

Schneeeigenschaften und Gletscherzonen der Antarktischen Halbinsel im Radarbild

Thermische Phänomene der Schnee- und Firndecken im
Hinterland der großen Schelfeisabbrüche

Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde
der Fakultät für Forst- und Umweltwissenschaften der
Albert-Ludwigs-Universität
Freiburg i. Brsg.

vorgelegt von
Frank Rau

Freiburg im Breisgau
2004

Dekan: Prof. Dr. E. Hildebrand
Referent: Prof. Dr. H. Goßmann
1. Korreferent: Prof. Dr. H. Müller
2. Korreferent: Prof. Dr. E. Parlow

Tag der Disputation: 19. Mai 2004

AN ANTARCTIC EXPEDITION IS THE WORST WAY TO HAVE THE BEST TIME OF YOUR LIFE

Eintrag im Hüttenbuch
Stonington, Marguerite Bay,
Graham Land (68E 11' Süd, 67E 00' West)

Auch wenn eine Expedition in die Antarktis heutzutage nicht mehr eine solche physische und logistische Herausforderung darstellt wie zu den Zeiten Apsley Cherry-Garrards, auf den dieses Zitat zurückgeht, so gehören Geländearbeiten auf der Antarktischen Halbinsel sicherlich zum spannendsten und eindrucklichsten was man als Geograph erleben kann. In diesem Sinne zählen die drei Feldkampagnen in der inneren Marguerite Bay und auf den South Shetland Islands, an denen ich in den vergangenen Jahren teilnehmen konnte, zu den großen und prägenden Erlebnissen. Die dabei vor Ort erworbenen Kenntnisse und erhobenen Daten bilden die Grundlage meiner hier vorgestellten Arbeit, auch wenn sie nicht unmittelbar in deren Mittelpunkt stehen.

Im besonderen Maße möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. H. Goßmann für die Möglichkeit der Teilnahme an diesen Kampagnen und für die Betreuung dieser Promotion bedanken. Mit großer Geduld und einer Begeisterung für das Thema, die zeitweilig die meinige deutlich überstieg, trug er mit seiner Unterstützung wesentlich zum Gelingen der Arbeit bei. Wichtig dafür war auch die Einbindung in eine Arbeitsgruppe mit meinen Kollegen Matthias Braun, Stefan Wunderle, Steffen Vogt und Helmut Saurer, die durch viele engagierte Diskussionen und tatkräftige Hilfe zu einem entspannten und anregenden Arbeitsklima beitrugen. Unter meinen 'Mitreisenden' nach San Martín möchte ich Frank Weber und Martin Ebel namentlich hervorheben und ihnen für ihren unermüdlichen Einsatz, die fachkundige Unterstützung und den gemeinsamen Spaß danken.

Mein besonderer Dank gilt für die logistische Unterstützung dem Instituto Antártico Argentino in Buenos Aires. Hervorzuheben sind dabei Pedro Skvarca und Hernán De Angelis (mittlerweile in Stockholm) von der División Glaciología, denen ich beiden für die hervorragende Kooperation sowie den intensiven wissenschaftlichen und freundschaftlichen Austausch in den letzten Jahren danken möchte. Den Wissenschaftlern und Besatzungen der Station San Martín danke ich für die gastfreundliche Aufnahme und die umfangreiche Unterstützung während der Geländeaufenthalte.

Für die intensiven Korrekturarbeiten und darüber hinaus weiterführende Unterstützung nicht nur in geistiger Hinsicht danke ich besonders herzlich Karin Schweigert und Ansgar Seiter. Klaus Braun war ein immer ansprechbarer und hilfsbereiter Kollege, der jederzeit zur Lösung von diversen kleinen und größeren Rechnerproblemen beitrug.

Abschließend möchte ich meinen Eltern und Fabiana Rau sowie Jusha und Sara für ihre Unterstützung, die Geduld und das mir entgegengebrachte Vertrauen danken.

Freiburg, den 8. Februar 2004

Frank Rau

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	I
Inhaltsverzeichnis	II
Abbildungsverzeichnis	III
Tabellenverzeichnis	IV
Akronyme und Abkürzungen	V
Verzeichnis der Symbole	VI
1 Einleitung	1
1.1 Die Randgebiete der Antarktis und die Änderung des Weltklimas	1
1.2 Zielsetzung und Gliederung der Arbeit	3
2 Der Zerfall der Schelfeise an der Antarktischen Halbinsel	5
2.1 Schelfeise am Rande der Antarktis	5
2.2 Schelfeiszerfall an den Küsten der Antarktischen Halbinsel	7
2.3 Die Bedeutung des Schelfeiszerfalles und seine Konsequenzen für die glazialen Systeme	13
2.4 Ursachen des Schelfeiszerfalles	15
3 Klimatische Differenzierung und rezenter Klimawandel auf der Antarktischen Halbinsel	18
3.1 Klimatische Einordnung der Antarktischen Halbinsel im Gesamtsystem Antarktis	18
3.1.1 Die synoptischen Randbedingungen	18
3.1.2 Die saisonale Meereisbedeckung des Südpolarmeeres	21
3.1.3 Strahlungshaushalt, Temperaturfelder, Katabatische Winde und hygrische Verhältnisse	22
3.2 Die Klimate der Halbinsel	25
3.2.1 Das Temperaturregime der Antarktischen Halbinsel	26
3.2.1.1 Die Datenlage	26

3.2.1.2	Die zeitliche Variabilität der Temperaturen	27
3.2.1.3	Die räumliche Differenzierung der Temperaturen	30
3.2.1.4	Die hypsometrischen Temperaturgradienten	33
3.2.2	Das Niederschlagsregime der Antarktischen Halbinsel	35
3.2.3	Die klimageographische Differenzierung der Antarktischen Halbinsel	37
3.3	Die rezente Veränderung des Klimas im Bereich der Antarktischen Halbinsel	39
3.3.1	Der rezente Erwärmungstrend	41
3.3.1.1	Gesamtantarktis	41
3.3.1.2	Die regionale Erwärmung auf der Antarktischen Halbinsel	43
3.3.2	Rezente Veränderungen der Niederschlagsregime	46
3.3.3	Die Veränderung der glazialen Systeme	48
4	Methoden der Radarfernerkundung und die Verfügbarkeit von Radardaten im Südpolargebiet	52
4.1	Fernerkundung mit Radarsystemen	52
4.1.1	Mikrowellen	52
4.1.2	Historische Entwicklung	53
4.1.3	Abbildende Radarsysteme	54
4.1.3.1	Das Funktionsprinzip von Radarsensoren	55
4.1.3.1.1	Radarsysteme mit realer Apertur (RAR)	55
4.1.3.1.2	Radarsysteme mit synthetischer Apertur (SAR)	56
4.1.3.2	Weiterentwickelte SAR-Verfahren	58
4.2	Wechselwirkung elektromagnetischer Strahlung mit Materie	59
4.2.1	Die Ausbreitungsgeschwindigkeit elektromagnetischer Wellen	59
4.2.2	Exkurs: Die Dielektrizitätskonstante	60
4.2.2.1	Verschiebungspolarisation	60
4.2.2.2	Orientierungspolarisation	61
4.2.2.3	Die komplexe Dielektrizitätskonstante	61
4.2.3	Elektromagnetische Wellen an Grenzflächen	62
4.2.3.1	Die Ausbreitungsrichtung der reflektierten und gebrochenen Wellen	63
4.2.3.2	Die Intensität der reflektierten und gebrochenen Wellen	64
4.2.4	Elektromagnetische Wellen in Materie	65
4.2.4.1	Absorption	65
4.2.4.2	Streuung	66
4.2.4.3	Extinktion	67
4.3	Systemparameter	68
4.3.1	Definitionen	69
4.3.2	Die Radargleichung	69
4.3.3	Frequenz und Polarisation	71
4.3.4	Die geometrischen Abbildungseigenschaften	72

4.3.5	Radarauflösung	74
4.3.6	Speckle	77
4.4	Objektparameter	78
4.4.1	Dielektrische Eigenschaften	78
4.4.2	Lokaler Einfallswinkel	79
4.4.3	Geometrische Oberflächeneigenschaften	79
4.4.4	Oberflächen- und Volumenstreuung	83
4.4.5	Der Rückstreukoeffizient σ^0	84
4.5	Satelliten mit SAR-Sensoren	85
4.5.1	Experimentelle SAR-Systeme 1978 - 1991	86
4.5.2	Operationelle SAR-Systeme 1991 - 2002	87
4.5.2.1	Die Europäischen Fernerkundungssatelliten ERS-1/2	87
4.5.2.1.1	Das Raumsegment	87
4.5.2.1.2	Das Bodensegment	89
4.5.2.1.3	SAR-Datenprodukte	90
4.5.2.2	<i>Japanese Earth Resources Satellite -1 (JERS-1)</i>	91
4.5.2.2.1	Das Raumsegment	91
4.5.2.2.2	Das Bodensegment	92
4.5.2.2.3	SAR-Datenprodukte	92
4.5.2.3	RADARSAT-1	92
4.5.2.3.1	Das Raumsegment	92
4.5.2.3.2	Das Bodensegment	94
4.5.2.3.3	SAR-Datenprodukte	95
4.5.3	Ausblick auf zukünftige SAR-Systeme	96
4.6	Datenverfügbarkeit und Satellitenbildprozessierung	100
4.6.1	Radiometrische Kalibrierung der SAR-Daten	100
4.6.2	Georeferenzierung und geometrische Korrekturen	101
5	Schneedeckeneigenschaften und Gletscherzonen im Radarbild	104
5.1	Die "klassischen" glaziologischen Gletscherschneezonen	105
5.1.1	Die Schneezonen in der Akkumulationszone von Gletschern	105
5.1.2	Die globale Verbreitung der glaziologischen Gletscherzonen	108
5.1.3	Terminologische Randbemerkungen	108
5.2	Radarsignale von Schnee und Eis	110
5.2.1	Dielektrische Eigenschaften von Wasser und Eis	110
5.2.2	Dielektrische Eigenschaften von Schnee	113
5.2.2.1	Trockenschnee	113
5.2.2.2	Naßschnee	115
5.2.3	Die wirksamen Rückstreumechanismen von Schneedecken	117
5.2.4	Die Modellierung des Rückstreukoeffizienten σ^0 von Schneedecken	119
5.3	Die im Radar sichtbaren Schneezonen auf polaren Gletschern	122

5.3.1	Die Trockenschnee-Radarzone (<i>dry-snow radar zone</i>)	126
5.3.2	Die gefrorene Perkolations-Radarzone (<i>frozen percolation radar zone</i>)	127
5.3.3	Die Naßschnee-Radarzone (<i>wet-snow radar zone</i>)	128
5.3.4	Die Eis-Radarzone (<i>bare-ice radar zone</i>)	129
5.3.5	Weitere Radargletscherzonen	130
5.3.5.1	Die P2-Naßschnee-Radarzone (<i>phase 2 melt radar zone</i>)	130
5.3.5.2	Die Aufeis-Radarzone (<i>superimposed ice radar zone</i>)	131
6	Die Radargletscherzonen der Antarktischen Halbinsel und ihre räumliche und zeitliche Dynamik	133
6.1	Die jahreszeitliche Dynamik und die Verbreitung der Radargletscherzonen auf der Antarktischen Halbinsel nördlich 70° Süd	133
6.1.1	Die meteorologischen Randbedingungen im Spätwinter und Frühsommer 1998/99	134
6.1.2	Die Verbreitung der Radargletscherzonen im Winter	136
6.1.3	Die Verbreitung der Radargletscherzonen im Sommer	139
6.1.4	Die Dynamik der Radargletscherzonen auf der nördlichen Antarktischen Halbinsel im Südsommer 1998/99	142
6.1.5	Die räumliche Ausdehnung der Trockenschnee-Radarzone auf der nördlichen Antarktischen Halbinsel	148
6.1.6	Durch Schmelzprozesse und Ausaperung betroffene Flächen auf der Antarktischen Halbinsel und ihr potentieller Beitrag zum globalen Meeresspiegelanstieg	151
6.2	Die Trockenschneelinie als Indikator für klimatische Variationen in den Hochlagen der Antarktischen Halbinsel	153
6.2.1	Die Schneedeckendynamik im Grenzbereich der Trockenschnee-Radarzone: Theoretische Betrachtungen und Simulationsrechnungen	154
6.2.1.1	Die Aufwärtsverlagerung der Trockenschneelinie	154
6.2.1.2	Die abwärts gerichtete Verlagerung der Trockenschneelinie	157
6.2.2	Die Verlagerung der Trockenschneelinie auf der Antarktischen Halbinsel in den Jahren zwischen 1991 und 2000	161
6.2.2.1	Fallstudie: Die Plateauregion der zentralen Marguerite Bay	163
6.2.2.2	Die Zentralbereiche der nördlichen Antarktischen Halbinsel (65° bis 68° Süd)	168
7	Zusammenfassung und Ausblick	171
8	Summary	173
9	Literatur	176

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1-1:	Der Antarktische Kontinent mit den Eisschilden der Ost- und Westantarktis sowie seinen Schelfeistafeln.	2
Abb. 2-1:	Typische Landschaftsform im Nordwesten der Antarktischen Halbinsel nahe der Forschungsstation Primavera (Danco Coast).	5
Abb. 2-2:	Inlandvereisung und Schelfeistafeln.	6
Abb. 2-3:	Die Ostseite der Antarktischen Halbinsel zwischen 63.5° und 66.5° Süd mit den im Umkreis des Larsen Ice Shelf vorhandenen Landmarken und den Rückzugsstadien der Eisfront des Larsen B Shelf Ice (LANDSAT TM Mosaik, 1. März 1986).	8
Abb. 2-4:	Der Zerfall des Larsen-B-Schelfeises 2002/03.	9
Abb. 2-5:	Das zerfallende Larsen-B-Schelfeis zwischen der Jason Peninsula und den Seal Nunataks (13. Februar 2002; Photos: P. SKVARCA).	10
Abb. 2-6:	Der Schelfeiszerfall der letzten Jahrzehnte an den Küsten der Antarktischen Halbinsel.	11
Abb. 2-7:	Die Entwicklung des Wordie Ice Shelves in der Marguerite Bay von 1936 bis 1992 (Quelle: VAUGHAN & DOAKE, 1996).	12
Abb. 2-8:	Rückzüge des Müller Ice Shelves und des Jones Ice Shelves an der Arrowsmith Peninsula (Loubet Coast; ASTER, 4. Januar 2001).	13
Abb. 2-9:	Gletscher-Surges nach dem Zerfall des Prince Gustav Ice Shelves (nach DE ANGELIS & SKVARCA, 2003).	14
Abb. 2-10:	Die Verbreitung von Schmelzwasserseen auf dem Larsen B Ice Shelf (LANDSAT 7 ETM+, 21. Februar 2000).	16
Abb. 3-1:	Die zyklonale Aktivität im Südpolargebiet (NCEP-Reanalysedaten; Quelle: TURNER & PENDLEBURY, 2002).	19
Abb. 3-2:	Jahreszeitliche Mittelwerte des bodennahen Druckfeldes (NCEP-Reanalysedaten; Quelle: TURNER & PENDLEBURY, 2002).	20
Abb. 3-3:	Zwanzigjährige Mittelwerte (1979 - 98) der monatlichen Meereisbedeckung im Südpolarmeer zur Zeit maximaler (Oktober) und minimaler Eisbedeckung im Februar (Quelle: ZWALLY et al., 2002).	21
Abb. 3-4:	Langfristige Mittel (1979 - 99) der Dauer der jährlichen Meereisbedeckung im Südpolarmeer (Quelle: PARKINSON, 2002).	22

Abb. 3-5:	Jahreszeitliche Mittelwerte der bodennahen Lufttemperaturen (ECMWF-Reanalysedaten; Quelle: TURNER & PENDLEBURY, 2002).	23
Abb. 3-6:	Idealisierte Strömungslinien des katabatischen Windfeldes bei durchschnittlichen Winterbedingungen (Quelle: PARISH & BROMWICH, 1987).	24
Abb. 3-7:	Jährliche Netto-Akkumulation auf dem Antarktischen Kontinent (Quelle: VAUGHAN et al., 1999).	24
Abb. 3-8:	Lage der im Text erwähnten meteorologischen Meßstationen auf der Antarktischen Halbinsel.	26
Abb. 3-9:	Temperaturverlauf in Faraday / Vernadsky (1944 - 2003).	27
Abb. 3-10:	Statistische Kennwerte der Monatsmitteltemperaturen der Station San Martín (Marguerite Bay; 1976 - 1999).	29
Abb. 3-11:	Jahresgänge der Lufttemperaturen an ausgewählten Stationen im Umkreis der Antarktischen Halbinsel.	30
Abb. 3-12:	Jahresmitteltemperaturen auf der Antarktischen Halbinsel und in den angrenzenden Gebiete zwischen 40° und 105° West und 60° und 83° Süd (Quelle: MORRIS & VAUGHAN, 2003).	31
Abb. 3-13:	Jahresakkumulation auf der Antarktischen Halbinsel (Quelle: TURNER et al., 2002a).	36
Abb. 3-14:	Klimaregionen der Antarktischen Halbinsel (verändert nach SCHNEIDER & GOßMANN, 1999).	37
Abb. 3-15:	Jährliche und saisonale Trends der bodennahen Lufttemperaturen in der Antarktis (1951 - 2003).	40
Abb. 3-16:	Trend der jährlichen Dauer der Meereisbedeckung im Südpolarmeer (Quelle: PARKINSON, 2002).	42
Abb. 3-17:	Trends der Monatsmittelwerte der bodennahen Lufttemperaturen mit den zugehörigen Standardabweichungen.	44
Abb. 3-18:	Rezente Gletscherrückzüge auf der Antarktischen Halbinsel.	48
Abb. 3-19:	Gletscherrückzüge auf James Ross Island und Vega Island im Zeitraum 1988 bis 2001 (ASTER, 8. Januar 2001).	49
Abb. 4-1:	Das elektromagnetische Spektrum im Wellenlängenbereich zwischen 100 nm und 10 m.	53
Abb. 4-2:	Transmissionsspektrum der Erdatmosphäre im Wellenlängenbereich von 0.1 µm bis 10 m mit den charakteristischen atmosphärischen Fenstern und Absorptionsbanden.	54
Abb. 4-3:	Blockdiagramm der Funktionsweise eines monostatischen Radarfernerkundungssystems.	55
Abb. 4-4:	Schematische Darstellung der Funktionsweise eines monostatischen Radarsystems.	56
Abb. 4-5:	Geometrie eines Seitensichtradarsystems.	56
Abb. 4-6:	Prinzip der Apertursynthese bei SAR-Systemen.	57
Abb. 4-7:	Abbildungsgeometrie im ScanSAR-Modus (nach MOREIRA, 2000).	58
Abb. 4-8:	RADARSAT ScanSAR SWB Szene der nördlichen Antarktischen Halbinsel vom 18. November 1998.	58
Abb. 4-9:	Schematische Darstellung einer elektromagnetischen Welle.	59

Abb. 4-10:	Schematische Darstellung von einfallender, reflektierter und gebrochener Welle bei Übergang in ein anderes Medium.	62
Abb. 4-11:	Streuwahrscheinlichkeit der Rayleigh-Streuung in Abhängigkeit vom Streuwinkel.	67
Abb. 4-12:	Schematische Darstellung der SAR-Aufnahmegeometrie.	69
Abb. 4-13:	Veränderung der Signalstärke des ausgesandten Radarimpulses zwischen Sende- und Empfangssystem.	70
Abb. 4-14:	Abbildungsgeometrie eines Radarsystems.	72
Abb. 4-15:	Geometrie der reliefinduzierten Verzerrungen in Radarbildern.	73
Abb. 4-16:	Reliefinduzierte Verzerrungen in Radarbildern (Marguerite Bay; ERS-2, 13. Juli 1997).	74
Abb. 4-17:	Radarauflösung in <i>range</i> -Richtung.	75
Abb. 4-18:	Radarauflösung in Azimutrichtung.	75
Abb. 4-19:	Die Variation der <i>range</i> - und Azimutauflösung in Abhängigkeit von der Horizontaldistanz bei Radarsystemen mit realer und synthetischer Apertur (nach LEWIS & HENDERSON, 1998).	76
Abb. 4-20:	<i>Speckle</i> auf der Gletscheroberfläche des Fuchs Ice Piedmonts (Adelaide Island; ERS-2, 13. Juli 1997).	77
Abb. 4-21:	Der lokale Einfallswinkel bei einer geneigten Geländeoberfläche (nach LEWIS & HENDERSON, 1998).	79
Abb. 4-22:	Verschiedene Arten der Reflexion hervorgerufen durch unterschiedliche Oberflächenrauigkeiten (Quelle: ALBERTZ, 2001).	80
Abb. 4-23:	Die Abhängigkeit der Rückstreuintensität vom lokalen Einfallswinkel für verschiedene Oberflächenrauigkeitsklassen (nach ULABY et al., 1982).	81
Abb. 4-24:	Volumenstreuung von Gletscheroberflächen.	83
Abb. 4-25:	Volumenstreuung unterschiedlicher Landoberflächen in Abhängigkeit des verwendeten Bandbereichs (Quelle: ALBERTZ, 2001).	84
Abb. 4-26:	Bodenempfangsstationen für ERS-1/2 und RADARSAT und ihre Beobachtungsmasken im Bereich der Antarktis (Quelle: BKG).	90
Abb. 4-27:	Abbildungsmodi des RADARSAT-1 SAR-Sensors (Quelle: CSA).	93
Abb. 4-28:	RADARSAT-1 SAR-Mosaik des Antarktischen Kontinents (AMM-1; Quelle: NSIDC).	94
Abb. 4-29:	Abbildungsmodi des ASAR-Sensors (Quelle: DESNOS et al., 2000).	97
Abb. 4-30:	ENVISAT ASAR-Szene zeigt des Zerfalls des Larsen B Ice Shelf im Frühjahr 2002 (18. März 2002).	98
Abb. 4-31:	Abbildungsmodi des RADARSAT-2 SAR-Sensors (Quelle: CSA).	99
Abb. 4-32:	Das GIA LANDSAT TM Mosaik der Antarktischen Halbinsel (Aufzeichnungszeitraum: 1986 - 1990; Quelle: BKG).	102
Abb. 5-1:	Die Gegenüberstellung eines mit Daten des Sensors MODIS erstellten Farbkomposits (VNIR; 5. März 2002) und eines RADARSAT ScanSAR-Mosaiks (12. Dezember 1998) der nördlichen Antarktischen Halbinsel zeigt den komplementären Informationsgehalt der beiden Datensätze.	104

Abb. 5-2:	Die Schneezonen in der Akkumulationszone eines Gletschers (nach PATERSON, 1994).	105
Abb. 5-3:	Schematische Darstellung der Schneemetamorphose.	106
Abb. 5-4:	Klassifikationsschemata der Schneezonen im Akkumulationsgebiet eines Gletschers.	109
Abb. 5-5:	Temperaturabhängigkeit der Relaxationsfrequenz f_0 und der statischen Dielektrizitätskonstante ϵ_s von Wasser.	110
Abb. 5-6:	Realteil ϵ' und Imaginärteil ϵ'' der relativen Dielektrizitätskonstante von Wasser zwischen 0 und 100°C in Abhängigkeit von der anregenden Frequenz.	111
Abb. 5-7:	Relaxationsspektren für Wasser und reines Eis nahe dem Phasenübergang ($T=0^\circ\text{C}$).	112
Abb. 5-8:	Doppellogarithmische Darstellung des Absorptionsspektrums von flüssigem Wasser als Funktion der Anregungsfrequenz.	112
Abb. 5-9:	Vergleich der empirischen Formeln zur Berechnung der Dielektrizitätskonstanten ϵ'_{DS} von Trockenschnee.	113
Abb. 5-10:	Vergleich der empirischen Formeln zur Berechnung der Dielektrizitätskonstanten ϵ'_{WS} von Naßschnee.	115
Abb. 5-11:	Die Radarrückstreuung trockener Schneedecken in Abhängigkeit von der Schneekorngröße und der Schneedichte.	120
Abb. 5-12:	Modellierung der Eindringtiefen des Radarsignals in trockene Schneedecken (C-Band, VV-Polarisation).	121
Abb. 5-13:	ERS-2 Radarbild-Mosaike der Antarktischen Halbinsel mit Aufnahmen aus dem Winter 1997 und dem Sommer 1998.	123
Abb. 5-14:	Die glaziologischen Schneezonen im Akkumulationsgebiet eines Gletschers und die korrespondierenden Radargletscherzonen mit charakteristischen Rückstreuwerten.	124
Abb. 5-15:	Die Lage der Firnlinie auf dem Fuchs Ice Piedmont (Adelaide Island) am Ende der Ablationsperiode (RADARSAT, 10. Mai 1997).	129
Abb. 5-16:	Die Entwicklung einer P2-Naßschnee-Radarzone auf King George Island im Südsommer 1996/97 (nach BRAUN et al., 2000).	130
Abb. 5-17:	Oberflächennahe Bohrkernkerne aus der Ablationszone und gemessene SAR-Rückstreuoeffizienten σ^0 (Kongsvegen, Svalbard; Quelle: M. KÖNIG)	131
Abb. 6-1:	Der Verlauf der bodennahen Lufttemperaturen auf beiden Seiten der Antarktischen Halbinsel im Spätwinter und Sommer 1998/99.	134
Abb. 6-2:	Die Wintersituation der Radargletscherzonen auf der Antarktischen Halbinsel im RADARSAT ScanSAR Mosaik.	137
Abb. 6-3:	Die Sommersituation der Radargletscherzonen auf der Antarktischen Halbinsel im RADARSAT ScanSAR-Mosaik vom 5. Januar 1999.	140
Abb. 6-4:	Profil der Radarrückstreuwerte des Larsen C Ice Shelves von der Schelfeiskante zum Mobil Oil Inlet und dem Mercator Ice Piedmont im RADARSAT ScanSAR-Mosaik vom 5. Januar 1999.	141
Abb. 6-5:	RADARSAT ScanSAR-Mosaik der nördlichen Antarktischen Halbinsel vom 7. November 1998.	143

Abb. 6-6:	RADARSAT ScanSAR-Mosaik der nördlichen Antarktischen Halbinsel vom 18. November 1998.	144
Abb. 6-7:	RADARSAT ScanSAR-Mosaik der nördlichen Antarktischen Halbinsel vom 12. Dezember 1998.	145
Abb. 6-8:	RADARSAT ScanSAR-Mosaik der nördlichen Antarktischen Halbinsel vom 5. Januar 1999.	146
Abb. 6-9:	Die zeitliche Entwicklung der Radarrückstreuwerte ausgewählter Testgebiete auf der Antarktischen Halbinsel im Spätwinter und Frühsommer 1998/99 (RADARSAT ScanSAR).	147
Abb. 6-10:	Die Verbreitung der Radargletscherzonen auf den Festlandflächen der Antarktischen Halbinsel am 5. Januar 1999.	150
Abb. 6-11:	Profil der Radarrückstreuwerte auf 68° südlicher Breite (RADARSAT <i>standard beam</i> 1; 10. Mai 1997).	154
Abb. 6-12:	Modellierung der Rückstreuoeffizienten σ° (VV-Polarisation) der zentralen Trockenschneezone (D4) und der Übergangszone im Bereich der Trockenschneelinie (A14) unter Variation der rückstreuwirksamen Parameter der oberflächennahen Schneeschicht.	156
Abb. 6-13:	Der Schneedeckenaufbau mit den rückstreuwirksamen Parametern Dichte, Korndurchmesser und Horizontmächtigkeit sowie die zugehörigen Rückstreuwerte der drei Ausgangsprofile vor dem Beginn der mehrjährigen Trockenschneeakkumulation.	157
Abb. 6-14:	Simulation einer durch Trockenschneeakkumulation dominierten, mehrjährigen Schneedeckenentwicklung, die zu einem Wandel der Rückstreucharakteristik von hohen zu niedrigen σ° -Werten führt.	158
Abb. 6-15:	Der den Simulationsrechnungen zugrundeliegende Profilaufbau der akkumulierten Schneeschichten.	159
Abb. 6-16:	Die Akkumulation einer unter permanent vorherrschenden Trockenschneebedingungen abgelagerten Schneeauflage auf einer Altschneedecke führt zu einer in drei Phasen verlaufenden Absenkung der Radarrückstreuwerte.	160
Abb. 6-17:	Vergleichende Darstellung der spätsommerlichen Verteilung der Naßschneedecken im Bereich der zentralen Marguerite Bay (68.0° Süd) in einer dem mehrjährigen Durchschnitt entsprechenden Situation (beispielhaft dargestellt am 26. Februar 2000) und während der durch Warmluftadvektion geprägten Extremwetterlage am 21. Februar 1998 (ERS-1/2).	162
Abb. 6-18:	Die Lageveränderungen der Trockenschneelinie im Zeitraum von 1992 bis 2000 auf der Ostabdachung des zentralen Plateaus im Bereich der inneren Marguerite Bay (68° Süd).	164
Abb. 6-19:	Zeitreihe der Rückstreuwerte an drei Standorten der ostseitigen Plateauabdachung (1992 - 2000).	165
Abb. 6-20:	Die Positionen der Trockenschneelinie im Zeitraum von 1991 bis 2000 am Westabfall des zentralen Plateaus im Bereich der inneren Marguerite Bay (68° Süd).	166
Abb. 6-21:	Autretenshäufigkeiten von Hochtemperaturereignissen an der Station San Martín (Marguerite Bay) zwischen 1976 und 2000.	167
Abb. 6-22:	Die Lage der ERS-1/2 SAR-Mosaik vom 8. Juli 1992 und 26. Februar 2000 auf der Antarktischen Halbinsel (RADARSAT ScanSAR-	

	Mosaik vom 18. November 1998 mit überlagerter Trockenschnee-Radarzone).	168
Abb. 6-23:	Die Veränderungen der Trockenschneelinie auf der zentralen Antarktischen Halbinsel zwischen 65° und 68° südlicher Breite zwischen 1992 und 2000 (ERS-1/2 SAR-Mosaik).	169

Tabellenverzeichnis

Tab. 2-1:	Gruppierung von Schelfeisen anhand der jeweils dominierenden Komponente des Massenzuwachses und des Massenverlustes (nach VAUGHAN, 1998).	7
Tab. 3-1:	Statistische Kennwerte der Lufttemperatur ausgewählter Stationen auf der Antarktischen Halbinsel.	28
Tab. 3-2:	Korrelation der Jahresmitteltemperaturen ausgewählter Meßstationen auf der Antarktischen Halbinsel.	32
Tab. 3-3:	Hypsometrische Temperaturgradienten auf der Antarktischen Halbinsel.	34
Tab. 3-4:	Jährliche und jahreszeitliche Trendwerte der Lufttemperatur ausgewählter Stationen auf der Antarktischen Halbinsel.	45
Tab. 3-5:	Gletscherfrontvariationen und die daraus resultierende Flächenbilanzierung auf der nördlichen Antarktischen Halbinsel.	50
Tab. 4-1:	Vergleich von Grenzkriterien für glatte und rauhe Oberflächen in Abhängigkeit der Wellenlänge für verschiedene lokale Einfallswinkel (erweitert nach LILLESAND & KIEFFER, 2000).	82
Tab. 4-2:	Charakteristika orbitaler SAR-Missionen 1978 - 2000 (erweitert nach RANEY, 1998).	86
Tab. 4-3:	Operationsphasen der ERS-1/2-Missionen.	88
Tab. 4-4:	ERS-1/2 SAR-Datenprodukte des <i>Image Mode</i>	91
Tab. 4-5:	RADARSAT SAR-Abbildungsmodi und Bildprodukte.	95
Tab. 4-6:	Charakteristika zukünftiger orbitaler SAR-Missionen	96
Tab. 5-1:	Empirische Formeln zur Berechnung des Realteils der Dielektrizitätskonstanten von Trockenschnee ϵ'_{DS} mit den jeweilig gültigen Dichte- und Frequenzbereichen.	114
Tab. 5-2:	Empirische Formeln zur Berechnung des Realteils der Dielektrizitätskonstanten von Naßschnee ϵ'_{DS} mit den jeweilig gültigen Frequenzbereichen	116
Tab. 5-3:	Die Radargletscherzonen polarer Gletscher und die zugehörigen charakteristischen Wertebereiche der SAR-Rückstreukoeffizienten (C-Band).	125

Tab. 6-1:	Die Flächenanteile der Radargletscherzonen und die Abschätzung der von sommerlicher Schneeschmelze und Ausaperung betroffenen Flächen auf der Antarktischen Halbinsel nördlich 70° Süd.	152
Tab. 6-2:	Daten der ausgewerteten ERS-1/2 Szenen.	163

Akronyme und Abkürzungen

ADC	Analogue to Digital Converter
ADD	Antarctic Digital Database
ADRO	Application Development and Research Opportunity
ALOS	Advanced Land Observing Satellite
AMI	Active Microwave Instrument
AMM	Antarctic Mapping Mission
AMRC	Antarctic Meteorological Research Center
ARTEMIS	Advanced Relay and Technology Mission Satellite
ASAR	Advanced Synthetic Aperture Radar
ASF	Alaska Satellite Facility (Früher: Alaska SAR Facility)
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
ATSR	Along-Track Scanning Radiometer
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
AVNIR-2	Advanced Visible and Near Infrared Radiometer type 2
AWS	Automatische Wetterstation
BAS	British Antarctic Survey
BKG	Bundesamt für Kartographie und Geodäsie (früher: Institut für angewandte Geodäsie, IFAG)
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
CCT	Computer Compatible Tape
CDIAC	Carbon Dioxide Information Analysis Center
CEOS	Committee on Earth Observing Systems
CORONA	Satellitengestütztes Aufklärungssystem der USA (1960 - 80)
CSA	Canadian Space Agency
DFD	Deutsches Fernerkundungsdatenzentrum
DGPS	Differential Global Positioning System
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt

DRTS	Data Relay Test Satellites
DYPAG	Dynamische Prozesse in Antarktischen Geosystemen
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EECF	Earthnet ERS-1 Central Facility
ENSO	El Niño - Southern Oscillation
ENVISAT	Environmental Satellite
EOC	Earth Observation Center (Japan)
ERS	European Remote Sensing Satellite
ESOC	European Space Operations Centre
ESA	European Space Agency
ESRIN	European Space Research Institute
ETM+	Enhanced Thematic Mapper+
GARS	German Antarctic Receiving Station
GCM	Global Circulation Model
GEC	Ellipsoid Geocoded Image Product
GIA	Geowissenschaftliches Informationssystem Antarktis / Geoscientific Information System Antarctica
GLIMS	Global Land Ice Measurements from Space
GOME	Global Ozone Monitoring Experiment
GPS	Global Positioning System
GTC	Terrain Geocoded Image Product
HadCRUT	Globaler Datensatz der Oberflächentemperaturen des Hadley Centre for Climate Prediction and Research (UK) und der Climatic Research Unit (University of East Anglia; UK)
IAA	Instituto Antártico Argentino
ICESat	Ice, Cloud, and land Elevation Satellite
IMW	International Map of the World
INACH	Instituto Antártico Chileno
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
JERS	Japanese Earth Resources Satellite
LightSAR	Lightweight Synthetic Aperture Radar
LRR	Laser Retroreflector
MCS	Mission Control System
MERIS	Medium-Resolution Imaging Spectrometer
MMCC	Mission Management and Control Centre
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MODPAG	Monitoring Dynamic Processes in Antarctic Geosystems
MSS	Multi-Spectral Scanner
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NASDA	National Aeronautics and Space Development Agency (Japan)

NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NPI	Norwegian Polar Institute
NSIDC	National Snow and Ice Data Center
OBR	On-Board Recorder
OPS	Optical Sensor
PAF	Processing and Archiving Facility
PALSAR	Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar
PPI	Plan Position Indicator Radar
PRARE	Precise Range and Range-rate Equipment
PRF	Pulse Repetition Frequency
PRI	Precision Image Product
PRISM	Panchromatic Remote-Sensing Instrument for Stereo Mapping
RA	Radar Altimeter
RADAR	Radio Detection And Ranging
RADARSAT	Radar Satellite
RAMP	Radarsat Antarctic Mapping Project
RAR	Real Aperture Radar
READER	Reference Antarctic Data for Environmental Research
RSI	RADARSAT International
SAO	Semi-Annual Oscillation
SAR	Synthetic Aperture Radar
ScanSAR	Scanning Synthetic Aperture Radar
SCAR	Scientific Committee on Antarctic Research
SIR	Shuttle Imaging Radar
SLAR	Side Looking Airborne Radar
SLC	Single Look Complex Image Product
SPOT	Satellite Pour l'Observation de la Terre
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
TACC	Tracking and Control Center
TDR	Time Domain Reflectometry
TM	Thematic Mapper
VNIR	Visible and Near Infrared
WE	Wasseräquivalent
WGS	World Geodetic System
WNS	Wind Scatterometer

Verzeichnis der Symbole

A	mm WE a ⁻¹	Akkumulationsrate
A	m ²	Auflösungsgröße eines Flächenelements
c	m s ⁻¹	Lichtgeschwindigkeit
E _g	V m ⁻¹	Amplitude der elektrischen Feldstärke der gebrochenen Welle
E _i	V m ⁻¹	Amplitude der elektrischen Feldstärke der einfallenden Welle
E _r	V m ⁻¹	Amplitude der elektrischen Feldstärke der reflektierten Welle
f	Hz	Frequenz
f ₀	Hz	Relaxationsfrequenz
G		Antennengewinn
h	m	Höhe über dem Meer
H	m	Flughöhe
I	W m ⁻²	Rückstreuintensität
I ₀	W m ⁻²	Einstrahlungsintensität
I _{abs}	W m ⁻²	absorbierte Intensität
I _g	W m ⁻²	Intensität der gebrochenen Welle
I _r	W m ⁻²	Intensität der reflektierten Welle
I _s	W m ⁻²	gestreute Intensität
l	m	Antennenlänge
l	m	Autokorrelationslänge
m		Anzahl der <i>looks</i>
n		Brechungsindex
n'		Realteil des Brechungsindex
n''		Imaginärteil des Brechungsindex
P _R	W	von der Empfangsantenne aufgezeichnete Leistung
P _T	W	von der Sendeantenne abgestrahlte Leistung
r	m	Partikelradius
R	m	Schrägentfernung zwischen Radarsystem und sondiertem Objekt

R		Reflexionskoeffizient
R)		Reflexionskoeffizient der parallel polarisierten Welle
R _N		Reflexionskoeffizient der senkrecht polarisierten Welle
R _A	m	Auflösung in Flugrichtung(Azimutauflösung)
R _{RG}	m	Auflösung in <i>ground range</i>
R _{RS}	m	Auflösung in <i>slant range</i>
s	m	Schrägentfernung vom Sensor
t	s	Zeit
tanδ		Dielektrischer Verlustfaktor
T		Transmissionskoeffizient
T)		Transmissionskoeffizient der parallel polarisierten Welle
T _N		Transmissionskoeffizient der senkrecht polarisierten Welle
T	°C, K	Temperatur
W	Vol.-%	Feuchtegehalt
Z	Ω	Wellenwiderstand
α	m ⁻¹	Absorptionskonstante
α	°	Hangneigung
β	°	Depressionswinkel
β ⁰	°	Radar- oder Rückstreuelligkeit
β _h	°	horizontaler Strahlbreitewinkel
Γ		Reflektivität
Γ)		Reflektivität der parallel polarisierten Welle
Γ _N		Reflektivität der senkrecht polarisierten Welle
δ _p	m	Eindringtiefe
Δε		Änderung der Dielektrizitätskonstante von nassem gegenüber trockenem Schnee
Δt	s	Impulslänge
Δx	m	Teilstrecke
ε		Dielektrizitätskonstante
ε ₀	N ⁻¹ m ⁻² C ²	Dielektrizitätskonstante des Vakuums oder elektrische Feldkonstante
ε _r		Relative Dielektrizitätskonstante
ε _r '		Realteil der relativen Dielektrizitätskonstante
ε _r ''		Imaginärteil der relativen Dielektrizitätskonstante
ε _S		Relative Dielektrizitätskonstante für statische Felder (f = 0)
ε ₍		Relative Dielektrizitätskonstante für hochfrequente Felder (f * ()
ε' _{rb}		Realteil der relativen Dielektrizitätskonstante des Hintergrundmediums
ε _{DS}		Dielektrizitätskonstante von Trockenschnee

ϵ'_{DS}		Realteil der Dielektrizitätskonstante von Trockenschnee
ϵ''_{DS}		Imaginärteil der Dielektrizitätskonstante von Trockenschnee
ϵ_{WS}		Dielektrizitätskonstante von Naßschnee
ϵ'_{WS}		Realteil der Dielektrizitätskonstante von Naßschnee
ϵ''_{WS}		Imaginärteil der Dielektrizitätskonstante von Naßschnee
ϵ_{ice}		Dielektrizitätskonstante von Eis
θ_g	°	Brechungswinkel
θ_i	°	Einfallswinkel
θ_{loc}	°	lokaler Einfallswinkel
θ_r	°	Reflexionswinkel
κ_a	m^{-1}	Absorptionskoeffizient
κ_e	m^{-1}	Extinktionskoeffizient
κ_s	m^{-1}	Streuungskoeffizient
λ	m	Wellenlänge
λ_0	m	Wellenlänge im Vakuum
λ_b	m	Wellenlänge im Hintergrundmedium
μ		magnetischen Permeabilität
μ_0		Permeabilität des Vakuums
μ_r		Relative Permeabilität
$\rho(x)$		Autokorrelationsfunktion der Oberflächenhöhen
ρ_{snow}	$kg\ m^{-3}$	Schneedichte
σ	m	Standardabweichung der Oberflächenhöhen
σ		Rückstreuquerschnitt
σ^0	dB	Rückstreukoeffizient
σ_o^0	dB	Oberflächenrückstreukoeffizient
σ_v^0	dB	Volumenrückstreukoeffizient
σ_i		Rückstreuquerschnitte der Einzelstreuer pro Einheitsfläche
Y		Transmissivität
$Y)$		Transmissivität der parallel polarisierten Welle
Y_n		Transmissivität der senkrecht polarisierten Welle
φ	°	Blickwinkel
χ		Grenzparameter für Mie-Partikel

1 Einleitung

1.1 Die Randgebiete der Antarktis und die Änderung des Weltklimas

Diskussionen im Problemkreis aktueller und zukünftiger Änderungen des Weltklimas und ihrer Auswirkungen führen aus drei Gründen immer auch auf die Situation in den Polargebieten der Erde:

- Die Polargebiete sind wegen ihres negativen Strahlungshaushaltes die großen Energiesenken von Erdoberfläche und Atmosphäre und kompensieren dieses Defizit über die Kreisläufe von Ozean und Atmosphäre durch Energieimporte aus den niedrigeren Breiten. Die Polargebiete beider Hemisphären sind somit integrale Bestandteile des globalen Klimasystems und stehen als solche durch eine Vielzahl von Prozessen und komplexen Rückkopplungseffekten auf unterschiedlichen zeitlichen und räumlichen Skalen in Wechselwirkung mit den Klimasystemen der mittleren und niederen Breiten.
- Alle Gebiete der Erde mit Schnee und Eis, in denen Temperaturen unter und über dem Gefrierpunkt auftreten können, reagieren auf Verschiebungen der Mitteltemperaturen oder auf Veränderungen in der Andauer verschiedener thermischer Phasen mit vielfältigen Erscheinungen und sind deshalb wichtige Indikatorbereiche für eine globale Klimaschwankung. Arktis und Antarktis stellen Schlüsselregionen für die weltweite Klimaentwicklung dar, da sie als "Frühwarnsysteme" wirken, in denen sich die Auswirkungen einer sich wandelnden Umwelt schneller und deutlicher zeigen als in anderen Bereichen der Erde.
- Durch die Speicherung großer Wassermengen im Eis der Polargebiete liegt der Weltmeeresspiegel sehr viel tiefer als auf einer eisfreien Erde. Jede Klimadiskussion führt deshalb auch auf die Frage der Stabilität dieser Eisschilde und der in ihnen liegenden Risiken für die Küsten der Erde.

Alle drei Gesichtspunkte führen insbesondere auch auf den Randbereich der Antarktis als einen Raum, in dem sich einerseits Bewegungen des Weltklimas deutlich abbilden und der andererseits mit einer Veränderung seiner glaziologischen Systeme erhebliche globale Auswirkungen haben kann. In diesem Zusammenhang spielt die Antarktische Halbinsel eine prominente Rolle, jene Land- und Eiszunge, die vom Körper der Westantarktis ca. 1000 km weit nach Norden gegen Südamerika in den südpolaren Ozean hineinreicht (Abb. 1-1). Ihre Lage im Übergangsbereich zwischen marinen und terrestrischen Geosystemen sowie im Einflußbereich verschiedener Glieder des atmosphärischen Zirkulationssystems führt zu einer besonderen Sensitivität des Raumes gegenüber Klimaveränderungen und Klimaschwankungen.

