 2004.

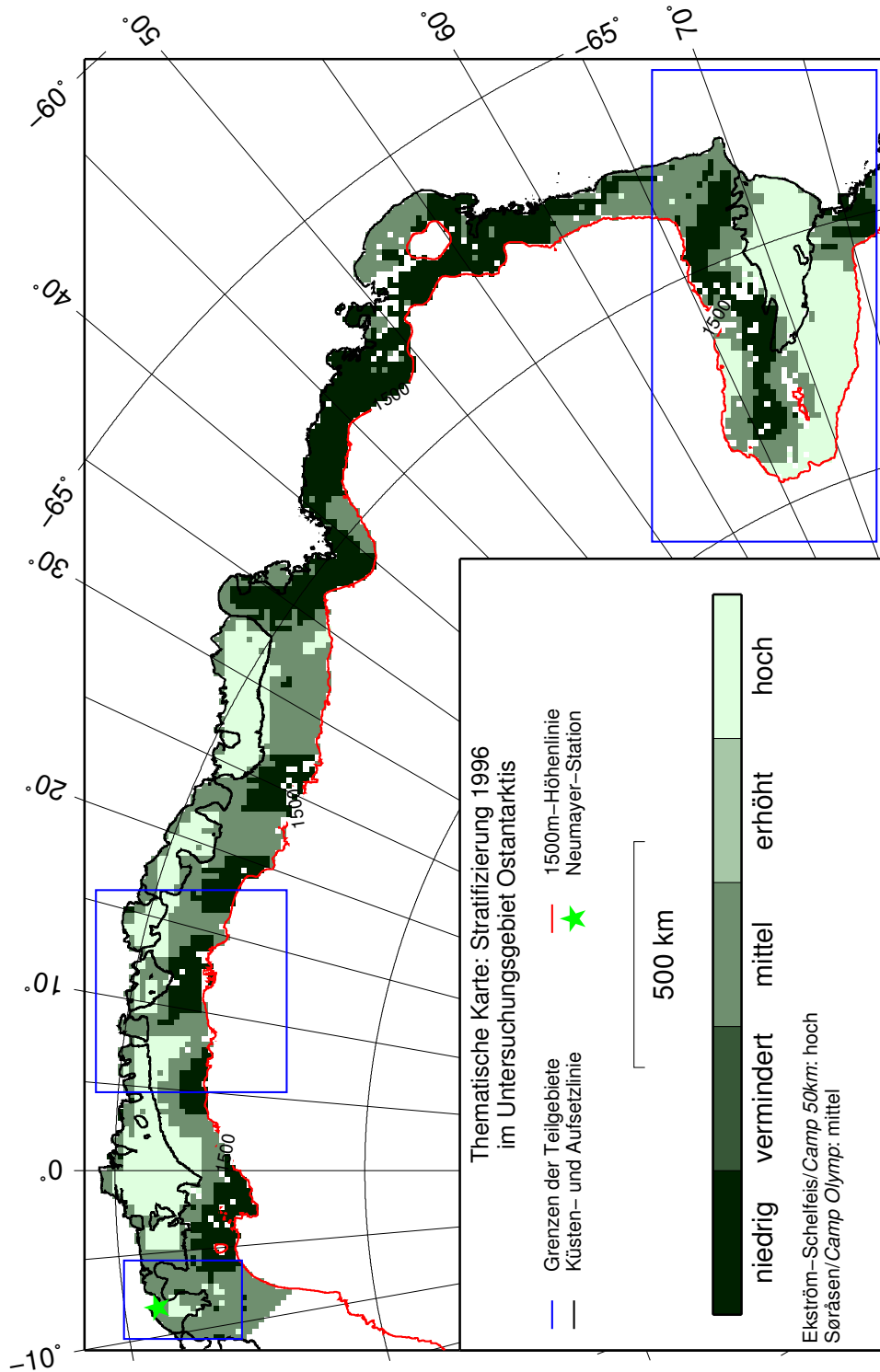


Abbildung B.17: Thematische Karte Stratifizierung für 1996.

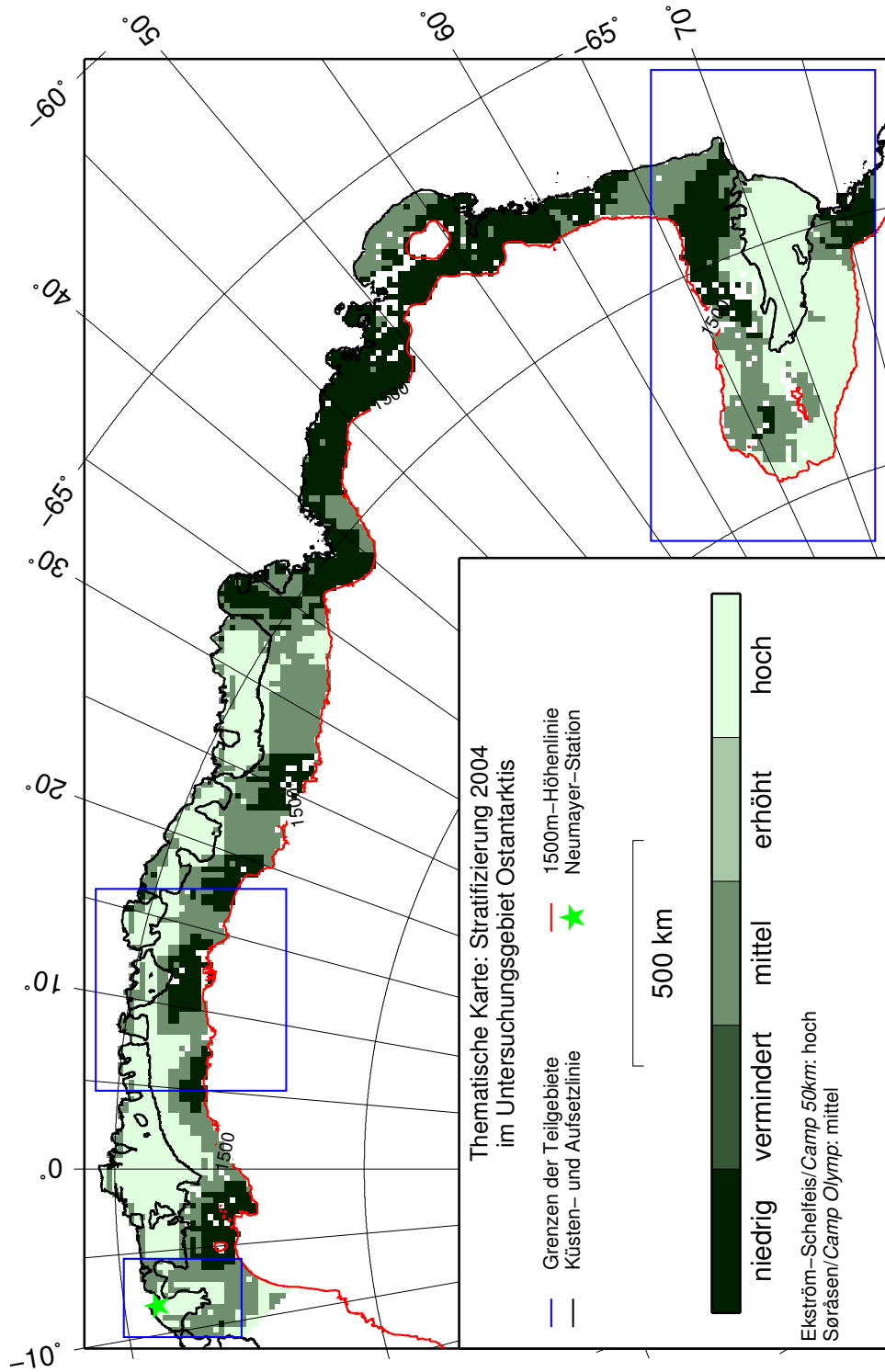


Abbildung B.18: Thematische Karte Stratifizierung für 2004.