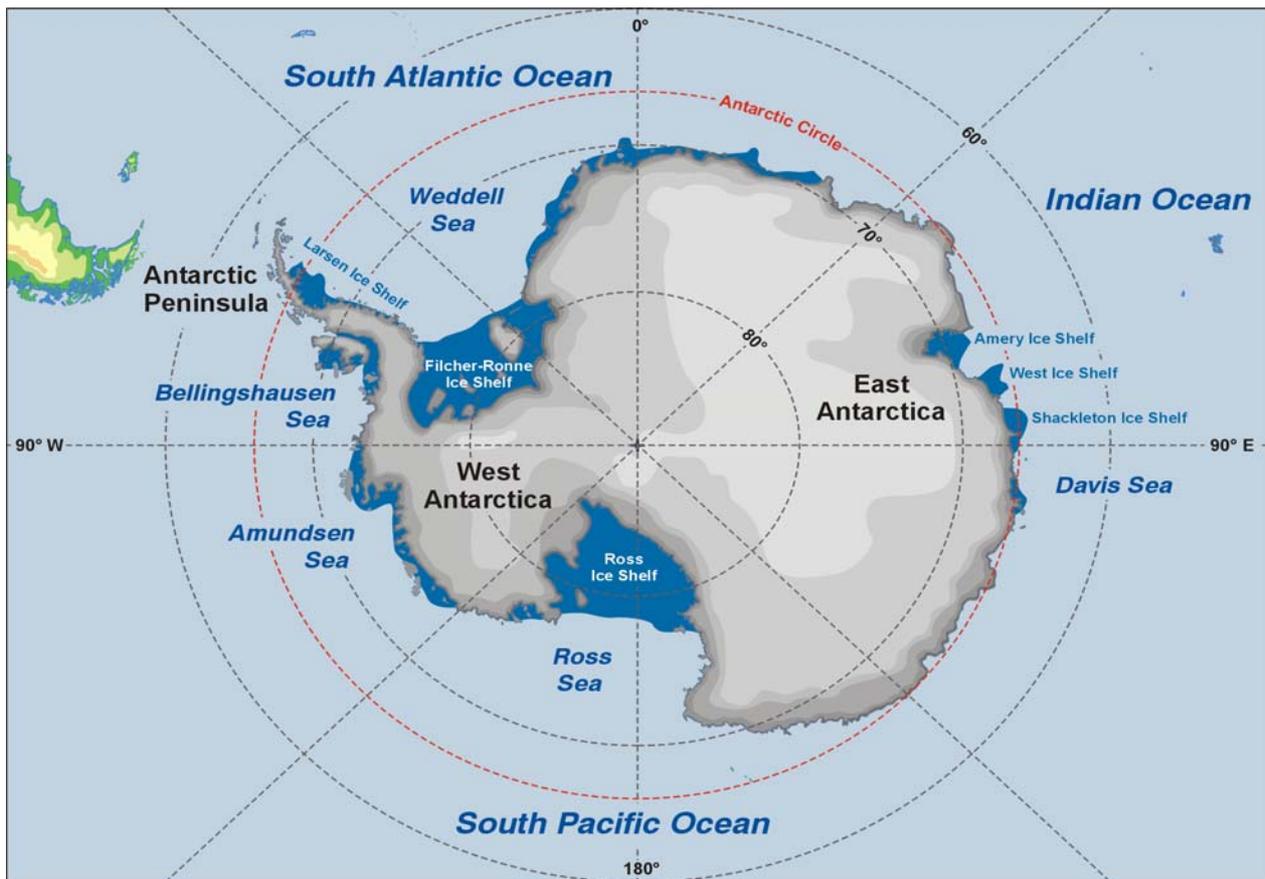


Abb. 1-1: Die Antarktis besteht nach der Definition im Antarktisvertrag aus der südlichen Polarkalotte innerhalb des 60°-Breitenkreises. Der Antarktische Kontinent mit den Eisschilden der Ostantarktis ($10.35 \cdot 10^6 \text{ km}^2$) und der Westantarktis ($1.97 \cdot 10^6 \text{ km}^2$) sowie seinen Schelfeistafeln (dargestellt als dunkelblaue Flächen) füllt weitgehend das Gebiet zwischen dem Polarkreis und dem Südpol. Die Antarktische Halbinsel ($0.52 \cdot 10^6 \text{ km}^2$) mit den vorgelagerten Inseln erstreckt sich über mehr als 1000 km zwischen 63° und 73° Süd in Richtung Südamerika in den südpolaren Ozean hinein.

Klimatologische Routinemessungen und Sondermeßprogramme in den küstennahen Stationen rings um die Halbinsel belegen erhebliche Veränderungen der regionalen Klimate dieses Raumes in den letzten 50 Jahren. Große Schelfeisabbrüche der letzten Jahre haben nicht nur das wissenschaftliche Interesse, sondern auch die Aufmerksamkeit der Öffentlichkeit auf diesen Raum gelenkt. Defizitär ist jedoch nach wie vor die Kenntnis über die Entwicklung im Hinterland dieser Eisabbrüche, wo Akkumulation, Metamorphose und sommerliche Schmelzprozesse bedeutende Glieder im Massenhaushalt der Gletscher darstellen.

Es ist deshalb eine wichtige Frage, welche Erkenntnisse mit neuen Meß- und Aufnahmeverfahren über die Entwicklung der Schnee- und Firndecken im Inneren der Halbinsel gewonnen werden können. Ein Zweig dieser Entwicklung, die Erfassung thermischer Einflüsse auf Zustand und Metamorphose der Schnee- und Firnaufgabe der Gletscher mit den Möglichkeiten der satellitengestützten Radarfernerkundung, ist Gegenstand dieser Arbeit. Sie verwendet Material aus den ESA-Projekten "Monitoring Dynamic Processes in Antarctic Geosystems" (MODPAG) und "Midterm monitoring of snow cover characteristics by ERS-SAR imagery on the Antarctic Peninsula" sowie den beiden BMBF-Verbundvorhaben "Ozean - Eis - Atmosphäre" (OEA) und "Dynamische Prozesse in Antarktischen Geosystemen" (DYPAG). Gleichzeitig ist sie ein flankierender Beitrag zum laufenden internationalen Projekt der weltweiten Gletscherbeobachtung "Global Land Ice Measurements from Space" (GLIMS), in dessen Rahmen das Institut für Physische Geographie der Universität Freiburg als verantwortliches *Regional Center* (RC) ein Gletscherkataster der Antarktischen Halbinsel erarbeitet.

1.2 Zielsetzung und Gliederung der Arbeit

Im Gegensatz zu den kälteren Bereichen der Antarktis spielen im nördlichen Teil der Antarktischen Halbinsel Schmelzvorgänge und Flüssigwasserbildung in den sommerlichen Schneedecken eine bedeutende Rolle. Neben dem Kalben von Eisbergen am Gletscher- rand sind sie in diesem Raum die wesentliche Verlustgröße im Massenhaushalt der lokalen glazialen Systeme. Sie sind an den Energiehaushalt der Schneedecken gebunden und folgen so unmittelbar dem Gang von Wetter und Witterung in seiner Variabilität. Diese Schnee- und Firnoberflächen sind daher eine stark mit dem Klima rückgekoppelte, räumlich und zeitlich extrem variable Schnittstelle zwischen der Erdoberfläche und den bodennahen Schichten der Atmosphäre. Trotz der in diesem Raum sehr hohen Variabilität gibt es in- zwischen auch für das Verhalten der Schneedecken sichere Indizien eines zeitlichen Trends der Erwärmung. Ihre Behandlung erfordert allerdings eine Beobachtung der Schmelzphäno- mene in ihrer räumlichen Differenzierung und einer zeitlichen Auflösung, wie dies mit klassischen Geländeaufnahmen nicht möglich ist. Neben der Modellierung des Energie- und damit des Massenhaushaltes an den Firnoberflächen hat sich die Fernerkundung mit Mikro- wellen zum entscheidenden Hilfsmittel in diesem Forschungszweig entwickelt.

Die vergangenen Jahre seit Beginn der operationellen Nutzung von satellitengestützten Ra- daraufnahmen haben große methodische Fortschritte auf dem Feld der Datenprozessierung und -auswertung erbracht. Neben der Auswertung der den Intensitätsbildern zugrundelie- genden Amplitudeninformation des Radarsignals konnte insbesondere durch die auf der Analyse der Phasendifferenz zweier Radaraufnahmen basierende Methodik der Radarinter- ferometrie wichtige neue Erkenntnisse über die dynamischen Veränderungen der Gletscher in den Polargebieten beitragen. Da aber die dazu erforderliche Kohärenz des auszuwerten- den Bildpaares aufgrund der extrem variablen schneedeckendynamischen Prozesse auf der nördlichen Antarktischen Halbinsel nur in Ausnahmefällen gewährleistet ist, bleibt die An- wendung der Radarinterferometrie in diesem Raum auf exemplarische Studien beschränkt.

Der zentrale Ansatzpunkt der Arbeit ist, daß es die in Radaraufnahmen erfaßte Rückstreu- ung von Mikrowellen im Gegensatz zum optischen Bereich des elektromagnetischen Spek- trums ermöglicht, verschiedene Schneearten mit ihren genetischen, strukturellen und thermischen Charakteristika aufgrund der großen Kontraste der Rückstreuwerte klar zu unterscheiden. Deshalb lassen sich in Radarbildern von Gletschern unterschiedliche Zonen mit unterschiedlichen Schneedeckeneigenschaften und unterschiedlicher Vorgeschichte identifizieren. Von der Verbreitung und Höhererstreckung dieser sogenannten Radarglet- scherzonen sind wiederum Rückschlüsse auf den Schneedeckenaufbau und die meteorolo- gischen Bedingungen, unter denen dieser stattgefunden hat, möglich.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, zu prüfen, welchen Beitrag die Erfassung der räum- lichen Verteilung der Radargletscherzonen sowie deren kurzzeitige und mittelfristige Dyna- mik zur Ableitung thermischer Zustände der Schneedecken und darüber hinaus, zur Be- schreibung der regionalen Differenzierung des Klimas sowie seiner aktuellen Entwicklung auf der nördlichen Antarktischen Halbinsel liefern kann. Dies ist insbesondere in jenen Re- gionen von Interesse, über die aufgrund ihrer Entfernung von den zugänglichen Küstenge- bieten und ihrer Höhenlage keine meteorologischen und glaziologischen Meßdaten vor- liegen. Ein weiterer Schwerpunkt liegt darüber hinaus auf der Untersuchung und Bewertung der Indikatorfunktion der Grenzlinien zwischen den einzelnen im Radarbild sichtbaren Gletscherzonen hinsichtlich ihres Beitrages zu einem langfristigen, großräumigen Über- wachungsprogramm (*Monitoring*) in einer Region, die sich in der jüngsten Vergangenheit als besonders klimasensitiv erwiesen hat.

Die Gliederung der Arbeit ergibt sich unmittelbar aus den aufgestellten Zielen und folgt einem problemorientierten Aufbau:

Eine Einführung in den Untersuchungsraum der Antarktischen Halbinsel und die Problematik des dort zu beobachtenden klimatischen Wandels erfolgt in Kapitel 2 anhand der spektakulären Schelfeiszerfälle, die in den vergangenen Jahren wiederholt das Augenmerk der Fachwelt, aber auch der Öffentlichkeit auf diese Region im Randbereich des Antarktischen Kontinents gelenkt haben. Neben der anhand von Satellitenbildern erfolgenden Darstellung und Beschreibung der beobachteten Phänomene wird der aktuelle wissenschaftliche Kenntnisstand über die Ursachen und die Bedeutung der Schelfeiszerfälle vorgestellt und erörtert.

Die klimatische Einordnung der Antarktischen Halbinsel in das kontinentale Gesamtsystem sowie deren klimageographische Differenzierung anhand der für die Radarfernerkundung relevanten Parameter Temperatur und Niederschlag werden in Kapitel 3 behandelt. Aufbauend auf die dabei vermittelten Grundlagen werden die Prozesse und Beobachtungen des rezenten Klimawandels im kontinentalen und regionalen Kontext beleuchtet, bevor eigene Satellitenbilddauswertungen einschließende Betrachtungen über bereits zu verzeichnende Gletscherrückzüge auf der nördlichen Halbinsel das Kapitel abschließen.

Kapitel 4 ist den methodischen Grundlagen der Radarfernerkundung gewidmet. Neben einer physikalischen Einführung in die Wechselwirkungen elektromagnetischer Strahlung mit Materie und der Diskussion der die Radarfernerkundung beeinflussenden system- und objektimmanenten Parameter wird die Verfügbarkeit von satellitengestützten Radardaten im Südpolargebiet sowie deren im Rahmen dieser Arbeit erfolgte Prozessierung beschrieben.

Darauf aufbauend wird in Kapitel 5 die Wiedergabe von Schneedecken und Gletscherzonen im Radarbild dargestellt. Nach einleitenden Ausführungen über die ‚klassischen‘ glaziologischen Gletscherschneezonen und der Behandlung der für die Mikrowellenfernerkundung von Schnee wesentlichen Rückstreumechanismen sowie deren Modellierung wird die Entwicklung eines die Radargletscherzonen der Antarktischen Halbinsel beschreibenden Klassifikationssystems vorgestellt.

Dieses ist die Basis für die Untersuchung der räumlichen Verteilung und der zeitlichen Dynamik der Radargletscherzonen der nördlichen Antarktischen Halbinsel (Kapitel 6). Die jahreszeitlichen Fluktuationen und die Verbreitung der Radargletscherzonen im Massenhaushaltsjahr 1998/99 sowie die Simulation und Beobachtung der Trockenschneelinie im Zeitraum zwischen 1991 und 2000 werden als Indikatoren für klimatische Variationen auf der Antarktischen Halbinsel ausgewertet.

Die Zusammenfassung in Kapitel 7 schließt einen Ausblick auf die zukünftigen Entwicklungen in diesem Forschungszweig ein.

2 Der Zerfall der Schelfeise an der Antarktischen Halbinsel

2.1 Schelfeise am Rande der Antarktis

Die vom zentralen Kontinent nach Norden in Richtung Südamerika ausgreifende Antarktische Halbinsel erstreckt sich zwischen 73° und (einschließlich der vorgelagerten Inseln) 62° südlicher Breite. Die Ausdehnung der Halbinsel zwischen den Breitenkreisen entspricht in Europa etwa der Lage Norwegens zwischen dem Nordkap und der Stadt Bergen. Im Gegensatz zu diesen europäischen Landschaften ist die Antarktische Halbinsel bis auf wenige, jeweils nur einige Quadratkilometer große Gebiete an den Küsten und auf einige Nunatakker vollständig vereist (Abb. 2-1). Die Schneeakkumulation auf den mehrere hundert Meter hohen Eiskappen der Inseln und auf dem bis über 2000 m hohen zentralen Plateau der Halbinsel ernährt die Gletscher und Eisströme, die größtenteils an der Küste in hohen Eiskliffs abbrechen oder zu Schelfeistafeln aufschwimmen. Nur bei wenigen Gletschern der vorgelagerten Inseln und im nördlichsten Teil der Halbinsel reicht die sommerliche Ablation aus, daß sie mit einem Eisrand auf dem Lande enden und ein kleines Vorland mit periglazialen Regime freigeben.

Das zum Meer hin abfließende Eis der Inlandeismassen und zufließender Auslaß- und Talgletscher geht in weiten Teilen der Halbinsel im Bereich der Aufsetzzone in schwimmendes Schelfeis über (Abb. 2-2). Die Oberfläche dieser im Meer aufschwimmenden Eistafeln ist nahezu eben oder leicht wellig und spaltenarm. Lediglich im Frontbereich entwickeln sich durch den Einfluß von Gezeitenkräften und Windwirkung parallel zur Eiskante verlaufende Spaltensysteme, die als Leitlinien für den



Abb. 2-1: Typische Landschaftsform im Nordwesten der Antarktischen Halbinsel nahe der Forschungsstation Primavera (Danco Coast, $64^\circ 10'$ S, $60^\circ 57'$ W). Die von den Hochplateaus der Halbinsel als Auslaßgletscher abfließenden Eismassen bilden an der Küste piedmontartige Vorlandvergletscherungen, die in steilen Eiskliffs enden. Eisfreie, durch ein periglaziales Regime geprägte Gebiete finden sich lediglich an der Küste und als vereinzelt Nunatakker.

Abbruch von Eisbergen dienen. Der dem Meer zugewandte Rand der Eisschelfe, die Schelfeis- oder Kalbungsfront, besteht aus einem steilen Eiskliff, das sich mehr als 50 Meter hoch über das Meer erheben kann.

Da Schelfeise auf einer reibungsfreien Wasseroberfläche aufliegen und somit nicht durch Scherkräfte an ihrem Untergrund gebremst werden, weisen sie recht hohe Fließgeschwindigkeiten von bis zu über 1 km a^{-1} auf. Ihre Fließdynamik wird lediglich durch seitliche Begrenzungen (z.B. in fjordartigen Buchten) sowie durch submarine Erhebungen des Kontinentalschelfs und aus dem Meer aufragende Inseln limitiert. Werden solche Hindernisse, an denen der Schelfeiskörper mit dem Untergrund in Kontakt tritt, durch das Eis überfahren, bilden sich Aufwölbungen (*ice rises* oder *ice rumples*), die häufig durch lokale Spaltensysteme begrenzt sind. Sie dienen ebenso wie Inseln oder vorspringende Küstenbereiche als Verankerungspunkte der sich plastisch ausdehnenden Schelfeistafel. Durch Divergenz dünnen die Schelfeise zur Eiskante hin aus und die Eismächtigkeiten nehmen von 1000 - 1500 m nahe der Aufsetzzone mit zunehmender Distanz bis auf 80 - 100 m im Frontbereich ab.

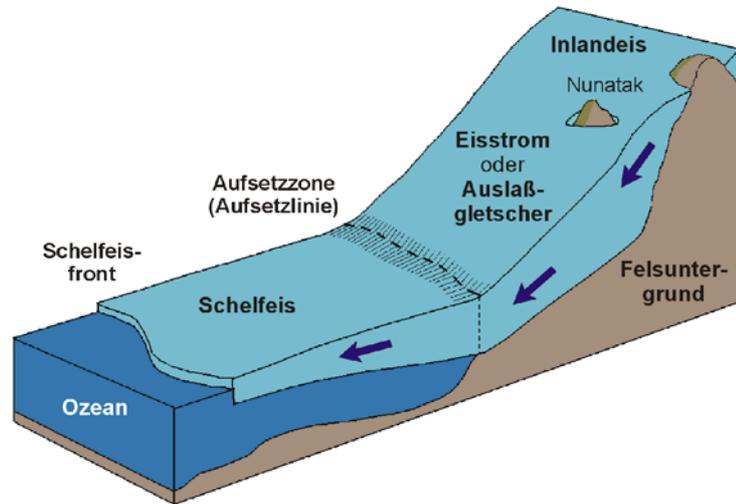


Abb. 2-2: Inlandvereisung und Schelfeistafeln. Über 98% des Antarktischen Kontinents sind von Eis bedeckt, eisfreie Gebiete nehmen die restlichen 2% der Oberfläche ein. Nur auf der Antarktischen Halbinsel sowie in den Küstenbereichen und in einigen zentralkontinentalen Gebirgszügen, die aus dem Eis aufragen, durchdringt der Felsuntergrund den Eispanzer. Auf den Plateaubereichen der Halbinsel und im Inneren des Kontinents besitzt der Eisschild die Form einer Kuppel mit flachen Zentralbereichen und relativ steilen Flanken. Aufgrund seines eigenen Gewichts fließt das Eis in Richtung der Ränder ab. Dabei weist jedoch nicht die gesamte Eisdecke eine gleichförmige Geschwindigkeitsverteilung auf. Es finden sich bis über 100 km breite, schnellfließende Eisströme, die vom langsamer fließenden Eis an ihren Rändern durch zahlreiche Gletscherspalten getrennt sind. Sind sie in den küstennahen Gebieten durch Gebirgszüge begrenzt, werden sie als Auslaßgletscher bezeichnet. Neben der ausgedehnten Vereisung des zentralen Höhenzuges der Antarktischen Halbinsel sind in den gebirgigen Küstenregionen kleinere Gletschersysteme weit verbreitet. Eiskappen bedecken Inseln und isoliert stehende Bergkuppen, Talgletscher erstrecken sich bis weit in das Landesinnere.

Schelfeise sind zeitlich dynamische Systeme mit Zutrags-, Massenfluß- und Verlustgrößen. Sie werden überwiegend durch den lateralen Zufluß von auf dem Festland gebildeten Gletschereis und durch in-situ akkumulierte meteorische Niederschläge gespeist. Als Ausnahmefälle finden sich Schelfeise, die allein durch die in-situ Akkumulation auf marin gebildeten Festeisflächen gebildet und genährt werden. In einigen Bereichen kommt es auch zu einem erheblichen Massenzuwachs durch Anfrierprozesse an der Basis des Schelfeiskörpers und damit zu einer Zweigliederung der Eistafel mit einem oberen meteorischen und einem unteren marinen Eisstockwerk. Andererseits kann in Bereichen mit relativ warmem Meerwasser durch basales Schmelzen an der Eisunterseite neben dem Abbruch von Eisbergen im Stirnbereich ein Großteil des Massenabbaus der Schelfeise stattfinden. Der sommerliche Energieeintrag in die Schneedecken reicht zwar in weiten Gebieten aus, um Schneeschmelzprozesse in Gang zu setzen, aber von größerer Bedeutung für den Massenhaushalt der Schelfeise ist die Schneeschmelze und Sublimation nur in den randlichen Bereichen der Antarktis wie im Norden der Antarktischen Halbinsel.

Tab. 2-1: Gruppierung von Schelfeisen anhand der jeweils dominierenden Komponente des Massenzuwachses und des Massenverlustes nach VAUGHAN (1998).

Dominante Komponente der Massenverluste	Dominante Komponente der Massenzufuhr		
	Gletscherzufluß	Oberflächenakkumulation	Basale Gefrierprozesse
Kalbung von Eisbergen	A Wordie Ice Shelf Larsen Ice Shelf Ross Ice Shelf	B unbekannt	C Meerseitige Bereiche von Hells Gate Ice Shelf (Antarktis; SOUCHEZ et al., 1991)
Schmelz- und Sublimationsprozesse an der Oberfläche	D Landseitige Bereiche von Hells Gate Ice Shelf (Antarktis; SOUCHEZ et al., 1991)	-	E Ward Hunt Ice Shelf (kanadische Arktis; JEFFRIES et al., 1991)
Basale Schmelzprozesse	F George VI Ice Shelf (POTTER et al., 1984)	G Prince Gustavs Ice Shelf Wilkins Ice Shelf (VAUGHAN et al., 1993)	-

Es gibt Ansätze, Schelfeise nach dem jeweils dominanten Prozeß des Massenzuwachses und -abbaues zu gruppieren (Tab. 2-1; VAUGHAN, 1998). Dabei darf nicht vergessen werden, daß jeweils mehrere Prozesse gleichzeitig beteiligt sein können und insbesondere bei großen Schelfeisen in verschiedenen Teilräumen unterschiedliche Massenhaushaltskomponenten dominieren. So zeigen THYSSEN et al. (1993), daß am Ronne Ice Shelf im inneren Bereich Massenzuwächse durch Oberflächenakkumulation und durch das Anfrieren von Meerwasser, in den äußeren Teilen dagegen Massenverluste durch Eisbergkalbung und basale Schmelzprozesse dominieren.

Insgesamt nehmen die Schelfeise rund 7% der vereisten Flächen der Antarktis ein und säumen annähernd 50% der antarktischen Kü-

stenlinie (Abb. 1-1; FOX & COOPER, 1994). Sie stellen ein wichtiges Glied im Gesamtsystem des antarktischen Kontinents dar: Zum einen sind sie die wesentlichen Ausflußgebiete des Inlandeises und der Massenverlust der kontinental-antarktischen Eismassen findet in erster Linie im Bereich der Schelfeise statt. Darüber hinaus stellt die Anlagerung von marinem Eis an der Unterseite von Schelfeisen einen wesentlichen Faktor bei der Bildung des sogenannten Antarktischen Tiefenwassers und damit für die globale thermohaline Zirkulation der Ozeane dar. Das bei der Eisbildung zurückbleibende Meerwasser ist hochsalin und erreicht damit die höchste im Ozean auftretende Wasserdichte (JENKINS & DOAKE, 1991). Dieses Tiefenwasser dringt in den großen Ozeanbecken weit bis in die nördliche Hemisphäre vor und ist von weitreichender Bedeutung für das globale Klimasystem.

2.2 Schelfeiszerfall an den Küsten der Antarktischen Halbinsel

In den letzten Jahren wurde die Öffentlichkeit mehrfach durch Medienberichte über große Abbrüche von Schelfeis an der Nordostseite der Antarktischen Halbinsel alarmiert. Auch bei Wissenschaftlern, die die Entwicklung seit Jahren verfolgen, haben das Ausmaß und die Dynamik dieser Vorgänge Verblüffung ausgelöst.

Die größte der im Bereich der Antarktischen Halbinsel entstandenen Schelfeistafeln ist das Larsen Ice Shelf, das bis vor 10 Jahren die gesamte Ostküste der Halbinsel als eine mehrere Zehner bis über 100 km breite und durchschnittlich rund 200 m mächtige schwim-

mende Eistafel gesäumt hat (Abb. 2-3 und 2-6). Es erstreckte sich bis Mitte der 1990er Jahre zwischen 65° und 74° südlicher Breite und bedeckte Ende der 1980er Dekade eine Fläche von rund 95000 km² (FROLICH, 1992). Die Massenzufuhr erfolgt vorrangig über den Zufluß von Landeismassen von der Antarktischen Halbinsel, deren nach Osten drainierende Auslaßgletscher nahezu komplett in das Larsen Ice Shelf münden. Die Massenverluste erfolgen durch Kalbung von Eisbergen. Lediglich das im Prince Gustav Channel gelegene Schelfeis zeigte ein anderes Massenbilanzregime mit Massenzuwächsen durch lokale Schneeakkumulation und Massenverlusten durch basale Schmelzprozesse (VAUGHAN, 1998).

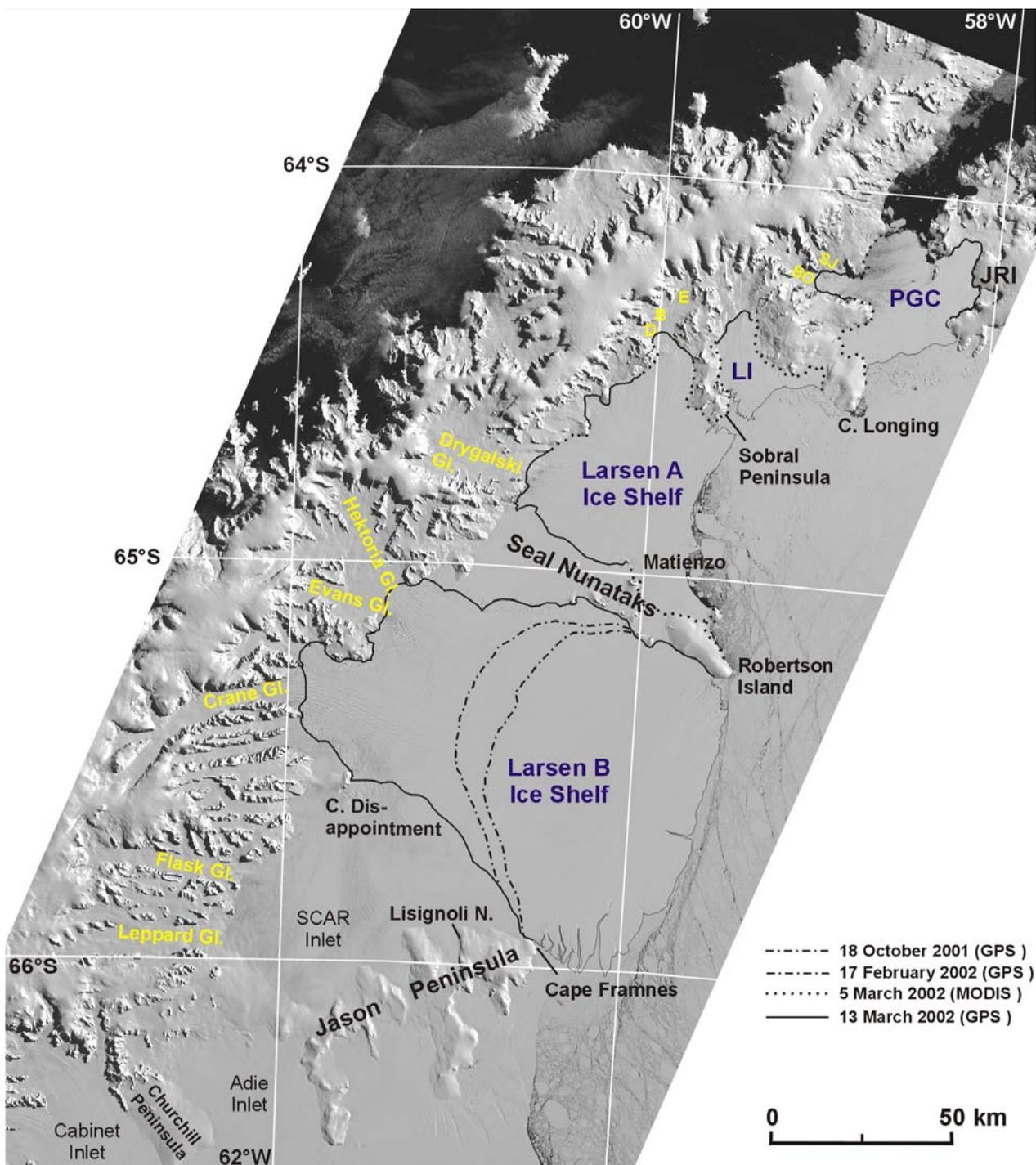


Abb. 2-3: Die Ostseite der Antarktischen Halbinsel zwischen 63.5° und 66.5° Süd mit den im Umkreis des Larsen Ice Shelf vorhandenen Landmarken und den Rückzugsstadien der Eisfront des Larsen B Shelf Ice (LANDSAT TM Mosaik, 1. März 1986; JRI James Ross Island, PGC Prince Gustav Channel, Sj Sjögren Glacier, Bo Boydell Glacier, E Edgeworth Glacier, B Bombardier Glacier, D Dinsmoor Glacier, LI Larsen Inlet; Daten: P. SKVARCA, IAA Buenos Aires).

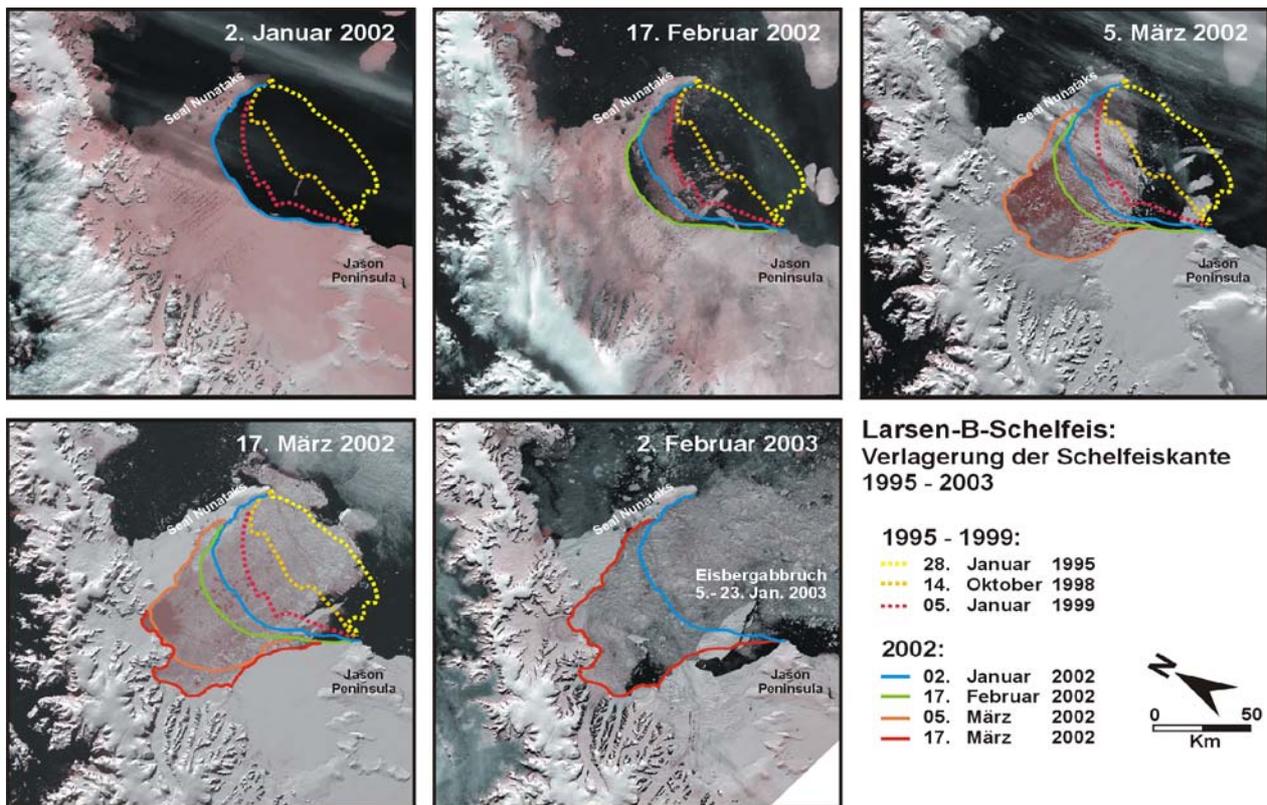


Abb. 2-4: Der Zerfall des Larsen-B-Schelfeises 2002/03. Nachdem ein stetiger Vorstoß des Schelfeises seit den sechziger Jahren bis zu einer maximalen Ausdehnung im Januar 1995 beobachtet werden konnte (SKVARCA et al., 1999), zog sich die Schelfeiskante sukzessiv bis zum Stand vom Januar 2002 zurück (gestrichelte Linien). Der endgültige Zerfall des Larsen-B-Schelfeises vollzog sich innerhalb weniger Tage im Februar/März 2002: Nach dem anfänglich zu beobachtenden Rückzug der Schelfeisfront (Bild vom 17. Februar) zerfiel der verbleibende Schelfeiskörper bis zum 5. März in eine Vielzahl von Trümmern und verkleinerte sich bis zum 17. März um weitere 1960 km². Die mit Bruchstücken des Zerfalls bedeckte Bucht zwischen den Seal Nunataks und der Jason Peninsula erscheint in den Satellitenbildern vom 5. und 17. März in rötlicher Farbe. Als Auslöser für den raschen Zerfall wird die außergewöhnlich starke Schmelzwasserbildung durch die hohen Sommertemperaturen 2001/02 angesehen. In den Aufnahmen vom 2. Januar und vom 17. Februar sind zahlreiche große Schmelzwasserseen auf der Oberfläche der Eistafel als dunkle, linienförmige Elemente erkennbar. Der Zerfall des verbliebenen Schelfeises setzte sich auch im Sommer 2002/03 weiter fort (Bilder: Falschfarbenkomposite basierend auf Terra MODIS-Aufnahmen (NASA); Lage der Schelfeiskante 1995-1999 abgeleitet aus ERS SAR-Daten und RADARSAT ScanSAR-Aufnahmen).

Seit einigen Jahren wird jedoch die bekannte, nach Süden hin fortschreitende Auflösung großer Teile des Larsen-Schelfeises beobachtet (FERRIGNO & GOULD, 1987; SKVARCA, 1993 und 1994; ROTT et al., 1996; HULBE, 1997; DOAKE et al., 1998; SKVARCA et al., 1999; RACK et al., 1999; RACK, 2000; SCAMBOS et al., 2000; ROTT et al., 2002; SKVARCA & DE ANGELIS, 2003).

Im Verlauf des außerordentlich warmen Südsommers 1994/95 zerbrachen während eines heftigen Sturms Ende Januar 1995 nahezu zeitgleich das zwischen dem Festland und James Ross Island gelegene Prince Gustav Schelfeis und der nördliche Sektor des Larsen-Schelfeises (Larsen A) sowie die Frontbereiche des sich südlich anschließenden Larsen B Schelfeises. Der zwischen der Sobral Peninsula und den Seal Nunataks gelegene Bereich des Larsen A Ice Shelves fragmentierte dabei in eine Vielzahl von Eisbergen und Kleinsttrümmern. Die Flächenverluste beliefen sich dabei allein in den nördlichen Teilbereichen auf rund 2000 km². Bereits seit Mitte der 1980er Jahre konnte im nördlichen Sektor eine kontinuierliche Rückverlagerung der Eisfront und der Zerfall des Eisschelfs im Larsen Inlet zwischen den Jahren 1986 und 1989 beobachtet werden (SKVARCA, 1993; ROTT et al.,

1996). Vorangegangen war bereits in den späten 1940er Jahren die Abtrennung des Eisschelfs im Prince Gustav Channel von der restlichen Eismasse (COOPER, 1997). Zusammen mit dem Abbruch von zwei großen Eisbergen zwischen der Jason Peninsula und Gipps Ice Rise (Larsen C) war dem Larsen Ice Shelf bereits in den Jahren 1975-89 damit eine Fläche von 9300 km² verloren gegangen (FERRIGNO & GOULD, 1987; SKVARCA, 1994).



Nachdem der zwischen den Seal Nunataks und der Jason Peninsula gelegene Teil des Larsen B Schelfeises seit den 1960er Jahren kontinuierlich vorgestoßen war (SKVARCA et al., 1999), setzte zeitgleich mit dem Zerfall des Larsen A Ice Shelves im Südsommer 1994/95 der Rückzug der Eisfront dieses Teilbereichs ein. Nach dem Abbruch eines 1750 km² großen Tafelberges und dem zusätzlichen Verlust von 550 km² im späten Januar 1995 wich die Eisfront zwischen 1995 und 2002 im Rahmen mehrerer Kalbungereignisse sukzessiv weiter zurück. Dabei zerfielen in einer Reihe von Einzelereignissen im frühen November 1998 und zwischen Januar und März 1999 die nördlichen Bereiche des Larsen B Schelfeises und führten zu einem weiteren Flächenverlust

Abb. 2-5: Blick von Nordosten auf das zerfallende Larsen-B-Schelfeis zwischen der Jason Peninsula und den Seal Nunataks (Februar 2002). Große Tafeln brechen vom Schelfeis südlich der Seal Nunataks ab (oben). Aus den Seal Nunataks, die im oberen Bild am rechten Bildrand noch von Eis umgeben zu sehen sind, werden in naher Zukunft die Seal Islands im Weddell-See werden. Die großen Tafelberge mit einer Längsausdehnung von mehreren Kilometern ragen etwa 30 m aus dem Wasser (unten). Kleinere Trümmer des Zerfalls bedecken das Meer nahezu vollständig. Im Hintergrund ist das Festland der Antarktischen Halbinsel zu erkennen (Photos: P. SKVARCA, IAA Buenos Aires, 13.2.2002).

von rund 1850 km² allein im Südsommer 1998/99 (Abb. 2-4). Die Restbereiche des Larsen-B-Schelfeises befanden sich im Februar und März 2002 in Auflösung, wobei die gesamte verbliebene Schelfeistafel innerhalb kürzester Zeit in einer außergewöhnlichen Geschwindigkeit vollständig zerfiel (Abb. 2-4 und 2-5; RAU et al., 2002). Während sich im Zeitraum zwischen dem 2. und 31. Januar 2002 in den Satellitenbildern an der Schelfeiskante noch keine deutlichen Anzeichen für den bevorstehenden Zerfall erkennen ließen, hatte sich die Eisfront bis zum 17. Februar bereits um 12 km zurückgezogen. Bis zum 23. Februar wurde ein Flächenverlust von rund 790 km² bilanziert. Der bis dahin noch intakte rückwärtige Teil der Eistafel kollabierte in der Folgezeit bis zum 5. März in eine Vielzahl von Trümmern aller Größenordnungen und verkleinerte sich bis zum 17. März um insgesamt weitere 2500 km². Die Schelfeiskante zog sich dabei im südlichen Bereich bis an die Aufsetzlinie zurück.

Durch das Zerfallsereignis im Jahr 2002 ging dem Larsen B Ice Shelf eine Fläche von rund 3500 km² verloren und es verblieben nur kleine Fragmente des Schelfeises im Umfeld der Seal Nunataks im Norden sowie in der Bucht zwischen Cape Disappointment und der Jason

Peninsula im Süden. Bei den nördlich gelegenen Resten handelt es sich um den immobilen, an den Inseln festliegenden Schelfeiskörper, der nunmehr keinen substantiellen lateralen Massenzufluß durch einen Anschluß an die Auslaßgletscher der Halbinsel aufweist. Die nach dem Kollaps verbliebenen südlichen Schelfeisbereiche werden weitgehend durch die Eiszuflüsse vom Flask Glacier und vom Leppard Glacier genährt. Vor dem Zerfallsereignis durchgeführte Untersuchungen belegen für diese Teilbereiche des Larsen B Ice Shelves die unterschiedliche Herkunft und eine andere Fließdynamik der Eismassen als die der ehemals nördlich gelegenen Bereiche (DOAKE et al., 1998; RACK et al., 1999; RACK, 2000). Daraus läßt sich unmittelbar ableiten, daß sich der Zerfall des Larsen B Ice Shelves im Spätsommer 2002 entlang von im Eiskörper prä-existenten Scherungs- und Schwächezonen vollzog. Der Zerfall der verbliebenen Schelfeistafel setzte sich im Südsommer 2002/03 weiter fort. Der Abbruch von mehreren Tafelbergen entlang vorangelegter Spaltenzonen zwischen dem 5. und dem 23. Januar 2003 führte zu einer weiteren Zurückverlagerung der Eisfront nördlich der Jason Peninsula und einem Flächenverlust von zusätzlichen 450 km² (Abb. 2-4).

Insgesamt verkleinerte sich durch die Zerfallsereignisse am Larsen Ice Shelf die Schelfeisfläche an der Ostküste der Antarktischen Halbinsel in nur 7 Jahren zwischen 1995 und 2002 um annähernd 10.000 km². Diese größten bislang dokumentierten Ereignisse sind jedoch nur Glieder in einer Reihe von Schelfeisrückzügen und -zerfällen, die entlang beider Seiten der Antarktischen Halbinsel in den vergangenen zwei Dekaden beobachtet werden konnten (Abb. 2-6).

Bereits in den 1980er Jahren hatte sich an der Westküste der Antarktischen Halbinsel das Wordie Ice Shelf in der südlichen Marguerite Bay nahezu vollständig aufgelöst. Dabei verringerte sich die Schelfeisfläche von rund 2000 km² (1966) auf 700 km² im Jahr 1989 (Abb. 2-7; DOAKE & VAUGHAN, 1991; VAUGHAN & DOAKE, 1996). Die größten Rückzugsraten wurden in den Jahren 1988 - 89 ermittelt, in denen die zentralen Bereiche des Schelfeises zerfielen und die Eiskante sich bis auf die Position der Aufsetzlinie zurückzog. Zuvor durchlief das Wordie Ice Shelf in der Periode zwischen 1936 und 1966 eine Phase der Ausdehnung. Ab 1966 setzte dann ein zunächst langsamer Rückzug ein, der sich im Verlauf der folgenden Jahre beschleunigte (DOAKE & VAUGHAN, 1991).

Das westlich von Alexander Island gelegene Wilkins Ice Shelf hat nach einer Phase relativer Stabilität zwischen 1947 und Mitte der 1980er Jahre begonnen sich ebenfalls zurückzuziehen (VAUGHAN et al., 1993; LUCCHITTA & ROSANOVA, 1998; SCAMBOS et al., 2000). Mehrere Zerfallsereignisse in den Jahren 1986 - 95 führten zu einer signifikanten Zurückverlagerung der Eisfront im nördlichen Sektor des Schelfeises. Zwischen 1990 und 1992

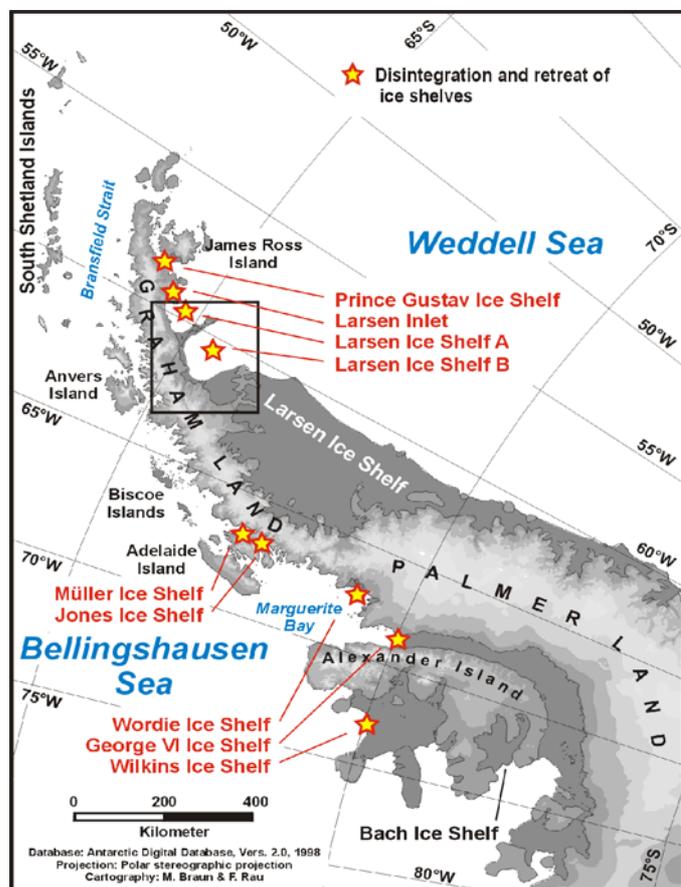


Abb. 2-6: Der Schelfeiserfall der letzten Jahrzehnte an den Küsten der Antarktischen Halbinsel. Die gesamten Flächenverluste der Schelfeise im Bereich der Halbinsel werden auf rund 13500 km² seit 1974 geschätzt. Der Rahmen markiert die in Abbildung 2-4 dargestellten Satellitenbildausschnitte.

verlor das Wilkins Ice Shelf 796 km², eine Reduktion um weitere 564 km² erfolgte im Zeitraum 1992 - 95 (LUCCHITTA & ROSANOVA, 1998). Ein besonders starkes Rückzugsereignis ereignete sich am Ende des Südsommers 1997/98. Auf Satellitenbildern vom März 1998 war eine 40 km breite und bis zu 50 km in die Schelfeistafel hineinreichende Bresche zu erkennen. Allein im Rahmen dieses Ereignisses verlor das Wilkins Ice Shelf eine Fläche von 1098 km² (SCAMBOS et al., 2000).

Auch das zwischen dem Festland der Antarktischen Halbinsel und Alexander Island gelegene George VI Ice Shelf weist in seinen nördlichen Bereichen im Zeitraum zwischen 1974 und 1995 einen Rückzug der Eisfront um rund 30 km auf. Dies entspricht einem Flächenverlust von 993 km² (LUCCHITTA & ROSANOVA, 1998). Berichten der *British Graham Land Expedition* zufolge, deren Mitglieder 1936/37 die südlichen Gebiete der Marguerite Bay bereisten, erstreckte sich das Schelfeis zu diesem Zeitpunkt noch nordwärts bis Cape Jeremy am Nordostende des George VI Sound (RYMILL, 1938 / 1986). Allerdings läßt sich den Schilderungen der Expeditionsteilnehmer lediglich entnehmen, daß der George VI Sound von großen Eisfragmenten erfüllt gewesen sei, die von einer zugefrorenen Meereisdecke zusammengehalten wurden. Interpretiert man diese Aussage dahingehend, daß dieser Bereich vormals durch einen zusammenhängenden Schelfeiskörper ausgefüllt war (DOAKE, 1982),

würde dies einem weiteren Rückzug der Eisfront um rund 40 km im Zeitraum zwischen den 1930er Jahren und 1974 entsprechen (LUCCHITTA & ROSANOVA, 1998).

Zwei weitere, sehr kleine Schelfeise auf der Westseite der Halbinsel, das Müller Ice Shelf im Norden und das Jones Ice Shelf im Süden der Arrowsmith Peninsula, zeigen ebenfalls deutliche Rückzugstendenzen beziehungsweise befinden sich im Stadium des Zerfalls (Abb. 2-8). Das durch die Massenzuflüsse des Brückner Glacier und des Antevs Glacier genährte Müller Ice Shelf hat im Zeitraum zwischen 1956 und 1993 rund 40% seiner Fläche verloren (WARD, 1995; FOX & THOMSON, 1995). Vorangegangen war auch hier eine Phase der raschen Ausdehnung von 51 km² auf 78 km² zwischen 1947 und 1956. Eine zweite, zwischengeschaltete Vorstoßphase mit einem geringeren Flächenzuwachs um 4 km² ereignete sich zwischen 1974 und 1986 (WARD, 1995). Aufgrund seiner geschützten Lage im Lallemand Fjord blieb bislang intakt. Demgegenüber steht das zwischen Blaiklock Island und der Arrowsmith Peninsula eingespannte Jones Ice Shelf unmittelbar vor dem endgültigen Zerfall. Nach einer durch eine unveränderte Position der Eisfronten gekennzeichneten Periode zwischen 1947 und 1969 setzte zu Beginn der 1979er Jahre ein kontinuierlicher Rückzug des Schelfeises ein (MORRIS et al., 2002). Der Schelfeiskörper hat sich bis zum Jahr 2001 weitgehend aufgelöst und ist mittlerweile auf die aufschwimmenden Teile der Eiszunge des zufließenden Heim Glaciers und einen schmalen Saum an Blaiklock Island beschränkt.

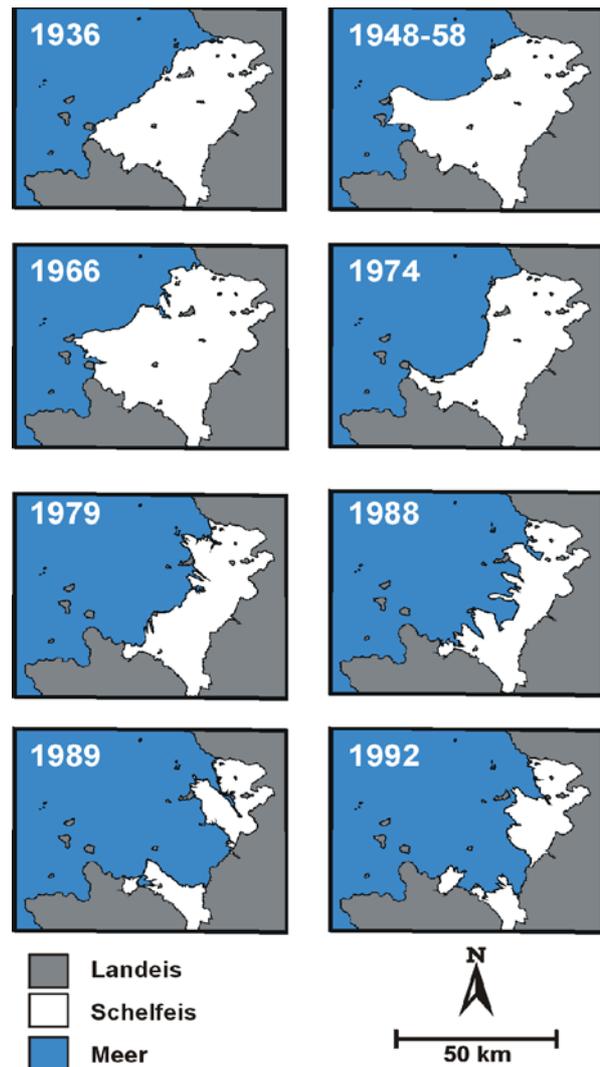


Abb. 2-7: Die Entwicklung des Wordie Ice Shelves in der Marguerite Bay von 1936 bis 1992 (Quelle: VAUGHAN & DOAKE, 1996).

2.3 Die Bedeutung des Schelfeiszerfalles und seine Konsequenzen für die glazialen Systeme

Der Zerfall der Eisschelfe im Umfeld der Antarktischen Halbinsel hat in den vergangenen Jahren bei Laien und Wissenschaftlern viele Fragen ausgelöst. Bis auf das im Süden von Alexander Island geschützt liegende Bach Ice Shelf zeigen alle Schelfeise der Antarktischen Halbinsel im Verlauf der vergangenen zwei Jahrzehnte deutliche bis dramatische Rückzugstendenzen. Die beobachteten Prozesse gehen weit über normale Fluktuationen der Eisfront im Rahmen eines sich im dynamischen Gleichgewicht befindenden Massenbilanzzyklus hinaus, bei dem eine episodische oder periodische Rückverlagerung der Schelfeiskante durch einen nachfolgenden Massenzuwachs ausgeglichen wird. Auch wenn der Kollaps der bereits schwimmenden Schelfeistafeln keinen unmittelbaren Beitrag zu einem Anstieg des Meeresspiegels leistet, so kann durch ihren Verlust jedoch eine Prozesskette in Gang gesetzt werden, die zu einer Labilisierung der Zuflüßgletscher im Hinterland führt: Der Wegfall der bremsenden Wirkung der als Widerlager wirkenden Schelfeistafeln und die Veränderung der mesoklimatischen Bedingungen wegen der zumindest saisonal gegebenen größeren Nähe zu offenen Meeresflächen mit anderen Größenordnungen des Energieaustausches können zu einer Veränderung der Gletscherdynamik führen. Eine Erhöhung der Gletscherfließgeschwindigkeiten bei einem erhöhten Massendurchsatz und bei verstärkter Ablation könnte zu einem beschleunigten Abbau der terrestrischen Eismassen führen. Daraus kann sich ein spürbarer glazial-eustatischer Anstieg des Meeresspiegels ergeben.

Während nach dem Kollaps des Wordie Ice Shelves von VAUGHAN (1993) keine signifikanten Veränderungen im Fließverhalten der ehemaligen Zuflüßgletscher beobachtet wurden, zeigen sich im Gegensatz dazu auf der Ostseite der Antarktischen Halbinsel im Hinterland der zerfallenen Schelfeisbereiche deutliche Auswirkungen auf die lokalen glazialen Systeme. Nach dem Zusammenbruch des Larsen A Ice Shelves wurde eine Zurückverlagerung der Eisfrontpositionen der ehemaligen Zuflüßgletscher hinter die Bereiche der früheren Aufsatzlinie beobachtet. Analysen der Fließgeschwindigkeiten zeigen eine Beschleunigung der

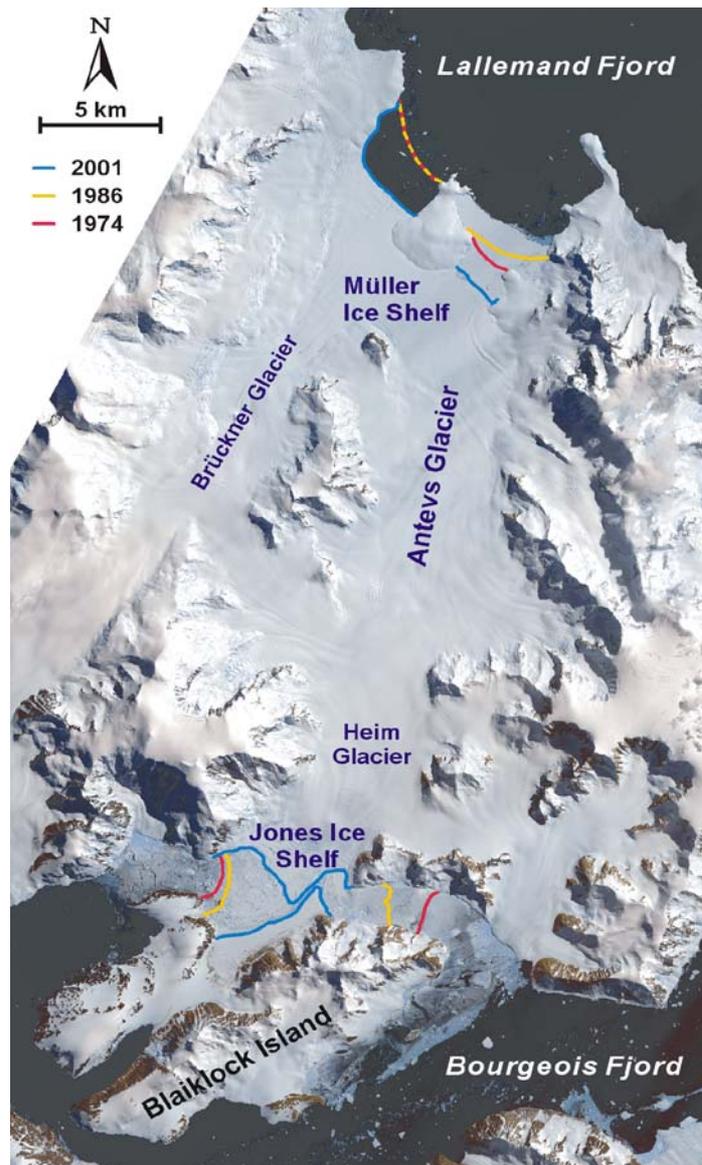


Abb. 2-8: Rückzüge des Müller Ice Shelves und des Jones Ice Shelves an der Arrowsmith Peninsula (Loubet Coast; ASTER VNIR, 4. Januar 2001). Während die Eistafel des Müller Ice Shelf aufgrund der geschützten Fjordlage noch intakt ist, bezeugt die Öffnung eines Kanales zwischen den südlichen und nördlichen Fragmenten des Jones Ice Shelves von dessen fortschreitender Auflösung. Die Positionen der Schelfeiskanten wurden einem CORONA-Bild vom 8. Dezember 1974 und einer LANDSAT TM-Szene vom 6. März 1986 entnommen.

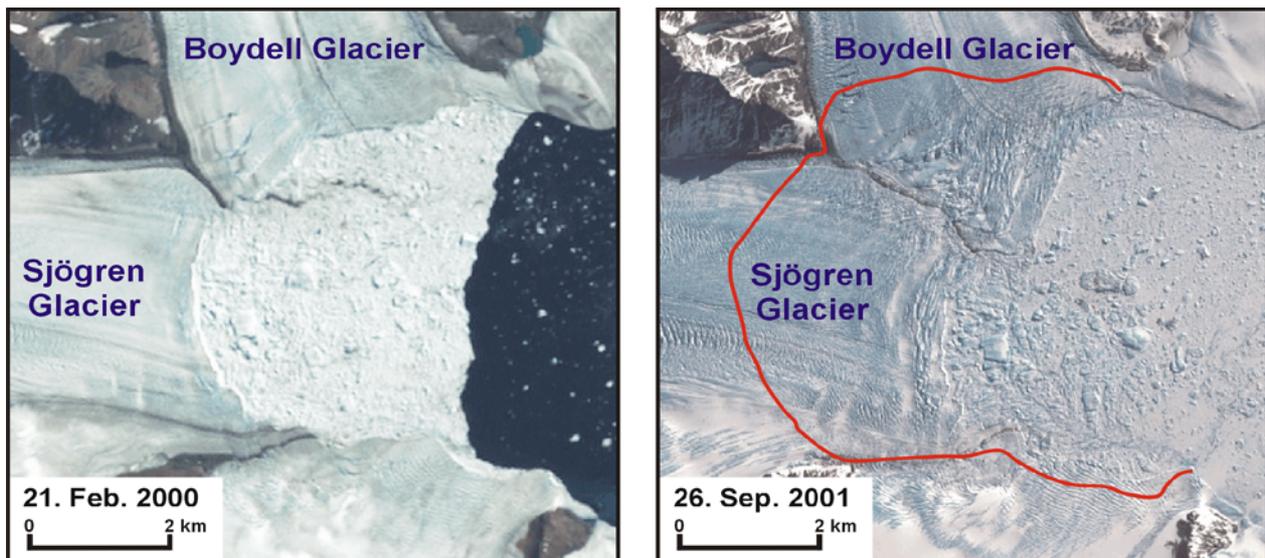


Abb. 2-9: Gletscher-Surges nach dem Zerfall des Prince Gustav Ice Shelves. Die Satellitenbilder vom 21. Februar 2000 (LANDSAT 7 ETM+) und 26. September 2001 (ASTER VNIR) zeigen den raschen Vorstoß der gemeinsamen Eisfront des Sjøgren und Boydell Glaciers im früheren Einzugsgebiet des 1995 zerfallenen Prince Gustav Ice Shelves sowie den darauf folgenden Rückzug und die Trennung in zwei individuelle Gletscherfronten am 15. März 2002 (rote Linie; Datenerhebung durch flugzeuggestützte DGPS-Vermessung). Besonders deutlich treten in der Aufnahme vom 26. September 2001 die chaotisch zerklüfteten und wellig verformten Oberflächen im frontalen Gletscherbereich und die girlandenförmig deformierte Mittelmoräne hervor. Die Bedeckung der Bucht mit treibenden Eisfragmenten weist ferner auf eine intensive Kalbungsaktivität hin (nach DE ANGELIS & SKVARCA, 2003).

Gletscher, deren Ursache gemäß der von MERCER (1978) geäußerten These im nun fehlenden Widerlager gesehen wird. Für den Drygalski Glacier wurde beispielsweise ein Rückzug der Eisfront um rund 5 km entsprechend einem Flächenverlust von 24 km² bilanziert und in den unteren Bereichen des Gletschers eine Verdreifachung der Fließgeschwindigkeiten im Zeitraum 1995 - 99 ermittelt (ROTT et al., 2002). Die Existenz von lateralen Eisterrassen sowohl am Drygalski Glacier als auch an den nördlich davon gelegenen Sjøgren und Boydell Glaciers als Zeugen eines temporär höheren Eisniveaus wird von DE ANGELIS & SKVARCA (2003) als weiteres Zeichen dynamischer Instabilitäten der ehemaligen Zuflußgletscher gewertet. Basierend auf der Auswertung von Satellitenbildaufnahmen und Erkundungsflügen wurde bei sechs Gletschern ein kurzfristiger Vorstoß mit nachfolgendem raschem Rückzug der Eisfront beobachtet. Weitere Indizien wie girlandenartig verformte Moränen (*looped moraines*), wellenförmig deformierte Gletscheroberflächen und charakteristische Spaltenmuster lassen auf eine massive Störung des glazialen Abflußverhaltens und den temporären Übergang des Systems in eine *Surge* - Phase schließen (Abb. 2-9; DE ANGELIS & SKVARCA, 2003).

Die im Einzugsgebiet des zerfallenen nördlichen Larsen Schelfeises gemachten Beobachtungen scheinen folglich die Annahme zu bestätigen, daß die Konfiguration der Gletscher nach dem Wegfall der vorgelagerten Schelfeisbereiche nicht länger stabil ist (ROTT et al., 2002; DE ANGELIS & SKVARCA, 2003). Der im Jahre 2002 erfolgte Zerfall des Larsen B Ice Shelves bietet ebenfalls Gelegenheit, die bisherigen Beobachtungen und theoretischen Überlegungen zu verifizieren. Gleichzeitig läßt sich aus der Tatsache, daß sich die detektierten Instabilitäten auf die großen, schnell fließenden Zuflußgletscher beschränken und sich nicht auch bei langsamer fließenden kleinen Gletschern und Piedmontgletschern erkennen ließen, ableiten, daß die thermischen Charakteristika sowie die Beschaffenheit und Eigenschaften des Gletscherbetts eine kontrollierende Wirkung auf das dynamische Verhalten der Gletschersysteme ausüben. Grundsätzlich bestätigt sich, daß der Zerfall von Schelfeisen durch eine Labilisierung der sie nährenden Gletschersysteme und den daraus

resultierenden erhöhten Massenfluß durchaus einen Beitrag zum eustatischen Anstieg des Meeresspiegels leisten können.

Die Eismasse der Antarktischen Halbinsel ist allerdings bisherigen Abschätzungen zufolge selbst zu gering, um allein auf diese Weise heute schon zu einem signifikanten Anstieg des Meeresspiegels beizutragen (DREWRY & MORRIS, 1992). Die Entwicklung der Schelfeise an der Antarktischen Halbinsel und die einsetzende glaziale Dynamik nach deren Zusammenbruch kann aber als modellhaftes Studienobjekt zur Erforschung der künftig zu erwartenden Prozesse im Umfeld des Antarktischen Kontinents herangezogen werden. Von besonderem Interesse ist das dargestellte Szenario auch für die Beantwortung der Frage nach der zukünftigen Entwicklung des Westantarktischen Eisschildes (Abb. 1-1). Im Gegensatz zur Ostantarktis, deren Inlandvereisung auf einem über das Meeresniveau emporragenden Festlandsockel aufliegt, ruhen die Eismassen der Westantarktis größtenteils auf einer Basis unterhalb des Meeresspiegels. Es handelt sich um ein sogenanntes marines Eisschild, dessen Massendurchsatz in erster Linie über die großen Schelfeise, darunter das Filchner-Ronne Ice Shelf im atlantischen und das Ross Ice Shelf im pazifischen Sektor, erfolgt. Gleichzeitig werden die kontinentalen Eismassen durch die an ihrer Peripherie liegenden Schelfeise aufgrund deren Masse und punktuellen Verankerung an Inseln und flachen Bereichen des Kontinentalschelfs stabilisiert. Die Reaktionen des Westantarktischen Eisschildes auf Veränderungen seines Massenhaushalts und einen simultanen Anstieg des Meeresspiegels und deren Auswirkungen werden in der Literatur seit Jahren kontrovers diskutiert (WEERTMAN, 1974; VAN DER VEEN & OERLEMANS, 1987; BENTLEY, 1997 und 1998; BINDSCHADLER, 1998a; OPPENHEIMER, 1998; ALLEY & BINDSCHADLER, 2001; RAYMOND, 2002; VAUGHAN & SPOUGE, 2002; BENTLEY & BINDSCHADLER, 2003). Eine Rückverlagerung der Aufsetzlinien, verursacht durch eine Meeresspiegelerhöhung oder ein Ausdünnen der Eisdecke infolge einer zunehmend negativen Massenbilanz, hätte eine Labilisierung oder gar eine vollständige Entkopplung des Eises vom Untergrund zur Konsequenz. Ein daraus resultierender, rasch ablaufender Kollaps des gesamten kontinentalen Eisschildes würde zu einem Anstieg des Meeresspiegels um rund 5 m bei befürchteten Anstiegsraten zwischen $0.1 - 1.0 \text{ cm a}^{-1}$ führen. Anzeichen für rasch ablaufende Veränderungen finden sich dabei besonders im Bereich des Pine Island Glaciers, der in die Amundsensee mündet (zusammenfassend betrachtet bei VAUGHAN et al., 2001a). Neben einer zu verzeichnenden Höhenabnahme (WINGHAM et al., 1998; SHEPHERD et al., 2001) wurde von RIGNOT (1998) eine rasante Rückverlagerung der Aufsetzlinie um $1.2 \pm 0.3 \text{ km a}^{-1}$ (1992 - 1996) gemessen. Erkenntnisse aus dem Einzugsgebiet des Ross Ice Shelf zeigen dagegen eine positive Massenbilanz für diesen Bereich (JOUGHIN & TULACZK, 2002). Gleichzeitig wurde erkannt, daß die Dynamik der Eisströme in Abhängigkeit von den Bedingungen an ihrer Unterseite großen Schwankungen in kurzen Zeitskalen unterworfen ist (PRICE et al., 2001; CONWAY et al., 2002) und daher die Massenverluste des Eisschildes bislang überschätzt wurden.

Das „Katastrophenszenario“ mit einem raschen Zusammenbruch des Westantarktischen Eisschildes in den nächsten Dekaden oder Jahrhunderten wird derzeit als wenig wahrscheinlich erachtet (VAUGHAN & SPOUGE, 2002; BENTLEY & BINDSCHADLER, 2003). Dennoch weisen die Ereignisse aus dem Umfeld der Antarktischen Halbinsel darauf hin, welche Folgen für weite Teile der randantarktischen Gletschersysteme nach einem weiteren Abbau der großen Schelfeise zu erwarten wären.

2.4 Ursachen des Schelfeiszerfalles

Unter der Annahme, daß die Stabilität von Schelfeisen in erster Linie durch den Temperaturgang bestimmt sei wurden verschiedene Temperaturschwellenwerte für die Verbreitung von Schelfeisen im Umkreis der Antarktischen Halbinsel vorgeschlagen. So hat MERCER (1978) die 0° -Sommerisotherme als klimatisches Grenzkriterium für die stabile Existenz von Schelfeisen eingeführt. VAUGHAN & DOAKE (1996) postulieren auf Grundlage der Karte der

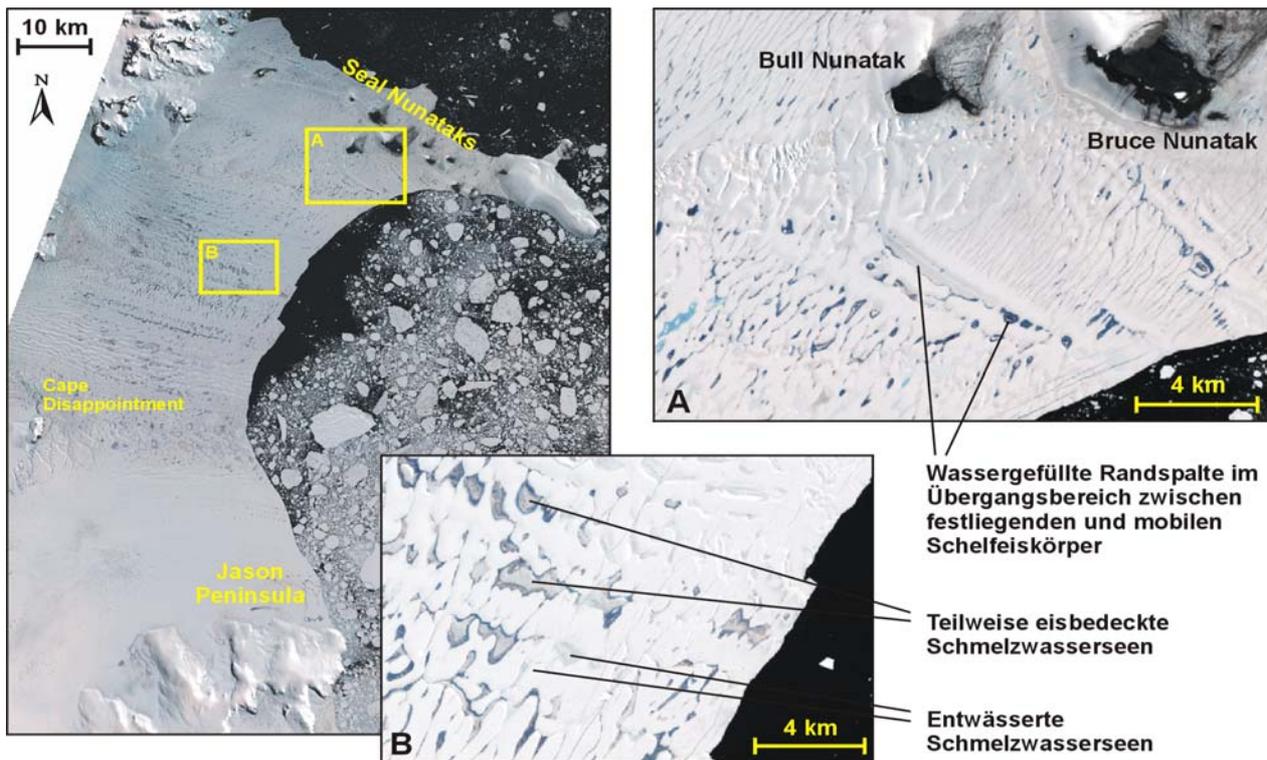


Abb. 2-10: Die Verbreitung von Schmelzwasserseen auf dem Larsen B Ice Shelf im Februar 2000 (LANDSAT 7 ETM+, 21. Februar 2000). Im nördlichen Sektor des Schelfeises gruppieren sich die Schmelzwasserseen entlang der Fließlinien und den quer dazu verlaufenden Spaltensystemen. Im Bereich südlich von Cape Disappointment fanden sich im Südsommer 1999/2000 dagegen keine Schmelzwasseransammlungen auf dem Eis. In der unmittelbaren Umgebung der Seal Nunataks ist die Ausbildung eines dendritischen Drainagesystems auf dem Eis zu erkennen. Die Spaltenzone zwischen dem festliegenden und dem sich bewegenden Eiskörper ist durch den länglichen Schmelzwassersee deutlich sichtbar (Ausschnitt A). Im vorderen Schelfeisbereich sind wassergefüllte, teilweise zugefrorene und bereits leergelaufene Schmelzwasserseen zu erkennen (Ausschnitt B).

Jahresmitteltemperaturen von REYNOLDS (1981) die -5°C Jahresisotherme als äußerste Verbreitungsgrenze von Schelfeisen im Untersuchungsraum. Eine revidierte und erweiterte Darstellung der räumlichen Verteilung der Jahresmitteltemperaturen zeigt jedoch, daß im Verlauf der vergangenen Jahrzehnte alle Schelfeisbereiche zwischen der -5°C und der -9°C Jahresisotherme zerfallen beziehungsweise stark geschrumpft sind. Diese Daten legen nahe, daß sich das Grenzkriterium verschoben hat und die Grenze der gegenwärtig stabil erscheinenden Schelfeise an der Halbinsel angenähert durch eine Jahresmitteltemperatur von -9°C beschrieben wird (MORRIS & VAUGHAN, 2003).

Die Beobachtungen der letzten Jahre zeigen jedoch auch, daß für die Stabilität und Labilität von Schelfeisen ein wesentlich komplexeres Faktorenbündel ausschlaggebend ist. Allein für den Wärmehaushalt hat neben der Kopplung mit der Atmosphäre auch die mit dem Meerwasser eine hohe Bedeutung. Dazu kommen mechanische Effekte und Antriebe wie Stressfelder und Windscherung über dem Eis ebenso wie alle Veränderungen im Einzugsbereich der Gletscher. Wesentlich ist, daß der rezente Schelfeiserfall am Rand der Antarktischen Halbinsel offensichtlich in außerordentlich kurzen Zeitskalen als Reaktion auf äußere Störungen des Systems erfolgt. Deshalb scheinen die auslösenden Impulse eher im Bereich der Eistafeln selbst als in den Gletschern des Hinterlandes zu liegen. Die folgende Auswahl aus den aktuellen Beobachtungsergebnissen scheint für das Verständnis der Ursachen solcher rapider Schelfeiserfälle bedeutsam:

- Im Bereich des früheren Larsen Schelfeises wurde im Vorfeld der Zerfälle eine signifikante Erhöhung der Fließgeschwindigkeiten detektiert (BINDSCHADLER et al.,

- 1994; ROTT et al., 1998; RACK et al., 1999 und 2000; SKVARCA et al., im Druck). Gleichzeitig zog sich die Eisfront in wiederholten Kalbungsereignissen zurück.
- Die Mächtigkeiten des Schelfeises haben signifikant abgenommen (SKVARCA et al., im Druck; SHEPHERD et al., im Druck).
 - Alle bislang dokumentierten Zerfallsereignisse ereigneten sich in besonders warmen Sommern mit langandauernden Ablationsperioden.
 - Auf den betroffenen Schelfeisflächen konnte die vorherige Bildung ausgedehnter Schmelzwasserseen verzeichnet werden. Diese orientierten sich entlang der Fließlinien des Schelfeiskörpers und parallel dazu verlaufender Spaltensysteme (Abb. 2-10).
 - Der Kollaps erfolgt nicht durch den Abbruch großflächiger Tafelberge von der Eisfront, sondern durch den kompletten Zerfall einer vorher intakt erscheinenden Eistafel. Er ist durch das Auftreten einer Vielzahl von kleineren, länglich geformten Eisbergen charakterisiert, deren Längsachse parallel zur Eisfront liegt.

Eine der derzeit wichtigsten Theorien macht deshalb die verstärkte Schmelzwasserbildung auf der Schelfeisoberfläche infolge gestiegener Sommertemperaturen und länger andauernder Ablationsperioden für den raschen Zusammenbruch großer Schelfeistafeln verantwortlich (SCAMBOS et al., 2000): Das sich oberflächlich in rinnenförmigen Seen sammelnde Schmelzwasser dringt in die prä-existenten Spalten im Eis ein und führt durch den auflastenden hydrostatischen Druck zur deren Offenhaltung und Weitung. Die Verbreitung von dynamisch angelegten Spaltensystemen im Schelfeiskörper kann ferner durch die in den Jahren vor den Zerfällen beobachteten Beschleunigungen und Mächtigkeitsveränderungen aufgrund der zusätzlich wirksam werdenden mechanischen Beanspruchungen noch erhöht worden sein. Die am Beispiel des Larsen B Ice Shelves durchgeführten Modellrechnungen zeigen dabei, daß bereits ab einer kritischen Größe der Spalten von nur 6 bis 15 m Tiefe Kräfte auftreten, die zur Erweiterung der Spalte bis zur Schelfeisbasis ausreichen und somit zu einer Labilisierung des gesamten Schelfeiskörpers und dessen nachfolgendem Kollaps führen. Die Überkipfung und das nachfolgende Kentern der freigestellten Fragmente bewirken eine weitere Beschleunigung des Prozesses (MACAYEL et al., 2003).

Insbesondere die Beobachtungen des Zerfalls von Larsen B während des Südsommers 2001/02 sind konsistent zu dieser Theorie: In der Folge der außerordentlich hohen sommerlichen Temperaturen hatten sich auf dem nördlichen Bereich des Larsen-B-Schelfeises zahllose Schmelzwasseransammlungen gebildet. Sie können auf den Satellitenbildern vom Januar 2002 unmittelbar beobachtet werden (Abb. 2-4 und 2-10). Das Verschwinden vieler dieser Schmelzwasserseen kurz vor dem endgültigen Zusammenbruch des Schelfeises deutet darauf hin, daß sich zu diesem Zeitpunkt viele der Spalten bereits durch den gesamten Eiskörper hindurch vergrößert und sich die Seen in diese entleert hatten. Im südlichen, derzeit noch stabilen Teil des Schelfeises traten hingegen während des Sommers keine vergleichbaren Schmelzwasseransammlungen auf.

Dieses Wirkungsgefüge paßt zu den Beobachtungen eines rasch ablaufenden, regionalen Erwärmungstrends, wie er in den vergangenen Jahren in vielen Bereichen der Antarktischen Halbinsel nachgewiesen wurde. Die kurzfristige Abfolge extrem warmer Sommer in der vergangenen Dekade und die Beobachtung zunehmend längerer Ablationsperioden lassen darauf schließen, daß weitere Schelfeisbereiche auf beiden Seiten der Halbinsel in naher Zukunft zerbrechen werden. Unter den gegenwärtigen klimatischen Bedingungen erscheinen die Zerfälle der Schelfeise, deren ununterbrochene Existenz in den vergangenen rund 1900 Jahren durch sedimentologische Untersuchungen belegt werden konnte (PUDSEY & EVANS, 2001; DOMACK et al., 2001; GILBERT & DOMACK, 2003), als irreversibel. Der Erwärmungstrend des Raumes in den letzten 50 Jahren ist vielfältig dokumentiert. Er weist eine erhebliche Vielfalt der Teilphänomene und eine beträchtliche räumliche und zeitliche Differenzierung auf.

3 Klimatische Differenzierung und rezenter Klimawandel auf der Antarktischen Halbinsel

3.1 Klimatische Einordnung der Antarktischen Halbinsel im Gesamtsystem Antarktis

Das Klima der Antarktischen Halbinsel und seine räumliche Differenzierung sind nicht zu verstehen ohne Übersicht über die Gesamtsituation des Antarktischen Kontinentes und über die wesentlichen Wetterabläufe auf der südhemisphärischen Polkalotte, wie sie sich aus den umfassende Darstellungen der Klimatologie des Antarktischen Kontinents und seiner umliegenden Ozeane bei SCHWERDTFEGER (1970 und 1984), CARLETON (1992), KING & TURNER (1997) und TURNER & PENDLEBURY (2002) ergeben.

3.1.1 Die synoptischen Randbedingungen

Der antarktische Kontinent und der ihn umgebende Ozean sind die große Energiesenke für das Klimasystem der südlichen Hemisphäre. Sie sind durch eine Vielzahl von Austauschprozessen, Rückkopplungseffekten und Fernverbindungen (*teleconnections*) auf unterschiedlichen zeitlichen und räumlichen Skalen mit den Klimaten der mittleren und niederen Breiten verbunden. Der antarktische Kontinent entspricht dabei in seiner Lage der Position der südhemisphärischen Polarzelle in der dreizellig aufgebauten Struktur des meridionalen Zirkulationsmusters der Erdatmosphäre. Die aus dem schwach ausgebildeten, oberflächennahen Hochdruckgebiet im Zellenzentrum nach außen abströmenden, kalten Luftmassen werden durch die Corioliskraft nach Westen abgelenkt und formen einen durch Ostwinde geprägten Gürtel, der den Kontinent auf Höhe des Polarkreises umfängt. Der im Vergleich zur Nordhalbkugel deutlich höhere Luftdruckgradient im Bereich der südlichen planetarischen Frontalzone zwischen den Subtropen und der Südpolarregion führt zu einer intensivierten Ausbildung der südhemisphärischen zirkumpolaren Westwindzone. Dieses Band hoher Windgeschwindigkeiten und großer Zyklonenhäufigkeit umschließt den Antarktischen Kontinent in einem großen Ring. Weitgehend ungehindert von bremsenden Landmassen prägt dieses zonal ausgerichtete Windsystem, für das die Seeleute früherer Jahrhunderte Namen wie „*Roaring Forties*“, „*Furious Fifties*“ und „*Screaming Sixties*“ verwendet haben, mit großer Häufigkeit und Intensität das Wettergeschehen auf den südlichen Ozeanen zwischen 40° und 70° Breite. Die Antarktische Halbinsel ragt als in meridionaler Richtung verlaufende Barriere in diese Westwinddrift hinein. Die konstant und mit durchschnittlich sehr hohen Geschwindigkeiten wehenden Westwinde behindern den meridionalen Energieaustausch und erzwingen deshalb sehr große meridionale Temperaturgradienten in dieser Zone.

Aus dem Aufeinandertreffen zweier großräumiger Zirkulationssysteme mit extremen Luftmassenunterschieden an der planetarischen Polarfront resultiert ein Bereich starker barokliner Instabilität, verstärkter Konvektion sowie erhöhter *Vorticity* und somit eine Zone mit starker zyklonogener Aktivität. Weitere Zyklonogenese findet jedoch auch südlich der polaren Frontalzone nahe der Küste des antarktischen Kontinents statt. Als wesentliche Mechanismen gelten (KING & TURNER, 1997):

- Zyklonogenese infolge barokliner Instabilitäten in der Nähe thermischer Grenzflächen z.B. an Küsten oder der äquatorseitigen Grenze der Meereisbedeckung.
- Kaltluftzyklonogenese infolge thermischer Instabilitäten.
- Zyklonogenese an topographischen Hindernissen (Lee-seitenzyklonogenese).

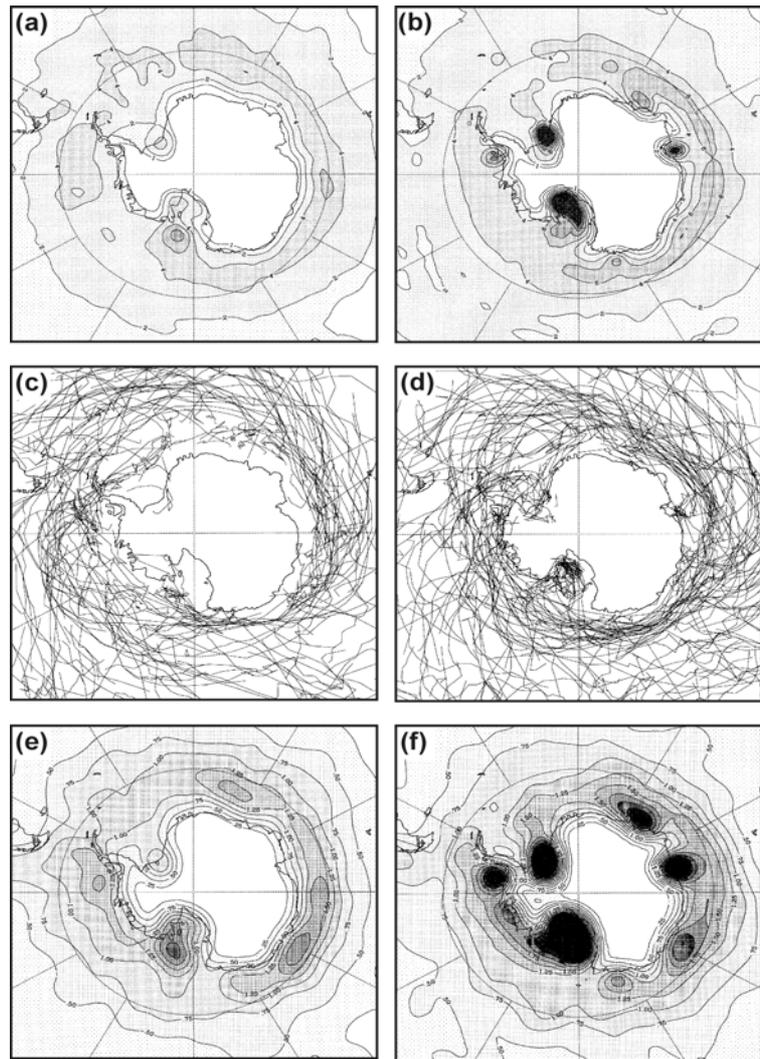


Abb. 3-1: Die zyklonale Aktivität im Südpolargebiet auf Basis automatisiert ausgewerteter, sechsstündlicher NCEP-Reanalysedaten. Das obere Bildpaar zeigt die mittlere Zyklondichte (a) im Sommer (DJF) und (b) im Winter (JJA) in 10^{-3} (Breitengrad) $^{-2}$ (1958 - 97). Eine allgemeine Übersicht über die Zugbahnen der Zyklonenzentren exemplarisch dargestellt anhand der Monate (c) Januar und (d) Juli 1996 und 1997 vermittelt das mittlere Bildpaar. Zentren des Zyklonenerfalls in der Periode 1958 - 97 zeigen die Abbildungen (e) im Sommer (DJF) und (f) im Winter (JJA) in 10^{-3} (Breitengrad) $^{-2}$ d $^{-1}$ (nach TURNER & PENDLEBURY, 2002).

Zu einem verbesserten Verständnis der südpolaren Zyklonenaktivität im Jahreslauf und, unbeeinflusst von den starken interannuellen Variabilitäten, über eine lange Untersuchungsperiode hinweg, hat die Entwicklung automatisierter Auswerteverfahren und die Nutzung von durch globale Klimamodelle generierte Reanalysedaten mit interessanten Ergebnissen beigetragen (KALNEY et al., 1996; TURNER & LEONHARD, 1996; SIMMONDS & MURRAY, 1999; SIMMONDS & KEAY, 2000a; TURNER & PENDLEBURY, 2002):

Im Südsommer (Abb. 3-1 a) umschließt eine ringförmige Zone höchster zyklonaler Aktivität den antarktischen Kontinent nahezu vollständig, wobei das Maximum der zyklonalen Dichte über dem Rossmeer liegt. Zum Inneren des Kontinents hin nehmen die Werte rasch ab. Im Winter ist nahezu im gesamten Raum eine Intensivierung und Erweiterung der zyklonalen Aktivität zu beobachten (Abb. 3-1 b). Ein lokales Maximum der Zyklondichte findet sich während der Wintermonate auch in der südlichen Bellingshausensee. Die zyklonale Aktivität bleibt überwiegend auf die ozeanischen und küstennahen Bereiche beschränkt. Nur in tiefer gelegenen Bereichen des westantarktischen Eisschildes und der großen Schelfeise können Tiefdruckzentren ausnahmsweise ins Inland vordringen (SINCLAIR, 1994; JONES & SIMMONDS, 1993; SIMMONDS & KEAY, 2000b). Eine ganzjährig hohe zyklonale Dynamik ist hingegen im Bereich der nördlichen antarktischen Halbinsel zu verzeichnen (CARRASCO et

al., 1997; TURNER et al., 1998b). Dies zeigt sich auch in der Darstellung der Zugbahnen der Tiefdruckzentren (Abb. 3-1 c, d). Die Tiefdruckzellen ziehen mehrheitlich in zonaler Richtung im Rahmen der Westwinddrift nach Osten, zeigen dabei aber eine zusätzlich polwärts ausgerichtete Bewegungskomponente. Nur vereinzelte, überwiegend lokal entstandene mesoskalige Tiefdruckzellen weisen nach Norden verlaufende Zugbahnen auf (CARLETON, 1992; KING & TURNER, 1997). Dabei ist deutlich zu erkennen, daß die Halbinsel trotz ihrer Barriere Wirkung in der Westwinddrift von einzelnen Tiefdruckgebieten überquert wird. Gegenüber der Sommersituation zeigt sich im Winter wiederum eine Intensivierung und südwestliche Verlagerung der zyklonalen Aktivität. Die Hauptgebiete der Zyklonenauflösung finden sich in einer Breitenlage zwischen 60° und 70° Süd und sind hier konzentriert in einzelnen regionalen Zentren in der Nähe der Küsten (Abb. 3-1 e, f). Durch die Zunahme der zyklonalen Aktivität während des Winters findet eine Ausdehnung und Verlagerung dieser „Zyklonenfriedhöfe“ nach Süden statt. Maximale Werte der Zyklolyse finden sich zu allen Jahreszeiten im Sektor des Rossmeeres und des Ross Ice Shelf, weitere Maxima verteilen sich rings um den Kontinent, unter anderem in der südlichen Bellingshausensee und der Weddellsee.

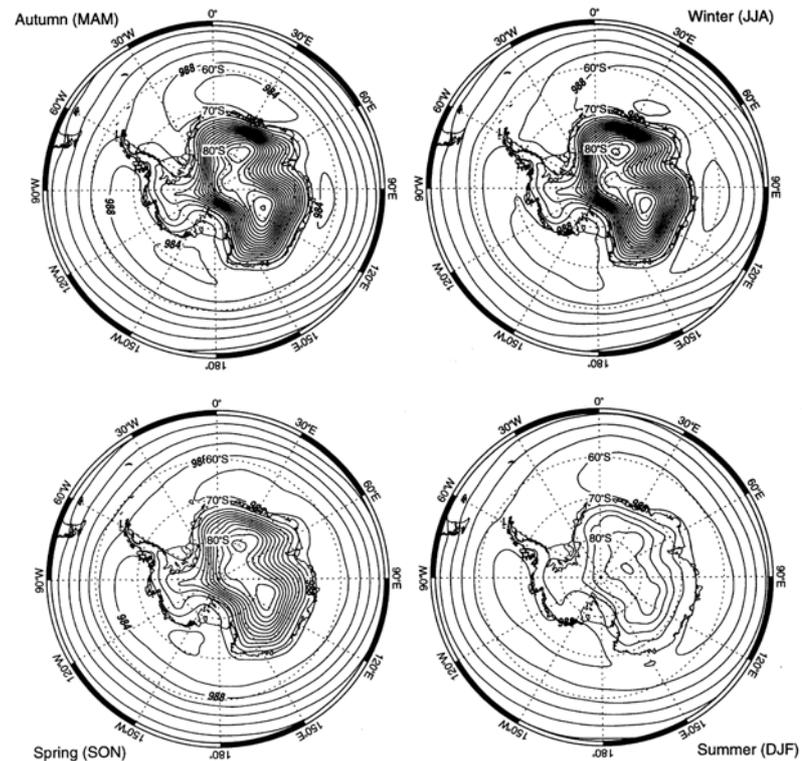


Abb. 3-2: Jahreszeitliche Mittelwerte des bodennahen Druckfeldes auf Basis von NCEP-Reanalysedaten ([hPa]; 1969-98). Aufgrund der verwendeten Eingangsdaten sind die Isobaren insbesondere in den höhergelegenen Kontinentalbereichen lediglich qualitativ interpretierbar. Die Abbildungen zeigen dennoch die saisonalen Grundmuster der Luftdruckverteilung mit dem persistenten Hochdruckgebiet mit seinem Zentrum über der Ostantarktis und den drei Tiefdruckzellen, deren Zentren sich quasi-stationär bei 30° und 90° Ost sowie 150° West befinden. Sie bilden zusammen die randantarktische Tiefdruckrinne, die sowohl in ihrer Lage als auch ihrer Intensität einer halbjährlichen Oszillation (SAO) unterworfen ist (NCEP/NCAR reanalysis project; Quelle: TURNER & PENDLEBURY, 2002).

Als Konsequenz der starken zyklonalen Aktivität in diesem Raum resultiert eine mittlere Luftdruckverteilung, die durch die Anordnung dreier quasi-stationärer Tiefdruckzellen um die über der zentralen Kontinent lagernde polare Antizyklone herum geprägt ist (Abb. 3-2). Die Bereiche maximaler Zyklonenaktivität und damit einhergehender niedriger Bodenluftdrücke bilden in ihrer Gesamtheit die ringförmige randantarktische Tiefdruckrinne, deren mittlere Lage nahe der ostantarktischen Küste bei ungefähr 63° und in der Westantarktis zwischen 68° und 70° südlicher Breite liegt. Durch den advektiven Transport warmer und feuchter Luftmassen auf der Vorderseite der Zyklonalsysteme erfolgt ein meridionaler Impuls-, Energie- und Massenausgleich, der allerdings infolge der halbjährlichen Oszillation (*semi-annual oscillation*, SAO) des bodennahen Druckfeldes saisonalen Variationen unterworfen ist. Im Bereich der randantarktische Tiefdruckrinne werden die höheren Luftdruckwerte im Bodenniveau im Bereich der Winter- und Sommersolstitionen verzeichnet, die Druckminima liegen im frühen Winter und zu Beginn des Frühjahrs (CARLETON, 1992; SIMMONDS & JONES, 1998).

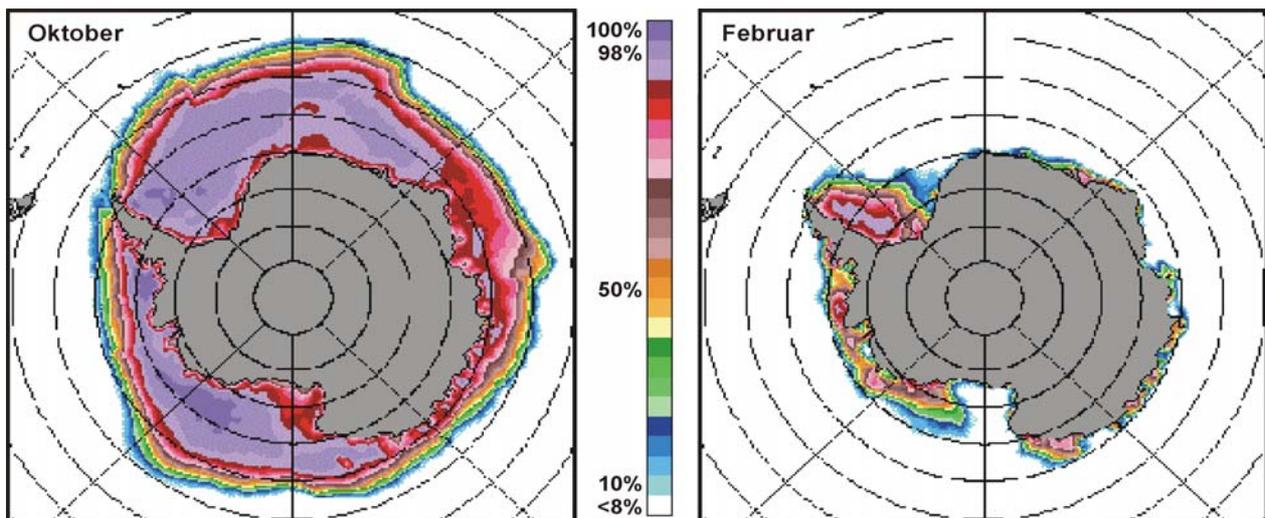


Abb. 3-3: Zwanzigjährige Mittelwerte (1979 - 98) der monatlichen Meereisbedeckung im Südpolarmeer zur Zeit maximaler (Oktober) und minimaler Eisbedeckung im Februar (Skaleneinteilung in 4%-Schritten; Quelle: ZWALLY et al., 2002).