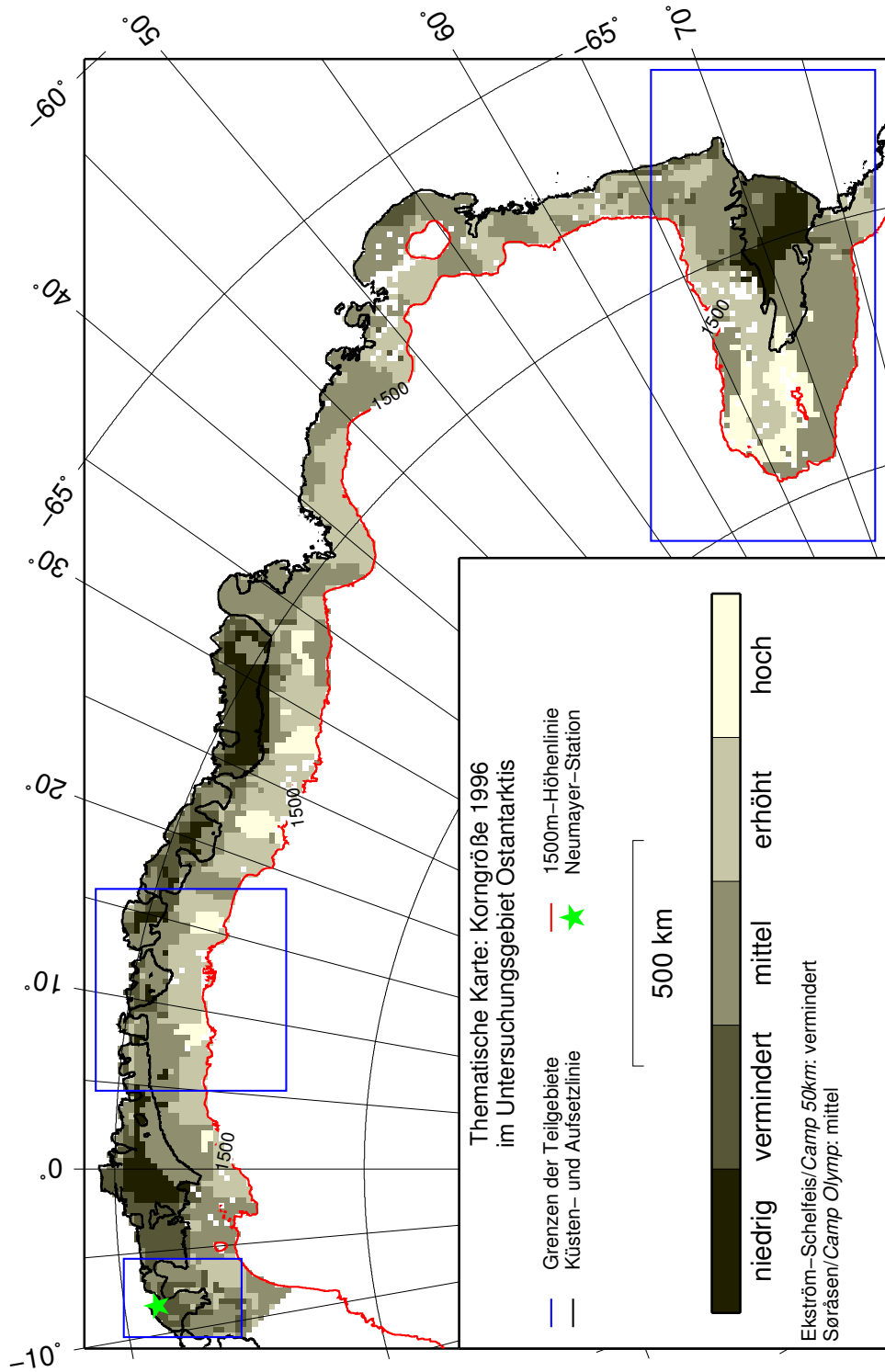


Abbildung B.19: Thematische Karte Korngröße für 1996.