3.1.2 Die saisonale Meereisbedeckung des Südpolarmeeres

Von besonderer Bedeutung für das Klima der Antarktis und speziell der Antarktischen Halbinsel ist des weiteren die saisonale Meereisbedeckung des Südpolarmeeres. Die Eisbedeckung des Meeres steht in einer vielfältigen Rückkopplung mit dem Wärme- und Energiehaushalt des Meeres, der Atmosphäre und den angrenzenden Landflächen. Dies gilt insbesondere für die thermischen Eigenschaften des Systems. Die -1.95°C Isotherme der bodennahen Lufttemperatur (Gefrierpunkt des Meerwassers) determiniert die winterliche Ausbreitung der Meereisdecke und deren Maximalausdehnung (ZWALLY et al., 1983; WEATHERLY et al., 1991; WADHAMS, 2000). Umgekehrt modifiziert die Meereisdecke den Temperaturverlauf der bodennahen Luftschichten. Das Meereis limitiert während des Sommers aufgrund seines hohen Reflexionsvermögens die Energieaufnahme und wirkt somit der saisonalen Erwärmung entgegen. Im Winter wirkt das Eis zusammen mit dem auflagernden Schnee als Isolationsschicht und reduziert die Wärmeabgabe des relativ warmen Ozeanwassers an die Atmosphäre. Beide Prozesse variieren die ausgleichende Wirkung des Ozeans auf den Temperaturverlauf und begünstigen somit pseudo-kontinentale Verhältnisse in den durch Meereisbedeckung beeinflussten Bereichen.

Die im Umfeld der Antarktis vom Meereis bedeckte Fläche variiert im Jahreszyklus zwischen 4 Millionen Quadratkilometern am Ende des Südsommers (Februar - März) und 18 Millionen Quadratkilometern im September und Oktober (Abb. 3-3; ZWALLY et al., 2002). Es erreicht damit eine größere Ausdehnung als der gesamte Antarktische Kontinent. Im Gegensatz zum Nordpolarmeer ist die Ausdehnung der winterlichen Meereisdecke nicht durch angrenzende Landmassen begrenzt, sondern findet im Bereich der Antarktischen Konvergenz, an der der kalte südpolare Wasserkörper auf temperierte Wassermassen der gemäßigten Zone trifft, seine natürliche Ausbreitungsgrenze (WADHAMS, 2000). Es handelt sich überwiegend um einjähriges Eis, lediglich in den durch wirbelförmige Meeresströmungen geprägten Bereichen, der Weddellsee und dem Rossmeer, erreicht das Eis ein höheres Alter (WELLER, 1980; WADHAMS, 2000). Zur Zeit seiner größten Ausdehnung erstreckt sich die Meereisbedeckung als zirkumpolarer Saum um den gesamten Kontinent und erreicht dabei im Südatlantik eine maximale Ausdehnung äquatorwärts bis in eine Breite von 55° Süd. Lediglich im Nordwesten der Antarktischen Halbinsel verläuft die Eisgrenze in unmittelbarer Küstennähe. Im November setzt ein rascher Zerfall des Meereisgürtels ein und die Meereisdecke erreicht am Ende des Südsommers ihre minimale Ausdehnung. Dabei

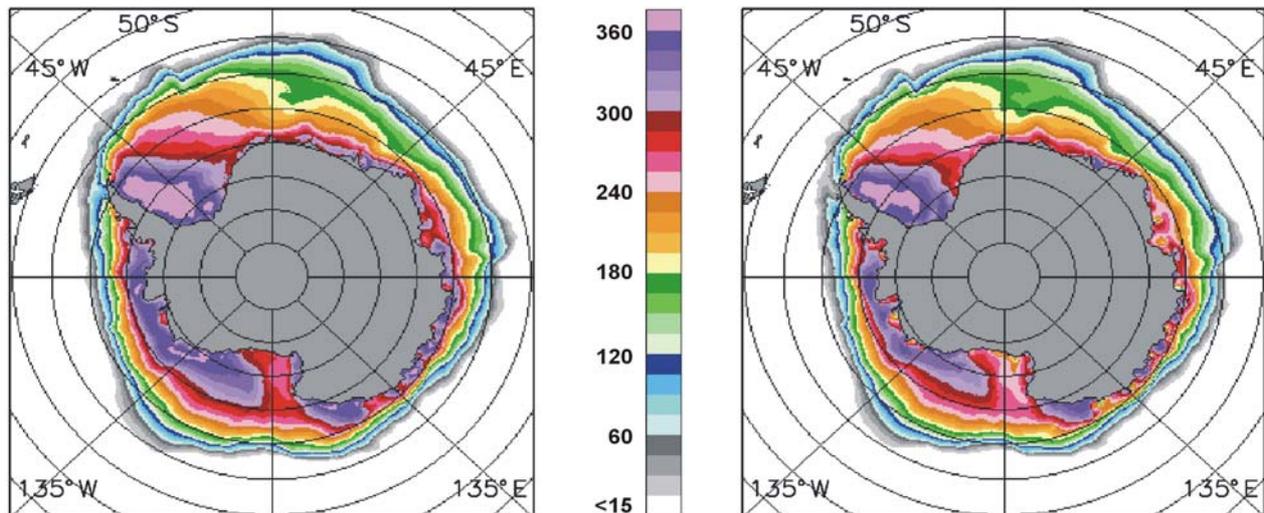


Abb. 3-4: Langfristige Mittel (1979 - 99) der Dauer der jährlichen Meereisbedeckung im Südpolarmeer (rechts: Grenzwert 15% Meereiskonzentration; links: Grenzwert 50% Meereiskonzentration; Quelle: PARKINSON, 2002).

sind nur noch die westliche Weddellsee, das östliche Rossmeer, die Küstenzonen der Amundsen- und Bellingshausensee sowie kleinere Bereiche der ostantarktischen Küste von Meereis bedeckt. Deutlich ist in Abbildung 3-3 die küstennahe Rinne im Bereich der östlichen Weddellsee, die offenen Wasserflächen des westlichen Rossmeeres und die nahezu komplett eisfreie Westküste der Antarktischen Halbinsel zu erkennen.

Die jährliche Länge der saisonalen Meereisbedeckung reflektiert dieses dargestellte Grundmuster (Abb. 3-4; PARKINSON, 2002). Im Allgemeinen verkürzt sich der durch Eisbedeckung geprägte Zeitraum mit zunehmender Distanz zur Küste, wobei sich küstennahe Polynien, beispielsweise im Rossmeer und der östlichen Weddellsee, in den Daten durchpausen. Eine nahezu ganzjährige Meereisdecke prägt die westliche Weddellsee und die küstennahen Bereiche der Amundsensee. Die Ozeanbereiche nahe der Nordwestspitze der Antarktischen Halbinsel weisen die kürzesten Zeiträume mit einer marinen Eisbedeckung auf. Unter Zugrundelegung eines Klassifikationsgrenzwertes von minimal 50% Eisbedeckung wird im langfristigen Mittel eine jährliche Eisbedeckung von 30 Tagen nicht überschritten.

3.1.3 Strahlungshaushalt, Temperaturfelder, Katabatische Winde und hygrische Verhältnisse

Die Eisschilde der Antarktis bilden einen Kontinent der klimatischen Extreme. Ihre harschen Bedingungen werden durch eine Reihe von Rückkopplungseffekten noch verstärkt: Die atmosphärische Dynamik wird durch die hochgelegene Eisoberfläche mit einer Durchschnittshöhe von mehr als 2000 m über dem Meeresspiegel und ihrer Lage als polarer Eiskontinent im Zentrum der Wasserhalbkugel der Erde (WEISCHET, 1996) überprägt. Insbesondere im Inneren des Kontinents wird der aus den planetarischen Bedingungen resultierende negative Strahlungshaushalt über einen positiven Rückkopplungseffekt durch die hohe Albedo von rund 0.85 (WELLER, 1980) über den permanent schnee- und eisbedeckten Flächen bei gleichzeitig wegen geringer Wolkenbedeckung und äußerst niedrigen Feuchtegehalten der Luft minimaler atmosphärischer Gegenstrahlung zusätzlich verstärkt (CARLETON, 1992; KING & TURNER, 1997). Es ergibt sich aus diesen Bedingungen ein Strahlungsverlust, der nahe dem Südpol im Jahresmittel rund -80 W m^{-2} beträgt. Der Wert schwankt zwischen -50 W m^{-2} im Sommer und -130 W m^{-2} im Winter (TURNER & PENDLEBURY, 2002). Dies ist der Motor für die sehr starke Auskühlung der oberflächennahen Luft

und die Ausbildung einer extrem starken, ganzjährigen Temperaturinversion über dem Antarktischen Kontinent.

Das großräumige Temperaturfeld wird durch eine stetige Abnahme der Temperaturen mit zunehmender Distanz zum Meer, Höhe und Breitenlage charakterisiert und spiegelt grob die Reliefkonfiguration des Kontinents wieder (BLÜMEL, 1999). Dabei heben sich ganzjährig die hoch gelegenen Plateaubereiche der Ostantarktis als die kältesten Teilräume des Kontinents hervor (Abb. 3-5). Es dominieren Jahresmitteltemperaturen unter -50°C und selbst die Sommermitteltemperaturen liegen unter -30°C . Der absolute Kältereord der Erde wurde nahe der russischen Station Vostok ($78^{\circ} 28' \text{ Süd}$, $106^{\circ} 48' \text{ Ost}$)

mit -89.20°C gemessen. Die Abdachung zur ostantarktischen Küstenregion ist von einer hypsometrischen Temperaturabnahme mit Werten nahe dem trockenadiabatischen Temperaturgradienten geprägt. Die im Jahresverlauf durchgängig wärmsten Zonen finden sich in den küstennahen Regionen der westlichen Antarktischen Halbinsel, wobei deutlich eine asymmetrische Temperaturverteilung zwischen der wärmeren West- und der kälteren Ostseite hervortritt. Der jährliche Temperaturgang antarktischer Meßstationen wird durch den „kernlosen“ (*coreless*) Winter geprägt, bei dem am Ende des Sommers ein rascher Temperaturabfall bis auf ein über den restlichen Winter hinweg quasi-stabiles Niveau erfolgt. Mit beginnender Sonneneinstrahlung erfolgt dann der Anstieg der Temperaturen bis zum sommerlichen Maximum.

Als Folge der starken radiativen Auskühlung in den Hochlagen der antarktischen Plateaubereiche fließen die ausgekühlten Luftmassen von den zentralen Hochflächen gravitativ ab (Abb. 3-6). Der Abfluß erfolgt in den untersten, bis zu 600 m mächtigen Luftschichten und erreicht seine höchsten Geschwindigkeiten in einer Höhenlage von 200 m über dem Bodenniveau. Durch die Topographie des Eisschildes erfahren die Luftmassen eine konstante Beschleunigung. Durch die Konfluenz des Strömungsfeldes in den niederen Bereichen erreichen diese zeitlich sehr konstanten katabatischen Windsysteme an der Küste nicht selten Geschwindigkeiten von über 40 m s^{-1} . Sie prägen dominant die Windregime weiter Bereiche der antarktischen Küstenregion und sind für die Entstehung küstennaher Polynien verantwortlich. Durch den Wegfall der gravitativen Beschleunigung und die Divergenz über dem offenen Meer ebbt die Stürme ab und werden durch die Corioliskraft in eine westwärts gerichtete Küstenströmung umgelenkt beziehungsweise in das System der polaren Ostwinde integriert. Treffen diese kalten Luftmassen auf ein sich quer zu ihrer Bewegungsrichtung erstreckendes Hindernis, das sie aufgrund einer stabil geschichteten Atmosphäre nicht überströmen können, werden die bodennahen Ostwinde entlang der Barriere umgelenkt. An der hoch aufragenden Antarktischen Halbinsel nach Norden umgelenkte kalte

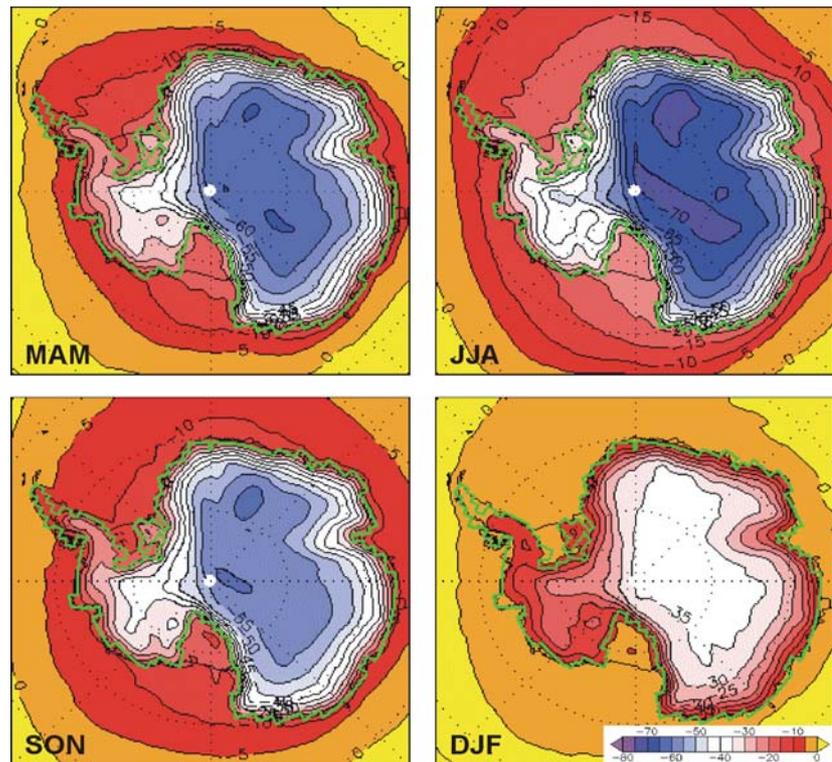


Abb. 3-5: Jahreszeitliche Mittelwerte ($[^{\circ}\text{C}]$; 1979-93) der bodennahen Lufttemperaturen auf Basis von ECMWF-Reanalysedaten (ECMWF 15-year reanalysis data (ERA-15); Quelle: TURNER & PENDLEBURY, 2002).

Ostwinde sind als *barrier winds* für die markante Temperaturasymmetrie im Bereich der Halbinsel verantwortlich (SCHWERDTFEGER, 1975 und 1984).

Die Antarktis ist nicht nur der kälteste und stürmischste, sondern auch der trockenste Kontinent der Erde. Die absolute Menge jährlich akkumulierten Niederschlags wird zwischen 120 mm und 180 mm Wasseräquivalent (WE) geschätzt (GIOVINETTO & BENTLEY, 1985; BROMWICH, 1988 und 1990; CULLATHER et al., 1998; SMITH et al., 1998; VAUGHAN et al., 1999; TURNER & PENDLEBURY, 2002).

Niederschläge fallen in der Antarktis überwiegend in fester Form, lediglich auf der Westseite der Antarktischen Halbinsel kommt es während der Sommermonate auch zu Regenfällen. Im überwiegenden Teil des Kontinents jedoch fallen sie als Schnee und aus einem Treiben feiner, aus der übersättigten Luftsäule ausfallender Eiskristalle oder setzen sich als Reif auf der Oberfläche ab. Die Bereiche höchster Niederschlags- und Akkumulationsraten decken sich mit den Zonen verstärkter zyklonaler Aktivität (Abb. 3-7). Die feuchten und relativ warmen Luftmassen der auf das zumeist steil ansteigende Festland aufgleitenden Zyklonen werden rasch adiabatisch abgekühlt und bilden somit die wesentliche Quelle der küstennahen Niederschläge.

Maximale Akkumulationsraten werden mit über 750 mm WE a⁻¹ im Bereich der Antarktischen Halbinsel, der westantarktischen Küsten im Sektor der Bellingshausensee und im Bereich zwischen 90° und 180° östlicher Länge verzeichnet. Mit zunehmender Entfernung zum Meer nehmen die Niederschläge rasch ab und belegen die abnehmende Wirksamkeit synoptischer Witterungssysteme im Lan-

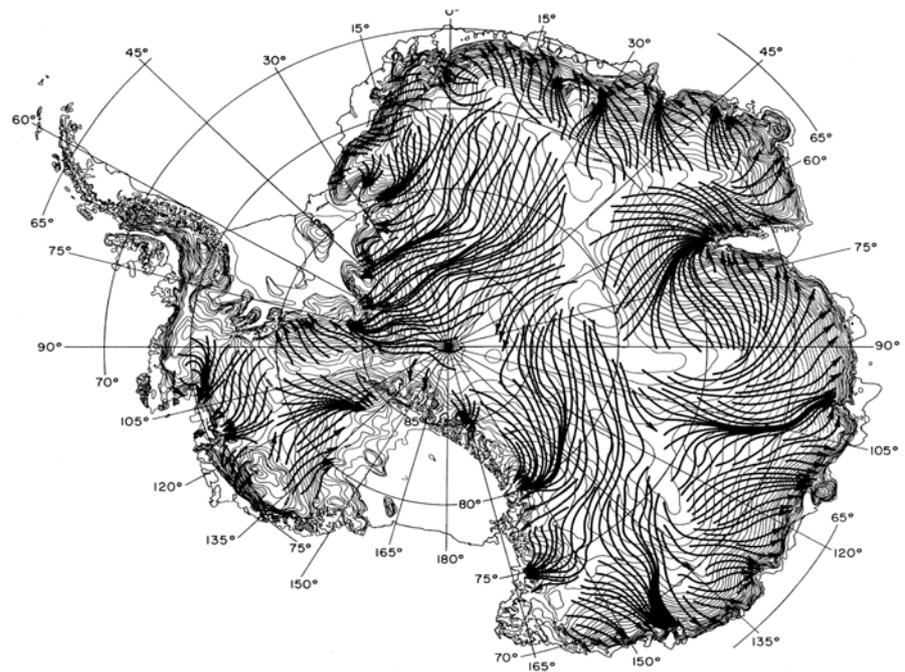


Abb. 3-6: Idealisierte Strömungslinien des katabatischen Windfeldes bei durchschnittlichen Winterbedingungen. Das Strömungsmuster zeichnet das Relief des Eisschildes nach und erreicht in Bereichen mit einer Konvergenz in Küstennähe höchste Windgeschwindigkeiten (Quelle: PARISH & BROMWICH, 1987).

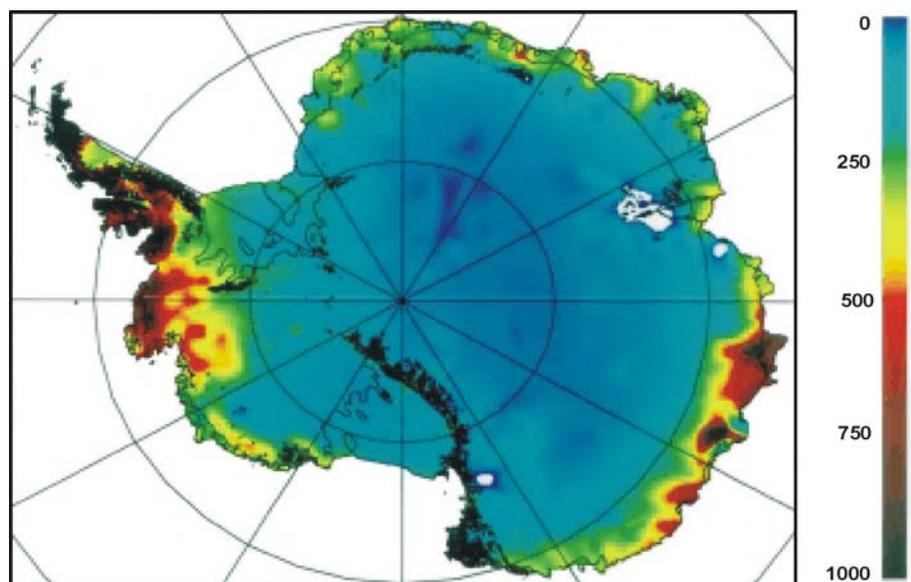


Abb. 3-7: Jährliche Netto-Akkumulation auf dem Antarktischen Kontinent [mm WE a⁻¹]. Deutlich treten die Antarktische Halbinsel und die Bereiche im Sektor der Bellingshausensee als Zentren maximaler Akkumulation hervor. Auffällig sind ferner die niedrigen Akkumulationsraten auf dem Larsen Ice Shelf (Quelle: VAUGHAN et al., 1999).

desinneren (BROMWICH, 1988). Die Zentralbereiche des Kontinents sind folglich aufgrund der mangelnden Zufuhr an Feuchtigkeit und aufgrund der vorherrschenden niedrigen Temperaturen extrem trocken. Die jährlichen Akkumulationsraten liegen unter 200 mm WE a^{-1} und fallen auf weniger als 50 mm WE a^{-1} in Höhenlagen über 3000 m NN (GIOVINETTO & BENTLEY, 1985; VAUGHAN et al., 1999).

Die synoptische Situation im Umfeld des Antarktischen Kontinents bestimmt auch die Verteilung und den Typ der vorherrschenden Bewölkung. Die randantarktischen Tiefdrucksysteme sorgen in diesem Raum für ganzjährig hohe Bedeckungsgrade und die im Bereich der antarktischen Konvergenz liegenden Ozeangebiete gehören zu den wolkenreichsten der Welt (85 - 90% Bedeckung im Jahr). Die Zone maximaler Bewölkung liegt somit unmittelbar nördlich der Tiefdruckrinne. Es dominieren tiefe bis mittelhohe Schichtwolken. Die antarktischen Küstenregionen zeigen geringere Bedeckungsgrade mit 40 - 60% im Jahresmittel bei einer niedrigen jahreszeitlichen Variabilität. Lediglich an der nördlichen Antarktischen Halbinsel werden ganzjährig Werte von über 70% durchschnittlicher Bedeckung erreicht. Im Inneren des Kontinents hingegen nimmt der durchschnittliche Bewölkungsgrad bei nun vorherrschenden Cirren rasch ab und erreicht Werte zwischen 35% in Herbst und Winter und 50 - 55% in Frühjahr und Sommer (WARREN et al., 1986; KING & TURNER, 1997).

3.2 Die Klimate der Halbinsel

Die Antarktische Halbinsel erstreckt sich als einziger Teilraum des Antarktischen Kontinents bis weit nach Norden in die Bereiche der zyklonalen Westwinddrift und der zonal ausgerichteten Strömungsfelder des Südozeans hinein. Ihre Klimadynamik unterscheidet sich deutlich von der der restlichen Kontinentalbereiche (Kapitel 3.1; SCHWERDTFEGER, 1984) und wird geprägt durch die hohe zyklonale Aktivität im Bereich der zirkumpolaren Tiefdruckrinne, deren Lage ganzjährig über der Halbinsel verläuft.

Die fast vollständige Eisbedeckung der Antarktischen Halbinsel verhüllt, daß es sich bei diesem Raum um einen großen meridionalen Gebirgszug handelt, den südlichsten Teil des antarkto-andinen Orogens oder die Fortsetzung der südamerikanischen Anden jenseits der Drakepassage. So besitzt sie bei einer durchschnittlichen Breite von nur 70 km eine Nord - Süd - Erstreckung von weit mehr als 1000 km, hat eine durchschnittliche Höhe von etwa 1500 m NN, steigt in vielen Bereichen aber auch bis über 2000 m NN auf. Als schmaler meridionaler Gebirgsrücken erzeugt die Halbinsel eine massive Barrierewirkung für die zonale atmosphärische Zirkulation. Durch ihre Höhe und ihre Lage wird zum einen der zyklonale Transport warm-feuchter Luftmassen aus dem westlich gelegenen pazifischen Sektor nach Osten weitgehend unterbunden, zum anderen werden die kalt-kontinentalen polaren Ostwinde an ihr als *barrier winds* nach Norden abgelenkt. Eine Folge dieser Situation, aber gleichzeitig in positiver Rückkopplung eine erhebliche Verstärkung dieses West-Ost-Gegensatzes, ist der thermische Unterschied der Meere auf beiden Seiten der Halbinsel: Der große Kontrast im Wasser- und Energieumsatz über der in diesem Bereich nahezu ganzjährig vereisten Weddellsee im Osten und der bei großen saisonalen und interannuellen Schwankungen doch im Sommer meist in weiten Teilen eisfreien Bellingshausensee im Westen. Aufgrund der resultierenden Differenzierung der klimatischen Bedingungen wird die Antarktische Halbinsel von SCHWERDTFEGER (1970) als eine Klimascheide erster Ordnung eingestuft. Dieses äußert sich insbesondere in den markanten thermischen und hygri-schen Gradienten, die den Raum prägen und anhand derer sich die Halbinsel zonal und meridional gliedern läßt (SCHNEIDER & GOßMANN, 1999). So hat der Süden der Halbinsel Anteil an den hochpolar-hochkontinentalen Klimaten der zentralen Antarktis. Die Nordspitze dagegen hat ein subpolar-hochozeanisches Klima in der südhemisphärischen Frontalzone. Dieser meridionale Übergang mit entsprechend starken Gra-

dienten aller Klimaelemente wird überlagert von einem noch stärkeren West-Ost-Gegensatz. Die allochthone Komponente des Klimas auf der Ostseite besteht vor allem in Einflüssen aus der zentralen Antarktis im Süden, auf der Westseite dagegen vor allem in zyklonalen Ausläufern der Frontalzone im Norden. Diese meridionalen und zonalen Übergänge und Kontraste sind die Grundlage für das Verständnis der regionalen Differenzierung in neueren Meßreihen der verschiedenen meteorologischen Elemente, die in den folgenden Abschnitten vorgestellt werden. Umfassende Darstellungen der Klimatologie der Antarktischen Halbinsel finden sich bei SCHWERDTFEGER (1970 und 1984), KING & TURNER (1997) und bei SCHNEIDER (1998).

3.2.1 Das Temperaturregime der Antarktischen Halbinsel

3.2.1.1 Die Datenlage

Kontinuierliche Meßreihen meteorologischer Parameter aus der Antarktis liegen meist erst seit wenigen Jahrzehnten von vereinzelt permanent besetzten Forschungsstationen vor und sind darüber hinaus vorrangig auf die küstennahen Standorte am Rande des Eisschildes sowie die antarktischen und subantarktischen Inseln konzentriert (Abb. 3-8). Der Beginn synoptischer Messungen im Jahr 1903 auf der Station Orcadas (South Orkney Islands) führte somit zur umfassendsten Datenreihe aus der gesamten Antarktis. Die längsten zur Verfügung stehenden Datensätze von der Antarktischen Halbinsel umfassen jedoch maximal den Zeitraum seit den 1940er Jahren und beginnen in den kontinentalen Gebieten frühestens mit dem Internationalen Geophysikalischen Jahr (1957/58). Aus dem Zeitraum der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts stehen lediglich vereinzelte Expeditionsaufzeichnungen zur Verfügung (JONES, 1990). Seit Mitte der 1980er Jahre wird eine Reihe von automatischen Wetterstationen (AWS) im Bereich der Antarktischen Halbinsel vom *Antarctic Meteorological Research Center* (Universität Wisconsin; <http://uwamrc.ssec.wisc.edu>) betrieben. Die erfaßten Daten werden täglich per Satellitenverbindung übermittelt. Aufgrund der harschen Witterung und wechselnder Bedingungen im direkten Umfeld der Stationen sind die AWS-Datensätze jedoch häufig durch Unterbrechungen und Inkonsistenzen gekennzeichnet. Gleichwohl liefern sie wertvolle Daten aus Regionen, aus denen bislang keine zeitlich hochaufgelösten meteorologischen Daten vorlagen. Abschätzungen der mittleren Jahresdurchschnittstemperaturen in durch Schneeschmelzprozesse weitgehend unbeeinflussten Gebieten werden durch die Bohrlochmessung der Firntemperaturen

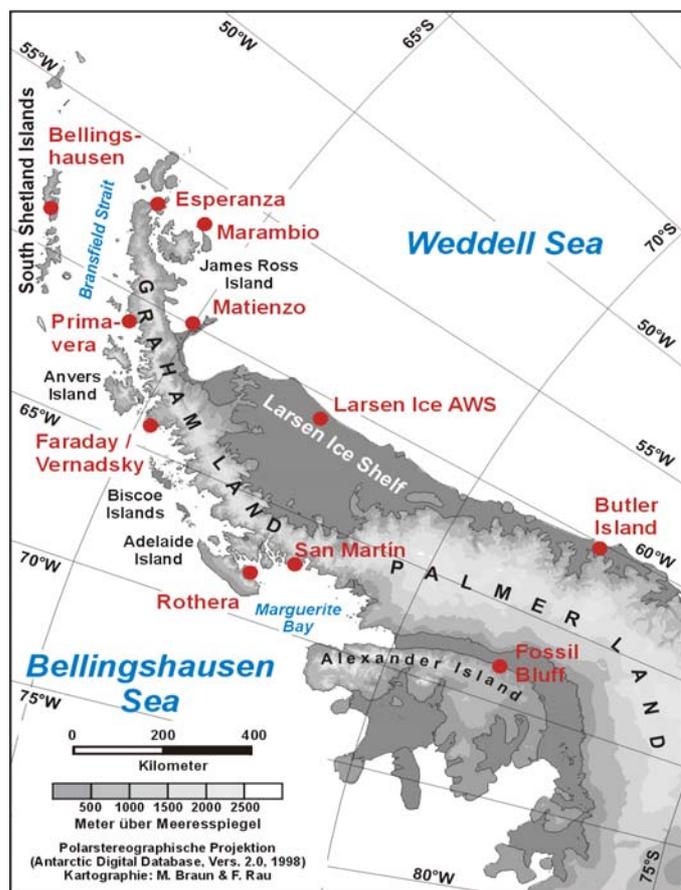


Abb. 3-8: Lage der im Text erwähnten meteorologischen Meßstationen auf der Antarktischen Halbinsel (die auf den South Orkney Islands gelegene Station Orcadas ($60^{\circ}45' S$ und $44^{\circ}43' W$) liegt außerhalb des Kartenausschnitts). Die Datensätze von Fossil Bluff und Butler Island wurden zumindest teilweise mittels automatischer Wetterstationen aufgezeichnet.

Grund der harschen Witterung und wechselnder Bedingungen im direkten Umfeld der Stationen sind die AWS-Datensätze jedoch häufig durch Unterbrechungen und Inkonsistenzen gekennzeichnet. Gleichwohl liefern sie wertvolle Daten aus Regionen, aus denen bislang keine zeitlich hochaufgelösten meteorologischen Daten vorlagen. Abschätzungen der mittleren Jahresdurchschnittstemperaturen in durch Schneeschmelzprozesse weitgehend unbeeinflussten Gebieten werden durch die Bohrlochmessung der Firntemperaturen

aus 10 m Tiefe ermöglicht (PATERSON, 1994; MORRIS & VAUGHAN, 1994; MORRIS & VAUGHAN, 2003).

Die Bereitstellung qualitativ hochwertiger, langjähriger meteorologischer Daten aus der gesamten Antarktis ist die Hauptaufgabe des vom *Scientific Committee on Antarctic Research* (SCAR) initiierten Projektes „*Reference Antarctic Data for Environmental Research*“ (READER; <http://www.antarctica.ac.uk/met/READER/>). Die von den in der Antarktis dauerhaft operierenden Forschungsstationen und automatischen Wetterstationen erfaßten Daten werden zentral aufbereitet und den Nutzern in geprüfter und standardisierter Form als Monatsmittelwerte zur Verfügung gestellt. Die READER-Daten ergänzen und erweitern die vom *World Data Center for Atmospheric Trace Gases* (ansässig am *Carbon Dioxide Information Analysis Center*, CDIAC; <http://cdiac.esd.ornl.gov>) bereitgestellten Datenbank der antarktischen Oberflächentemperaturen und Luftdruckdaten (JONES & LIMBERT, 1987; JONES & REID, 2001).

3.2.1.2 Die zeitliche Variabilität der Temperaturen

Die geographische Position der Antarktischen Halbinsel als am weitesten nach Norden reichender Teil des Kontinents und ihre Lage im Bereich der randantarktischen Tiefdruckrinne bestimmen auch die lokalen Strahlungsverhältnisse, die im Zusammenwirken mit weiteren Faktoren wie den topographischen Gegebenheiten, strahlungsrelevanten Eigenschaften der Oberfläche, Bewölkungsverhältnissen und dem Einfluß advektiver Transportprozesse den charakteristischen Temperaturverlauf eines Ortes erzeugen. KING (1994) fand hohe Korrelationen (99% Signifikanzniveau) zwischen dem mittleren monatlichen Bewölkungsgrad und den Winter- und Frühjahrestemperaturen für den Bereich der Marguerite Bay und die Station Faraday / Vernadsky sowie zwischen den Temperaturen an der Westküste der Halbinsel und einem Zonalitätsindex, der aus dem meridionalen Druckgradienten zwischen den South Orkney Islands und Faraday / Vernadsky berechnet wird. Zusätzlich wird der Jahresgang der Temperaturen im Bereich der Halbinsel entscheidend durch die saisonale Bildung von Meereis auf den umliegenden Ozeanen moduliert. Dabei werden während der Phasen mit Meereisbedeckung kontinentalere Verhältnisse induziert, während bei fehlender Meereisdecke der Ozean eine ausgleichende Wirkung auf den

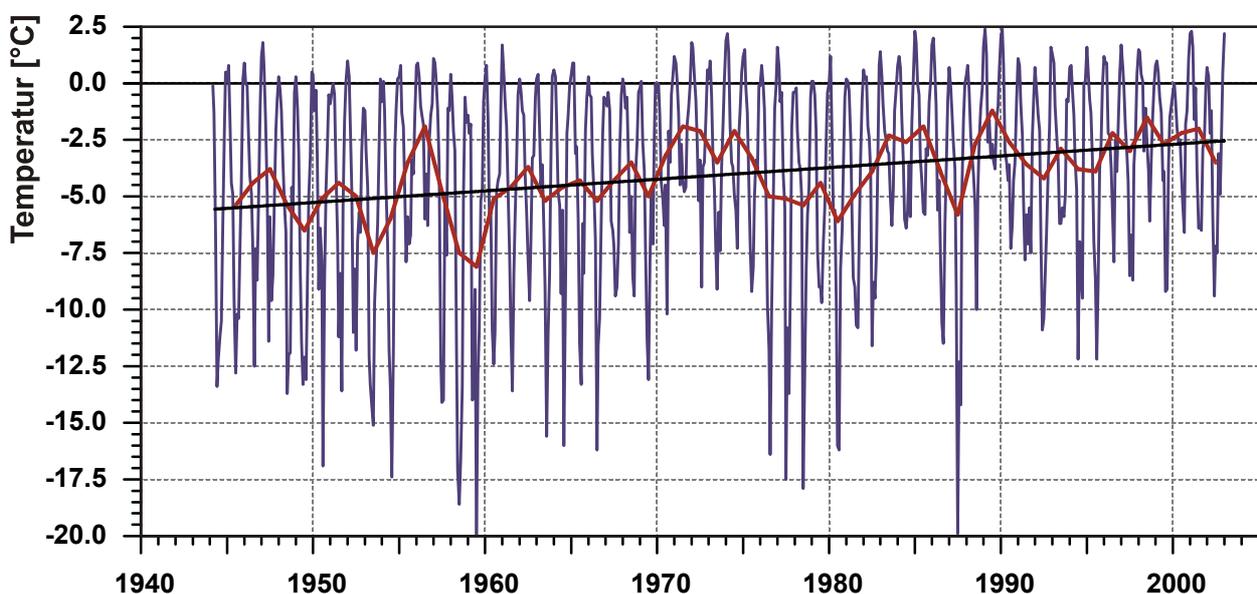


Abb. 3-9: Temperaturverlauf an der Station Faraday / Vernadsky (1944 - 2003). Dargestellt sind die Monatsmitteltemperaturen (blau), die Jahresmitteltemperaturen (rot) und der ermittelte zeitliche Trend (schwarz; Daten: READER; <http://www.antarctica.ac.uk/met/READER/>).

Tab. 3-1: Statistische Kennwerte der Lufttemperatur ausgewählter Stationen auf der Antarktischen Halbinsel (Daten: <http://www.nerc-bas.ac.uk/icd/gjma/temps.html>).

	Temperatur [°C]	Standardab- weichung [°C]	Meßperiode	N [a]
Orcadas (South Orkney Islands; 60°45' S, 44°43' W)				
Jahr	-4.0	1.2	1904-91, 1993-2001	97
Herbst	-3.0	1.7	1904-2002	99
Winter	-9.7	2.6	1903-2001	99
Frühjahr	-3.8	1.4	1903-2001	99
Sommer	+0.3	0.7	1903-91, 1993-2001	98
Bellingshausen (King George Island; 62°12' S, 58°58' W)				
Jahr	-2.4	0.8	1969-2002	34
Herbst	-1.7	1.1	1968-2002	35
Winter	-6.2	2.0	1968-2002	35
Frühjahr	-2.8	0.9	1968-2002	35
Sommer	+1.2	0.5	1968-2002	35
Esperanza (Trinity Peninsula; 63°24' S, 56°59' W)				
Jahr	-5.3	1.1	1946-48, 53-78, 1980-2002	52
Herbst	-6.4	2.2	1945-48, 53-78, 1980-2002	53
Winter	-10.8	2.4	1945-48, 52-2002	55
Frühjahr	-4.5	1.5	1945-48, 52-78, 1980-2002	54
Sommer	+0.2	1.0	1945-47, 52-77, 1980-2002	52
Faraday / Vernadsky (Argentine Islands; 65°15' S, 64°16' W)				
Jahr	-3.9	1.6	1951-2002	52
Herbst	-2.7	1.9	1951-2002	52
Winter	-8.5	3.3	1950-2002	53
Frühjahr	-4.9	1.5	1950-2002	53
Sommer	+0.3	0.7	1950-2002	53
Rothera (Adelaide Island; 67°34' S, 68°08' W)				
Jahr	-4.6	1.5	1978-98, 2000-2002	24
Herbst	-3.3	1.6	1978-2002	25
Winter	-10.3	3.3	1977-98, 2000-2002	25
Frühjahr	-5.8	1.8	1977-2002	26
Sommer	+0.8	0.6	1977-2002	26
Butler Island (Ostseite Antarktische Halbinsel; 72°13' S, 60°10' W)				
Jahr	-15.8	1.0	1990-92, 1995-2001	10
Herbst	-20.2	1.9	1986-87, 90-93, 1995-2001	13
Winter	-24.2	2.0	1986, 1990-2001	13
Frühjahr	-15.5	1.7	1986, 88, 90-92, 1994-2001	13
Sommer	-4.6	1.7	1986, 88, 90-92, 1994-2001	13

Temperaturverlauf ausübt. Besonders für die Westseite der Antarktischen Halbinsel konnte eine signifikante Korrelation der Temperaturen mit der winterlichen Meereisausdehnung in der angrenzenden Bellingshausensee nachgewiesen werden (WEATHERLY et al., 1991; KING, 1994; HARANGOZO, 2000). Hierbei zeigt sich, daß insbesondere die Wintertemperaturen der Westküste und die Meereisbedeckung stark antikorreliert sind. HARANGOZO (2000) konnte weiterhin nachweisen, daß die vorwinterliche Eisdecke im Monat Mai einen signifikanten Einfluß auf die Temperaturen der nachfolgenden Wintermonate ausübt. Anomalien des südhemisphärischen Zirkulationsmusters, Variabilitäten der halbjährlichen Luftdruckoszillation (SAO) sowie die Fernwirkungen von El Niño - Southern Oscillation (ENSO) Ereignissen werden als weitere, das Temperaturgeschehen der Halbinsel beeinflussende Faktoren diskutiert (MARSHALL & KING, 1998; SIMMONDS & JONES, 1998; HARANGOZO, 2000; LIU et al., 2002; KWOK & COMISO, 2002a).

Aus der beschriebenen Faktorenkombination ergibt sich für die Antarktische Halbinsel ein hochkomplexes Temperaturregime, das sowohl starken intra- und

als auch interannuellen Schwankungen unterworfen ist (Abb. 3-9 und 3-10). Der Bereich stärkster Variabilität erstreckt sich an der Westküste der Halbinsel zwischen 60° und 68° südlicher Breite. Dabei ist im interannuellen Vergleich die Variabilität der Monatsmittel im Winter am größten, was als unmittelbare Konsequenz der variierenden winterlichen Meereisbedeckung interpretiert werden kann. An den Stationen Faraday / Vernadsky, Rothera

und San Martín haben dabei für die Wintermitteltemperaturen jeweils eine Standardabweichung über 3.0 K und Spannweiten von über 14.0 K (Abb. 3-10; Tab. 3-1). Geringere Schwankungsbreiten der Wintertemperaturen werden hingegen auf den South Orkney Islands, den South Shetland Islands und an der Nordostseite der Trinity Peninsula registriert. Südlich der Marguerite Bay deutet die Auswertung der Temperaturmeßwerte der Station Fossil Bluff auf eine Abnahme der Variabilität der Wintertemperaturen hin (HARANGOZO et al., 1997). Die Sommermonate hingegen stellen sich über den gesamten Bereich der Westküste hinweg deutlich ausgeglichener dar. Die ausgleichende Wirkung des eisfreien Meeres auf den Temperaturgang der küstennahen Stationen führt zu sehr geringen Standardabweichungen der saisonalen Mitteltemperaturen mit Werten zwischen 0.5 und 1.0 K. Auf der Ostseite der Halbinsel zeigt sich das gleiche Grundmuster jahreszeitlicher Variabilität mit geringen Schwankungsbereichen der Sommermitteltemperaturen bei Standardabweichungen unter 1.0 K und einer Variation der Wintermittel, deren Größenordnung jedoch deutlich unter der der Westküstenstationen liegt (RACK, 2000).

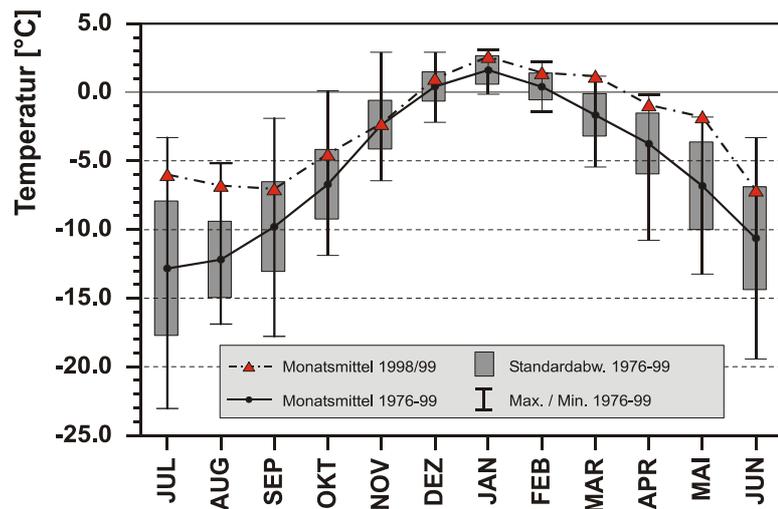


Abb. 3-10: Statistische Kennwerte der Monatsmitteltemperaturen der Station San Martín (Marguerite Bay; 1976-99). Die Monatsmitteltemperaturen des besonders warmen Jahres 1998/99 sind zum Vergleich (rote Dreiecke) dargestellt (Daten: Servicio Meteorológico Nacional, Buenos Aires).

Die klimatische Differenzierung der Antarktischen Halbinsel zeigt sich deutlich in den mittleren Jahresgängen der Temperaturen (Abb. 3-11). Die in den maritim geprägten Bereichen der nordwestlichen Halbinsel gelegenen Stationen sind durch milde Winter und geringe Jahresamplituden gekennzeichnet. Von Norden nach Süden wächst hier die Jahresamplitude. Die nach Süden rasch abnehmenden Wintertemperaturen geben der Kurve einen immer mehr V-förmigen Verlauf. Das Temperaturmaximum ist aufgrund der ausgleichenden Wirkung des Ozeans und den durch Schnee- und Eisschmelze verursachten Energieverlust in den Spätsommer hinein verschoben. Die Sommermitteltemperaturen der küstennahen Bereiche liegen im Raum bis 70° Süd durchweg annähernd im gleichen Niveau deutlich über dem Gefrierpunkt. Die Länge der durch positive Temperaturen geprägten Periode variiert zwischen vier Monaten auf den South Shetland Islands im Norden und zwei bis drei Monaten in der südlichen Marguerite Bay. Positive Temperaturen werden auf der gesamten westlichen Seite der Halbinsel allerdings auch in den Herbst- und Wintermonaten regelmäßig erreicht und selbst im Winter kommt es durch Warmluftadvektion zu vereinzelt Wärmeereignissen, bei denen der Gefrierpunkt überschritten werden kann (RACHLEWICS, 1997; MORRIS, 1999). In den südlichen Bereichen hingegen verbleiben die sommerlichen Mitteltemperaturen im negativen Bereich. Für Fossil Bluff wird eine Sommertemperatur von -1.9°C angegeben (HARANGOZO et al., 1997). Während zwischen Faraday / Vernadsky und der Marguerite Bay im Sommer annähernd gleiche Temperaturen herrschen, läßt sich zwischen der Marguerite Bay und Fossil Bluff ein mit -0.6 K (Breitengrad)⁻¹ geringer meridionaler Temperaturgradient ermitteln. Demgegenüber zeigt sich zwischen den südlichen Bereichen und der Marguerite Bay im Winter mit -1.9 K (Breitengrad)⁻¹ ein deutlicher Gradient, der wesentlich höher liegt als der von -0.9 K (Breitengrad)⁻¹ im Norden (HARANGOZO et al., 1997). Diese Differenzierung deutet auf einen scharfen klimatischen Übergang

zwischen den ozeanischen geprägten Regionen im Norden und einem polar-kontinental getönten Klima mit kälteren und längeren Wintern südlich der Marguerite Bay hin.

Auf der Ostseite der Halbinsel zeigt der Temperaturgang hingegen nach Süden und mit wachsender Kontinentalität zunehmend den für zentralantarktischen Stationen typischen kastenförmigen Verlauf eines kernlosen Winters. Aufgrund der geringen beziehungsweise ganz fehlenden Einstrahlung während des polaren Winters findet infolge der permanenten langwelligen Ausstrahlung und des daraus resultierenden Energieverlustes eine Verschiebung des Temperaturminimums in den Hoch- bis Spätwinter hinein statt. Auf den South Orkney Islands und der Trinity Peninsula liegen die sommerlichen Monatsmitteltemperaturen noch oberhalb des Gefrierpunkts, aber bereits an der Station Marambio werden im Sommer keine positiven Monatsmitteltemperaturen mehr erreicht. Dennoch werden während des Sommers im gesamten nördlichen Teilraum positive Temperaturen erreicht und Schneeschmelze ist ein weitverbreitetes Phänomen in den tieferen Lagen und den ausgedehnten Schelfeisbereichen. Nach Süden fortschreitend nimmt die Intensität und Dauer der Schneeschmelze ab und tritt nur noch in Form episodischer, kurzfristiger Einzelereignisse auf.