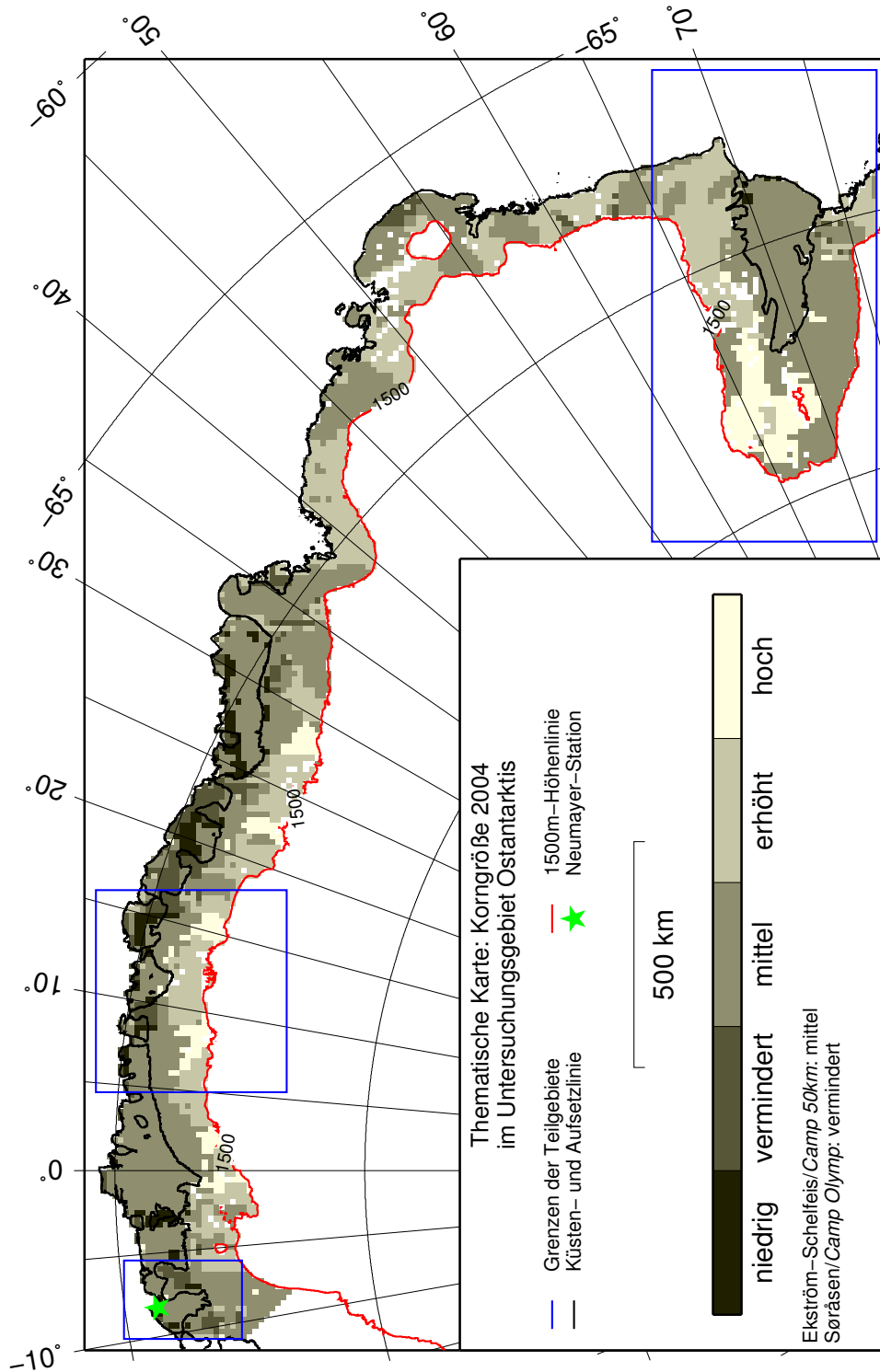


Abbildung B.20: Thematische Karte Korngröße für 2004.



### **B.3 Karten der Eisoberflächentemperatur**

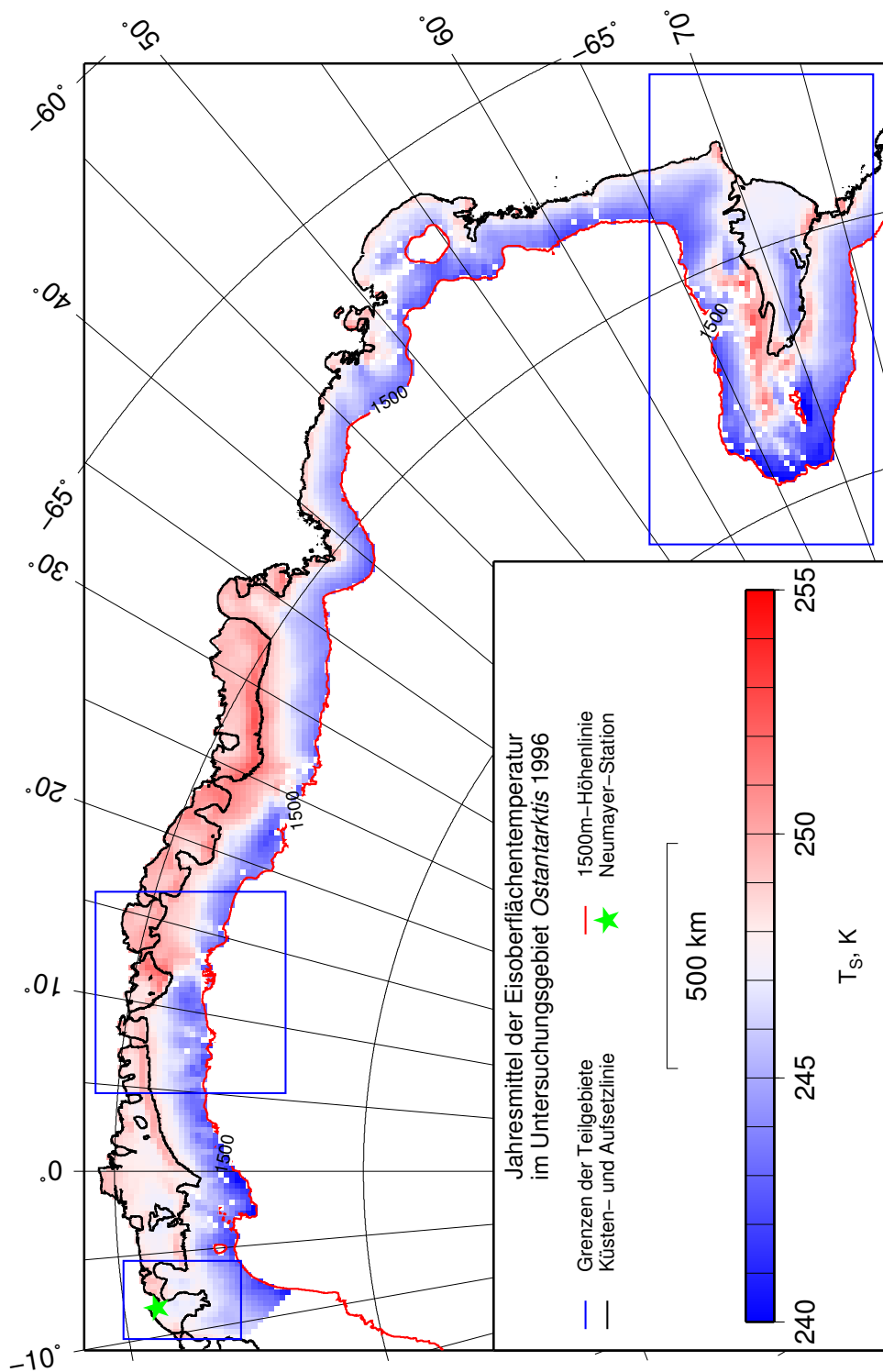


Abbildung B.21: Eisoberflächentemperatur für 1996.

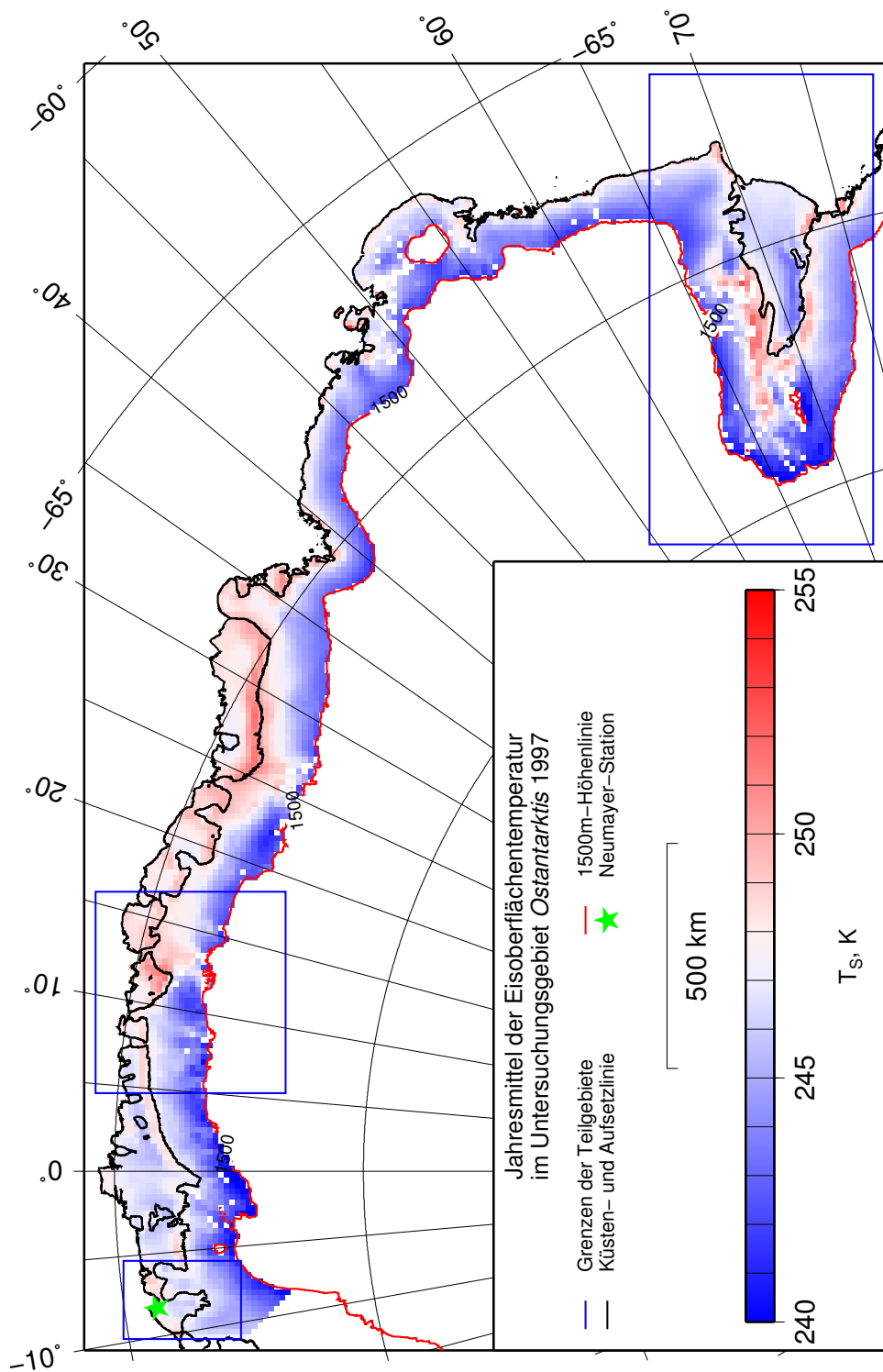


Abbildung B.22: Eisoberflächentemperatur für 1997.

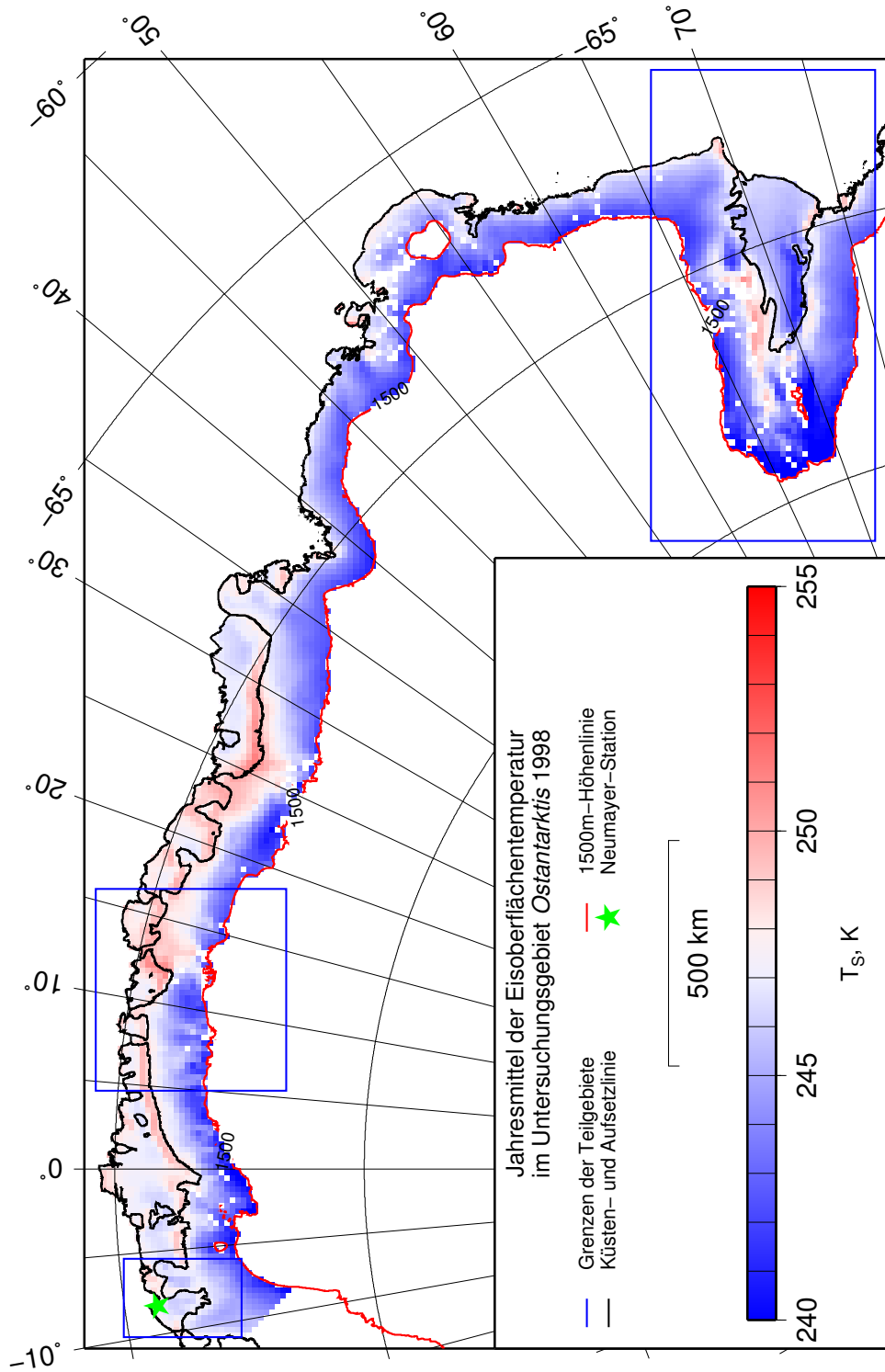


Abbildung B.23: Eisoberflächentemperatur für 1998.