3.2.1.3 Die räumliche Differenzierung der Temperaturen

Wie beschrieben, wird das Wettergeschehen auf der Westseite der Halbinsel durch die ganzjährig hohe zyklonale Aktivität über der Bellingshausensee gesteuert (Kapitel 3.1). Südostwärts ziehende Tiefdruckzellen bringen feucht-warme Luftmassen aus niedrigeren Breiten und führen zu einem ozeanisch geprägten Klima. Demgegenüber bestehen auf der Ostseite der Halbinsel unter dem Einfluß der vorherrschenden Ostströmung und wegen der Ausbildung persistenter Inversionswetterlagen mit stabil geschichteten Luftmassen kontinentale beziehungsweise pseudo-kontinentale Klimate. Das dadurch erzeugte Grundmuster der thermischen Differenzierung wurde bereits sehr früh in der Literatur beschrieben (SCHWERDTFEGER, 1970, 1976 und 1984; MARTIN & PEEL, 1978) und von Reynolds (1981) auf der Basis einer räumlichen Analyse von Stationsmeßdaten und von 10 m Firntemperaturen als Isothermenkarte der Jahresmitteltemperaturen dargestellt.

Eine Zusammenfassung der neueren Erkenntnisse über die räumliche Verteilung und Disparitäten der Jahresmitteltemperaturen auf der Antarktischen Halbinsel liefert die

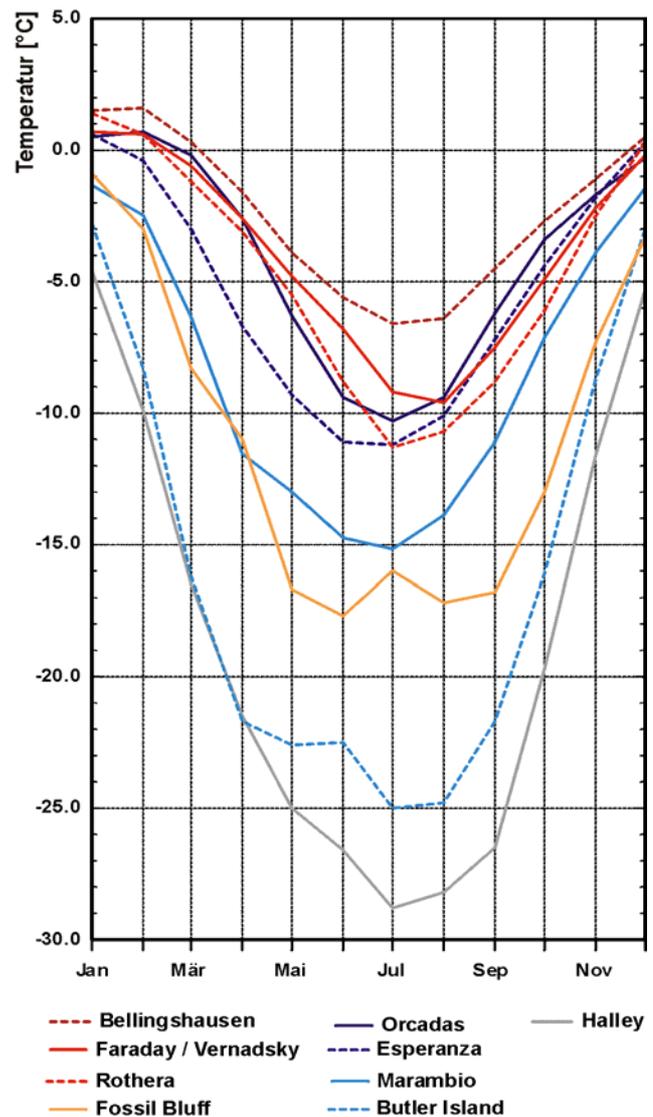


Abb. 3-11: Jahrgänge der Lufttemperaturen an ausgewählten Stationen im Umkreis der Antarktischen Halbinsel. Zum Vergleich mit einer stark kontinental geprägten Station ist der Jahrgang von Halley dargestellt (Daten: <http://www.nerc-bas.ac.uk/icd/gjma/temps.html>).

Isothermenkarte von MORRIS & VAUGHAN (2003; Abb. 3-12). Der Verlauf der Isothermen basiert auf der Auswertung von Temperaturdaten von frühen Expeditionen, von Stations- und AWS-Meßdaten sowie von Firntemperaturen aus 10 m Tiefe. Durch Regressionsberechnungen wurden die Daten auf Meeressniveau reduziert und zeitlich auf das Jahr 2000 normiert (nach MORRIS & VAUGHAN, 1994). Deutlich tritt in der Karte der markante Gegensatz zwischen der warmen West- und der kalten Ostseite der Halbinsel hervor. Die mittlere Temperaturdifferenz zwischen beiden Seiten wird dabei auf durchschnittlich 7 K veranschlagt (KING & TURNER, 1997). WUNDERLE (1996) schätzt die Differenz zwischen Anvers Island im Westen und Matienzo im Osten (beide auf rund 65° Süd) auf rund 9 K, weiter südlich auf der Breite der Marguerite Bay (68° Süd) ermittelt er einen Wert von 8 K. Die parallel zum zentralen Gebirgszug verlaufenden Isothermen zeigen deutlich die topographische Wirkung der Antarktischen Halbinsel als Klimascheide auf, wobei gegenüber der Isothermendarstellung von REYNOLDS (1981) der Temperaturgegensatz jedoch etwas schwächer zu sein scheint. Darüber hinaus ist die in den älteren Studien (MARTIN & PEEL, 1978; REYNOLDS, 1981) angenommene ostwärtige Verlagerung der Klimascheide in den Daten nicht mehr erkennbar. Es zeigt sich vielmehr im Süden der Halbinsel (Palmer Land) eine gegenüber der Eisscheide nach Westen verschobene Lage der Klimascheide. Der Vergleich der Isothermen von REYNOLDS (1981) und MORRIS & VAUGHAN (2003) zeigt weiterhin, daß die von Reynolds diskutierten Anomalien im Bereich von James Ross Island und der nordöstlichen Marguerite Bay aufgrund der Korrektur der interannuellen Variabilitäten nicht mehr in den Daten nachweisbar sind. Die östlich von Alexander Island gelegene Temperaturanomalie ist schwächer ausgeprägt und bleibt deutlich auf die Bereiche des King George VI Ice Shelf beschränkt.

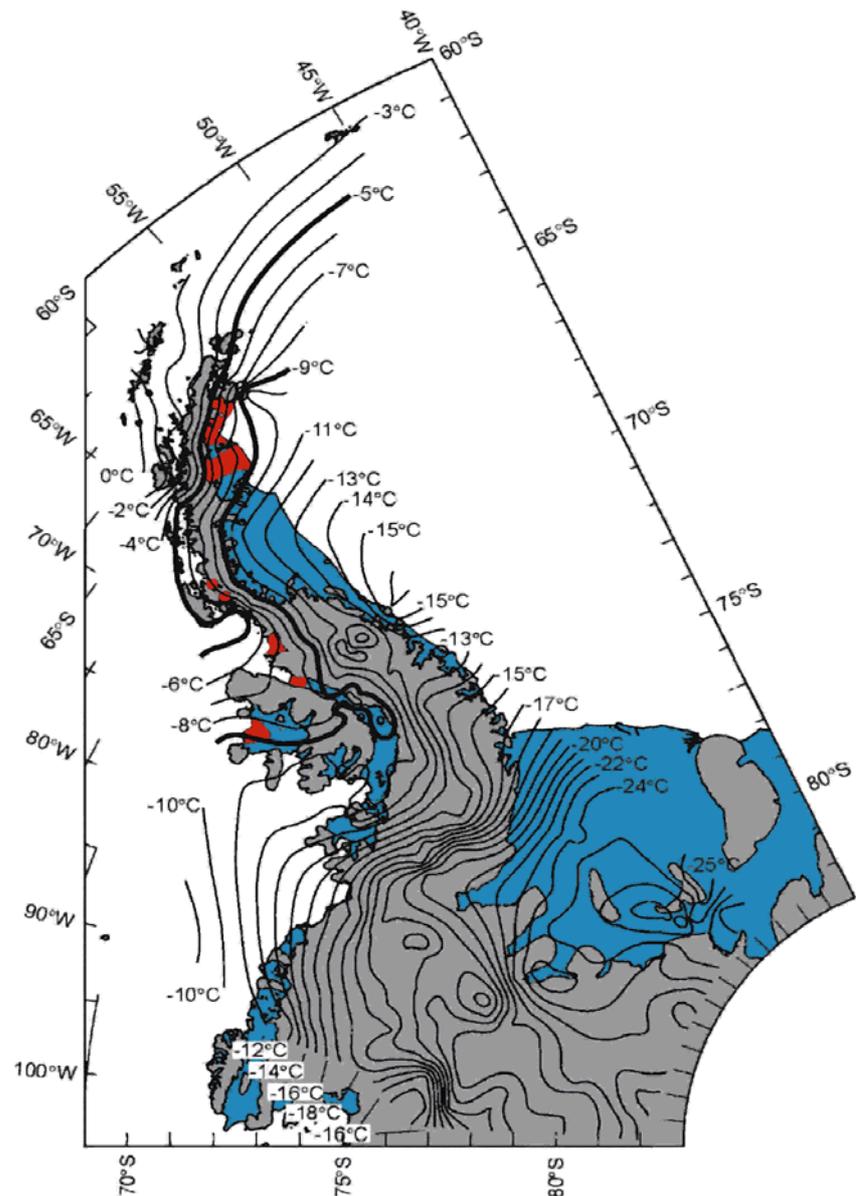


Abb. 3-12: Jahresmitteltemperaturen auf der Antarktischen Halbinsel und in den angrenzenden Gebiete zwischen 40° und 105° westlicher Länge und 60° und 83° südlicher Breite. Die aktuelle Verbreitung der Schelfeise ist in blau, die bis 2002 zerfallenen Schelfeisflächen sind in rot dargestellt (Quelle: MORRIS & VAUGHAN, 2003).

Die auf Meereshöhe reduzierten Jahresmitteltemperaturen variieren auf der Antarktischen Halbinsel zwischen 0°C im äußersten Westen der South Shetland Islands und rund -18°C

Tab. 3-2: Korrelation der Jahresmitteltemperaturen ausgewählter Meßstationen auf der Antarktischen Halbinsel.

	Orcadas	Bellings- hausen	Faraday / Vernadsky	Rothera	San Martín	Esperanza
Orcadas	1					
Bellingshausen	0.8240	1				
Faraday / Ver.	0.5547	0.8053	1			
Rothera	0.6682	0.8261	0.9554	1		
San Martín	0.4676	0.6902	0.9084	0.8912	1	
Esperanza	0.8176	0.8574	0.5623	0.6304	0.6350	1
Marambio	0.7893	0.8315	0.3628	0.4090	0.5993	0.9634

im Südosten am Übergang zum Filchner - Ronne Ice Shelf. MORRIS & VAUGHAN (2003) geben für den gesamten Untersuchungsraum einen meridionalen Temperaturgradienten von $-1.48 \pm 0.03 \text{ K (Breitengrad)}^{-1}$ an. Die kleinsten Werte ergeben sich im Nordwesten der Halbinsel. Die Jahresmitteltemperaturen bleiben von den South Shetland Islands bis Anvers Island auf demselben Niveau, und auch im südlich daran anschließenden Bereich zeigen die Isothermen einen annähernd meridianparallelen Verlauf. Erst im Bereich der Marguerite Bay verändert sich dieses Muster und die Temperaturen nehmen mit zunehmender Breite bis auf Jahresmittelwerte um -12°C ab. Dem entspricht auch der kleine meridionale Temperaturgradient von $-0.54 \pm 0.05 \text{ K (Breitengrad)}^{-1}$, der auf der Westseite der Halbinsel für die Breiten bis 80° Süd angegeben wird. Dem gegenüber zeigt sich auf der Ostseite der Halbinsel ein nahezu breitenkreisparalleler Verlauf der Jahresisothermen und ein deutlich höherer meridionaler Gradient von $-1.43 \pm 0.06 \text{ K (Breitengrad)}^{-1}$, der auch als Indiz für ein deutlich kontinentaleres Klima in diesem Sektor gewertet wird (REYNOLDS, 1981). Interessant ist, daß sich damit längs der Ostküste der Halbinsel auch ein Gegensatz zwischen Höhenlagen über etwa 700 m mit einem kleinen Meridionalgradienten $-0.63 \pm 0.08 \text{ K (Breitengrad)}^{-1}$ und Höhenlagen unter 700 m mit einem großen Meridionalgradienten $-1.47 \pm 0.06 \text{ K (Breitengrad)}^{-1}$ ergibt. Dies ist auch im Zusammenhang mit der Häufigkeit von Inversionswetterlagen auf der Ostseite der Halbinsel zu sehen.

Die unterschiedlichen Klimate beiderseits der Antarktischen Halbinsel werden auch durch die Korrelationen der Temperaturmeßdaten der im Untersuchungsraum operierenden meteorologischen Stationen belegt (Tab. 3-2). Während auf jeder Seite der Halbinsel die Datenreihen untereinander hoch korreliert sind, zeigt sich lediglich eine schwache Korrelation zwischen den unter dem Einfluß des Ostseitenklimas stehenden Stationen und den im Bereich der Westküste gelegenen Stationen. Die Wirksamkeit der Klimascheide bis in den äußersten Norden der Halbinsel und die daraus resultierende Differenzierung der Klimate ist auch an der hohen Korrelation zwischen Esperanza und Marambio ablesbar, die die direkte Konsequenz des vorherrschenden Einflusses der Ostseitenwetterlagen bis zur Nordspitze der Halbinsel darstellt und eine eher geringe Beeinflussung durch die auf der Westseite dominierenden zyklonalen Westwinddrift belegt. Die hohen Korrelationen der Ostseitenstationen mit den Daten der Station Orcadas zeigen ferner, daß im Weddellsee-sektor der Einfluß von Süden bis weit in die Frontalzone hineingreift, wohingegen die Westseitenstation nur schwach mit den Orcadas korreliert sind. Eine Beeinflussung durch die Witterungssysteme beider Seiten legen die Ergebnisse der Korrelationsanalyse der auf King George Island gelegenen Station Bellingshausen nahe. Die im Norden der Halbinsel durch die Corioliskraft wieder nach Westen abgelenkten Barrierewinde der Ostseite führen zeitweilig zum Zustrom kalter Luftmassen in den Bereich der South Shetland Islands, deren

regional wirksamer Effekt sich auch in der Verlagerung der Jahresmittelisothermen nach Norden äußert (Abb. 3-12). Daß die Antarktische Halbinsel im Witterungsgeschehen eine hohe Eigenständigkeit hat, wird auch aus der sehr geringen Korrelation ihrer Stationen zur an der Küste der südwestlichen Weddellsee gelegenen Station Halley (75° 35' S, 26° 30' W) abgeleitet (RAPER et al., 1984; KING, 1994; RACK, 2000).

3.2.1.4 Die hypsometrischen Temperaturgradienten

Über vertikale Gradienten der Lufttemperatur liegen aus dem Bereich der Antarktischen Halbinsel nur sehr wenige Informationen vor. Datenreihen aus Ballon- oder Radiosonden-aufstiegen liegen lediglich vereinzelt und zeitlich lückenhaft vor. Ein Meßnetz mit automatischen Wetterstationen in verschiedenen Höhenlagen konnte noch nicht installiert werden. Die in der Literatur (Tab. 3-3) verfügbaren Informationen über hypsometrische Temperaturgradienten entstammen daher zumeist der statistischen Analyse von Firntemperaturen aus 10 m Bohrlochtiefe und repräsentieren somit langfristige Jahresmittelwerte. Im Norden der Halbinsel ist die Datenlage besonders ungünstig und die so ermittelten Temperaturwerte sind häufig durch den sommerlichen Energieeintrag von Perkolationswasser verfälscht. Die Integration von Meßdaten von im Sommer schneefreien und im Winter relativ milden Stationen an den Küsten führt tendenziell zu einer Überschätzung der vertikalen Temperaturgradienten. Dies zeigt sich an den relativ hohen hypsometrischen Gradienten für die Westseite der Antarktischen Halbinsel wie sie von MORRIS & VAUGHAN (1994) und (2003) angegeben werden. Insbesondere für eine Modellierung der Schneeschmelze erscheint der für die Westseite angegebene Temperaturgradient von $-0.72 \text{ K (100 m)}^{-1}$ (MORRIS & VAUGHAN, 2003) aufgrund der für sommerliche Witterungsbedingungen typischen zyklonalen Wetterlagen mit Advektion warmer Luftmassen aus nördlichen Richtungen zu hoch, wird aber mangels anderer Daten auch hierfür verwendet (FOX & COOPER, 1998). Eigene Untersuchungen sommerlicher Temperaturgradienten von King George Island (BRAUN, 2001), der Danco Coast (BETGEN, 1998), James Ross Island und der inneren Marguerite Bay zeigen einen deutlich niedrigeren Wertebereich auf (Tab. 3-3). Darüber hinaus konnte durch die Analyse der Anströmrichtungen zum Zeitpunkt der Messungen eine Abhängigkeit des hypsometrischen Gradienten von der Wetterlage nachgewiesen werden. Dies wird beispielhaft anhand der bei der Station San Martín (Marguerite Bay) mit Meßstellen zwischen 20 und 720 m NN erfaßten Temperaturdaten belegt: Während bei zyklonal geprägten Wetterlagen mit vorherrschenden Winden aus nordwestlichen und nördlichen Richtungen eine höhenabhängige Temperaturabnahme um lediglich $-0.43 \text{ K (100 m)}^{-1}$ verzeichnet wurde, stieg der Temperaturgradient bei Ostströmung auf $-0.55 \text{ K (100 m)}^{-1}$ und bei südlichen Anströmrichtungen unter dem Einfluß kalt-kontinentaler Luftmassen auf etwa $-0.66 \text{ K (100 m)}^{-1}$. Die Auswertungen von King George Island (BRAUN, 2001) zeigen ebenfalls bei advektiven Wetterlagen mit Winden aus nördlichen und nordwestlichen Richtungen eine geringe Temperaturabnahme mit zunehmender Höhe mit Werten zwischen -0.38 und $-0.41 \text{ K (100 m)}^{-1}$, wohingegen sich bei einer Anströmung aus südlichen und östlichen Richtungen deutlich höhere Temperaturgradienten ergeben. Insbesondere bei den Wettersituationen mit den nördlich der Halbinsel nach Westen umgelenkten Barrierewinden und einer Ostströmung über King George Island stellt sich ein nahezu trockenadiabatischer Temperaturgradient von $-0.85 \text{ K (100 m)}^{-1}$ ein.

Deutlich zeichnet sich in den Daten auch hier der klimatische Ost - West - Gegensatz der Antarktischen Halbinsel ab. Die dauerhaften Inversionswetterlagen im Osten finden in der früheren Arbeit von MORRIS & VAUGHAN (1994) einen Niederschlag in positiven Gradienten selbst der Jahresmittelwerte im untersten Stockwerk der Troposphäre. In der neueren Arbeit (MORRIS & VAUGHAN, 2003) werden sie vermutlich durch die Ausweitung des Untersuchungsraumes und die zusätzliche Integration von Daten aus den kontinentalen Bereichen

Tab. 3-3: Hypsometrische Temperaturgradienten auf der Antarktischen Halbinsel.

Region	Temperaturgradient [K (100 m) ⁻¹]	Höhenintervall [m NN]	Datengrundlage	Quellen
Antarkt. Halbinsel	-0.68	18 - 2131	Firntemperaturen	MARTIN & PEEL (1978)
Antarkt. Halbinsel			Stationsmeßdaten	REYNOLDS (1981)
Westseite	-0.57	0 - 1060	& Firntemperaturen (1965-1980)	
Ostseite	-0.62	0 - 2150		
Ostseite	-0.57	0 - 1060		
James Ross Island	-0.58	1220 - 1690	Firntemperaturen (1976-81)	ARISTARAIN et al. (1987)
Antarkt. Halbinsel	-0.57		Stationsmeßdaten	MORRIS & VAUGHAN (1994)
West nördl. 74°S	-0.82		& Firntemperaturen (1957-92)	
Ostseite	-0.40	über 700		
Ostseite	0.39	unter 700		
King George Island	-0.79 (Sommer) -0.66 (Winter)		Meteorologische Messungen	WEN ET AL. (1994)
King George Island	-0.62		Ballonsondenaufstiege	BINTANJA (1995)
Primavera (Danco Coast)	-0.65		Meteorologische Messung, AWS (Dez. 96 - März 97)	BETGEN (1998)
King George Island	-0.58 -0.66	84 - 255 84 - 619	AWS (Dez. 97 - März 98)	BRAUN (2001)
Antarkt. Halbinsel	-0.45		Stationsmeßdaten	MORRIS & VAUGHAN (2003)
West nördl. 80°S	-0.72		& Firntemperaturen (1957-2000)	
Ost nördl. 80°S	-0.31	über 700		
Ost nördl. 80°S	-0.58	unter 700		
James Ross Island	0.47 -0.42 -0.74	198 - 295 198 - 555 295 - 555	AWS & Stationsmeßdaten (Jan - Feb. 97)	diese Arbeit
San Martín (Marguerite Bay)	-0.51 -0.58	20 - 720 20 - 540	AWS (Jan. - März 98)	diese Arbeit

südlich der Halbinsel kaschiert. Auch eine Analyse der Temperaturmeßdaten von James Ross Island verdeutlicht den prägenden Einfluß der häufigen Inversionswetterlagen auf die Temperaturverläufe der Ostseite der Halbinsel. Dabei wurde in einem Untersuchungszeitraum im Januar und Februar 1997 für das Höhenintervall zwischen 198 und 555 m NN in 11.8%, aber in den untersten 300 Metern an 61.0% der analysierten Meßzeitpunkte eine Temperaturumkehr festgestellt (im Vergleich dazu traten Inversionen im jeweiligen Untersuchungszeitraum in San Martín zu 7.7% auf (Höhenintervall 20 - 722 m NN) und in King George Island zu 6.0% (84 - 255 m NN) auf). Bei James Ross Island kann die mittlere Höhenlage der thermischen Sprungschicht dabei auf rund 300 m NN geschätzt werden. Für den unteren Höhenbereich resultiert im Untersuchungszeitraum ein positiver Temperaturgradient, im Höhen-

bereich darüber wurde hingegen mit $-0.74 \text{ K (100 m)}^{-1}$ ein sehr hoher Gradient ermittelt, der dem im gesamten Höhenintervall bei normal geschichteter Atmosphäre gemessenen Wert von $-0.76 \text{ K (100 m)}^{-1}$ entspricht.

Für regionale Studien zum Massen- und Energiehaushalt von Gletschern oder zur Erfassung der Schneedeckendynamik ist eine hinreichende Kenntnis der vertikalen Temperaturgradienten erforderlich. Der bei niedrigen Gradienten bis in die höchsten Lagen mögliche Energieeintrag in die Schneedecke wird bei Anwendung zu hoher Gradienten in der Regel unterschätzt. Eine saisonale und wetterlagenabhängige Differenzierung der vertikalen Temperaturgradienten erscheint daher für die Modellierung klimatologischer und schneehydrologischer Parameter notwendig.

3.2.2 Das Niederschlagsregime der Antarktischen Halbinsel

Die Sonderstellung der Antarktischen Halbinsel im antarktischen Klimasystem wird auch bei der Betrachtung der hygrischen Charakteristika des Raumes deutlich. Aufgrund ihrer Lage im Bereich der südhemisphärischen Frontalzone und der damit verbundenen hohen zyklonalen Aktivität liegt sie im Einflußbereich südostwärts ziehender Tiefdruckgebiete, in deren Folge warm-feuchte Luftmassen in das Gebiet transportiert werden und dort zu Niederschlägen führen. Die Intensität und die Stabilität der semi-permanenten Tiefdruckzellen im Bereich der subpolaren Tiefdruckrinne dominieren dabei das zonale Niederschlagsmuster (BROMWICH, 1988), das durch die orographische Barrierewirkung der Halbinsel noch weiter differenziert wird (SCHWERDTFEGER, 1970; KING & TURNER, 1997; TURNER et al., 1998a; TURNER et al., 2002a). Nach WUNDERLE (1996) zeigt die Betrachtung der Niederschlagstypen auf der Antarktischen Halbinsel, daß

- an den Küsten zyklonale Niederschläge mit Frontalniederschlägen vorherrschen,
- an der Westküste die Niederschläge durch orographische Hebung verstärkt werden,
- über dem relativ zur Landfläche wärmeren Meer eine konvektive Anhebung von Kaltluftmassen induziert werden kann.

Hierbei liefern insbesondere die mit nördlichen Strömungsrichtungen einhergehenden Frontalniederschläge auf beiden Seiten der Halbinsel die ergiebigsten Schnee- und, in seltenen Ausnahmen, auch Regenfälle (TURNER et al., 1995; TURNER et al., 1998a). Die Halbinsel gehört somit zu den niederschlagsreichsten Teilräumen der Antarktis (Abb. 3-7): Obwohl sie nur rund 7% der Fläche des Antarktischen Kontinents einnimmt, werden in diesem Gebiet ca. 23% der Gesamtniederschläge akkumuliert (FROLICH, 1992). Generell nehmen die Niederschlagsraten ebenso wie der Anteil von Regenfällen am Gesamtniederschlag mit zunehmender Breite und von West nach Ost ab (KING & TURNER, 1997; TURNER et al., 2002a).

Niederschlagsmessungen in der Antarktis sind aufgrund der allgemeinen Meßungenauigkeiten und der schwierigen Differenzierung zwischen fallendem und driftendem Schnee immer mit großen Unsicherheiten behaftet. Absolute Werte werden daher zumeist nicht erhoben und die Netto-Jahresakkumulation wird statt dessen zur Charakterisierung des Niederschlagsregimes verwendet. PEEL (1992a) bestimmt aus Bohrloch- und Firnkerndaten die mittlere Jahresakkumulation auf der Halbinsel. In Übereinstimmung mit den zyklonalen Aktivitätsmustern liegen die Bereiche höchster Jahresakkumulation an der Westküste der Halbinsel ($1260 \pm 390 \text{ mm WE a}^{-1}$). Im zentralen Plateaubereich nimmt die Akkumulation auf $610 \pm 160 \text{ mm WE a}^{-1}$ ab und erreicht auf der Ostseite der Halbinsel mit $310 \pm 80 \text{ mm WE a}^{-1}$ ihren Minimalwert. Zur Abschätzung der höhenabhängigen jährlichen Akkumulationsrate A (gemessen in [mm WE]) werden von TURNER et al. (2002a) folgende empirische Beziehungen angegeben:

$$\text{Westseite nördlich } 70^\circ \text{ Süd: } A = 1.40 h + 584 \quad (3.1)$$

$$\text{Ostseite nördlich } 70^\circ \text{ Süd: } A = 0.43 h + 173 \quad (3.2)$$

$$\text{Alexander Island: } A = 1.40 h + 584 \quad (3.3)$$

mit h Höhe über dem Meer [m]

Für die Bereiche südlich des 70° Breitengrades zeigt sich lediglich ein schwacher Zusammenhang zwischen der Jahresakkumulation und der orographischen Höhe.

Auf der Basis numerischer Wettervorhersagemodelle leitet YAMAZAKI (1994) für die gesamte Antarktische Halbinsel eine Akkumulationsrate von rund 1100 mm WE pro Jahr ab. TURNER et al. (1998a) nutzen die Reanalysedaten des *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECWMF) zur Ableitung räumlicher Niederschlagsfelder auf der Antarktischen Halbinsel. Die dabei gewonnenen jährlichen Niederschlagssummen stimmen gut mit den verfügbaren Bohrlochdaten überein. Der Bereich maximaler Niederschläge mit Jahresmitteln um 1300 mm befindet sich nördlich von Alexander Island vor der Westküste der Halbinsel. Die Höhenlagen des zentralen Gebirgsrückens weisen im Norden Jahressummen von 700 - 800 mm, die nach Süden auf rund 400 mm abnehmen. Auf der Ostseite der Halbinsel liegen die jährlichen Niederschlagssummen bei rund 300 mm. Die Modelldaten stützen ferner die von PEEL (1992a) gefundene Höhenabhängigkeit der Niederschläge auf beiden Seiten der orographischen Barriere. Vergleichende Untersuchungen auf Alexander Island weisen jedoch darauf hin, daß die auf ECMWF Reanalysedaten basierenden Niederschlagsraten gegenüber in-situ Messungen tendenziell unterschätzt werden (MARSHALL et al., 1998). Neueste räumliche Analysen auf der Basis von Bohrlochdaten bestätigen diese Erkenntnis (Abb. 3-13; TURNER et al., 2002a). Hierbei konnten die höchsten Netto-Akkumulationen mit über 2500 mm WE a⁻¹ entlang des zentralen Gebirgsrückens im Norden der Halbinsel nachgewiesen werden. Obwohl die östlichen Bereiche dieser Region deutlich geringere Niederschläge verzeichnen, weisen sie aufgrund der ostwärts gerichteten Verdriftung des auf den Höhenlagen niedergegangenen Schnees und der geringeren sommerlichen Ablation ähnlich hohe Werte auf. Eine weitere Zone maximaler Akkumulation ist auf dem Avery Plateau lokalisiert. Die östlichen Höhenlagen von Alexander Island weisen mit rund 2000 mm WE a⁻¹ nur wenig geringere Werte auf. Deutlich geringere Akkumulationsraten werden für die zentralen Plateaubereiche von Palmer Land und den gesamten Bereich des Larsen Ice Shelf nachgewiesen. Die Analysen von TURNER et al. (2002a) belegen darüber hinaus eine hohe räumliche Variabilität der Jahresakkumulation, die als Effekte des Einflusses der lokalen Topographie und des variablen Windfeldes erklärt werden.

Niederschläge werden im Gesamttraum der Antarktischen Halbinsel über das ganze Jahr hinweg verzeichnet, wobei im Durchschnitt an über 200 Tagen im Jahr mit Niederschlägen

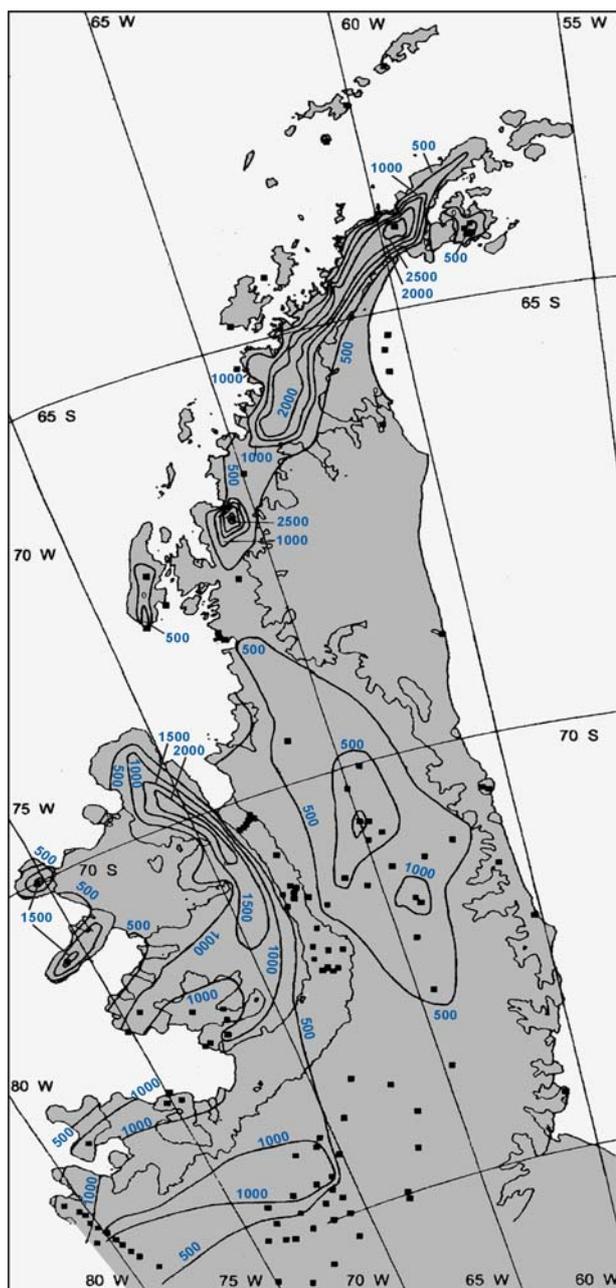


Abb. 3-13: Jahresakkumulation auf der Antarktischen Halbinsel ([mm WE a⁻¹], Äquidistanz: 500 mm WE a⁻¹; die schwarzen Quadrate markieren die Orte mit verfügbarer Massenbilanzinformation). Höchste Akkumulationsraten finden sich im Norden der Halbinsel und auf Alexander Island, wohingegen die südlichen und östlichen Bereiche deutlich geringere Niederschläge aufweisen (Quelle: TURNER et al., 2002a).

zu rechnen ist. An der westexponierten Station Rothera werden im langjährigen Mittel sogar über 300 Niederschlagstage pro Jahr ermittelt (TURNER et al., 1998a). Die Niederschlagsfrequenz erreicht während des Frühjahrs und des Herbsts Maximalwerte, das Minimum liegt in den Sommermonaten. Diese enge Kopplung an die halbjährliche Oszillation des bodennahen Luftdrucks belegt die Bedeutung der zyklonalen Aktivität für das Niederschlagsgeschehen auf der Halbinsel (TURNER et al., 1997; KING & TURNER, 1997). Es dominieren im gesamten Raum ganzjährig leichte Schneefälle geringer Intensität mit Tagessummen unter 3 mm WE. Stärkere Niederschlagsereignisse werden vorrangig an der Westküste registriert und stehen zumeist in engem Zusammenhang mit dem Durchzug synoptischer Tiefdruckzellen aus nordwestlichen Richtungen. Niederschlagsfreie Tage resultieren aus wolkenarmen Hochdruckwetterlagen oder aus dem Zufluß trockener, polarer Luftmassen aus Süden.

3.2.3 Die klimageographische Differenzierung der Antarktischen Halbinsel

Die dargestellten Charakteristika der räumlichen und zeitlichen Muster der klimatischen Eigenschaften und der wirksamen Gradienten auf der Antarktischen Halbinsel ermöglichen die Auscheidung von vier Klimaregionen anhand ihrer thermischen und hygri-schen Eigenschaften (Abb. 3-14):

I Der durch ein subpolar-hochozeanisches Klima geprägte Nordwesten der Halbinsel erstreckt sich südwärts bis 67° 30' Süd und umfaßt die gesamte Westküste sowie die der Halbinsel vorgelagerten Inseln inklusive der Inselgruppe der South Shetland Islands. Das Gebiet liegt ganzjährig im Bereich der randantarktischen Tiefdruckrinne und das Witterungsgeschehen ist durch die rasche Abfolge von durchziehenden Zyklonen aus nordwestlicher Richtung dominiert, in deren Folge warmfeuchte Luftmassen in das Gebiet einströmen. Lediglich an der Nordspitze ist durch die Umströmung der Halbinsel mit bodennaher Kaltluft aus der südlichen Weddellsee ein temporärer Ostseiteneinfluß feststellbar. Durch die hohe zyklonale Aktivität und die selbst im Winter nur gering ausgebildete Eisbedeckung der im Westen angrenzenden Ozeanbereiche zeichnet sich der Teilraum durch die höchsten Jahresmitteltemperaturen der gesamten Antarktis und einen ausgeglichenen Jahresgang der Temperatur aus. Die jährliche Amplitude der Monatsmitteltemperaturen liegt unter 10 K. Dabei herrschen während der Sommermonate durchweg positive Temperaturen vor, während im Winter die Monatsmittel kaum unter -8°C absinken. Durch die Advektion warmer Luftmassen kann es allerdings im gesamten Teilraum selbst im Hochwinter zu Wärmeereignissen kommen, in deren Folge der Gefrierpunkt überschritten wird. Das Gebiet ist durch ganzjährig hohe Niederschläge gekennzeichnet.

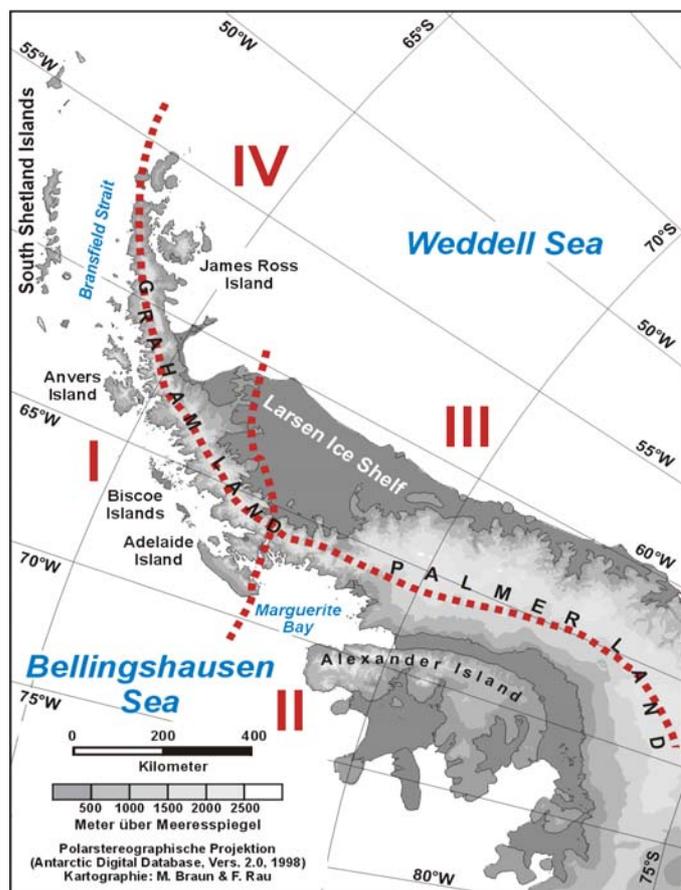


Abb. 3-14: Klimaregionen der Antarktischen Halbinsel (verändert nach SCHNEIDER & GOßMANN, 1999).

Die jährliche Amplitude der Monatsmitteltemperaturen liegt unter 10 K. Dabei herrschen während der Sommermonate durchweg positive Temperaturen vor, während im Winter die Monatsmittel kaum unter -8°C absinken. Durch die Advektion warmer Luftmassen kann es allerdings im gesamten Teilraum selbst im Hochwinter zu Wärmeereignissen kommen, in deren Folge der Gefrierpunkt überschritten wird. Das Gebiet ist durch ganzjährig hohe Niederschläge gekennzeichnet.

net, die im Sommer auch als Regen fallen. Einsetzend mit dem Beginn des Frühjahrs ist die Schneeschmelze bis in den späten Herbst hinein im gesamten Teilraum auch in höheren Lagen ein bedeutendes Glied des glazialen Massenhaushalts.

- II Der sich südlich von Adelaide Island anschließende Teilraum im Südwesten der Antarktischen Halbinsel ist durch ein kühleres und strahlungsreicheres Klima mit einem deutlich kontinentaleren Einfluß geprägt. Die zyklonale Aktivität ist in diesem Sektor insbesondere in den Wintermonaten besonders hoch (Abb. 3-1 b), welche allerdings in erster Linie von der hohen Anzahl gering wetterwirksamer Mesozyklonen aus der südlichen Bellingshausensee herrührt. Demgegenüber verlieren die aus nordwestlichen Richtungen heranziehenden Zyklonen, die noch im nördlichen Teilraum der Westküste das Wettergeschehen dominieren, entlang ihrer häufig küstenparallel verlaufenden Trajektorien zunehmend an Wetterwirksamkeit und zerfallen im Bereich des in der südlichen Bellingshausensee gelegenen Zyklonenfriedhofs (Abb. 3-1 e). Die Jahresmitteltemperaturen liegen zwischen -5°C im Bereich der Marguerite Bay und -12°C im Süden von Alexander Island. Die verbreitete Bildung von Schmelzwasserseen auf dem King George VI Ice Shelf und dem Wilkins Ice Shelf zeigt, daß im Sommer bis weit in den Süden des Gebietes Temperaturen oberhalb des Gefrierpunktes auftreten. Allerdings werden nur noch in den nördlichen Bereichen des Teilraumes im Sommer positive Monatsmitteltemperaturen erreicht. Die in der Folge der nach Süden zunehmenden Dauer der winterlichen Polarnacht deutlich längeren und kälteren Wintermonate führen zu einer erhöhten jährlichen Temperaturamplitude (16.1 K bei Fossil Bluff; HARANGOZO et al., 1997) und zu einer ansatzweisen Ausbildung eines kernlosen Winters. Die polar-kontinentale Prägung des Klimas wird durch die bis weit in den Sommer hinein andauernde Meereisbedeckung der angrenzenden Ozeanbereiche verstärkt. Die Niederschlagsraten sind ganzjährig hoch, wobei sich durch den Leeseiteneffekt im Osten von Alexander Island lokal trockenere Gebiete ausbilden. Die Niederschläge fallen nahezu ausnahmslos als Schnee. Eine sommerliche Schneeschmelze tritt in nennenswertem Maße nur in den tiefsten Lagen auf.
- III Der sich vom Filchner - Ronne Ice Shelf nach Norden erstreckende südöstliche Teilraum der Antarktischen Halbinsel ist durch ein hochpolar-hochkontinentales Klima gekennzeichnet, das zu den Klimaten des zentralantarktischen Kontinents überleitet. Das Witterungsgeschehen wird durch den Einfluß der zentralpolaren Antizyklone gesteuert, wohingegen eine zyklonale Aktivität fast nur in der Form kleinräumiger Mesozyklonen gegeben ist. Die Advektion warm-feuchter Luftmassen aus nordwestlichen Richtungen ist durch die Barrierewirkung der Halbinsel nahezu vollständig unterbunden. Die vorherrschenden kalt-kontinentalen Winde aus südöstlichen Richtungen, die entlang der Ostabdachung der Antarktischen Halbinsel als Barrierewinde nach Norden abgelenkt werden, und die perennierende Meereisbedeckung der südwestlichen Weddellsee führen zu einem ganzjährig kalten Klima mit Jahresmitteltemperaturen unter -12°C . Die bodennahen Kaltluftmassen führen im Gebiet zu einer stabilen Schichtung der unteren Atmosphäre und resultieren in einer persistenten Temperaturinversion, deren Sprungschicht sich in einer Höhenlage von rund 700 m NN befindet. Der Jahresgang der Temperatur zeigt den für die kontinentalantarktischen Bereiche typischen Verlauf mit einem kernlosen Winter. Die Temperaturdifferenz zwischen dem wärmsten und kältesten Monat beträgt über 20 K. Der Gefrierpunkt wird auch während des Sommers nur ausnahmsweise überschritten und die Monatsmitteltemperaturen liegen ganzjährig unterhalb des Gefrierpunktes. Die ausschließlich als Schnee niedergehenden Niederschläge sind in den Hochregionen der Halbinsel durchweg hoch, sinken aber infolge des Leeseiteneffekts der Gebirgskette im Bereich des südlichen Larsen Shelf Ice drastisch ab. Schneeschmelzereignisse treten lediglich episodisch auf und haben keinerlei Bedeutung für den Gletschermassenhaushalt.

IV Der Nordosten der Halbinsel liegt wiederum im Bereich der randantarktischen Tiefdruckrinne und wird durch die ganzjährig hohe zyklonale Dynamik in der südlichen Drakestraße beeinflusst. Im Gegensatz zum südöstlichen Teilraum gerät die Ostseite der Halbinsel im Norden noch regelmäßig unter den Einfluß von Tiefdruckgebieten, die die Halbinsel überqueren und somit ozeanische Luftmassen in die Gebiete östlich der Klimascheide transportieren. Darüber hinaus kommt es im Osten des Hauptkammes zu verstärkter Leeseitenzyklogenese. Die klimatischen Bedingungen, insbesondere der Höhenlagen, zeigen daher einen deutlich erkennbaren Westseiteneinfluß. Das Witterungsgeschehen in den tieferen Lagen wird ganzjährig durch die aus südlichen Richtungen anströmenden, kalten Barrierewinde geprägt, deren Konstanz maßgeblich für die Ausbildung einer persistenten Inversionsschichtung verantwortlich ist. Im Zusammenspiel mit der bis weit in den Sommer hinein andauernden Eisbedeckung der Weddellsee resultiert ein polar-kontinental getöntes, kaltes Klimaregime, bei dem selbst im äußersten Norden der Halbinsel auf der Ostseite Jahresmitteltemperaturen unter -5°C und eine Jahresamplitude der Monatsmitteltemperaturen von über 12 K verzeichnet werden. Die Sommermitteltemperaturen erreichen Werte um den Gefrierpunkt, die Temperaturen des kältesten Monats liegen deutlich unter -10°C . Die vorrangig als Schnee fallenden, hohen Niederschläge entstammen weitgehend zyklonalen Westwetterlagen. Im gesamten Teilraum kommt es während des Sommers in den tieferen Lagen großflächig zu Schneeschmelzprozessen.

3.3 Die rezente Veränderung des Klimas im Bereich der Antarktischen Halbinsel

In den vergangenen Jahren ergab eine ständig wachsende Zahl sehr unterschiedlicher Beobachtungen, daß das Klimasystem im Umkreis der Antarktischen Halbinsel in den letzten 50 Jahren eine besonders starke Dynamik aufweist. Meteorologische Meßreihen und verschiedenste Klimaindikatoren zeigen für die Antarktische Halbinsel einen markanten regionalen Erwärmungstrend, der mittlerweile als vielseitig statistisch gesichert gilt (Abb. 3-15). Eine der Auswirkungen dieser Entwicklung besteht in dem im ersten Kapitel vorgestellten Schelfeiszerfall beiderseits der Halbinsel. Dazu gehören aber auch signifikante Veränderungen im übrigen glazialen System sowie die fortschreitende Verlagerung spezifischer Erscheinungen in Fauna und Flora nach Süden. Als treibende Kräfte hinter diesem regionalen Klimawandel werden derzeit neben dem allgemeinen globalen Temperaturanstieg vor allem die Verschiebung atmosphärischer Zirkulationsmuster und die Veränderung der Ozeanströmungen in Betracht gezogen. Die Mechanismen und die zu erwartenden Auswirkungen dieses besonders dynamischen, regionalen Klimawandels sind jedoch bislang nicht vollständig verstanden (VAUGHAN et al., 2001b).