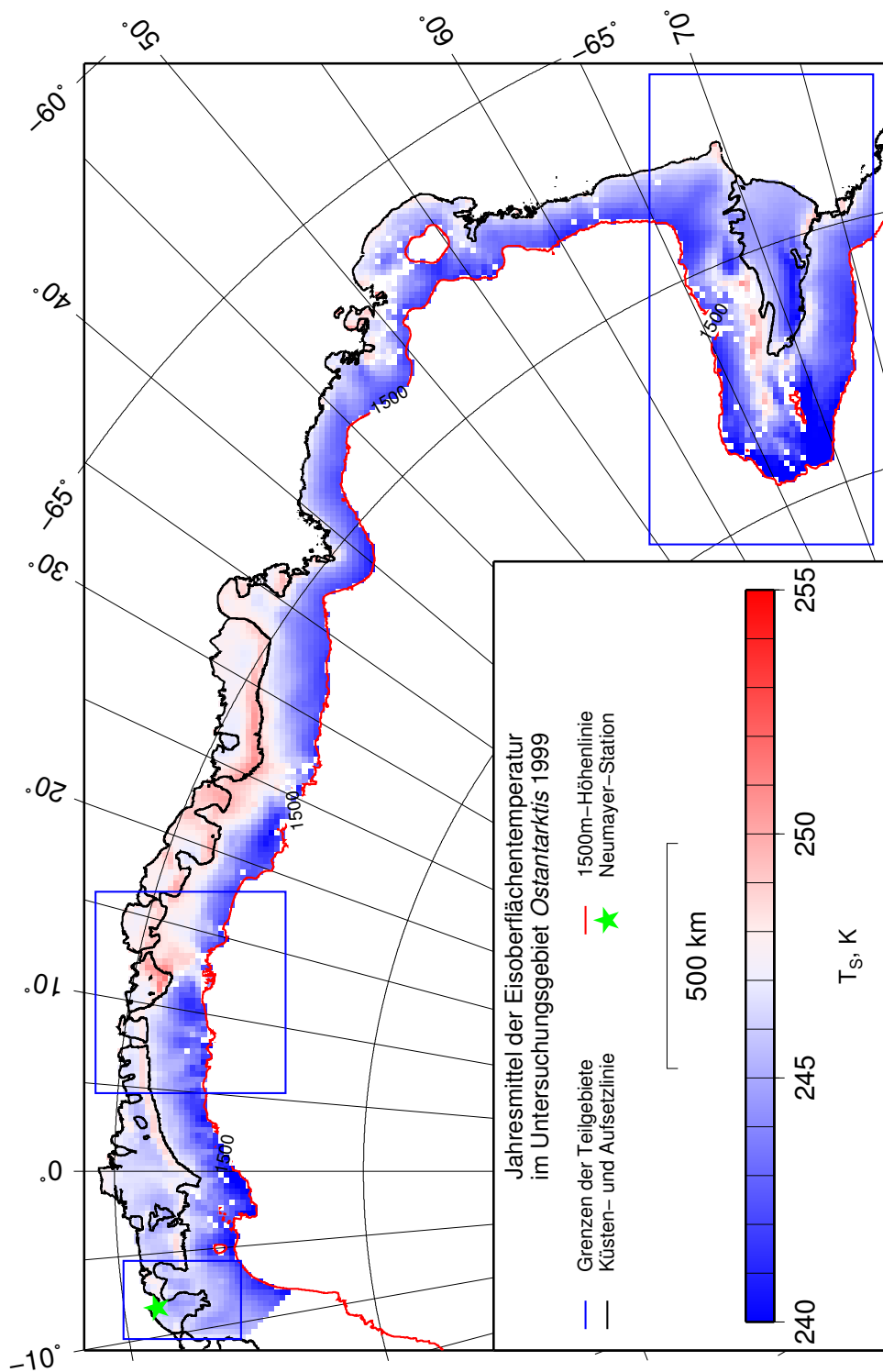


Abbildung B.24: Eisoberflächentemperatur für 1999.

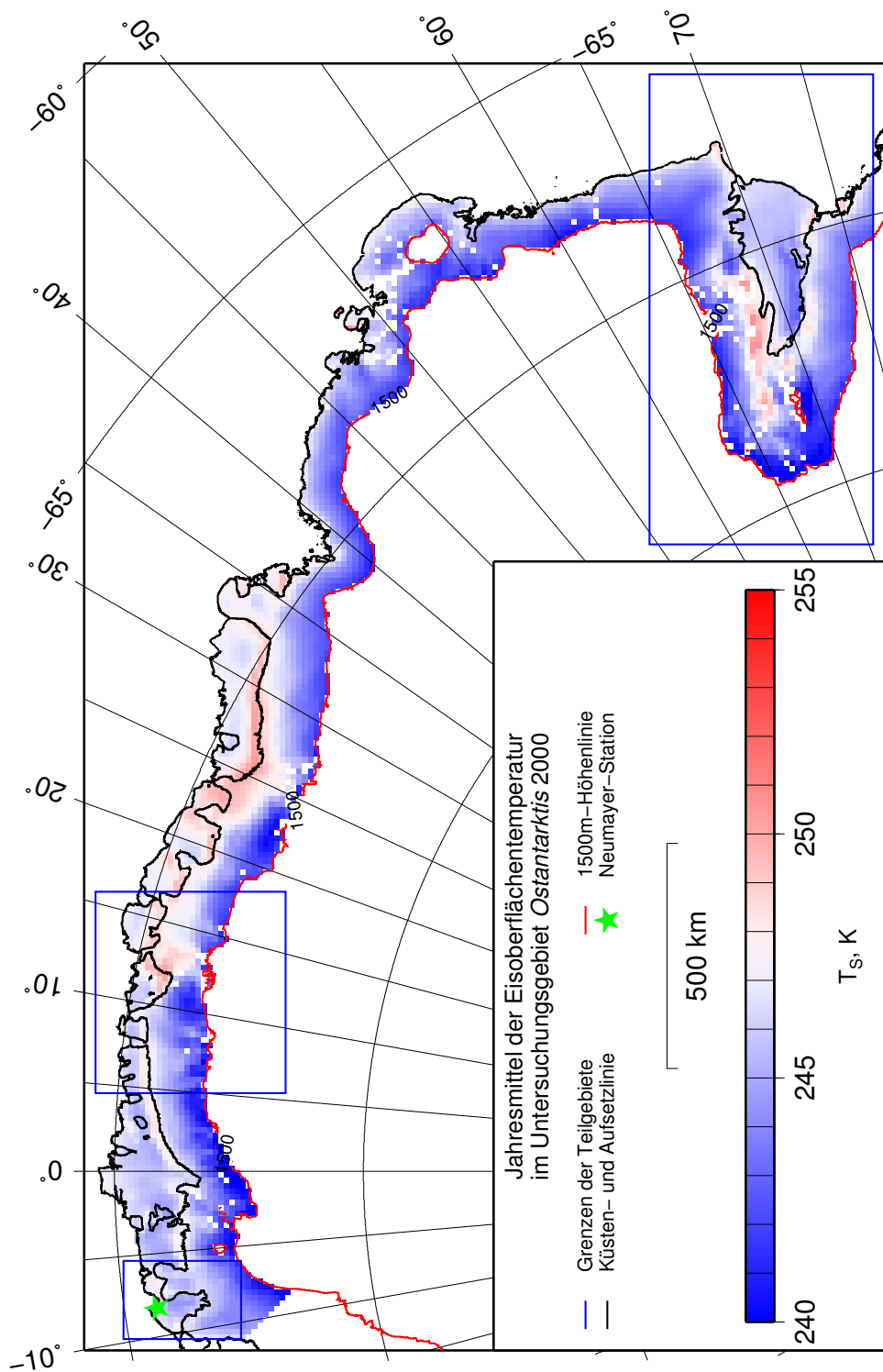


Abbildung B.25: Eisoberflächentemperatur für 2000.