Auch die globalen Zirkulationsmodelle (*global circulation models*; GCM) sind derzeit trotz ihrer gesteigerten Kapazitäten noch nicht in der Lage, die beobachteten Prozesse im Bereich der Antarktischen Halbinsel im erforderlichen Maßstab zu reproduzieren beziehungsweise zu prognostizieren (CONNOLLEY & O'FARRELL, 1998; MARSHALL et al., 1998; VAUGHAN et al., 2001b). Neben der Verdichtung der Meßnetze und der Anwendung zunehmend verfeinerter geostatistischer Verfahren ist die Nutzung der Ergebnisdatensätze globaler Wettervorhersage- und Klimamodelle dennoch ein wichtiger Zugang zu den regionalen Klimaten und ihren zeitlichen Variationen. Sie liefern in geringer räumlicher Auflösung, aber erforderlichenfalls in hoher zeitlicher Dichte flächendeckende Darstellungen der verschiedenen Klimatelemente. Deshalb ist es notwendig, die Ergebnisse bisheriger Simulationen mit den Meßergebnissen in diesem Raum zu vergleichen. Versucht man in den Modellergebnissen die zu registrierenden zeitlichen Trends zu finden, werden die Beob-

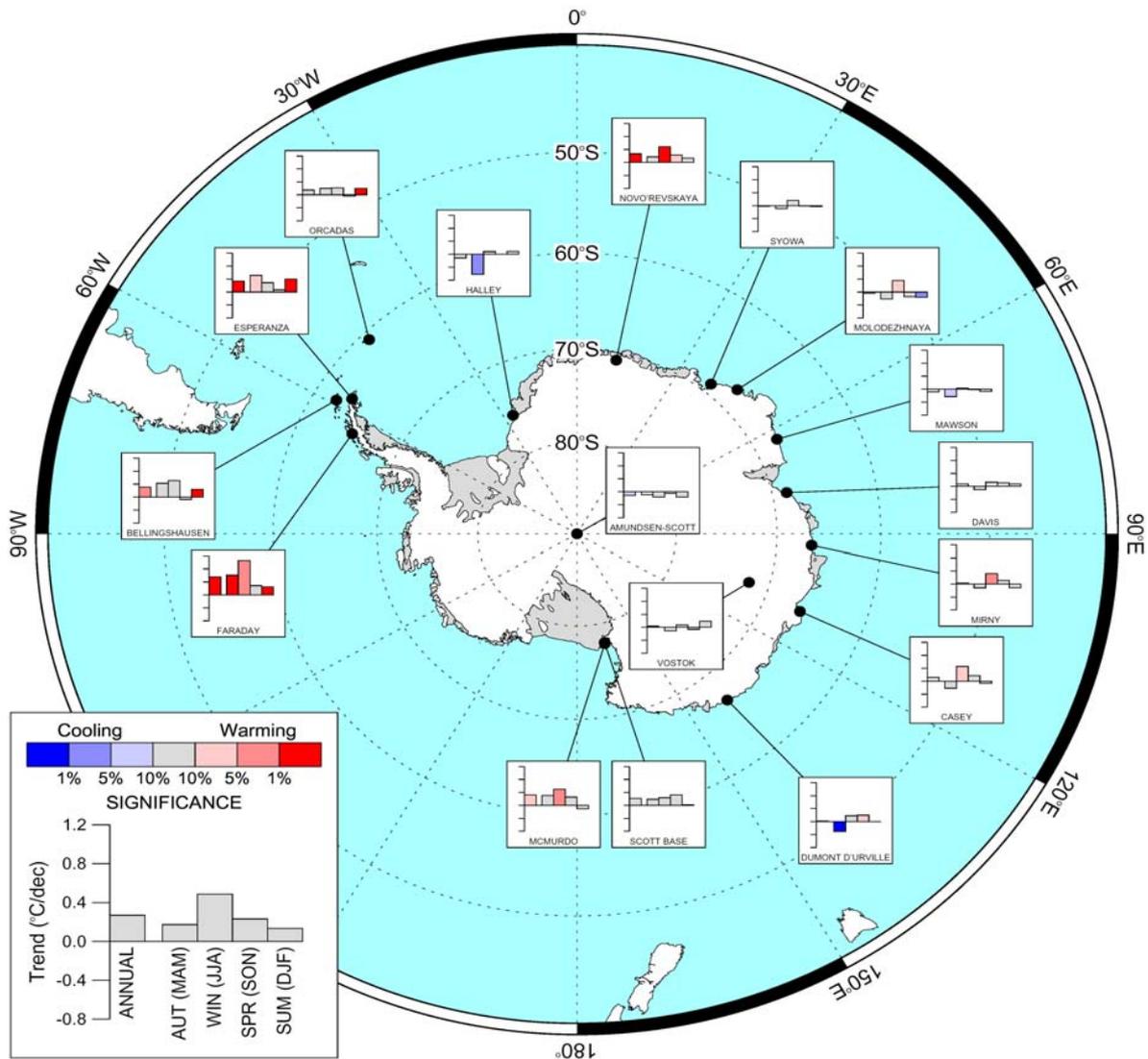


Abb. 3-15: Jährliche und saisonale Trends der bodennahen Lufttemperaturen in der Antarktis (1951 - 2003; minimale Länge der berücksichtigten Datensätze: 30 Jahre). Stärkste Erwärmungsraten werden auf der Antarktischen Halbinsel verzeichnet, wohingegen sich für die verbleibenden Küstenregionen kein konsistenter Trend erkennen lässt. Auch in den Zentralbereichen des Kontinents zeigen die Daten keinen einheitlichen Hinweis auf die zeitliche Entwicklung der Temperaturen (Quelle: <http://www.nerc-bas.ac.uk/icd/gjma/temps.html>).

bachtungen jedoch meist noch nicht mit der erforderlichen statistischen Signifikanz nachgezeichnet. Die Abweichungen zwischen Messungen und Modellergebnissen sind zum Teil beträchtlich (bis über 100%) und legen die Schwächen großräumiger Modelle zur Beschreibung meteorologischer Felder dieses kleinreliefierten, südhemisphärischen, polaren Raumausschnittes offen. TURNER et al. (1998a) weisen bei ihrer Untersuchung der Niederschläge auf die ungenügende Berücksichtigung der Topographie in den Simulationen hin. MARSHALL et al. (1998) berichten von Fehlern in der Größenordnung von 25% für Alexander Island bei der Schätzung der Jahresakkumulation aus Reanalysedaten. O'FARRELL & CONNOLLEY (1998) zeigen für verschiedene GCMs, daß die gemessenen, zeitlich differenzierten Erwärmungstrends nicht oder nur unzureichend nachgezeichnet werden. Dies entspricht auch den Ergebnissen von GENTHON (1994) aus anderen Teilen der Antarktis. Über die Ursachen dieser Abweichungen herrscht noch keine Sicherheit. In Frage kommen die mangelnde räumliche Differenzierung in globalen Modellen, die Kürze der Zeitreihen, die Inhomogenität der Eingabedaten für die Reanalyse oder Schwächen der Parametrisierung der Energieumsätze in diesem Raum. Das bedeutet, daß eine Modellierung

der räumlichen Differenzierung von Klimaelementen am Rande der Antarktis derzeit noch nicht befriedigend erfolgen kann.

Generell gilt, daß Aussagen über Veränderungen des Klimas in der Antarktis sowohl im kontinentalen als auch im regionalen Maßstab mit großen Unsicherheiten behaftet und bislang nur im Ausnahmefall statistisch absicherbar sind. Zuverlässige Erkenntnisse über Trends in den erfaßten Zeitreihen werden durch die extrem hohe interannuelle Variabilität der Klimaparameter erschwert und hängen zusätzlich von der Meßgenauigkeit bei den verschiedenen Größen ab. Weitere Unsicherheiten ergeben sich aus inkonsistenten, inhomogenen sowie fehlerhaften Datenreihen (MARSHALL et al., 2002). Darüber hinaus spielt die bei verschiedenen Autoren unterschiedliche Wahl der Methoden zur Bestimmung der statistischen Signifikanz von Trends eine Bedeutung beim Vergleich der Datensätze. So wird von STARK (1994) beispielsweise für die Station Faraday / Vernadsky im Zeitraum 1947 - 90 ein Temperaturtrend von $0.0606 \pm 0.0171 \text{ K a}^{-1}$ mit einem Signifikanzniveau von 99.9% angegeben. Die Berücksichtigung der zeitlichen Autokorrelation der gleichen Datenreihe durch SMITH et al. (1996) und die damit verbundene Berücksichtigung nur der effektiv unabhängigen Stichproben führt zu einem erheblich geringeren Signifikanzniveau von 90.1%. Comiso (2000) untersucht anhand 45-jähriger Temperaturmeßreihen der Stationen Faraday / Vernadsky und Vostok exemplarisch die Aussagekraft einer Trendanalyse in Abhängigkeit von der Länge des Datensatzes. Die Ergebnisse zeigen, daß aufgrund der Fluktuationen allein aus einer Dekade keine Aussagen ableitbar sind, sich jedoch ab einer Dauer der Meßreihe von ca. 20 Jahren der Trendwert auf einem stabilen Niveau einpendelt. Eine einheitliche Methodik zur Datenaufbereitung und -prozessierung (MARSHALL et al., 2002; SANTER et al., 2000) unter Berücksichtigung der Autokorrelation der Datenreihen liegt den vom British Antarctic Survey (BAS; <http://www.nercbas.ac.uk/icd/gjma/temps.html>) zugänglich gemachten Monatsmittel- und Trendwerten der Lufttemperaturen einzelner Meßstationen zugrunde (Abb. 3-15).

Das *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) hat zur Fokussierung einschlägiger Forschungsaktivitäten im Bereich der Polargebiete acht Schlüsselregionen zur vertiefenden Beobachtung und Erforschung ausgewählt. Diese Regionen repräsentieren die Gebiete der Arktis und Antarktis, in denen nach dem gegenwärtigen Kenntnisstand die stärksten Auswirkungen eines Klimawandels erwartet werden (EVERETT & FITZHARRIS, 1998; IPCC, 2001). Durch solche Schlüsselregionen soll besonders die Bedeutung regional begrenzter Klimaveränderungen in einem globalen Kontext beleuchtet werden. Unter Berücksichtigung des außerordentlich starken Erwärmungstrends und der damit zu korrelierenden Prozesse wurde die Antarktische Halbinsel vom IPCC als eine dieser polaren Schlüsselregionen benannt.

Im folgenden Abschnitt wird der gegenwärtig zu beobachtende Klimawandel der Antarktischen Halbinsel in einem kontinentweiten, gesamt-antarktischen Kontext betrachtet. Dies dient der Einordnung der regionalen Phänomene in ihrer Größenordnung und der Wahrnehmung der Bedeutung der Halbinsel für die Klimaforschung als Konsequenz ihrer geographischen Lage und naturräumlichen Grundausstattung.

3.3.1 Der rezente Erwärmungstrend

3.3.1.1 Gesamtantarktis

Die meisten Studien der letzten Jahre legen für den gesamten Antarktischen Kontinent einen allgemeinen Erwärmungstrend nahe (IPCC, 2001; KING & TURNER, 1997). Dennoch müssen die Klimasignale aus der Antarktis bislang als uneinheitlich und mehrdeutig eingestuft werden (Abb. 3-15). Basierend auf einer relativ kurzen Zeitreihe von 1957 - 82 wird von

RAPER et al. (1984) ein räumlich gewichteter Temperaturtrend von $0.029 \pm 0.047 \text{ K a}^{-1}$ für die Antarktis berechnet (Signifikanzniveau 95%). Die Auswertung der meteorologischen Meßreihen von 16 permanent bemannten Stationen auf dem antarktischen Festland im Zeitraum 1959 - 96 ergibt einen Temperaturtrend von $0.009 - 0.012 \text{ K a}^{-1}$ und die Zeitreihen 1949 - 96 von 22 auf Inseln im Südpolarmeer gelegenen Stationen deuten auf eine Erwärmung von $0.007 - 0.010 \text{ K a}^{-1}$ hin (JACKA & BUDD, 1998). Dabei zeigt die Untersuchung der saisonalen Verteilung, daß im Bereich des Kontinents die Temperaturzunahme besonders stark in den Wintermonaten zu tragen kommt, während die geringsten Veränderungen im Herbst verzeichnet werden. Demgegenüber zeigen die maritimen Stationen die größten Erwärmungsraten im Herbst und die niedrigsten in den Frühjahrs- und Sommermonaten. Die Analyse einer 45-jährigen Zeitreihe (1954 - 98) von 21 antarktischen Meßstationen ergibt eine Temperaturzunahme von $0.012 \pm 0.008 \text{ K a}^{-1}$ (COMISO, 2000). Für den eingeschränkten Zeitraum 1979 - 98 kann dagegen übereinstimmend sowohl durch die Analyse der Stationsdaten ($-0.008 \pm 0.025 \text{ K a}^{-1}$) als auch aus der Auswertung von Satellitendaten (NOAA AVHRR; $-0.042 \pm 0.067 \text{ K a}^{-1}$) eine schwache Abnahme der Temperaturen im Bereich der Antarktis abgeleitet werden. Diese Ergebnisse werden durch die Betrachtung der einzelnen Meßreihen gestützt: Während im Zeitraum 1954 - 98 an nur vier Stationen ein negativer Temperaturtrend dokumentiert werden kann, zeigen zwischen 1979 und 98 insgesamt 12 von 21 analysierten Meßreihen eine Temperaturabnahme (COMISO, 2000). Auf der Basis der räumlich gewichteten Analyse eines aus Schiff- und Stationsdaten kompilierten Datensatzes der Temperaturanomalien (HadCRUT, <http://www.cru.uea.ac.uk>) wird auch von DORAN et al. (2002) für den Zeitraum 1966 - 2000 eine Netto-Temperaturabnahme für den antarktischen Kontinent angegeben, wobei stärkste Abkühlungsraten in den Sommer- und Herbstmonaten erreicht werden. Eine tendenzielle Abkühlung der zentralen Antarktis über die zurückliegenden 30 Jahre wird auch von THOMPSON & SOLOMON (2002) sowie KWOK & COMISO (2002b) vermutet.

Uneinheitliche Aussagen liefern auch Beobachtungen des Meereises im Südpolarmeer (PARKINSON, 1994; STAMMERJOHN & SMITH, 1997; JACOBS & COMISO, 1997; CAVALIERI et al., 1997; JACKA & BUDD, 1998; COMISO, 2000; WADHAMS, 2000; YUAN & MARTINSON, 2000; WATKINS & SIMMONDS, 2000; HANNA, 2001). PARKINSON (1994) weist für den Zeitraum 1979-1986 eine Abnahme des Meereisbedeckungszeitraumes in der Bellingshausensee nach. JACOBS & COMISO (1997) belegen einen Zusammenhang zwischen Meereisbedeckung und Temperaturanstieg in der Amundsen- und Bellingshausensee für die Jahre von 1973 bis 1993. WEATHERLY et al. (1991) stellten in diesem Zusammenhang die Lage der Antarktischen Halbinsel und die besondere Verzahnung von Land und Meer in diesem Raum in den Vordergrund. JACKA & BUDD (1998) bestätigen in der Analyse einer Satellitenbildserie (1973-1996) diese Tendenz für den Raum der Bellingshausen- und der Amundsensee, können aber für die gesamte Antarktis keinen eindeutigen Trend einer Abnahme der Meereisbedeckung finden. Die Auswertung einer 21-jährigen Zeitreihe (1979-

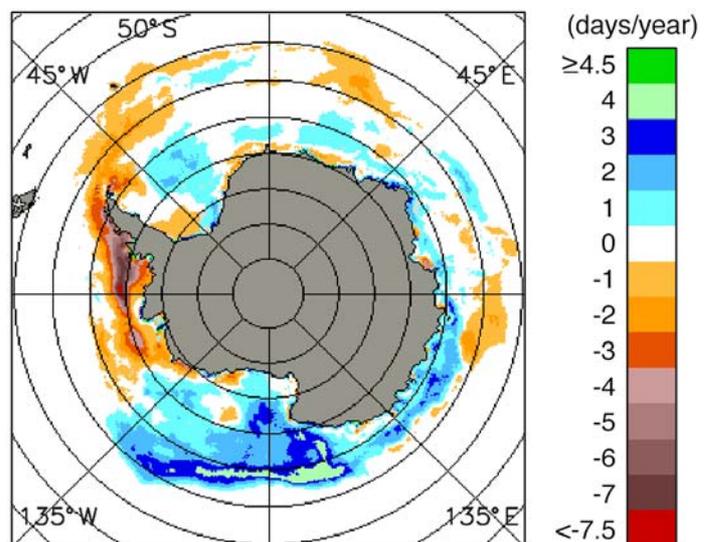


Abb. 3-16: Trend der jährlichen Dauer der Meereisbedeckung (Bedeckungsgrad mindestens 15%) im Südpolarmeer. Gebiete, die im Untersuchungszeitraum 1979 - 99 eine Ausdehnung der jährlichen Meereissaison erfahren haben, nehmen eine Fläche von $5.6 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ ein, wohingegen negative Trends Areale der Größe von $3 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ kennzeichnen (Quelle: PARKINSON, 2002).

99) der saisonalen Dauer der Meereisbedeckung auf Basis satellitengestützter passiver Mikrowellendaten (Abb. 3-16; PARKINSON, 2002) zeigt, daß im Verlauf der Untersuchungsperiode der Großteil des Südpolarmeeres eine Ausdehnung der jährlichen Meereissaison erfahren hat. Durch eine räumliche Integration aller Flächen resultiert für den gesamten Antarktischen Ozean eine mittlere Zunahme der Länge der jährlichen Meereisbedeckung. Dieses Erkenntnis wird durch die ebenfalls auf passiven Mikrowellendaten des gleichen Zeitraums beruhende Analyse der Meereiskonzentration komplementiert und bestätigt (WATKINS & SIMMONDS, 2000; HANNA, 2001; ZWALLY et al., 2002). YUAN & MARTINSON (2000) konnten weiterhin über eine 18-jährige Periode hinweg für die gesamte Antarktis eine durchschnittliche, nordwärts gerichtete Verlagerung der Packeisgrenze um 0.011 Breitengrade pro Jahr nachweisen. Eine räumlich differenzierte Betrachtung der jährlichen Meereisbedeckungsdauer zeigt, daß die küstennahen Gebiete der Ostantarktis und die Ross See positive Trendwerte aufweisen, wohingegen die Sektoren der Amundsen- und Bellingshausensee durch negative Trends gekennzeichnet sind. Höchste Negativwerte von über 4 Tagen Verkürzung pro Jahr werden dabei entlang der Westküste der Antarktischen Halbinsel detektiert. In der Weddellsee kontrastieren die östlichen Bereiche, die durch Zunahmen der Meereissaison geprägt sind, mit Zonen abnehmender Länge der Eisbedeckung im Südwesten und Nordwesten (Abb. 3-16; PARKINSON, 2002).

Die mangelnde Verfügbarkeit langjähriger meteorologischer Meßreihen und die Konzentration der vorhandenen Meßdaten auf die küstennahen Bereiche erschweren detaillierte Aussagen bezüglich eines Klimawandels in kontinentalem Maßstab erheblich. Die dargelegten Ergebnisse werden daher durchaus kontrovers diskutiert. Die räumlich ungewichtete Betrachtung von Stationsdaten (beispielsweise bei COMISO (2000): Von den 21 analysierten Stationen liegen 6 auf randantarktischen Inseln, 4 im Bereich der Antarktischen Halbinsel und es wurden jeweils 2 Paare dicht benachbarter Stationen (McMurdo - Scott Base, Orcadas - Signy Island) zur Auswertung herangezogen sowie die Beeinflussung der beobachteten Zeitperiode durch singuläre Ereignisse wie beispielsweise die Eruption des Mount Pinatubo (1991) und die damit einhergehende Abkühlung führen zu einer Verschleierung des Klimasignals. Geringe Korrelationen der betrachteten Stationen untereinander und erhebliche Diskrepanzen in der Größenordnung der ermittelten Temperaturänderungen belegen deutlich, daß die Temperaturtrends starken räumlichen und zeitlichen Schwankungen unterworfen sind und sich kein konsistentes kontinentales Muster aus den bisherigen Meßdaten herleiten läßt. Aufgrund dieser vielfältigen Einschränkungen wird daher von TURNER et al. (2002b) ganz allgemein der Sinn der Angabe kontinentweiter Temperaturtrends für die Antarktis hinterfragt. Erst die kontinuierliche, satellitengestützte Erfassung räumlicher Temperaturfelder, beispielsweise mittels der IR-Sensoren AVHRR und MODIS sowie passiver Mikrowellensensoren, beinhaltet das Potential für eine vertrauenswürdige Messung und Schätzung regionaler und kontinentaler Klimaschwankungen auf dem antarktischen Kontinent, erfordert aber ein verbessertes Verständnis der Strahlungsaustauschprozesse von Schneedecken sowie eine absolute Kalibrierung der Sensoren (COMISO, 2000; SHUMAN & COMISO, 2002).

3.3.1.2 Die regionale Erwärmung auf der Antarktischen Halbinsel

Im Gegensatz zum gesamten antarktischen Kontinent zeichnet sich bei der Antarktischen Halbinsel ein klareres Bild ab: Im Bereich der Halbinsel, dem ohnehin schon wärmsten Sektor der Antarktis, läßt sich trotz der hohen interannuellen Variabilitäten in den vergangenen Jahrzehnten ein durchgängiger und konsistenter Anstieg der Temperaturen beobachten. Basierend auf den langjährigen Meßreihen aus dem relativ dichten Netz permanent operierender Forschungsstationen konnte im Verlauf der vergangenen 50 Jahre ein statistisch signifikanter Temperaturanstieg von $0.02 - 0.07 \text{ K a}^{-1}$ auf beiden Seiten der Halbinsel

registriert werden (JONES, 1990; KING, 1994; STARK, 1994; SMITH et al., 1996; HARANGOZO et al., 1997; KING & TURNER, 1997; King & Harangozo, 1998; SKVARCA et al., 1998 und 1999; COMISO, 2000; RACK, 2000; VAUGHAN et al., 2001; TURNER et al., 2002b; MARSHALL et al., 2002). Die beiden letzten Jahrzehnte des 20. Jahrhunderts weisen die höchsten dekadischen Durchschnittstemperaturen auf und insbesondere das Jahr 1989 gilt übereinstimmend als das wärmste seit Beginn der meteorologischen Aufzeichnungen auf der Antarktischen Halbinsel (MORRISON, 1990). Die an der Westseite der Halbinsel ermittelten Erwärmungsraten liegen weit über den für den gesamten Antarktischen Kontinent ermittelten Werten und über dem im 20. Jahrhundert registrierten globalen Mittel von 0.006 K a^{-1} (IPCC, 2001; VAUGHAN et al., 2001b). Sie gehören somit zu den weltweit höchsten Temperaturanstiegen außerhalb urbaner Räume (KING & TURNER, 1997; IPCC, 2001).

Die Daten zeigen, daß die gesamte nördliche Antarktische Halbinsel von einem besonders

raschen rezenten Temperaturanstieg betroffen ist (VAUGHAN et al., 2001b). Dies wird insbesondere durch die mittlerweile statistisch signifikanten Trends der Jahresmitteltemperaturen der langjährig operierenden Forschungsstationen belegt (Abb. 3-17 und Tabelle 3-4; alle Daten soweit nicht explizit anders zitiert von: BAS, <http://www.nercbas.ac.uk/icd/gjma/temps.html>; Februar 2003). Während der jährliche Temperaturanstieg auf den stark ozeanisch beeinflussten South Orkney Islands mit $0.0200 \pm 0.0099 \text{ K a}^{-1}$ (Signifikanzniveau 99%) beträgt, wird im Bereich der South Shetland Islands an der Station Bellingshausen (King George Island) ein Anstieg von $0.0306 \pm 0.0271 \text{ K a}^{-1}$ (Signifikanzniveau 95%) verzeichnet. Weitere, jedoch kürzere Meßreihen von King George Island zeigen bei nicht nachweisbarer Signifikanz übereinstimmend positive Trends, wobei sich der Wertebereich zwischen $0.0270 \pm 0.0980 \text{ K a}^{-1}$ (King Sejong, 1989 - 2002) und $0.0598 \pm 0.1865 \text{ K a}^{-1}$ (Great Wall, 1985 - 2000) erstreckt. Die Maximalwerte der Erwärmung werden auf der Westseite der Halbinsel mit $0.0551 \pm 0.0372 \text{ K a}^{-1}$ an der Station Faraday / Vernadsky (Signifikanzniveau 99%) erreicht. Ein mit $0.0758 \pm 0.1050 \text{ K a}^{-1}$ noch höherer, allerdings bislang nicht statistisch gesicherter Anstieg der Temperaturen wird für Rothera auf Adelaide Island berechnet (1978 - 98, 2000 - 2002). Die Analyse des aus verschiedenen Stationsdatensätzen (Stonington, Horseshoe Island, Adelaide Island, San Martín und Rothera) synthetisierten und auf Rothera normierten Datensatzes für die Marguerite Bay (JONES & Limbert, 1987) liefert für den Zeitraum 1945 - 90 einen Temperaturanstieg um 0.0513 K a^{-1} (STARK, 1994) und in der Periode 1954 - 98 einen jährlichen Trend von $0.055 \pm 0.010 \text{ K a}^{-1}$

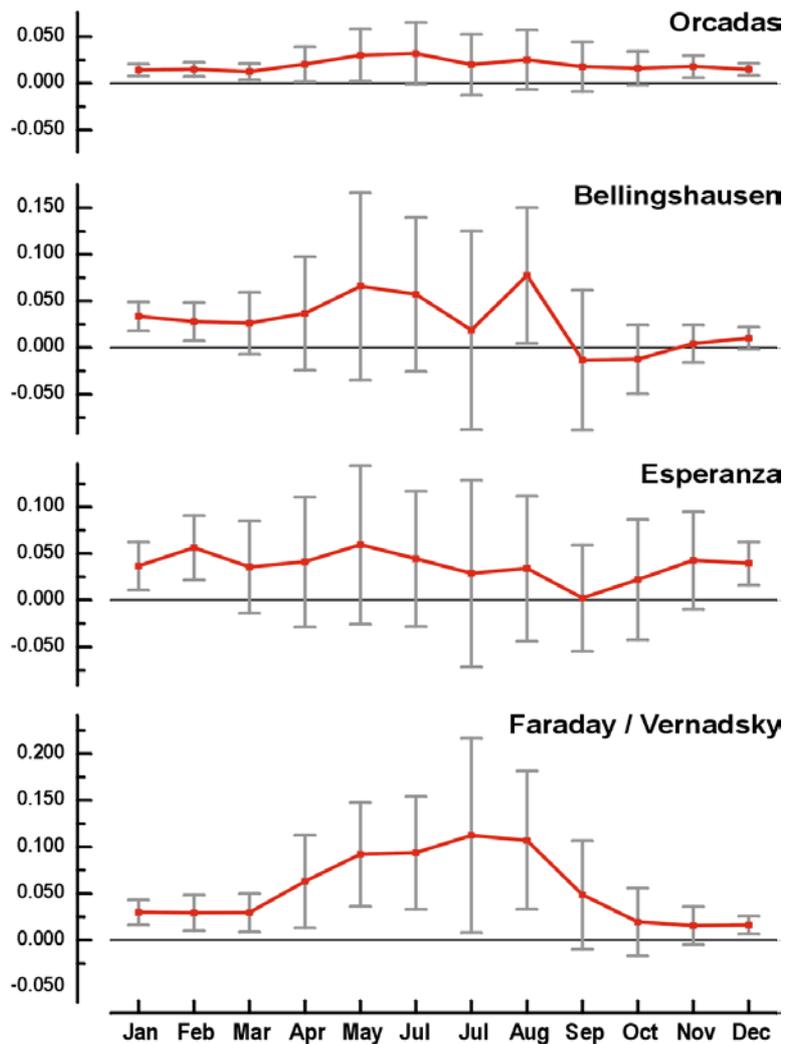


Abb. 3-17: Trend der Monatsmittelwerte der bodennahen Lufttemperaturen in $[\text{K a}^{-1}]$ mit den zugehörigen Standardabweichungen (Daten: <http://www.nerc-bas.ac.uk/icd/gjma/temps.html>).

Tab. 3-4: Jährliche und jahreszeitliche Trendwerte der Lufttemperatur ausgewählter Stationen auf der Antarktischen Halbinsel (Daten: <http://www.nerc-bas.ac.uk/icd/gjma/temps.html>).

	Trend [K a ⁻¹]	Signifikanz- niveau [%]	Meßperiode	N [a]
Orcadas (South Orkney Islands; 60°45' S, 44°43' W)				
Jahr	+0.0200 ± 0.0099	99	1904-91, 1993-2001	97
Herbst	+0.0204 ± 0.0149	99	1904-2002	99
Winter	+0.0258 ± 0.0231	95	1903-2001	99
Frühjahr	+0.0173 ± 0.0132	95	1903-2001	98
Sommer	+0.0150 ± 0.0056	99	1903-91, 1993-2001	98
Bellingshausen (King George Island; 62°12' S, 58°58' W)				
Jahr	+0.0306 ± 0.0271	95	1969-2002	34
Herbst	+0.0428 ± 0.0697	-	1968-2002	35
Winter	+0.0511 ± 0.0654	-	1968-2002	35
Frühjahr	-0.0072 ± 0.0303	-	1968-2002	35
Sommer	+0.0254 ± 0.0109	99	1968-2001	34
Esperanza (Trinity Peninsula; 63°24' S, 56°59' W)				
Jahr	+0.0343 ± 0.0264	95	1946-48, 53-78, 1980-2001	51
Herbst	+0.0414 ± 0.0510	-	1945-48, 53-78, 1980-2002	53
Winter	+0.0357 ± 0.0572	-	1945-48, 52-2001	54
Frühjahr	+0.0222 ± 0.0374	-	1945-48, 52-78, 1980-2001	53
Sommer	+0.0438 ± 0.0230	99	1945-47, 52-77, 1980-2001	51
Faraday / Vernadsky (Argentine Islands; 65°15' S, 64°16' W)				
Jahr	+0.0551 ± 0.0372	99	1951-2002	52
Herbst	+0.0607 ± 0.0412	99	1951-2002	52
Winter	+0.1043 ± 0.0734	99	1950-2002	53
Frühjahr	+0.0278 ± 0.0336	-	1950-2002	53
Sommer	+0.0243 ± 0.0121	99	1950-2001	52
Rothera (Adelaide Island; 67°34' S, 68°08' W)				
Jahr	+0.0758 ± 0.1050	-	1978-98, 2000-2002	24
Herbst	+0.1056 ± 0.1093	90	1978-2002	25
Winter	+0.1096 ± 0.2102	-	1977-98, 2000-2002	25
Frühjahr	+0.0971 ± 0.0908	95	1977-2002	26
Sommer	+0.0357 ± 0.0341	90	1977-2001	25
Butler Island (Ostseite Antarktische Halbinsel; 72°13' S, 60°10' W)				
Jahr	+0.1783 ± 1.7334	-	1990-92, 1995-2001	10
Herbst	+0.2192 ± 0.3854	-	1986-87, 90-93, 1995-2001	13
Winter	+0.3064 ± 0.4789	-	1986, 1990-2001	13
Frühjahr	+0.1337 ± 0.3764	-	1986, 88, 90-92, 1994-2001	13
Sommer	+0.1004 ± 0.1969	-	1986, 88, 90-92, 1994-2001	13

(COMISO, 2000). Einen Anstieg der Temperaturen in der gleichen Größenordnung (0.04 K a⁻¹; 1964 - 94) konnte von HARANGOZO et al. (1997) anhand eines synthetischen Datensatzes von Fossil Bluff (Alexander Island) bestimmt werden. Auch wenn aufgrund der lückenhaften Datenlage keine Bestimmung der Signifikanz des Trends erfolgen kann, so belegt dieser dennoch, daß sich die beobachtete Erwärmung auf der Westseite der Antarktischen Halbinsel bis weit nach Süden in die kontinental geprägten Bereiche hinein auswirkt.

Auf der Ostseite der Halbinsel liegen ähnlich hohe Temperaturtrends vor, allerdings ist der Datenumfang hier deutlich geringer. An der Nordostspitze der Halbinsel wird an der Station Esperanza (Trinity Peninsula) ein jährlicher Anstieg der Temperaturen um 0.0343 ± 0.0264 K a⁻¹ (Signifikanzniveau 95%) gemessen. Von SKVARCA et al. (1998) wird für die auf Seymour Island gelegene Station Marambio für die Periode 1971 - 97 ein Temperaturanstieg von 0.050 K a⁻¹ angegeben. Die Auswertung eines lückenhaften und nur eine zehnjährige Meßperiode (1990 - 92, 1995 - 2001) umfassenden Datensatzes

einer automatischen Meßstation des *Antarctic Meteorological Research Centers* (AMRC; <http://uwamrc.ssec.wisc.edu/aws/awsmain.html>) auf Butler Island zeigt mit 0.1783 ± 1.7334 K a⁻¹ ebenfalls einen deutlichen Temperaturanstieg, dessen Wert allerdings aufgrund der Kürze und der Qualität des Datenmaterials noch sehr unsicher ist. Temperaturgradienten für den gesamten Großraum der Antarktischen Halbinsel werden von MORRIS

& VAUGHAN (2003) basierend auf der geostatistischen Auswertung von Stationsmeßdaten und von Firntemperaturen aus 10 m Tiefe berechnet. Unter Einbeziehung von Daten aus dem Gebiet des Filchner - Ronne Ice Shelves und aus zentralen Bereichen des antarktischen Kontinents wird für die Halbinsel und ihre Umgebung (40° - 60° West und 60° - 83° Süd) ein langfristiger Temperaturanstieg von $2.0 \pm 0.9 \text{ K}(100 \text{ a})^{-1}$ angegeben. Für die Westseite der Halbinsel ergibt diese Arbeit in weitgehender Übereinstimmung mit den Stationsmeßdaten ein Erwärmungstrend von rund $3.8 \pm 0.7 \text{ K}(100 \text{ a})^{-1}$, wohingegen sie für die Ostseite, auch unter Berücksichtigung der persistenten Inversionswetterlagen, zu keiner klaren Aussage gelangt.

Die Betrachtung der saisonalen Verteilung der Temperaturtrends liefert weitere wesentliche Erkenntnisse über den aktuell zu beobachtenden Wandel des regionalen Klimas im Bereich der Antarktischen Halbinsel (Abb. 3-17 und Tab. 3-4). Die stärksten Erwärmungsraten werden auf der Antarktischen Halbinsel überwiegend in den Herbst- und Wintermonaten registriert, wobei wiederum die Westseite der Halbinsel mit maximalen Temperaturanstiegen von über 0.10 K a^{-1} besonders stark von der Klimaerwärmung betroffen ist (STARK, 1994; SMITH et al., 1996; KING & TURNER, 1997; JACKA & BUDD, 1998; RACK, 2000; TURNER et al., 2002b). Geringere Werte des Trends können für die Frühjahrs- und Sommermonate errechnet werden. Die saisonale Verteilung des Temperaturtrends verändert den annualen Temperaturzyklus und führt unter anderem zu einer Ausdehnung und Intensivierung der jährlichen Ablationsperiode und damit zu weitreichenden Konsequenzen für die glazialen Systeme. Im Bereich des Larsen Ice Shelf konnte anhand satellitengestützter passiver Mikrowellendaten bereits eine Zunahme der jährlichen Schneeschmelztage nachgewiesen werden (RIDLEY, 1993; SCAMBOS et al., 2000; FAHNESTOCK et al., 2002). TORINESI et al. (2003) leiten für die gesamte Halbinsel aus einer zwanzigjährigen Zeitreihe eine Ausdehnung der jährlichen Ablationsperiode um 0.5 ± 0.3 Tage pro Jahr ab. Dies wird ferner durch verschiedene Einzelbeobachtungen von der Halbinsel gestützt. FOX & COOPER (1998) berichten beispielsweise von einer Zunahme der Tage mit Schneeschmelze und einem Anwachsen der Gradtage an der Station Rothera, HARANGOZO et al. (1997) beobachten eine intensiviertere Schneeschmelze auf dem Eisschelf im George VI Sound.

Der Beginn dieser regionalen Erwärmung der Antarktischen Halbinsel kann aufgrund fehlender Daten von der Halbinsel selbst nicht exakt bestimmt werden. Die seit 1903 erfaßten Daten der Station Orcadas (South Orkney Islands) zeigen jedoch, daß nach einer kurzen Abkühlungsphase in den 1920er Jahren der Erwärmungstrend bereits im darauf folgenden Jahrzehnt einsetzte und seither einem nach Süden und Osten gerichteten Ausbreitungsmuster folgt (HOFFMANN et al., 1997; SKVARCA et al., 1998; RACK, 2000; VAUGHAN et al., 2001b). Die Beobachtung wird durch Bohrkerndaten von der Eiskappe James Ross Islands (ARISTARAIN et al., 1986) und vom Dyer Plateau auf der südlichen Antarktischen Halbinsel bestätigt (THOMPSON et al., 1994), aus denen sich nach einer kühleren Phase zwischen 1850 und 1940 ebenfalls ein verstärkter Temperaturanstieg seit ca. 1930 ableiten läßt. Darüber hinaus zeigen sie, daß die beiden Jahrzehnte 1970 - 90 zu den wärmsten Dekaden der vergangenen 500 Jahre zählen (THOMPSON et al., 1994).

3.3.2 Rezente Veränderungen der Niederschlagsregime

Trotz der schwierigen Bestimmbarkeit der Niederschlagsmengen und bislang mangelndem Verständnis der räumlichen Verteilungsmuster muß davon ausgegangen werden, daß sich infolge steigender Temperaturen und sich ändernder zyklonaler Aktivität die Niederschlagsregime auf dem Antarktischen Kontinent wandeln (KING & TURNER, 1997; BROMWICH et al., 1998; IPCC, 2001). Insbesondere die unterschiedlichen Prozesse, die das Niederschlagsgeschehen an den Küsten und im Inland bestimmen (Kapitel 3.1), erschweren jedoch den

Nachweis von Veränderungen und behindern die Prognose zukünftiger Entwicklungen (ISAKSON et al., 1999). Modellrechnungen für den ostantarktischen Eisschild ergeben einen Anstieg der jährlichen Akkumulationsrate um 1.9 mm WE a^{-1} in der Periode 1950 - 91 (SMITH et al., 1998; IPCC, 2001). Dieser Zuwachs steht in guter Übereinstimmung mit Geländemeßdaten auf der Basis von Firn- und Eisbohrkernen (MORGAN et al. 1991; KING & TURNER, 1997). Demgegenüber konnten auf dem Foundation Ice Stream und in Dronning Maud Land keine signifikanten Veränderungen der Akkumulationsraten nachgewiesen werden (GRAF et al., 1999; OERTER et al., 1999; ISACKSON et al., 1999). Auch die Auswertung von mittels Radaraltimetrie gewonnener Höheninformation im Bereich des zentral-antarktischen Inlandeises konnte in der Periode 1992 - 1996 keine signifikanten Veränderungen nachweisen (WINGHAM et al., 1998).

Auf der Antarktischen Halbinsel verdichten sich hingegen die Hinweise auf einen fortschreitenden Wandel der Niederschlagsregime. Die Auswertung synoptischer Wetterbeobachtungen belegen trotz generell sehr hohen Variabilitäten eine ganzjährige Zunahme der Niederschlagshäufigkeiten um 20% (1956 - 93; TURNER et al., 1997). Im Zeitraum 1956 - 94 zeigen die Daten der Station Faraday / Vernadsky eine ganzjährige Zunahme der Niederschlagsereignisse mit einem geringen Anstieg im Frühjahr und maximalen Zuwachsraten im Winter, wobei nur der Winter-Trend statistisch signifikant (95%-Niveau) ist. In Rothera zeigt sich im Herbst eine Abnahme und im restlichen Jahresverlauf eine Zunahme der Niederschlagsereignisse, wobei die kurze Datenreihe 1977 - 94 keine statistisch signifikanten Schlüsse ermöglicht. Während des Winters ergeben sich aufgrund der vorherrschenden niedrigen Temperaturen keine Veränderungen der Niederschlagsform, jedoch kommt es während der Sommermonate verstärkt zu Regen. In Faraday / Vernadsky nimmt dabei die Regenhäufigkeit um 2.1% pro Jahr zu (statistisch signifikant im 92%-Niveau; TURNER et al., 1997). An der Station Rothera wird eine leichte Abnahme der Schneefälle und eine Zunahme der sommerlichen Regenfälle registriert (FOX & COOPER, 1998).

Messungen der Akkumulationsraten auf der Antarktischen Halbinsel weisen auch auf einen absoluten Zuwachs der Niederschlagsmenge hin. Das Anwachsen der Eismächtigkeiten in den durch Temperaturen unter -15.2°C geprägten Hochlagen Palmer Lands im Zeitraum 1972 bis 92/93 wird von MORRIS & MULVANEY (1995) auf eine Zunahme der Jahresniederschläge infolge der gestiegenen Temperaturen zurückgeführt. PEEL (1992b) leitet aus der zusammenfassenden Betrachtung von auf der Halbinsel abgeteufte Eisbohrungen seit 1955 einen Anstieg der Jahresakkumulation um 20% im Vergleich zum langjährigen Mittel (1805 - 1940) ab. Die Auswertung der Jahresschichtmächtigkeiten eines auf dem Dyer Plateau gewonnenen Bohrkerns belegt einen stetigen Anstieg der Akkumulationsraten seit dem frühen 19. Jahrhundert (THOMPSON et al., 1994).

Die Ursachen dieses Wandels der regionalen Niederschlagsmuster auf der Halbinsel ist nach wie vor nicht geklärt. TURNER et al. (1998a) weisen darauf hin, daß jede Änderung der Zyklonenhäufigkeit und der Trajektorien der Tiefdruckzellen eine unmittelbare Auswirkung auf die Niederschlagsverteilung haben muß. Insbesondere die verstärkte Advektion feuchtwarmer Luftmassen aus nordwestlichen Richtungen und die gleichzeitige Änderung der horizontalen und vertikalen Temperaturgradienten wird für einen Anstieg der Niederschlagsraten und -häufigkeiten verantwortlich gemacht. Als weitere Faktoren für die sich wandelnden Niederschlagsregime auf der Halbinsel werden der beobachtete Temperaturanstieg und die im Winter reduzierte Meereisbedeckung der angrenzenden Ozeanbereiche diskutiert.

3.3.3 Die Veränderung der glazialen Systeme

Der Wandel der klimatischen Rahmenbedingungen im Südpolargebiet hat über die Veränderung der Akkumulations- und Ablationsregime einen direkten Einfluß auf die Massenbilanz der glazialen Systeme. Da jedoch die Massenflüsse im Bereich des kontinentalen Eisschildes bislang noch nicht ausreichend verstanden sind, bleiben die zu erwartenden Fluktuationen der Massenbilanz und die daraus resultierenden Auswirkungen auf den globalen Klimawandel und das Niveau des Meeresspiegels mit großen Unsicherheiten behaftet. Die zu beobachtenden Massenverluste des grönländischen Eisschildes und die weltweiten Rückzüge der Gletscher deuten jedoch auch auf einen wachsenden Beitrag der antarktischen Eismassen zu einem Anstieg des globalen Meeresspiegels hin (IPCC, 2001; PATERSON & REEH, 2001). Darüber hinaus mehren sich die Anzeichen, daß trotz der zu erwartenden langsamen Reaktionszeiten sowohl die auf dem Festlandssockel gegründeten als auch die aufschwimmenden Bereiche des antarktischen Eisschildes räumlich und zeitlich größeren Variabilitäten unterworfen sind, als dies noch bis vor kurzem zu vermuten war. So belegen beispielsweise die Ergebnisse des RADAR-SAT Antarctic Mapping Project (RAMP) ein komplexes Muster vorstoßender und sich zurückziehender Eisränder, ohne jedoch Hinweise auf ein systematisches Verhalten des kontinentalen Eisschildes zu offenbaren (JEZEK, 1999 und 2002). Satellitenbildgestützte Untersuchungen der größten ostantarktischen Auslaßgletscher weisen darauf hin, daß deren Massenbilanz deutlich zu revidieren ist. Hierbei zeigt sich, daß insbesondere die Lage der Aufsetzlinien einen wesentlichen Beitrag zur Unsicherheit der Massenbilanz beiträgt (RIGNOT, 2002; GRAY et al., 2002). Wesentliche Forschungsaktivitäten konzentrierten sich auch auf die Dynamik des Westantarktischen Eisschildes, dessen vermutete Labilität als eine der wesentlichen Ursachen eines zukünftigen Meeresspiegelanstiegs diskutiert wurde (Kapitel 2.3; zusammenfassend betrachtet bei VAUGHAN & SPOUGE, 2002; BENTLEY & BINDSCHADLER, 2003).