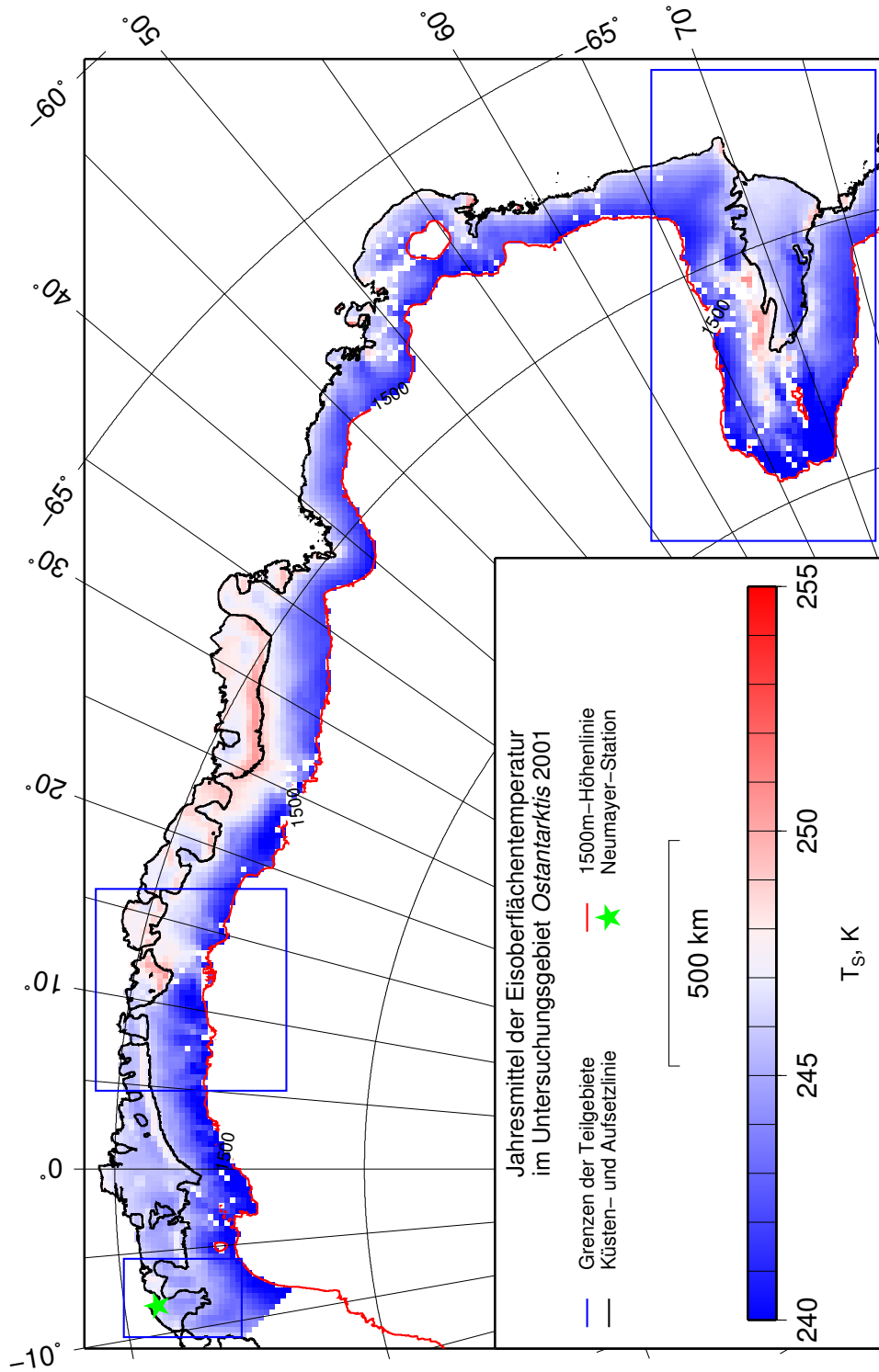


Abbildung B.26: Eisoberflächentemperatur für 2001.

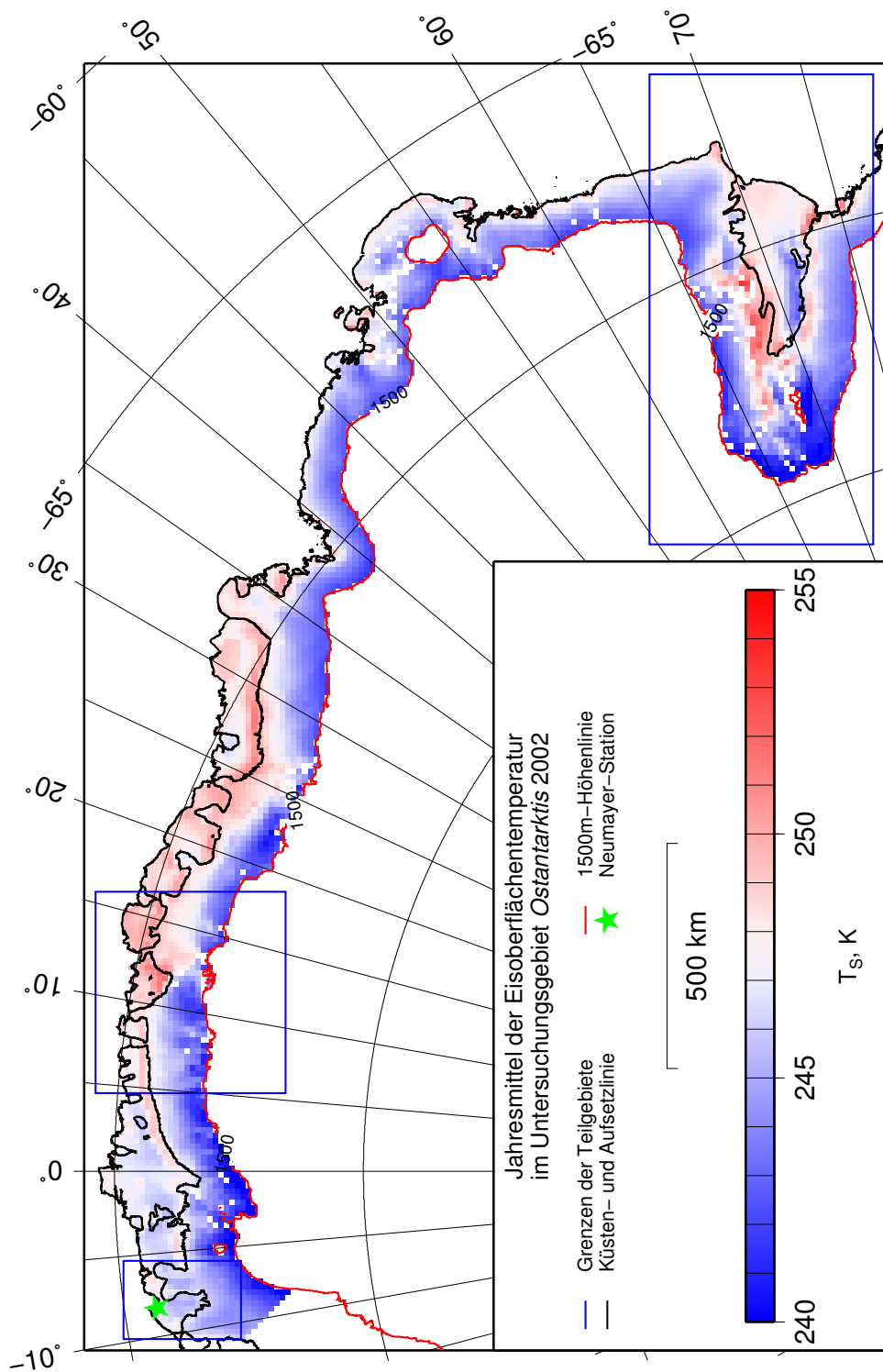


Abbildung B.27: Eisoberflächentemperatur für 2002.