Im Gegensatz zu den träge reagierenden Eismassen der Zentralantarktis zeigen die relativ kleinen glazialen Systeme der Antarktischen Halbinsel deutlich kürzere Reaktionszeiten auf externe Impulse (WEIDICK & MORRIS, 1998). Aufgrund der raschen Rückkopplung ihrer Energie- und Massenbilanz mit den durch die vorherrschenden meteorologischen und klimatologischen Randbedingungen ermöglichen sie als wertvolle Indikatoren die konsequente Beobachtung des rezenter regionalen Klimawandels in diesem Raum. Neben den durch ihren ereignisspezifischen Charakter gekennzeichneten Schelfeiszerfällen und der damit

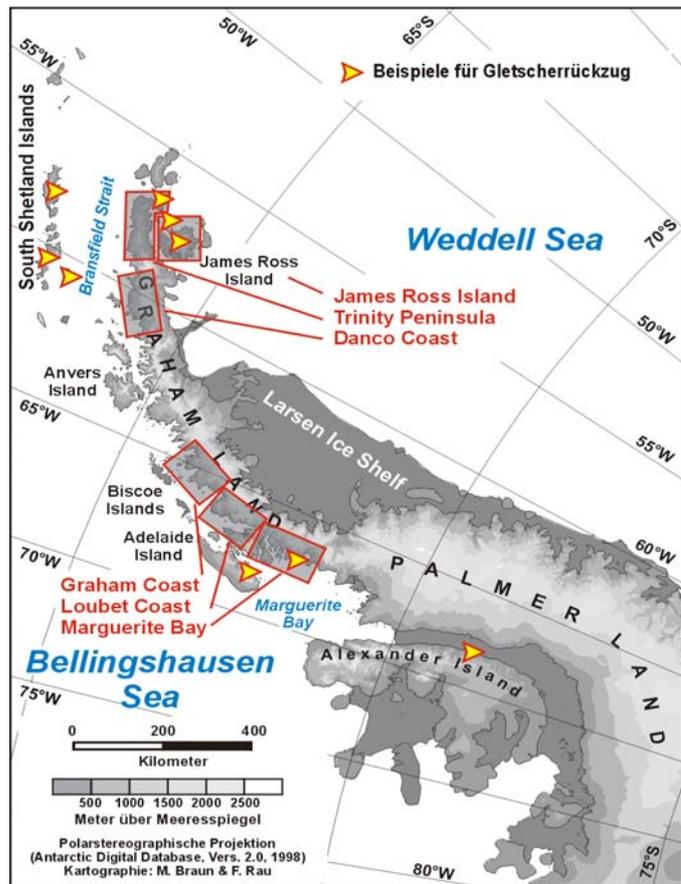


Abb. 3-18: Rezente Gletscherrückzüge prägen das Verhalten vieler Gletschersysteme im Umfeld der Antarktischen Halbinsel, sind aber in der Literatur bislang nur exemplarisch dokumentiert. Die räumlich differenzierte Analyse der Gletscherfrontvariation im Verlauf der vergangenen zwei Jahrzehnte belegt den großräumigen Trend einer Rückverlagerung der Gletscherfronten. Die dabei untersuchten Teilräume sind in der Graphik durch rot umrandete Rahmen markiert.

einhergehenden Labilisierung der ehemaligen Zuflußgletscher (Kapitel 2.3) liefern die zahlreichen Gletschersysteme unterschiedlichsten Typs und Größe ein zeitlich konstantes und räumlich verteiltes Signal des sich wandelnden Klimas. Basierend auf der Auswertung historischer Karten sowie von Luft- und Satellitenbildern wurde bislang in verschiedenen Teilräumen der Antarktischen Halbinsel der Rückzug von Gletscherfronten, die Reduktion der Schneefelder und die Mächtigkeitsabnahme der Eiskörper beobachtet (Abb. 3-18). Die Schwerpunkte bisheriger Arbeiten konzentrierten sich dabei mehrheitlich exemplarisch auf King George Island (WUNDERLE, 1996; KEJNA et al., 1998; PARK et al., 1998; SIMÕES et al., 1999; BRAUN & GOßMANN, 2002), Livingston Island (CALVET et al., 1992; CALVET & CORBERA, 1993; CALVET et al., 1999), James Ross Island (SKVARCA et al., 1995; SKVARCA & DE ANGELIS, 2003) und die nördliche Marguerite Bay (SPLETTSTOESSER, 1992; FOX & THOMSON, 1995; WUNDERLE, 1996; FOX & COOPER, 1998; SMITH et al., 1998). Dabei konnten im gesamten Untersuchungsraum im Verlauf der letzten fünf Jahrzehnte massive Gletscherrückzüge beobachtet werden. Für King George Island wurde im Zeitraum 1956 - 95 ein Flächenrückzug um insgesamt 89 km² beziehungsweise rund 7% der vormalig vergletscherten Fläche verzeichnet (SIMÕES et al., 1999; BRAUN & GOßMANN, 2002). Auf James Ross Island wurden in der 12-jährigen Periode 1975 - 88 ein Verlust von 22.8 km² bilanziert, in den fünf darauf folgenden Jahren zogen sich die Gletscher um weitere 10.3 km² zurück (SKVARCA et al., 1995). In der Marguerite Bay kann nahe der Station San Martín der zeitgleiche Rückzug der Gletscherfront des Northeast Glaciers und der Vorstoß des McClary Glaciers beobachtet werden (SPLETTSTOESSER, 1992; WUNDERLE, 1996). Über die reinen Flächenverluste hinaus stellt auch die Reduktion der Eismächtigkeiten eine unmittelbare Konsequenz der verstärkten Ablation dar. SMITH et al. (1998) machen den verstärkten Energieeintrag infolge der gestiegenen Temperaturen für die Erniedrigung der Eisrampe bei Rothera verantwortlich. Im Rahmen von Massenbilanz-

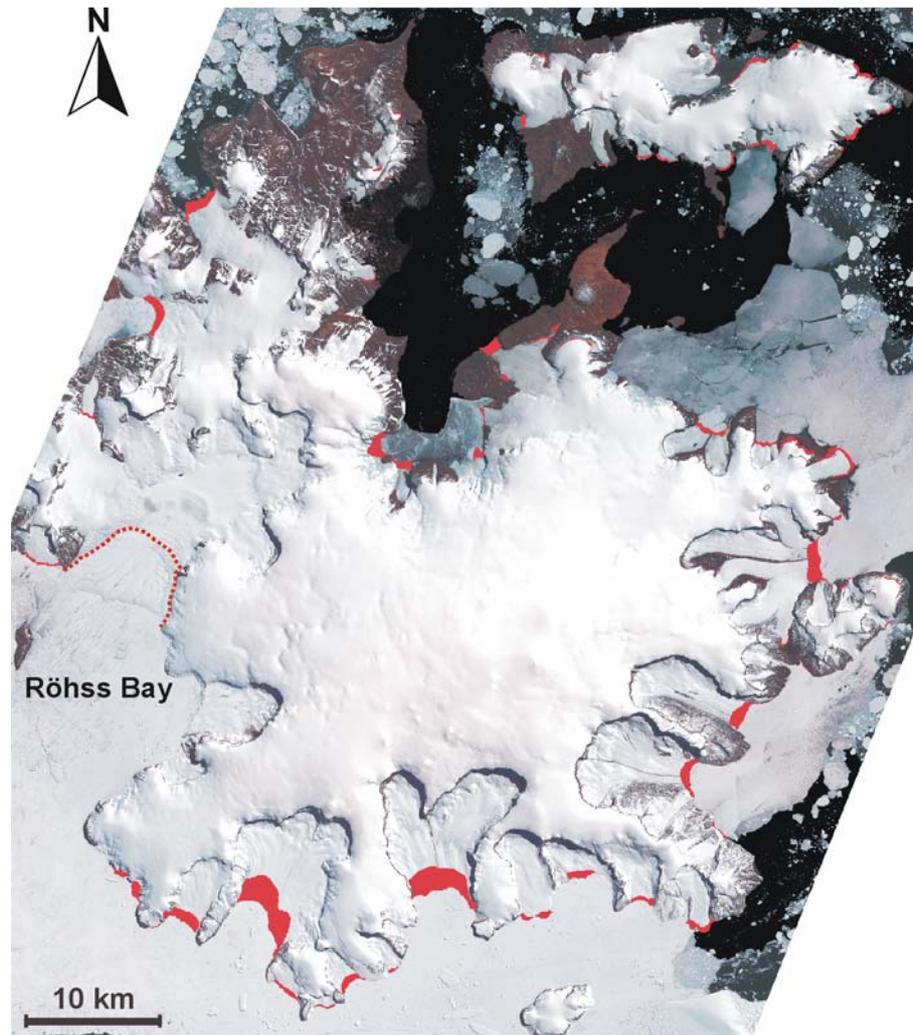


Abb. 3-19: Gletscherrückzüge auf James Ross Island und Vega Island im Zeitraum 1988 bis 2001 (ASTER VNIR, 8. Januar 2001). Größte Rückzugsraten werden auf den Auslaßgletschern der zentralen Eiskappe mit aufschwimmenden Gletscherzungen gemessen. Dem gegenüber tragen terrestrisch endende Gletscher auf James Ross Island nur zu 5% des gesamten Eisrückzugs von 48.2 km² bei. Die im Südsommer 2002/03 zerfallenen Restbereiche des früheren Eisschelfs im Prince Gustav Channel und die Rückverlagerung des zufließenden Gletschers an die Aufsetzlinie in der nördlichen Röhss Bay sind durch die rot gepunktete Linie gekennzeichnet.

Tab. 3-5: Gletscherfrontvariationen und die daraus resultierende Flächenbilanzierung in sechs Untersuchungsgebieten auf der nördlichen Antarktischen Halbinsel. Die Flächenverluste durch das sich zurückziehende Mueller Ice Shelf (Loubet Coast) und das zerfallende Jones Ice Shelf (Marguerite Bay) wurden nicht in die Bilanzierung aufgenommen.

Untersuchungs- gebiet	Aufnahmedatum		Untersuchte Gletscher				Flächenänderung [km ²]	
	LANDSAT	ASTER	total	Vor- stoß	Rück- zug	statio- när	Zuwachs	Verlust
James Ross Island	29.02.1988	08.01.2001	58	1	57	-	0.3	48.5
Trinity Peninsula	29.02.1988	26.09.2001	46	11	24	11	2.2	38.5
Westseite			14	9	2	3	1.9	0.4
Ostseite			32	2	22	8	0.3	38.1
Danco Coast	01.03.1986	22.11.2001	68	16	3	49	2.1	0.2
Graham Coast	26.11.1989	04.01.2001	68	1	44	23	0.4	35.1
Loubet Coast	18.02.1986	04.01.2001	27	1	24	2	0.4	12.4
Northern Marguerite Bay	18.02.1986	04.01.2001	46	10	19	17	1.7	11.4
Summe			313	40	171	102	7.1	146.1

untersuchungen auf Vega Island konnte im Zeitraum 1985 - 1998 eine Eismächtigkeitsabnahme um 13 m verzeichnet werden. Die dabei ermittelte Abnahmerate von 1 m a⁻¹ stieg in den darauf folgenden Jahren 1998 - 2000 sogar noch bis auf 1.5 m a⁻¹ an (SKVARCA & DE ANGELIS, 2003). Auf Livingston Island wird ebenfalls seit mehreren Jahren eine kontinuierliche Mächtigkeitsabnahme der Gletscher gemessen (XIMENIS et al., 1999; CALVET, persönliche Mitteilung 2002).

Ein umfassender Überblick über die Gletscherdynamik der nördlichen Antarktischen Halbinsel seit Mitte der 1980er Jahre wurde im Rahmen der Aktivitäten des Projektes *Global Land Ice Measurements from Space* (GLIMS) ermittelt (RAU et al., im Druck). Basierend auf der multi-temporalen Auswertung von LANDSAT TM und ASTER Satellitenbildern wurde in sechs regionalen Detailstudien die Gletscherfrontvariationen kartiert (Abb. 3-18 und Tab. 3-5). Dabei konnte im gesamten Untersuchungsraum nördlich des 70° Breitengrades ein deutlicher Trend sich zurückziehender Gletscher (55%) detektiert werden. Stationäre Bedingungen fanden sich bei rund einem Drittel und nur 12% der untersuchten Gletscher waren durch Flächenzuwächse gekennzeichnet. Die tatsächlichen Flächenverluste in den untersuchten Gebieten sind jedoch noch höher einzuschätzen als die ermittelten 139.0 km², da in die Analyse nur individuelle Gletscher einfließen, wohingegen die zahllosen kleinen Eiskörper und perennierenden Schneefelder unberücksichtigt blieben. Besonders hohe Verluste von 48.2 km² wurden in einer 12.8-jährigen Untersuchungsperiode auf James Ross Island ermittelt (Abb. 3-19). Im Vergleich mit den von SKVARCA et al. (1995) in den vorangegangenen Jahren 1975 - 88 ermittelten Rückzügen folgt, daß sich die Rückzugsraten auf der Insel von 1.84 km² a⁻¹ auf 3.79 km² a⁻¹ mehr als verdoppelt haben. Die im Zeitraum 1975 bis 2002 eisfrei gewordenen Areale summieren sich auf über 80 km². Dies entspricht rund 4% der ehemals vergletscherten Fläche. Die Beschleunigung des Rückzuges auf James Ross Island muß in engem Zusammenhang mit dem Zerfall des Prince Gustav Ice Shelves (Kapitel 2.2) und den damit einhergehenden lokalklimatischen Veränderungen gesehen werden. Der fortgesetzte Rückzug der verbliebenen Schelfeisflächen in der Röhss Bay im Südsommer 2002/03 macht eine weitere Erhöhung der Rückzugsraten wahrscheinlich.

Vorherrschende Gletscherrückzüge mit geringeren Rückzugsraten prägen auch die Ostseite der Trinity Peninsula sowie die südlich gelegenen Untersuchungsgebiete an der Westküste. Entgegen der allgemeinen Tendenz zu einem Rückzug der Gletscher zeigte sich jedoch an der Nordwestküste der Halbinsel (Westseite der Trinity Peninsula und Danco Coast) ein entgegengesetztes Bild. Stationäre oder leicht vorstoßende Gletscherzungen deuten auf einen derzeit stabilen Zustand der Gletschersysteme hin.

Diese regionale Differenzierung des dynamischen Verhaltens der glazialen Systeme muß in den spezifischen Charakteristika der Einzugsgebiete und den individuellen Gletschereigenschaften begründet liegen. Gletschertyp und -geometrie sowohl als auch das thermische Regime im Zusammenspiel mit den jeweilig vorherrschenden Prozessen der Akkumulation und Ablation determinieren die Reaktion der Eismassen auf externe Perturbationen ihres Gesamtsystems. Dabei stellt sich unmittelbar die Frage nach den im Hinterland der betroffenen Gletscher ablaufenden Prozesse. Aufgrund der vorherrschenden meteorologischen Bedingungen, aber auch aufgrund ihres komplementären Informationsinhalts eignen sich insbesondere orbitale Radarsysteme mit synthetischer Apertur (*synthetic aperture radar*, SAR), deren Datenaufzeichnung unbeeinflusst von den vorherrschenden Witterungs- und Beleuchtungsbedingungen erfolgen kann.

4 Methoden der Radarfernerkundung und die Verfügbarkeit von Radardaten im Südpolargebiet

Die großmaßstäbige und kontinuierliche Erfassung der Polargebiete mit Fernerkundungssystemen wurde erst in den vergangenen 20 Jahren durch die Einführung der wetter- und beleuchtungsunabhängigen Radarsatelliten mit synthetischer Apertur (SAR) auf polaren Umlaufbahnen ermöglicht (BINDSCHADLER, 1998b; KÖNIG et al., 2001). Die vergleichsweise junge Technik der Radarfernerkundung und die charakteristischen Besonderheiten, die einen aktiven Mikrowellensensor von den heute bereits konventionellen opto-elektronischen Fernerkundungssystemen unterscheiden, legen es nahe, einige grundsätzliche Vorbemerkungen zur Sensortechnologie und den generellen radarspezifischen Abbildungseigenschaften voranzustellen. Hierbei zeigt es sich auch in der deutschsprachigen Literatur (z. B. HILDEBRAND, 1996; KLAUSING & HOLPP, 2000; ALBERTZ, 2001), daß die radarspezifischen Fachtermini überwiegend dem englischen Sprachraum entstammen und sich deren deutsche Übersetzungen nicht durchsetzen können. Aus diesem Grund wird auch hier zunächst jeweils der deutsche und englische Fachbegriff eingeführt, wobei im Weiteren überwiegend auf die englischen Termini zurückgegriffen wird.

4.1 Fernerkundung mit Radarsystemen

Das Meßprinzip der Radarsysteme wird bereits durch das diese benennende Akronym für *Radio Detection And Ranging* (Funkermittlung und -entfernungsmessung) verdeutlicht. Unter der Sammelbezeichnung Radar werden Geräte und Methoden zur Ortung (*detection*) und Messung (*ranging*) der Entfernung von Objekten im Raum mit Hilfe gebündelter Funkstrahlen (*radio*) zusammengefaßt. Durch Aussendung eines Energiepulses in Richtung des zu untersuchenden Objekts und der Messung der Laufzeit sowie der Stärke des reflektierten Signals kann dessen Position im Raum bestimmt werden. Von ihrem Funktionsprinzip her gehören die Radarsysteme damit zu den aktiven Sensoren. Die dabei verwendete elektromagnetische Strahlung gehört dem Bereich der Mikrowellen an.

4.1.1 Mikrowellen

Der Spektralbereich der Mikrowellen erstreckt sich über den Wellenlängenbereich zwischen 1 mm und 1 m und entspricht dem Frequenzintervall zwischen 300 GHz und 300 MHz. Sie liegen somit zwischen der höherfrequenten Infrarotstrahlung und den niederfrequenten Radiowellen (Abb. 4-1). Die Unterteilung des für die Radartechnologie wichtigen Frequenzbereichs in einzelne Bänder und deren willkürliche Benennung mit einem Buchstabencode wurde während des zweiten Weltkriegs aus militärischen Geheimhaltungsgründen einge-

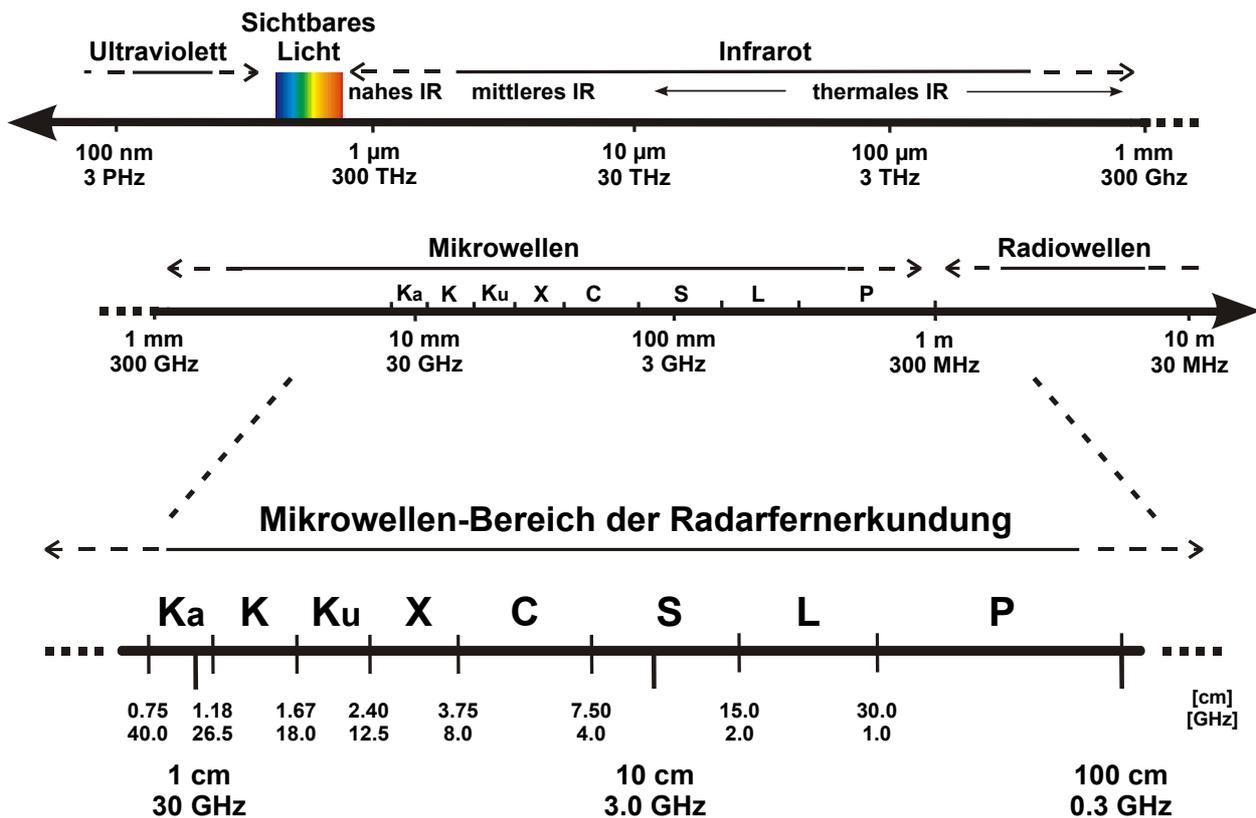


Abb. 4-1: Das elektromagnetische Spektrum im Wellenlängenbereich zwischen 100 nm und 10 m. Der für die Radarfernerkundung relevante Spektralbereich ist mit den in der Fachterminologie gebräuchlichen Bandbereichen vergrößert dargestellt.

führt. Trotz teilweise unscharfer Definition dieser einzelnen Bänder hat sich diese Nomenklatur in der Radarterminologie als Konvention erhalten (ULABY et al., 1981; HENDERSON & LEWIS, 1998; KLAUSING & HOLPP, 2000).

Bei der Betrachtung des Transmissionsspektrums der Erdatmosphäre (Abb. 4-2) wird deutlich, daß diese im Bereich der bei der Radarfernerkundung eingesetzten Mikrowellen nahezu transparent ist. Dieses sogenannte Mikrowellenfenster der Atmosphäre erstreckt sich oberhalb einer Wellenlänge von 0,6 cm und reicht bis in den Bereich der Radiowellen hinein. Die von der Erde abgestrahlte oder aber von aktiven Systemen ausgesandte Mikrowellenstrahlung ist beim Atmosphärendurchgang somit lediglich vernachlässigbaren Absorptionseffekten unterworfen, wobei Strahlung mit Wellenlängen größer als 1 cm selbst dichte Ansammlungen von Wassertröpfchen, wie sie für Wolken charakteristisch sind, durchdringt. Daraus folgt in direkter Konsequenz für die Mikrowellenfernerkundung, daß diese die Option bietet, unabhängig von einer vorhandenen Wolkenschicht Informationen von der Erdoberfläche aufzuzeichnen. Sie eignet sich daher insbesondere für die Beobachtung von Gebieten mit typischerweise hohem Wolkenbedeckungsgrad wie zum Beispiel den Tropen oder den Polarregionen.

4.1.2 Historische Entwicklung

Der Beginn der Entwicklung von Radarsystemen kann bis in das späte 19. Jahrhundert zurückdatiert werden, als Heinrich Hertz 1886 im Rahmen seiner Forschungen zur Natur der elektromagnetischen Wellen erste Experimente mit Mikrowellen durchführte. Seit Beginn des 20. Jahrhunderts wurden Radarsysteme für Navigations- und Überwachungszwecke im militärischen Schiffs- und Flugverkehr entwickelt und verwendet. Das erste

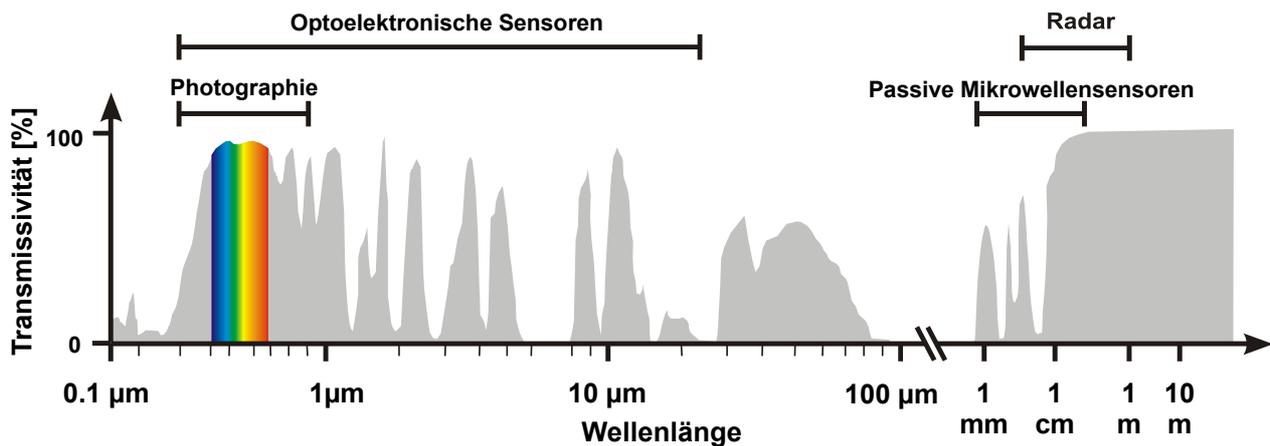


Abb. 4-2: Transmissionspektrum der Erdatmosphäre im Wellenlängenbereich von 0,1 µm bis 10 m mit den charakteristischen atmosphärischen Fenstern und Absorptionsbanden.

Patent für ein solches Schiffsortungssystem wurde bereits im Jahre 1904 erteilt. Wesentliche Fortschritte wurden dann im Rahmen der militärischen Forschung während des Zweiten Weltkriegs erzielt. In dieser Zeit wurden auch erstmals flugzeuggestützte Radarsysteme zur Fernerkundung eingesetzt, wobei diese Systeme vielfach der militärischen Geheimhaltung unterlagen (ULABY et al., 1981; LEWIS & HENDERSON, 1998; KLAUSING & HOLPP, 2000). Seither haben jedoch Radarsysteme einen weiten Anwendungsbereich auch im zivilen Sektor gefunden. Neben den zur Luft- und Seeraumüberwachung sowie zur Niederschlags- erfassung eingesetzten *Plan Position Indicator Radar* (PPI), bei denen eine rotierende Antenne kontinuierlich die Umgebung abtastet, gehören die zur Geschwindigkeitsmessung eingesetzten Dopplerradarsysteme ("Radarfallen") zu den bekanntesten Anwendungen. Seit den späten 1960er Jahren fanden auf der Radartechnologie basierende Fernerkundungsverfahren auch zunehmend Verbreitung in der zivilen Forschung. Die dabei erzielten Kenntnisse und die technologischen Fortschritte bei der Sensorkonstruktion sowie die Entwicklung von satellitengestützten Radarsensoren führten zur Etablierung der Radarfernerkundung als eigenständigen Zweig der geowissenschaftlichen Fernerkundung.

4.1.3 Abbildende Radarsysteme

Im Bereich der Fernerkundung wird zwischen nicht abbildenden (*non-imaging radar*) und abbildenden Radarsystemen (*imaging radar*) unterschieden. Nicht abbildende Sensoren wie Radar-Altimeter und Scatterometer sind dabei entlang einer Profillinie eindimensional aufzeichnende Meßsysteme zur Erfassung der Topographie beziehungsweise der Rückstreucharakteristika von Oberflächen. Abbildenden Sensoren hingegen erzeugen zweidimensionale Bildmatrizen der abgetasteten Oberfläche als Datenprodukte.

Die Aufnahme von Bilddaten mit Radarsystemen unterscheidet sich aufgrund deren Funktionsweise in wesentlichen Punkten von jenen anderer Fernerkundungssysteme. Da sie als aktive Sensoren über eine systemeigene Beleuchtungsquelle verfügen, kann ihr Einsatz unabhängig von den natürlichen Strahlungsverhältnissen, die in Abhängigkeit von der Tageszeit durch das reflektierte Sonnenlicht oder die thermische Abstrahlung der Erdoberfläche bestimmt werden, erfolgen. Für die Radartechnologie resultiert daraus im Zusammenspiel mit den Eigenschaften der verwendeten Mikrowellenstrahlung eine Sonderstellung unter den Fernerkundungssystemen: Radarsensoren erfassen die Erdoberfläche unabhängig von den aktuellen Beleuchtungs- und Witterungsverhältnissen. Aufgrund der verwendeten Wellenlängen liefern sie darüber hinaus zusätzliche, teilweise komplementäre Informationen zu den passiven Fernerkundungssensoren.

4.1.3.1 Das Funktionsprinzip von Radarsensoren

Im Gegensatz zu den passiv aufzeichnenden Sensoren handelt es sich bei einem Radarsensor nicht um ein Winkelauflösungssystem, sondern um ein System zur relativen Laufzeitmessung eines von der Sendeantenne des Sensors aktiv ausgesandten Signals zum Objekt und zurück zur Empfangsantenne.

Die seit den 1950er Jahren im Einsatz befindlichen flugzeuggestützten Sensoren werden synonym auch als Seitensichtradar mit realer Apertur (*side looking airborne radar*, SLAR) bezeichnet. Die englische Benennung ist allerdings mehrdeutig, da es sich bei den Systemen mit synthetischer Apertur ebenfalls um Seitensichtradare handelt, welche sowohl von Satelliten (*spaceborne*) als auch von Flugzeugen (*airborne*) aus operieren. Um eine terminologisch eindeutige Kennzeichnung des Sensortyps zu gewährleisten, wird in der Folge zwischen Radarsystemen mit realer Apertur (*real aperture radar*, RAR) und solchen mit synthetischer Apertur (*synthetic aperture radar*, SAR) unterschieden.

4.1.3.1.1 Radarsysteme mit realer Apertur (RAR)

Die Grundelemente eines solchen Sensors bestehen aus einer über eine elektronische Wechselschaltung gesteuerten, kombinierten Sende- und Empfangseinheit, einer quer zur Flugrichtung orientierten Hochfrequenzantenne und einer Registrier- und Speichereinheit zur Aufzeichnung der empfangenen Signale (Abb. 4-3). Der von der Sendeeinheit (*transmitter*) erzeugte Radarimpuls definierter Wellenlänge, Bandbreite und Polarisation wird von der Antenne in einem schmalen Raumwinkel emittiert (Abb. 4-5). Die Abstrahlung dieser fächerförmig zum Objekt hin gerichteten Antennenkeule erfolgt dabei senkrecht zur Flugrichtung der Trägerplattform. Die abgestrahlte Wellenfront erreicht nach einer durch die Entfernung vom Sensor zum Objekt bestimmten Laufzeit das Objekt. Dabei kommt es zur Wechselwirkung der elektromagnetischen Strahlung mit diesem und in der Folge zu Reflexions- und Streuprozessen. Ein Teil der emittierten Strahlung wird dabei zum Sensor zurückgeworfen und über die Antenne von der Empfangseinheit registriert. Da die ausgesandte Wellenfront über die bestrahlte Fläche hinwegläuft, kann durch die zeitlich differenzierte Erfassung des Rückstreusignals ein schmaler Geländestreifen abgetastet werden.

Diese sogenannten monostatischen Radarsysteme, bei denen eine einzelne Antenne zum Senden und Empfangen der Signale eingesetzt wird, können folglich nicht zeitgleich Signale aussenden und empfangen. Daher müssen diese in gepulster Form mit einer systemimmanenten Pulswiederholungsrate (*pulse repetition frequency*, PRF) abgestrahlt werden, wobei diese bei operationellen Systemen in der Größenordnung von 10^{-6} s liegt. Im Zeitraum zwischen den Einzelimpulsen wird die Antenne durch die Steuereinheit, einer elektronischen Sende-Empfangsweiche (Duplexer, *circulator*), auf Empfang geschaltet (Abb. 4-4).

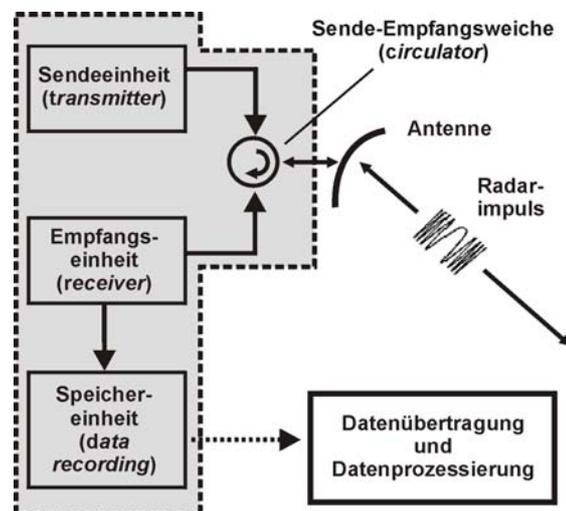


Abb. 4-3: Blockdiagramm der Funktionsweise eines monostatischen Radarfernerkundungssystems. An Bord der Trägerplattform (grau hinterlegt) befindet sich die kombinierte Sende- und Empfangseinheit. Durch die Sende-Empfangsweiche wird die Antenne wechselseitig mit der Pulswiederholungsrate auf Sende- und Empfangsmodus geschaltet. Die aufgezeichneten Daten werden in der Speichereinheit zwischengespeichert. Zur anschließenden Datenaufbereitung müssen diese an die Prozessierungseinheit übermittelt werden.

Die dabei aufgezeichneten, intensitätsschwachen Radarechos werden in der Empfangseinheit des Sensors (*receiver*) verstärkt und zeilenweise analog oder digital abgespeichert. Der zur Erzeugung einer zweidimensionalen Bildmatrix notwendige Zeilenvorschub wird durch die konstante Eigenbewegung der Trägerplattform entlang seiner Trajektorie realisiert. Durch die um mehrere Größenordnungen verschiedenen Zeitskalen beider Prozesse ist eine weitgehend unabhängige Abtastung der einzelnen Bildzeilen gewährleistet (BAMLER & HARTL, 1998).

Die geometrischen Abbildungseigenschaften eines solchen Radarsystems werden wesentlich durch dessen konstruktionsbedingte Sensorparameter wie beispielsweise Antennenlänge, Pulswiederholungsfrequenz, Signalbandbreite sowie dessen Wellencharakteristik bestimmt. Dabei wird die Längenausdehnung der Antennenbeleuchtungsfläche (*antenna footprint*) und folglich die Breite des Abtaststreifens (*swath*) durch die Pulswiederholungsfrequenz begrenzt (Abb. 4-5). Die Größe des Strahlbreitewinkels und somit die Breite der Antennenbeleuchtungsfläche ist invers proportional zur effektiven Antennenlänge, der Antennenapertur. Während die Bodenauflösung in Zeilenrichtung durch die Länge des Sendepulses gegeben ist, wird diese in Flugrichtung durch die Signalwellenlänge und die Breite der Abtastkeule limitiert. Da die Antennenlänge aus bautechnischen Gründen nicht beliebig groß werden kann und eine Verringerung der Wellenlänge nicht sinnvoll ist, können Radarsysteme mit realer Apertur nur von Flugzeugen mit begrenzter Flughöhe aus zur Erdbeobachtung eingesetzt werden: Für ein RAR-System (C-Band, Antennenlänge 15 m) auf einer orbitalen Umlaufbahn mit typischen Flughöhen um die 800 km würde eine inakzeptable Bodenauflösung in Flugrichtung von rund 3 km resultieren (MOREIRA, 2000).

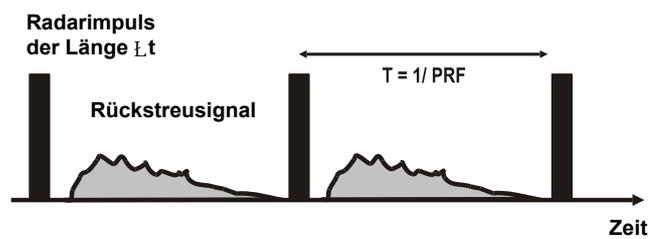


Abb. 4-4: Schematische Darstellung der Funktionsweise eines monostatischen Radarsystems. Nach Aussenden des definierten Radarimpulses der Dauer Δt wird das System zur Aufzeichnung des Rückstreusignals auf Empfang geschaltet. Der Vorgang wird nach der Zeit T wiederholt. Die Sendeleistung gängiger Radarsysteme ist im Bereich mehrerer Kilowatt angesiedelt, während die empfangene Leistung des Rückstreusignals in der Größenordnung weniger μW liegt (Darstellung nicht maßstabsgetreu).

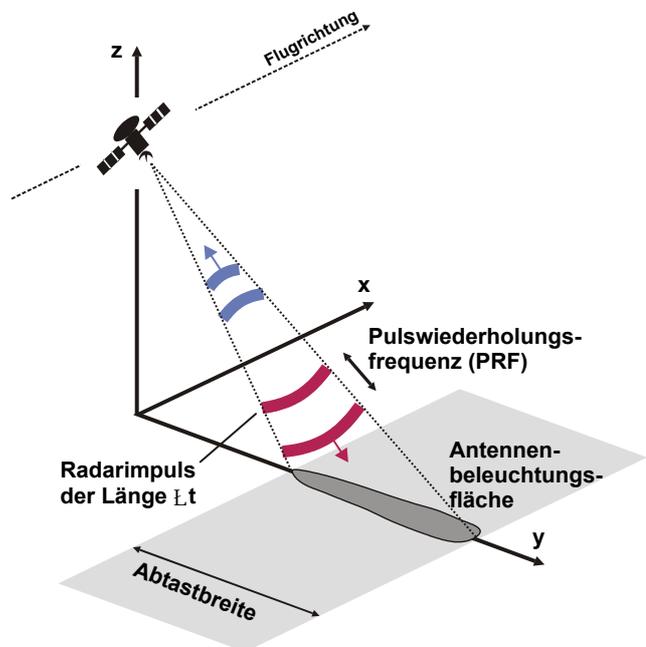


Abb. 4-5: Geometrie eines Seitensichtradarsystems. Das Sensorsystem sendet mit der Pulswiederholungsrate Radarsignale der Impulslänge Δt aus und zeichnet in der Zwischenzeit die rücklaufenden Radarechos auf. Da das System nicht gleichzeitig senden und empfangen kann, begrenzt die Pulswiederholungsrate die Abtastbreite des Sensors.

4.1.3.1.2 Radarsysteme mit synthetischer Apertur (SAR)

Die Entwicklung eines abbildenden Radarsystems mit synthetischer Apertur, das bereits 1951 von Carl Wiley zum Patent angemeldet wurde (ULABY et al., 1981), ermöglichte dagegen eine entfernungsunabhängige Verbesserung der geometrischen Auflösungseigenschaften und eröffnete somit die Option, Radarfernerkundung von orbitalen Plattformen aus

zu betreiben. Trotz des Einsatzes einer relativ kurzen Antenne, die eine breite Abtastkeule erzeugt, kann dabei durch die kohärente Aufzeichnung der Rückstreusignale und der Phaseninformation durch die Nutzung der auftretenden Dopplerverschiebungen eine lange, synthetische Apertur generiert werden (ULABY et al., 1981; BAMLER & SCHÄTTLER, 1993; RANEY, 1998; MOREIRA, 2000):

Aufgrund der großen Breite des emittierten Impulsfächers werden durch die Vorwärtsbewegung der Trägerplattform alle Objekte mehrfach beleuchtet und tragen dementsprechend mehrfach zum empfangenen Radarecho bei. Die integrierte Beleuchtungsdauer eines Zielobjektes ist dabei von der Abtastbreite der realen Apertur und von der Sensordistanz abhängig. Objekte im Nahbereich werden somit seltener vom Radarimpuls bestrahlt als sensorferne Ziele und weisen folglich eine kürzere Gesamtbeleuchtungszeit auf (Abb. 4-6). Die jeweiligen Rückstreusignale

eines einzelnen Objektes unterscheiden sich dabei hinsichtlich der vergangenen Zeit, der Distanz zum Sensor und der durch den Dopplereffekt hervorgerufenen Frequenzmodulation. Durch die somit gegebene Korrelation der multiplen Rückstreusignale eines Objektes ist es durch eine kohärente Signalverarbeitung möglich, die Einzelsignale miteinander zu kombinieren. Dabei werden die durch das periodische Senden und Empfangen der realen Antenne während des Vorbeifluges erzeugten Einzelimpulsantworten derart zusammengesetzt, als ob eine entsprechend lange künstliche Antenne für eine Aufnahme verwendet worden wäre. Die Länge dieser künstlich verlängerten, synthetischen Apertur ergibt sich aus der Gesamtbeleuchtungsdauer eines Zielobjektes. Da diese sich proportional mit der Entfernung des Objektes zum Sensor vergrößert, resultiert eine entfernungsunabhängige geometrische Auflösung in Flugrichtung (Abb. 4-6; Kapitel 4.3.5).

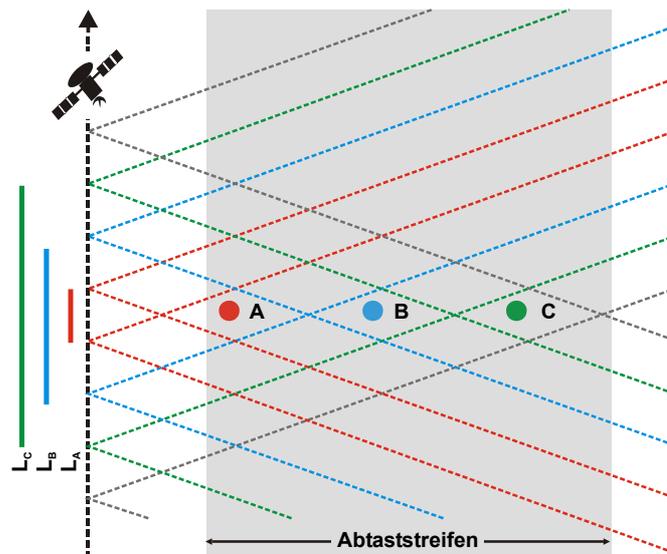


Abb. 4-6: Prinzip der Apertursynthese bei SAR-Systemen. Der im Nahbereich gelegene Punkt A weist nur eine kurze Gesamtbeleuchtungszeit und somit eine kurze Länge L_A der synthetischen Apertur auf. Demgegenüber werden die entfernter liegenden Punkte B und C häufiger vom Abtaststrahl des Sensors erfaßt. Sie weisen daher eine proportional längere synthetische Apertur auf.

Gegenüber den hinsichtlich Sensordesign und Datenprozessierung relativ einfach strukturierten RAR-Systemen zeichnen sich SAR-Sensoren durch ihre komplexe Bauweise und die erforderliche, aufwendige Signalverarbeitungstechnik aus. Aufgrund der durch die SAR-Technologie gegebenen Vorteile haben sie sich jedoch gegenüber den RAR-Systemen durchgesetzt und werden auf einer Vielzahl von sowohl flugzeug- als auch satellitengestützten Plattformen eingesetzt. Ihr Einsatzbereich umfaßt nahezu alle Anwendungsgebiete der geowissenschaftlichen Fernerkundung wie zum Beispiel Ozeanographie, Land- und Forstwirtschaft, Geologie, Glaziologie. Durch ihre beleuchtungs- und wetterunabhängige Aufzeichnungskapazität eignen sie sich dabei zum zeitlich hochaufgelösten, langfristigen Monitoring natürlicher und anthropogener Prozesse an der Erdoberfläche. Dies gilt in besonderem Maße für Regionen, die durch eine häufige Wolkenbedeckung geprägt sind und die sich somit mit klassischen optischen Methoden fernerkundlich nur schwer erfassen lassen. Da bei SAR-Systemen zusätzlich zur Amplitude auch die Phaseninformation der empfangenen Signale aufgezeichnet wird, haben sich über die klassische Auswertung der Amplitudenbilder hinaus in den vergangenen Jahren völlig neue Anwendungsgebiete wie beispielsweise die SAR-Interferometrie eröffnet (z.B. GOLDSTEIN et al., 1993; BAMLER & HARTL, 1998; HARTL et al., 1998; MADSEN & ZEBKER, 1998).

4.1.3.2 Weiterentwickelte SAR-Verfahren

Bei der bislang betrachteten SAR-Aufzeichnungsmethodik, bei der das vom Sensor erfaßte Gebiet durch die geradlinige Bewegung des Trägersystems bestimmt ist, wird ein Bildstreifen erzeugt, dessen Breite dem abgetasteten Entfernungsbereich und dessen Länge dem überflogenen Meßweg entspricht. Dieses Verfahren wird als Streifenmodus (*strip-map mode*) bezeichnet. Dabei wird die Streifenbreite (*swath width*) durch die Pulswiederholungsrate

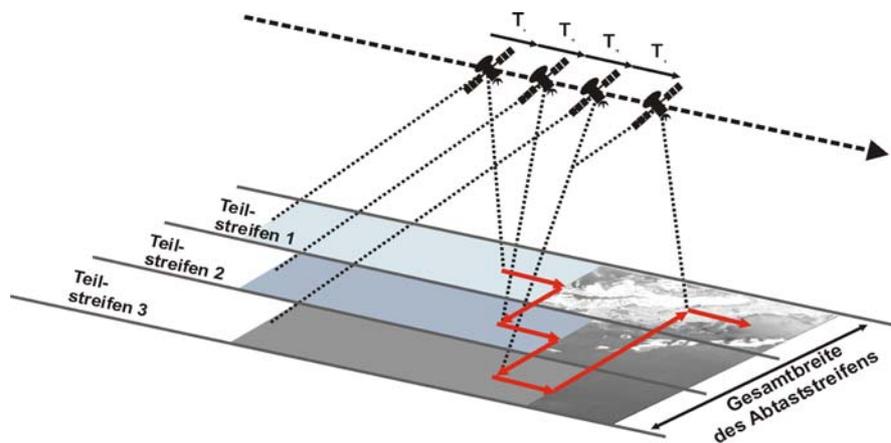


Abb. 4-7: Abbildungsgeometrie im ScanSAR-Modus. Die einzelnen Teilstreifen n werden zeitlich versetzt während der Beleuchtungszeit T_n nacheinander abgetastet und bei der anschließenden Postprozessierung zur Gesamtstreifenbreite zusammengesetzt. Da die Gesamtbeleuchtungszeit auf die einzelnen Teilstreifen aufgeteilt wird, resultiert eine verkürzte synthetische Apertur und damit eine reduzierte räumliche Auflösung (nach MOREIRA, 2000).

bestimmt, da der Sensor nicht gleichzeitig Signale aussenden und empfangen kann. Die Entwicklung elektronisch steuerbarer SAR-Antennen, die ein Schwenken der Antennenkeule ermöglichen, führte zur Implementierung fortschrittlicher Aufzeichnungsverfahren, die eine Vergrößerung der Streifenbreite oder eine Verbesserung der räumlichen Auflösung ermöglichen.

Beim ScanSAR-Modus (MOORE et al., 1981; BAMLER & HARTL, 1998; MOREIRA, 2000) wird eine in Elevation schwenkbare Antenne eingesetzt, um die Streifenbreite zu erhöhen. Dazu werden während der Aufnahme durch eine schrittweise Höhenvariation der Abstrahlrichtung einzelne Teilstreifen (*sub-swath*) abgetastet, die bei der anschließenden Prozessierung der Rohdaten zur Gesamtszene kombiniert werden. Bei der Aufnahme in Flugrichtung werden zeitlich versetzt gebündelte Pulse (*bursts*) zur Abtastung der jeweiligen Teilstreifen ausgesandt (Abb. 4-7). In der Zeit zwischen den einzelnen *bursts* wird die Antenne derart ausgerichtet, daß der nächste Teilstreifen beleuchtet werden kann. Die Steuerung der Antenne muß dabei so synchronisiert sein, daß eine kontinuierliche Abbildung jedes einzelnen Teilstreifens gewährleistet ist. Dies führt unmittelbar zu einer Reduktion der Beleuchtungszeit jedes einzelnen Flächenelements und somit zu einer Verringerung der räumlichen Auflösung. Gleichzeitig

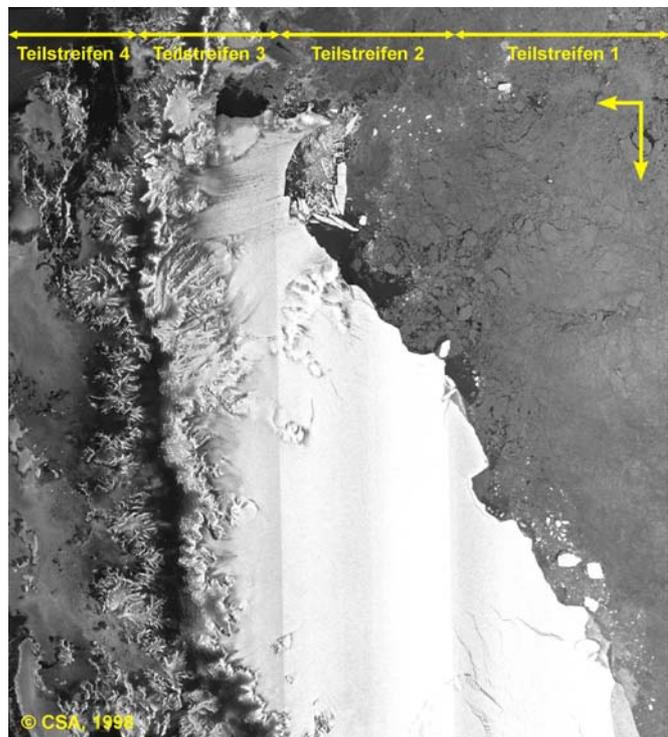


Abb. 4-8: RADARSAT ScanSAR SWB Szene der nördlichen Antarktischen Halbinsel vom 18. November 1998. Die Flugrichtung des Satelliten und die rechtsblickende Abbildungsrichtung sind durch die Pfeile gekennzeichnet. Die Gesamtbreite des Bildstreifens beträgt rund 440 km und ist aus vier einzelnen Teilstreifen zusammengesetzt. Diese sind zum Teil als Prozessierungsartefakte im Bildprodukt erkennbar.

wird dadurch die Anzahl der kombinierbaren Teilstreifen limitiert. Trotz der reduzierten Auflösung eignet sich der ScanSAR-Modus vorzüglich zur Erfassung großräumiger Gebiete, da durch die Kombination der diversen Teilstreifen Abtastbreiten bis über 500 km erreicht werden können (Abb. 4-8).