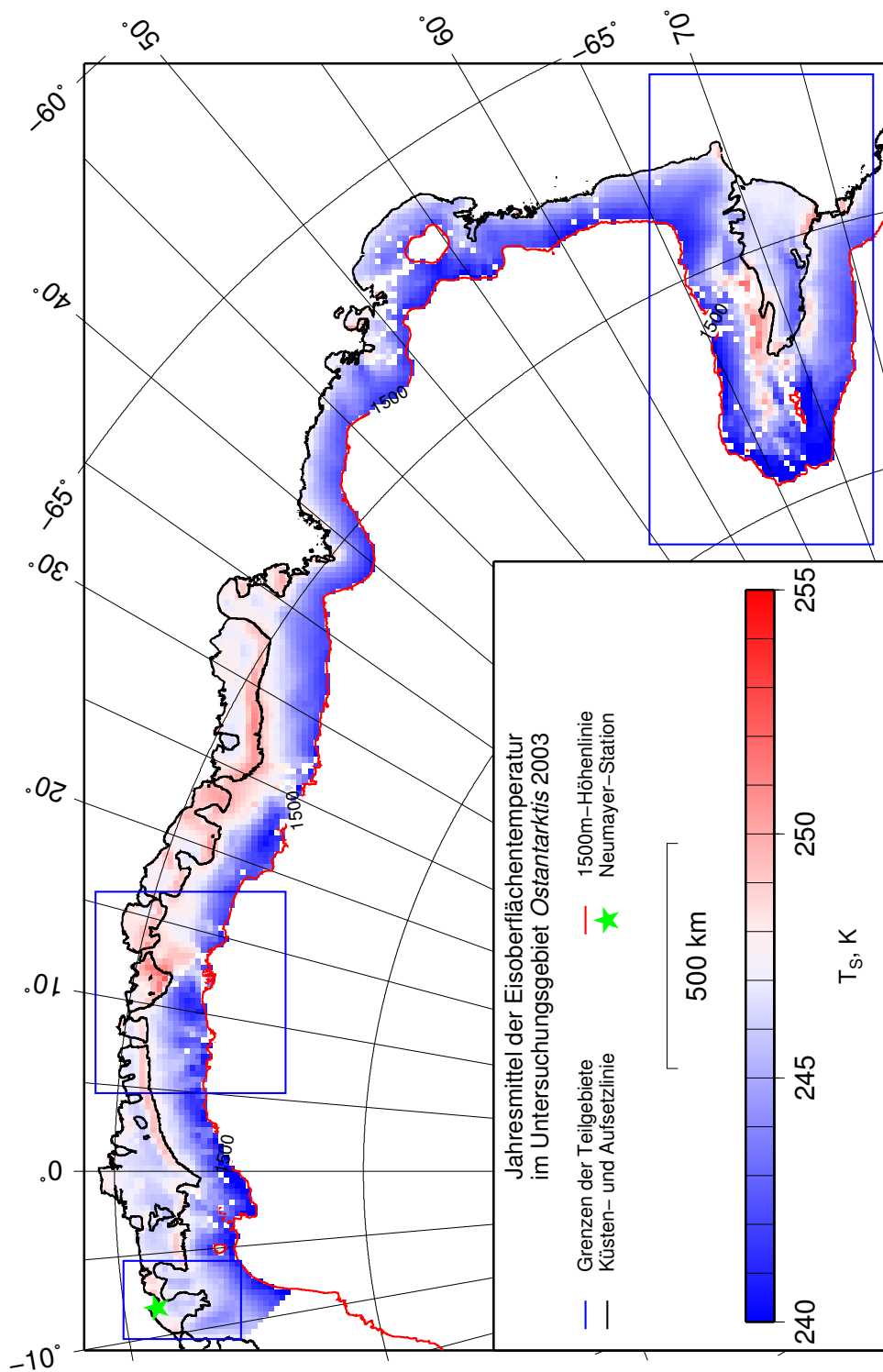


Abbildung B.28: Eisoberflächentemperatur für 2003.

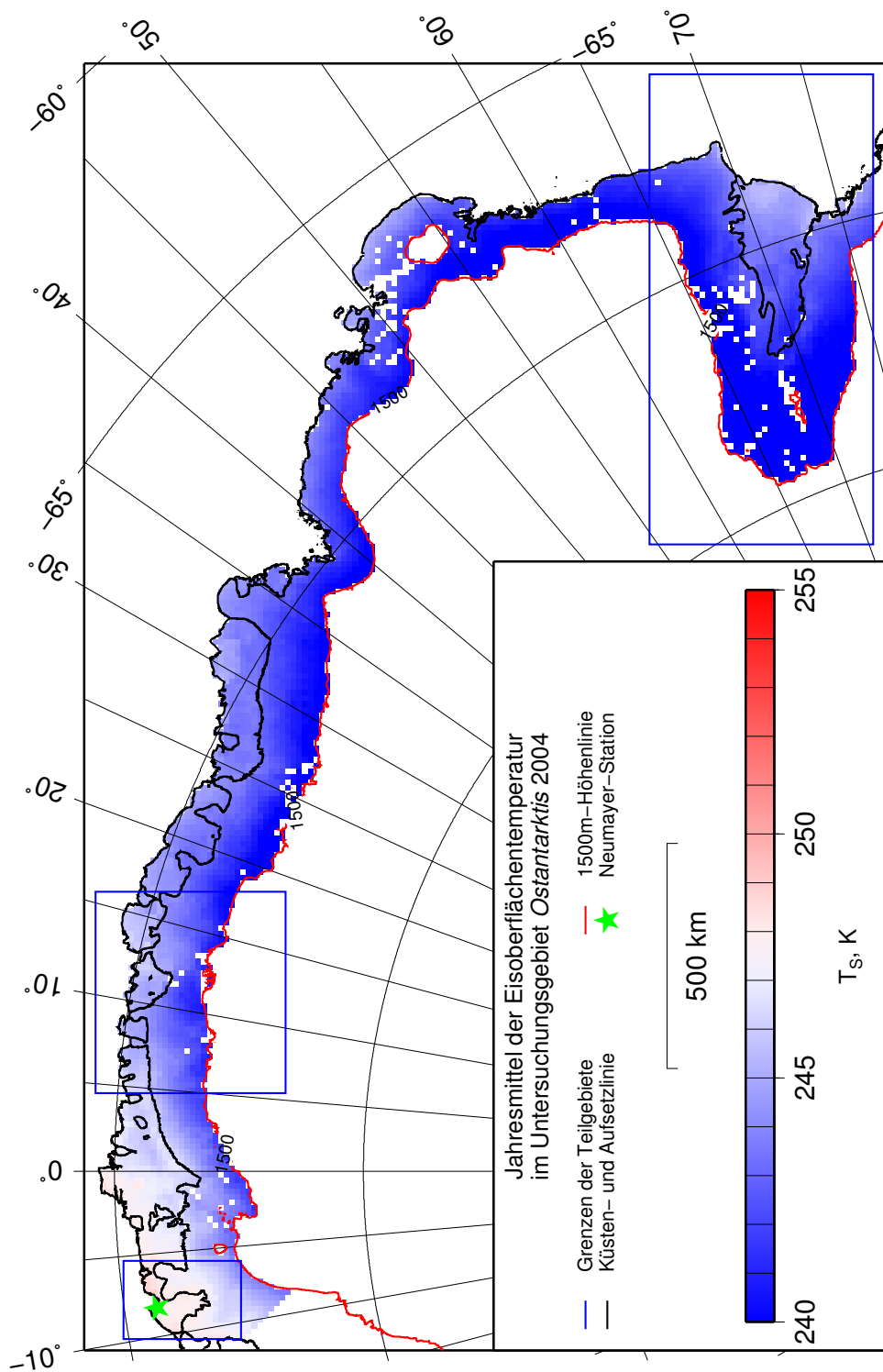


Abbildung B.29: Eisoberflächentemperatur für 2004.

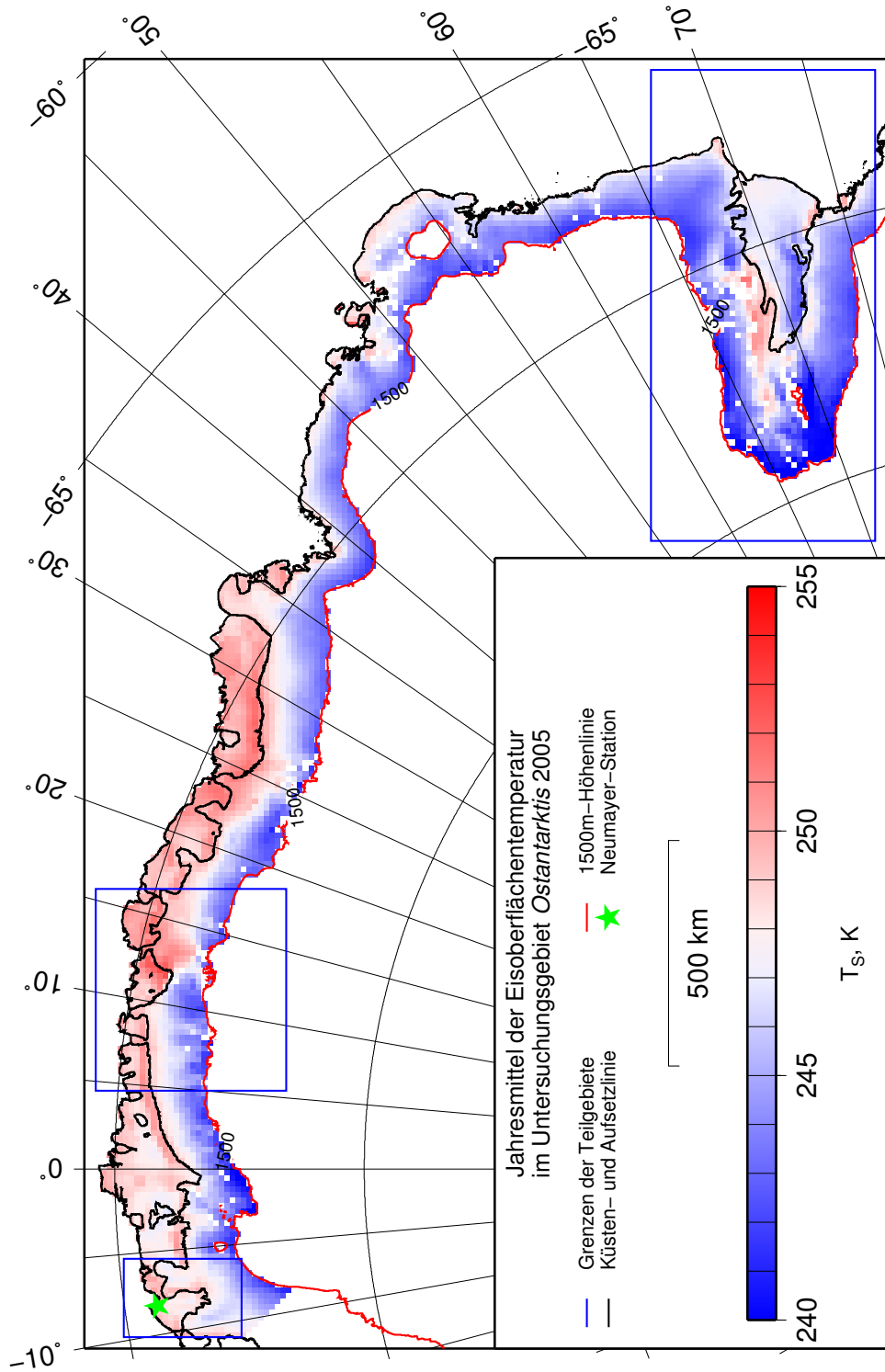


Abbildung B.30: Eisoberflächentemperatur für 2005.

# Danksagung

Für die Entstehung dieser Arbeit bin ich vielen Menschen für Anregungen, Hilfe und Motivation dankbar.

Herrn Prof. Dr. M. A. Lange danke ich für die Betreuung und Begleitung meines Projektes, Herrn Prof. Dr. U. Hansen für die Bereitschaft, das Zweitgutachten zu übernehmen.

Wichtige Impulse gaben die Gespräche und Diskussionen mit Koni Steffen, Michel Fily, Hans Oerter, Helen A. Fricker und Angelika Humbert.

Ich danke dem Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung für die Unterstützung bei der Durchführung der Messkampagne. Das National Snow and Ice Data Center (NSIDC), der British Antarctic Survey (BAS) und andere überließen mir im kollegialen Austausch Datenmaterial zur Auswertung. Jay Zwally ermöglichte mir unbürokratisch Zugang zu den ERS-2-Daten. Ein herzliches Dankeschön möchte ich auch der GMT- und GRASS-Entwickler- und Nutzer-Community mitteilen.

Während der verschiedensten Phase dieser Arbeit standen mir Albert, Alex, Bärbel, Birgit, Carsten, Heike, Hillevi, Mattes, Tobi, Ute und viele, viele Andere auf vielfältige Weise zur Seite – danke vor allem für geduldiges zuhören, für immer wieder nachfragen, mitleiden und mitfreuen. Der Dank an meine Familie lässt sich nicht in Worte fassen.

# Lebenslauf