Ein komplementäres Verfahren wird beim *Spotlight*-Modus (BAMLER & HARTL, 1998; MOREIRA, 2000) eingesetzt, bei dem durch die Azimutnachführung der SAR-Antenne ein Objekt im Szenenzentrum länger beleuchtet werden kann. Dadurch vergrößert sich die synthetische Apertur und es kann somit eine deutlich verbesserte Azimutauflösung erzielt werden. Gleichzeitig wird jedoch die Größe der abgebildeten Fläche reduziert und eine kontinuierliche Abtastung der überflogenen Oberfläche ist nicht mehr möglich.

4.2 Wechselwirkung elektromagnetischer Strahlung mit Materie

Ziel der geowissenschaftlichen Fernerkundung ist die Gewinnung von Informationen über Objekte und Prozesse der Geosphäre, ohne mit den zu untersuchenden Objekten direkt in Kontakt zu treten. Die Fernerkundung basiert daher auf der Messung physikalischer Größen aus der Distanz, wobei die Information zwischen Objekt und Sensor in Form von elektromagnetischer Strahlung transportiert wird. Im streng physikalischen Sinne wird folglich bei der Fernerkundung aus dem Zustand des elektromagnetischen Feldes an einem Ort (Sensor) auf Größen geschlossen, die an einem anderen Ort (Objekt) auf dieses Feld eingewirkt haben (QUENZEL et al., 1983). Die Analyse und Interpretation fernerkundlich gewonnener Datensätze setzt daher die Kenntnis der physikalischen Prozesse, die zur Datengenerierung führen, voraus (RANEY, 1998). Von fundamentaler Bedeutung ist dabei das Verständnis der Wechselwirkung elektromagnetischer Strahlung mit Materie. Die theoretische Grundlage dafür bieten die aus der Elektrodynamik hergeleiteten Maxwell-Gleichungen, mit denen sich elektromagnetische Wellen unabhängig von ihrem Frequenzbereich physikalisch beschreiben lassen. Die folgenden Ausführungen basieren weitgehend auf ULABY et al. (1981), SCHANDA (1986), LEHNER (1996), HENDERSON & LEWIS (1998), KLAUSING & HOLPP (2000), GERTHSEN & MESCHÉDE (2002) und JACKSON (2002). Eine vollständige und detaillierte Herleitung des Formelwerks unter besonderer Berücksichtigung der Mikrowellenfernerkundung findet sich bei ULABY et al. (1981) und KLAUSING & HOLPP (2000).

4.2.1 Die Ausbreitungsgeschwindigkeit elektromagnetischer Wellen

Eine elektromagnetische Welle besteht aus einem elektrischen und einem darauf senkrecht stehendem magnetischen Feld, die sich ständig wechselseitig aufbauen. Beide Felder stehen wiederum senkrecht zur Ausbreitungsrichtung, in welche die gesamte Energie der resultierenden Transversalwelle transportiert wird (Abb. 4-9). Schwingt dabei das elektrische Feld einer solchen Welle in lediglich einer Ebene, so weist diese eine lineare Polarisierung auf, wobei zwischen horizontal oder senkrecht polarisierten (elektrischer Vektor senkrecht zur Einfallsebene) und vertikal oder parallel polarisierten Wellen (elektrischer Vektor parallel zur Einfallsebene) unterschieden wird.

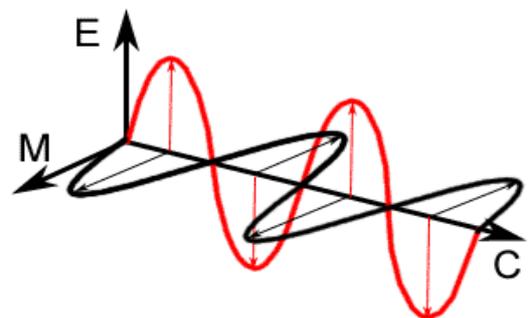


Abb. 4-9: Schematische Darstellung einer elektromagnetischen Welle mit den senkrecht aufeinander stehenden Feldvektoren des elektrischen (E) und magnetischen Feldes (M).

Eine elektromagnetische Welle mit der Wellenlänge λ und der Frequenz f breitet sich im Vakuum mit der konstanten Lichtgeschwindigkeit c aus:

$$c = \lambda f = 299\,792\,458 \pm 1 \text{ ms}^{-1} \quad (4.1)$$

Die Phasengeschwindigkeit c' einer Welle in einem homogenen und isotropen Medium lässt sich in Abhängigkeit von dessen Eigenschaften mit Hilfe der Dielektrizitätskonstante $\epsilon = \epsilon_0 \epsilon_r$ und der magnetischen Permeabilität $\mu = \mu_0 \mu_r$ durch die folgende Beziehung beschreiben:

$$c' = \frac{1}{\sqrt{\epsilon\mu}} = \frac{1}{\sqrt{\epsilon_0\epsilon_r\mu_0\mu_r}} = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r\mu_r}} \quad (4.2)$$

mit

ϵ_0	Dielektrizitätskonstante des Vakuums oder elektrische Feldkonstante
ϵ_r	Relative Dielektrizitätskonstante
μ_0	Permeabilität des Vakuums
μ_r	Relative Permeabilität

Diese Geschwindigkeit einer Welle in einem Medium hängt folglich von dessen Materialeigenschaften und der konstanten Lichtgeschwindigkeit im Vakuum ab. Da für die relative magnetische Permeabilität mit ausreichender Genauigkeit $\mu_r \approx 1$ angenommen werden kann, folgt daraus unmittelbar die Maxwell-Relation:

$$c' = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (4.3)$$

4.2.2 Exkurs: Die Dielektrizitätskonstante

Die elementare Bedeutung der dielektrischen Eigenschaften eines Mediums für die Betrachtung des Reflexions- und Brechungsverhaltens sowie der Absorption einer elektromagnetischen Welle legen es nahe, die Dielektrizitätskonstante ϵ näher zu beleuchten. Sie ist das Produkt aus der Dielektrizitätskonstanten des Vakuums (elektrische Feldkonstante) $\epsilon_0 = 8.8544 \cdot 10^{-12} \text{ N}^{-1} \text{ m}^{-2} \text{ C}^2$ und der dimensionslosen relativen Dielektrizitätskonstanten ϵ_r . Die relative Dielektrizitätskonstante ϵ_r ist eine Materialkonstante und beschreibt das Verhalten eines Stoffes bei elektrodynamischen Prozessen. Die Größe von ϵ_r ist abhängig von der Polarisierbarkeit eines Materials als Folge interner Ladungsverschiebungen und somit von der Molekül- bzw. Atomarstruktur. Molekular betrachtet lassen sich diese Ladungsverschiebungen im Medium auf zwei Hauptmechanismen zurückführen:

- Verschiebungspolarisation
- Orientierungspolarisation

4.2.2.1 Verschiebungspolarisation

Durch ein äußeres elektrisches Feld kommt es nicht nur zur Auslenkung bereits im Materialverband vorhandener Dipole, sondern auch zur Ausübung einer Kraft auf die geladenen Atombestandteile (Kerne, Elektronen und Ionenrümpfe). Da jene nicht starr, sondern durch annähernd elastische Kräfte miteinander verbunden sind, wird durch das anliegende Feld eine Ladungsverschiebung und somit ein Dipolmoment hervorgerufen. Aufgrund der geringen Auslenkung der Ladungsträger im Atom erfolgt die Verschiebungspolarisation so

rasch, daß selbst in hochfrequenten Wechselfeldern kein verzögerter Aufbau des Dipolmoments erfolgt. Die Verschiebungspolarisation ist somit nicht von der Frequenz der äußeren Anregung abhängig.

4.2.2.2 Orientierungspolarisation

Bereits im feldfreien Raum besitzen manche Teilchen aufgrund ihrer Molekülstruktur ein Dipolmoment (polare Moleküle wie z. B. Wasser). Ohne anliegendes äußeres elektrisches Feld ist deren Ausrichtung aber aufgrund der Wärmebewegung zufällig verteilt, so daß keine resultierende Gesamtpolarität besteht. Durch die Wirkung eines äußeren Feldes kommt es zur Einregelung der Dipole im Materialverband, wobei dieser Effekt mit steigender Feldstärke und abnehmender Temperatur, und somit abnehmender Wärmebewegung, zunimmt. Da diese Ausrichtung der Dipole eine meßbare Zeit benötigt, kommt es bei zeitlich veränderlichen Feldern zu einer Verzögerung der Dipoleinstellung gegenüber dem Feld, der dielektrischen Relaxation, und somit zu einer Abhängigkeit der Orientierungspolarisation von der Frequenz des anliegenden Wechselfeldes. Dabei besitzen die Dipole eine von ihrer Ladung und ihrer Molekülstruktur abhängige Eigenfrequenz, die Relaxationsfrequenz f_0 . In Abhängigkeit der Größenordnung von f zu f_0 ergeben sich folgende Szenarien:

- Ist die Anregungsfrequenz f des Wechselfeldes sehr klein ($f \ll f_0$), folgt die Ausrichtung der Dipole phasengleich der Anregungsfrequenz f . Das Maß der Orientierungspolarisation in diesem Frequenzbereich wird dabei durch die Anzahl und die Ladung der Dipole bestimmt. Es findet kein Energieübertrag zwischen Feld und Dipol statt. Insbesondere bei Teilchen mit großem Dipolmoment, wie z. B. Wasser, erreicht die Orientierungspolarisation so hohe Werte, daß die Verschiebungspolarisation im betreffenden Frequenzbereich vernachlässigt werden kann.
- Bei sehr hohen Anregungsfrequenzen im Fall $f \gg f_0$ können die Dipole aufgrund ihrer Trägheit den schnellen Feldwechseln nicht folgen und schwingen in Gegenphase zur Anregung. Es findet wiederum kein Energieübertrag statt. Aufgrund der hohen Anregungsfrequenz geht die Amplitude der Dipolschwingung gegen null und die Orientierungspolarisation wird vernachlässigbar klein.
- Der Resonanzfall tritt für $f = f_0$ auf. Die Schwingungsamplitude der Dipole wird maximal und ist gegenüber der Anregungsfrequenz um $\pi/2$ phasenverschoben. Der Energieübertrag vom elektrischen Feld auf die Dipole erreicht seinen Maximalwert.

4.2.2.3 Die komplexe Dielektrizitätskonstante

Aus den Betrachtungen folgt, daß die Gesamtpolarisation frequenzabhängig aus dem Zusammenwirken von Verschiebungs- und Orientierungspolarisation resultiert. Bei niederen Anregungsfrequenzen, insbesondere nahe der Relaxationsfrequenz, dominiert der Beitrag der Orientierungspolarisation, wohingegen bei anliegenden hochfrequenten Wechselfeldern die Orientierungspolarisation gegen null geht und der Anteil der frequenzinvarianten Verschiebungspolarisation die Größe der relativen Dielektrizitätskonstante ϵ_r determiniert. In Analogie zu einer erzwungenen harmonischen Oszillation läßt sich diese Frequenzabhängigkeit der relativen Dielektrizitätskonstante physikalisch in der von Debye aufgestellten Gleichung in komplexer Form beschreiben (nach MÄTZLER, 1987):

$$\epsilon_r = \epsilon_r' - i\epsilon_r'' = \epsilon_\infty + \frac{\epsilon_s - \epsilon_\infty}{1 - i2\pi \frac{f}{f_0}} \quad (4.4)$$

mit	ϵ_r'	Realteil der relativen Dielektrizitätskonstante
	ϵ_r''	Imaginärteil
	ϵ_r	Relative Dielektrizitätskonstante für hochfrequente Felder ($f \neq 0$)
	ϵ_s	Relative Dielektrizitätskonstante für statische Felder ($f = 0$)
	f_0	Relaxationsfrequenz

Für den Realteil ϵ_r' gilt

$$\epsilon_r' = \epsilon_\infty + \frac{\epsilon_s - \epsilon_\infty}{1 + \left(2\pi \frac{f}{f_0}\right)^2} \tag{4.5}$$

und für den Imaginärteil ϵ_r'' folgt

$$\epsilon_r'' = \frac{(\epsilon_s - \epsilon_\infty)2\pi \frac{f}{f_0}}{1 + \left(2\pi \frac{f}{f_0}\right)^2} \tag{4.6}$$

Der Imaginärteil der relativen Dielektrizitätskonstante wird auch als Verlustfaktor (*loss factor*) bezeichnet. Aus Gleichung (4.6) folgt unmittelbar, daß nur im Bereich der Relaxationsfrequenz der Imaginärteil ϵ_r'' einen Einfluß besitzt, während er sonst weitgehend vernachlässigt werden kann. Damit folgt für statische Felder ($f = 0$)

$$\epsilon_r = \epsilon_r' \tag{4.7}$$

Für die weiteren Betrachtungen der Ausbreitung von elektromagnetischen Wellen in einem Medium ist die komplexe Schreibweise von ϵ_r von großer Bedeutung, da der Realteil die Reflexionseigenschaften eines Mediums beschreibt, während durch den Imaginärteil als ein Maß für die frequenzabhängige elektrische Leitfähigkeit dessen Absorptions- und Dämpfungseigenschaften widergespiegelt werden. Des weiteren ist zu beachten, daß alle Größen, die durch ϵ_r determiniert werden, ebenfalls als Funktionen der Frequenz der betrachteten Welle zu betrachten sind.

4.2.3 Elektromagnetische Wellen an Grenzflächen

Beim Übergang einer elektromagnetischen Welle in ein anderes Medium, wird ein Teil der Welle an der Grenzfläche der beiden Medien reflektiert, während die verbleibende Intensität in das zweite Medium eindringt (Brechung oder Refraktion). Bestimmt werden die dabei ablaufenden physikalischen Prozesse und das Grenzverhalten der Welle wiederum durch die Maxwell-Gleichungen, aus denen sich das Reflexionsgesetz beziehungsweise das Snellius'sche Brechungsgesetz herleiten lassen.

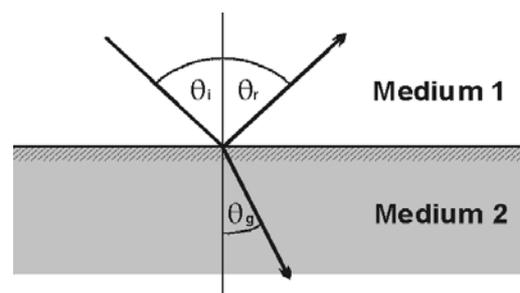


Abb. 4-10: Schematische Darstellung von einfallender, reflektierter und gebrochener Welle bei Übergang in ein anderes Medium mit zugehörigen Winkeln.

4.2.3.1 Die Ausbreitungsrichtung der reflektierten und gebrochenen Wellen

Bei einem schrägen Einfallswinkel θ_i auf die Grenzfläche wird die Richtung der gebrochenen Welle durch den Brechungswinkel θ_g und die der reflektierten Welle durch den Reflexionswinkel θ_r bestimmt (Abb. 4-10). Für die reflektierte Welle gilt das Reflexionsgesetz:

- Einfallender Strahl, Einfallslot und ausfallender Strahl liegen in einer Ebene senkrecht zur Grenzfläche
- Der Reflexionswinkel ist gleich dem Einfallswinkel: $\theta_r = \theta_i$

Der Brechungswinkel für den in das zweite Medium eindringenden Anteil der Welle ergibt sich aus geometrischen Überlegungen heraus aus dem Verhältnis der Geschwindigkeiten in den beteiligten Medien:

$$\frac{\sin \theta_i}{\sin \theta_g} = \frac{c_1}{c_2} = \frac{\frac{c}{\sqrt{\epsilon_{r1}}}}{\frac{c}{\sqrt{\epsilon_{r2}}}} = \sqrt{\frac{\epsilon_{r2}}{\epsilon_{r1}}} \quad (4.8)$$

Aus der Maxwell-Relation (Gleichung 4.3) läßt sich der absolute Brechungsindex n eines Mediums ausdrücken als

$$n = \frac{c}{c'} = \sqrt{\epsilon_r} \quad (4.9)$$

Aus dem Zusammenhang zwischen dem Brechungsindex n und der Dielektrizitätskonstanten ϵ_r folgt, daß n eine Frequenzabhängigkeit aufweist und der Brechungsindex ebenfalls eine komplexe Größe darstellt, für die gilt

$$\epsilon_r^2 = n^2 \quad \text{mit} \quad \epsilon_r' = (n')^2 - (n'')^2 \quad \text{und} \quad \epsilon_r'' = 2n'n'' \quad (4.10)$$

und

$$n' = \text{Re}\{\sqrt{\epsilon_r}\} \quad \text{und} \quad n'' = \left| \text{Im}\{\sqrt{\epsilon_r}\} \right| \quad (4.11)$$

Aus der Kombination der Gleichungen (4.8) und (4.9) folgt das Snellius'sche Brechungsgesetz:

$$\frac{\sin \theta_i}{\sin \theta_g} = \frac{n_2}{n_1} \quad (4.12)$$

Daraus folgt unmittelbar, daß bei dem Übergang von einem optisch dünneren zu einem optisch dichteren Medium ($n_1 < n_2$) die Welle zum Einfallslot hin gebrochen wird. Für einen durch

$$\tan \theta_i = \frac{n_2}{n_1} \quad (4.13)$$

definierten Sonderfall, bei dem der reflektierte und der gebrochene Strahl aufeinander senkrecht stehen, tritt in verlustfreien Medien keine Reflexion für vertikal polarisierte Wellen auf (Brewstersches Gesetz). Die gesamte Energie tritt in das optisch dichtere Medium über. Umgekehrt wird beim Übergang zu einem optisch dünneren Medium ($n_1 > n_2$) der Strahl vom Einfallslot weg gebrochen. Ab einem Einfallswinkel, für den die Grenzbedingung

$$\sin \theta_i = \frac{n_2}{n_1} \quad (4.14)$$

gilt, kann die elektromagnetische Welle die Grenzschicht zum optisch dünneren Medium nicht mehr durchdringen. Es kommt somit zur Totalreflexion.

4.2.3.2 Die Intensität der reflektierten und gebrochenen Wellen

Während mit Hilfe des Brechungs- und des Reflexionsgesetzes Aussagen über die Richtung der sich ausbreitenden Welle getroffen werden können, erlauben die Fresnelschen Formeln eine Berechnung der Amplituden der reflektierten und gebrochenen Wellen. Hierzu sind jeweils zwei Fälle zu differenzieren, die sich durch die senkrecht beziehungsweise parallel zur Einfallsebene schwingenden Komponenten des elektrischen Feldes unterscheiden (senkrechte bzw. parallele Polarisation). Für den Reflexionskoeffizienten R und den Transmissionskoeffizienten T gelten für die senkrecht polarisierte Welle

$$R_{\perp} = \frac{E_r}{E_i} = \frac{Z_2 \cos \theta_i - Z_1 \cos \theta_g}{Z_2 \cos \theta_i + Z_1 \cos \theta_g} \quad (4.15)$$

$$T_{\perp} = \frac{E_g}{E_i} = \frac{2Z_2 \cos \theta_i}{Z_2 \cos \theta_i + Z_1 \cos \theta_g} \quad (4.16)$$

und analog für die parallel polarisierte Welle

$$R_{\parallel} = \frac{E_r}{E_i} = \frac{Z_2 \cos \theta_g - Z_1 \cos \theta_i}{Z_2 \cos \theta_g + Z_1 \cos \theta_i} \quad (4.17)$$

$$T_{\parallel} = \frac{E_g}{E_i} = \frac{2Z_2 \cos \theta_i}{Z_1 \cos \theta_i + Z_2 \cos \theta_g} \quad (4.18)$$

mit

E_i	Amplitude der elektrischen Feldstärke der einfallenden Welle
E_r	Amplitude der elektrischen Feldstärke der reflektierten Welle
E_g	Amplitude der elektrischen Feldstärke der gebrochenen Welle
Z	Wellenwiderstand

Dabei gilt für den sogenannten Wellenwiderstand Z eines Mediums

$$Z = \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} \quad (4.19)$$

Für $n_1 < n_2$ hat die reflektierte Amplitude E_r das entgegengesetzte Vorzeichen wie die einfallende Amplitude E_i . Die Reflexionskoeffizienten R erhalten folglich für $\theta_i > \theta_g$ ein

negatives Vorzeichen. Dies resultiert aus dem Phasensprung um π bei der Reflexion an einem optisch dichteren Medium. Da je nach betrachtetem Frequenzbereich ϵ_r einen nicht zu vernachlässigenden Imaginärteil aufweist, sind Wellenwiderstand und folglich auch die Reflexionskoeffizienten ebenfalls komplexe Größen. Für die entsprechende Reflektivität Γ und die Transmissivität Y folgt daraus:

$$\Gamma_{\perp} = |R_{\perp}|^2 \quad (4.20)$$

$$Y_{\perp} = \frac{\operatorname{Re}\left\{\frac{\cos \theta_g}{Z_2}\right\}}{\operatorname{Re}\left\{\frac{\cos \theta_i}{Z_1}\right\}} |T_{\perp}|^2 \quad (4.21)$$

und

$$\Gamma_{\parallel} = |R_{\parallel}|^2 \quad (4.22)$$

$$Y_{\parallel} = \frac{\operatorname{Re}\{Z_2 \cos \theta_g\}}{\operatorname{Re}\{Z_1 \cos \theta_i\}} |T_{\parallel}|^2 \quad (4.23)$$

Zwischen Reflektivität Γ und Transmissivität Y besteht aus Gründen der Energieerhaltung folgender Zusammenhang:

$$\Gamma_{\parallel/\perp} + Y_{\parallel/\perp} = 1 \quad (4.24)$$

4.2.4 Elektromagnetische Wellen in Materie

Beim Durchgang von elektromagnetischer Strahlung durch Materie kommt es in Abhängigkeit von der Frequenz sowie den Materialeigenschaften zur Schwächung und Umwandlung in andere Energieformen (Absorption) sowie zur Streuung der Welle. Die aus beiden Prozessen resultierende Dämpfung wird als Extinktion bezeichnet.

4.2.4.1 Absorption

Bei der Betrachtung der Absorption einer elektromagnetischen Welle muß zwischen nichtleitenden (Isolatoren) und leitenden Medien unterschieden werden. Aufgrund der geringen Polarisierbarkeit pflanzt sich die eingedrungene Welle in einem Isolator theoretisch ohne weiteren Energieverlust fort. Geringfügige Verluste infolge von Ladungsbewegungen innerhalb des Mediums können vernachlässigt werden. Bei leitenden Medien hingegen kommt es jedoch zu einer raschen Abschwächung der Welle. Diese kommt dadurch zustande, daß die Wellenenergie zum Aufbau elektrischer Ströme im Leiter verbraucht wird. Durch die Wirkung der elektromagnetischen Welle werden die frei beweglichen Ladungen zu Schwingungen angeregt. Die daraus resultierenden, sich ständig verändernden Magnetfelder induzieren wiederum Spannungen, die ihrerseits wieder zu einem Stromfluß führen. Die schwingenden Dipole fungieren somit näherungsweise als lineare Oszillatoren und emittieren folglich elektromagnetische Wellen, welche sich mit der Erregerwelle überlagern. Durch Richtungs- und Phasenunterschiede kommt es bei der Interferenz der Einzelwellen zu Intensitätsverlusten und somit zu einer Energieabgabe der Welle an das Medium zu meist in der Form von Wärmeenergie. Diese Energieabgabe wird maximal, wenn die

Frequenz der Erregerwelle nahe der Relaxationsfrequenz der schwingenden Dipole liegt (Resonanz).

Für die exponentielle Abschwächung der Strahlungsintensität I einer Welle mit der Eindringtiefe x gilt das Lambert-Beer'sche Gesetz

$$I(x) = I_0 e^{-\alpha x} \quad (4.25)$$

mit I_0 Einstrahlungsintensität
 α Absorptionskonstante

Die frequenzabhängige Absorptionskonstante α ist eine Materialkonstante der Dimension $[m^{-1}]$. Im allgemeinen Fall gilt

$$\alpha = \frac{2\pi}{\lambda_0} \left| \operatorname{Im} \left\{ \sqrt{\epsilon_r} \right\} \right| = \frac{2\pi}{\lambda} \sqrt{\frac{\sqrt{1 + \tan^2 \delta} - 1}{2}} \quad (4.26)$$

mit λ_0 Wellenlänge im Vakuum
 $\tan \delta$ Dielektrischer Verlustfaktor (*loss tangent*)

Dabei gilt für den dielektrischen Verlustfaktor eines Mediums

$$\tan \delta = \frac{\epsilon''}{\epsilon'} \quad (4.27)$$

Es wird unmittelbar deutlich, daß für geringleitende Medien und Isolatoren, für die der Imaginärteil der Dielektrizitätskonstante gegen 0 geht, die Absorptionskonstante α ebenfalls sehr klein wird. Absorptionsprozesse im Medium sind demzufolge vernachlässigbar. Für diese Materialien, für die $\tan^2 \delta \ll 1$ gilt, folgt für die Absorptionskonstante

$$\alpha \approx \frac{\pi}{\lambda} \tan \delta \quad (4.28)$$

Für leitende Medien mit $\tan^2 \delta \gg 1$ läßt sich Formel (4.26) dahingegen vereinfachen zu

$$\alpha \approx \frac{2\pi}{\lambda} \sqrt{\frac{\tan \delta}{2}} \quad (4.29)$$

Darüber hinaus zeigt sich, daß für größere Wellenlängen tendenziell kleinere Absorptionskonstanten resultieren.

4.2.4.2 Streuung

Die Bezeichnung Streuung wird allgemein für die Wechselwirkung einer Welle mit einem 'Streuzentrum' verwendet, wobei dieses ein einziges Teilchen (z.B. ein Atom) oder die einzelnen Partikel (z. B. Atome, Moleküle) eines Mediums sein können. Nach der Streuung hat die gestreute Strahlung eine geänderte Ausbreitungsrichtung, bei der inelastischen Streuung auch einen geänderten Energiebetrag und somit eine veränderte Frequenz sowie manchmal auch eine geänderte Polarisationsrichtung.

Durch die bereits bei der Absorption beschriebenen Prozesse (Kapitel 4.2.4.1) kommt es beim Durchgang einer elektromagnetischen Welle durch ein Medium durch die Dipolanregung zur ungerichteten Aussendung von Sekundärwellen, den Streuwellen, die in fester Phasenbeziehung zur einfallenden Welle oszillieren und in andere Richtungen als der Einfallrichtung Energie abstrahlen. Die in eine bestimmte Richtung gestreute Intensität resultiert aus der kohärenten Überlagerung dieser Sekundär- und der Primärwellen.

Die Streuung ist abhängig von dem Verhältnis der Wellenlänge zur Größe der streuenden Partikel und deren Form. Sie wird im allgemeinen Fall für alle kugelförmigen Partikel beliebiger Größe in einem homogenen und isotropen Hintergrundmedium innerhalb des gesamten Bereichs der elektromagnetischen Strahlung durch die Mie'sche Streuungstheorie beschrieben. Liegen Partikelgrößen vor, die gegenüber der Wellenlänge sehr klein sind, kommt es zum Sonderfall der Rayleigh-Streuung. Ist der dimensionslose Grenzparameter χ für die Mie-Partikel

$$\chi = \frac{2\pi r}{\lambda_b} = \frac{2\pi r}{\lambda_0} \sqrt{\epsilon'_{rb}} \tag{4.30}$$

mit r Partikelradius
 λ_0 Wellenlänge im Vakuum
 λ_b Wellenlänge im Hintergrundmedium
 ϵ'_{rb} Realteil der relativen Dielektrizitätskonstante des Hintergrundmediums

sehr viel kleiner als 1, so können die Streuprozesse durch das Rayleigh-Gesetz beschrieben werden, demzufolge die abgestrahlte Leistung proportional zur 4. Potenz der Frequenz ist. Das mit der Dimension einer Fläche angegebene Verhältnis von eingestrahelter Energie pro Flächeneinheit zur gestreuten Intensität, der sogenannte Rückstreuquerschnitt σ , ergibt sich danach im allgemeinen Fall zu

$$\sigma = \frac{2\lambda}{3\pi} \chi^6 |K|^2 \tag{4.31}$$

mit

$$K = \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \tag{4.32}$$

wobei ϵ Komplexe Dielektrizitätskonstante der Partikel relativ zum Hintergrundmedium

Die Rayleigh-Streuung erfolgt bevorzugt in Vorwärts- und Rückwärtsrichtung, also in Richtung der einfallenden Welle und in 180 Grad dazu. Senkrecht zum einfallenden Strahl findet dagegen kaum Dipolstreuung statt (Abb. 4-11).

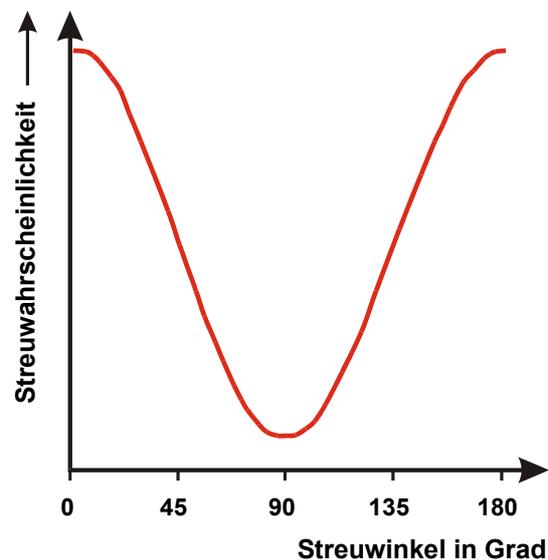


Abb. 4-11: Streuwahrscheinlichkeit der Rayleigh-Streuung in Abhängigkeit vom Streuwinkel.

4.2.4.3 Extinktion

Sowohl die Absorption als auch die Streuung in Materie führen zu einem Energieübertrag ins Medium und somit zu einer Dämpfung der elektromagnetischen Wellen. Der die resultierende Extinktion beschreibende materialspezifische Extinktionskoeffizient κ_e setzt sich als Summe aus Absorptionskoeffizient κ_a und Streukoeffizient κ_s zusammen:

$$\kappa_e = \kappa_a + \kappa_s \quad (4.33)$$

mit

$$\kappa_a = 2\alpha \quad (4.34)$$

Die Eindringtiefe δ_p der elektromagnetischen Wellen in ein Medium ist definiert als die Tiefe, in der noch e^{-1} (entsprechend rund 37%) der eingefallenen Intensität vorhanden ist. Sie kann in Abhängigkeit vom Extinktionskoeffizienten berechnet werden:

$$\delta_p = \frac{1}{\kappa_e} \quad (4.35)$$

In Materialien, in denen es aufgrund ihrer Homogenität zu keiner Volumenstreuung kommt ($\kappa_s = 0$), kann der Extinktionskoeffizient allein über die Absorptionskonstante berechnet werden. Durch Einsetzen der Gleichungen (4.27) und (4.29) ergibt sich bei niedrigen Mikrowellenfrequenzen folgende Beziehung zur Bestimmung der Eindringtiefe:

$$\delta_p = \frac{\lambda}{2\pi} \sqrt{\frac{\epsilon'}{\epsilon''}} \quad (4.36)$$

Die Eindringtiefe wächst mit abnehmendem Verlustfaktor. Für den Bereich der Mikrowellen folgt eine mit zunehmender Wellenlänge zunehmende Eindringtiefe, die für die meisten natürlich vorkommenden Medien im Bereich von ungefähr einer Wellenlänge liegt. Aufgrund der Energieerhaltung gilt für den Gesamtprozeß der Wechselwirkung von elektromagnetischer Strahlung mit Materie

$$I_0 = I_r + I_g = I_r + I_{\text{abs}} + I_s \quad (4.37)$$

mit

I_0	Einstrahlungsintensität
I_r	reflektierte Intensität
I_g	gebrochene Intensität
I_{abs}	absorbierte Intensität
I_s	gestreute Intensität

4.3 Systemparameter

Nachdem in den beiden vorangegangenen Kapiteln die allgemeinen Grundlagen der Radarfernerkundung sowie der physikalischen Rahmenbedingungen (Kapitel 4.2) bereitgestellt wurden, soll im Verlauf der folgenden Betrachtungen die geowissenschaftliche Perspektive in den Vordergrund gerückt werden. Dazu erscheint eine Unterteilung in die durch das Sensorsystem hervorgerufenen Abbildungseigenschaften (Kapitel 4.3) und die durch die zu beobachtenden Objekte bedingten Parameter (Kapitel 4.4) sinnvoll.

Zu Beginn der sich anschließenden Betrachtungen über die für die geowissenschaftliche Fernerkundung bedeutsamen systemimmanenten Eigenschaften der Radarsensoren sollen einige vertiefende Definitionen und Konventionen zur weiteren Verwendung eingeführt werden. Nach der Behandlung der charakteristischen Sensorparameter erfolgt die Darstellung der aus dem spezifischen Funktionsprinzip eines Radarsensors resultierenden Abbildungseigenschaften.

4.3.1 Definitionen

Flugzeug- oder Satellitengestützte Radarsysteme tasten die Erdoberfläche senkrecht zu ihrer Flugrichtung, auch Azimutrichtung (*azimuth* oder *along-track*) genannt, ab (Abb. 4-12). Die auf die Erdoberfläche projizierte Trajektorie der Plattform wird als Fluglinie oder Satellitenbodenspur (*ground track*) bezeichnet. Der zwischen ihr und der Blickrichtung des Sensors (*range* oder *across-track*) eingeschlossene Winkel wird als Azimutwinkel bezeichnet. Er beträgt zumeist 90° , wird aber unter Umständen durch Kipp- und Rollbewegungen (*pitch* und *roll*) des Flugkörpers beziehungsweise Verkantungen (*yaw*) gegenüber

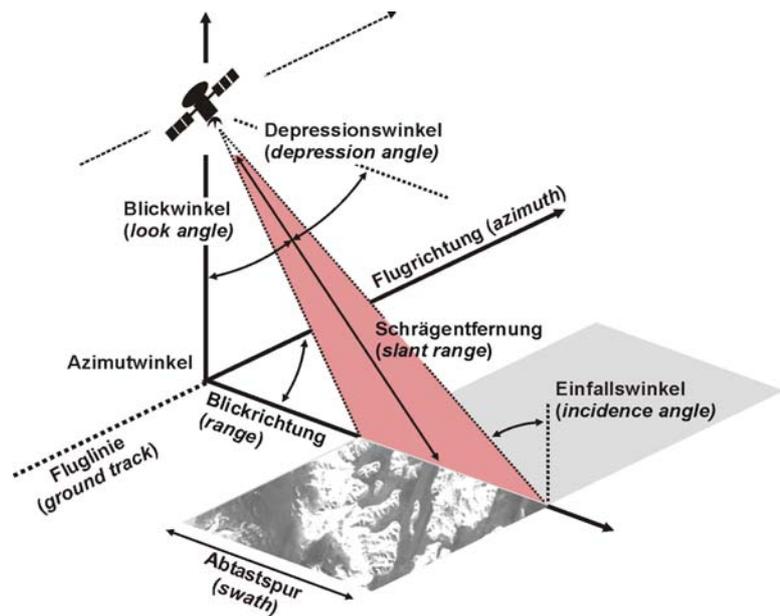


Abb. 4-12: Schematische Darstellung der SAR-Aufnahmegeometrie und der zugehörigen Winkel.

der Fluglinie modifiziert. Der Einfluß der Erdrotation wird über einen *squint*-Winkel ausgeglichen. Die auf der direkten Verbindungslinie (Sichtlinie) zwischen Sensor und Objekt gemessene Distanz wird als Schrägentfernung (*slant range*) bezeichnet, die entlang des Bezugsellipsoids gemessene Entfernung zwischen dem Nadirpunkt des Sensors und dem Objekt wird als Horizontalentfernung (*ground range*) angesprochen.

Der vom SAR-Sensor parallel zur Flugrichtung abgetastete Aufnahmestreifen (*swath*), auch Abtastspur genannt, wird grob in drei Zonen unterteilt, die mit zunehmender Entfernung vom Nadirpunkt des Sensors als *near range*, *mid range* und *far range* bezeichnet werden. Die Ausdehnung dieses Streifens in *range*-Richtung ist die Abtastbreite (*swath width*).

Der Einfallswinkel θ_i (*incidence angle* oder *incident angle*) eines Radarsystems wird lediglich durch die Aufnahmegeometrie des Sensors bestimmt. Er ist definiert als der Winkel zwischen der Sichtlinie des Sensors und der Flächennormalen auf der Geoidoberfläche. Er variiert mit der *range*-Entfernung und wird als nomineller Einfallswinkel für die Mitte des Aufnahmestreifens angegeben. Zur Berechnung des lokalen Einfallswinkels θ_{loc} (*local incidence angle*) muß die Hangneigung α der Geländeoberfläche berücksichtigt werden. Als Depressionswinkel β (*depression angle*) wird der Winkel zwischen der Horizontalebene des Sensors und dem Strahl zum Objekt bezeichnet. In einem rechtwinkligen Koordinatensystem, wie es für flugzeuggestützte Radarsysteme angenommen werden kann, ist der Depressionswinkel komplementär zum Einfallswinkel. In der sphärischen Geometrie, die für orbitale Systeme Gültigkeit besitzt, ist der Einfallswinkel aufgrund der Erdkrümmung größer. Aus gleichem Grund ist der Blickwinkel φ , der als Winkel zwischen der vertikalen Verbindungslinie des Sensors zum Nadir und der Ausbreitungsrichtung des Radarsignals definiert ist, komplementär zum Depressionswinkel, aber für raumgestützte Systeme kleiner als der Einfallswinkel.

4.3.2 Die Radargleichung

Bei der Fernerkundung mit einem flächenabbildenden Radarsystem vollziehen sich zwei grundlegende Strahlungsprozesse, zum einen die aktive Aussendung eines seitlich abgestrahlten, gerichteten Mikrowellenimpulses mit definierter Frequenz, Dauer und Polarisation durch die Sendeantenne sowie zum anderen die Strahlungsumsätze durch Reflexion und

Streuung an den Objekten auf der Erdoberfläche, wobei ein Teil der eingestrahlten Energie als Rückstreusignal wieder zur aufzeichnenden Antenne gelangt. Die dabei ablaufenden Teilprozesse sind schematisch in Abbildung 4-13 dargestellt. Der Zusammenhang zwischen der von der Sendeantenne abgestrahlten Leistung P_T und der nach der Wechselwirkung mit dem Objekt an der Empfangsantenne wieder aufgezeichneten Leistung P_R wird modellhaft

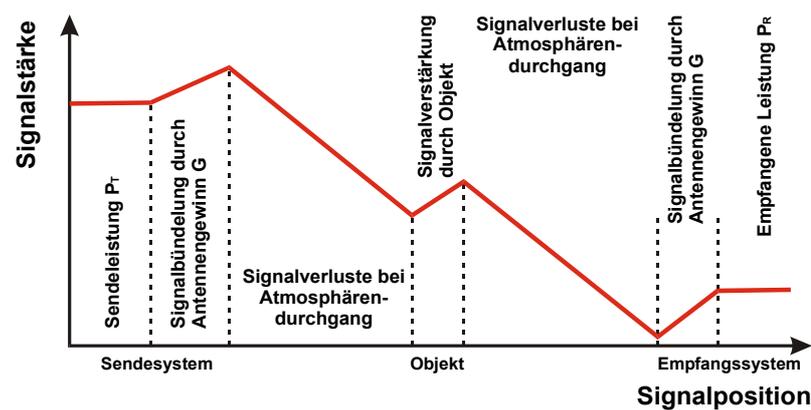


Abb. 4-13: Die Veränderung der Signalstärke des ausgesandten Radarimpulses zwischen Sende- und Empfangssystem (nicht maßstabsgetreue Darstellung).

durch die Radargleichung beschrieben. Unter Beschränkung auf die Reflexion an Oberflächen sowie unter Vernachlässigung der Polarisierungseffekte und der atmosphärischen Einflüsse kann die Radargleichung für Flächen mit zahlreichen zufällig verteilten Einzelstreuern vereinfachend wie folgt formuliert werden (ULABY et al., 1982; LEWIS & HENDERSON, 1998; KLAUSING & HOLPP, 2000):

$$P_R = P_T (\sigma^0 A) \left(\frac{G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} \right) \quad (4.38)$$

oder in integraler Schreibweise

$$P_R = \frac{\lambda^2}{(4\pi)^3} \int_A \frac{P_T G^2 \sigma^0}{R^4} dA \quad (4.39)$$

mit	P_T	von der Sendeantenne abgestrahlte Leistung [W]
	P_R	von der Empfangsantenne aufgezeichnete Leistung [W]
	λ	Wellenlänge [m]
	σ^0	Rückstreukoeffizient des betrachteten Flächenelements [dB]
	A	Auflösungsgröße eines Flächenelements [m ²]
	G	Antennengewinn (<i>antenna gain</i>); Verstärkungskoeffizient der Antenne, der das Verhältnis der in Abstrahlrichtung gerichtet ausgesandten Energie zu der einer isotrop sendenden Antenne beschreibt
	R	Schrägentfernung zwischen Radarsystem und sondiertem Objekt [m]

Der Rückstreukoeffizient σ^0 (*differential radar cross section, scattering coefficient, backscatter coefficient*) wird berechnet aus der Summe der effektiven Rückstreuquerschnitte (*radar cross section*) σ_i ($i = 1, \dots, n$) der Einzelstreuer pro Einheitsfläche:

$$\sigma^0 = \frac{\sum_{i=1}^n \sigma_i}{A} \quad (4.40)$$

Die Radargleichung stellt eine Verbindung zwischen den Parametern des Radarsystems, der Ausbreitungsgeometrie und den Objekteigenschaften her. Letztere werden durch den

Rückstreuoeffizienten σ^0 beschrieben, der eine Schlüsselgröße in der Radarfernerkundung darstellt (eine erweiterte Diskussion dieser elementaren Größe erfolgt in Kapitel 4.4.5). Aus der vereinfachten Radargleichung sind unmittelbar einige fundamentale Prinzipien des Sensordesigns ableitbar. So kann beispielsweise bei satellitengestützten Systemen aufgrund der damit verbundenen Gewichtserhöhung eine Steigerung der Empfangsleistung nicht einfach durch die Vergrößerung der Sendeleistung realisiert werden. Gleichmaßen ist eine Steigerung des Antennengewinns aufgrund der Konstruktionslimitationen nur begrenzt möglich. Um dennoch die durch die invers in vierter Potenz eingehende Entfernung des Sensors zum Objekt verursachte Leistungsminderung zu kompensieren, wurden die frühen raumgestützten SAR-Systeme (z. B. SEASAT) durchgängig mit im L-Band operierenden Sensoren ausgestattet.

4.3.3 Frequenz und Polarisierung

Bei der Fernerkundung mit aktiven Sensoren wird die von der Antenne abgestrahlte und wieder empfangene elektromagnetische Welle vom Aufnahmesystem selbst erzeugt. Die Frequenz des abgestrahlten kohärenten Mikrowellenimpulses ist dabei ausschließlich von den technischen Spezifikationen des Sendesystems abhängig. Sie stellt bei der Ausbreitung der Welle eine konstante Größe dar, während sich die Wellenlänge in Abhängigkeit von den Eigenschaften des Mediums verändert.

Aufgrund der Frequenzabhängigkeit der physikalischen Prozesse bei der Wechselwirkung elektromagnetischer Strahlung mit Materie (Kapitel 4.2), den Transmissionseigenschaften der Atmosphäre und der Bedeutung der Wellenlänge für die Empfangsleistung des Sensors (Kapitel 4.3.2) spielt somit die anwendungsorientierte Wahl der Frequenz eine entscheidende Rolle bei der Sensorentwicklung. Darüber hinaus werden durch die Wellenlänge die Rauigkeitseigenschaften einer Oberfläche beeinflusst, durch die wiederum die Rückstreu charakteristika eines bestrahlten Flächenelements bestimmt werden (Kapitel 4.4.3). Generell gilt, daß längerwellige Radarsignale (z. B. L-Band) unter gleichen Bedingungen zu größeren Eindringtiefen führen und daher für die Fernerkundung von dichten Vegetationsbeständen oder zur Detektierung von Untergrundstrukturen von besonderer Bedeutung sind, während kürzere Wellenlängen (z. B. X- und C-Band) zur Abbildung oberflächennaher Strukturen besser geeignet sind.

Die Polarisierungsform der abgestrahlten und der aufgezeichneten Welle ist ein weiterer wichtiger, das Sensorsystem kennzeichnender Parameter. Eine Antenne kann pro Impuls eine Welle in jeweils nur einer Polarisierung aussenden beziehungsweise empfangen, so daß sich hinsichtlich der Polarisierungscharakteristik eines Sensors folgende Kombinationsmöglichkeiten ergeben:

Gleichpolarisation (*like-polarisation*):

- HH: horizontale Aussendung, horizontaler Empfang
- VV: vertikale Aussendung, vertikaler Empfang

Kreuzpolarisation (*cross-polarisation*):

- HV: horizontale Aussendung, vertikaler Empfang
- VH: vertikale Aussendung, horizontaler Empfang

Die Polarisierung der elektromagnetischen Strahlung kann bei der Wechselwirkung mit elektrisch leitfähigen Materialien zahlreichen Veränderungen unterworfen sein. Bereits beim Atmosphärendurchgang kann durch die Präsenz elektrisch geladener Partikel in der Ionosphäre eine Rotation des Polarisationsvektors (Faraday-Rotation) bewirkt werden. Dieser

mit abnehmender Frequenz zunehmende Effekt kann zwar für die meisten Radarsysteme vernachlässigt werden, bereitet aber für den Einsatz von im P-Band operierenden satellitengestützten Sensoren erhebliche Probleme.

Bei der Interaktion der Radarstrahlung mit Materie haben dessen physikalische und geometrische Eigenschaften weitreichende Konsequenzen für die Polarisations- und somit Rückstreuungseigenschaften der eingestrahlten Welle. Die Polarisationsabhängigkeit der Reflektivität Γ (Kapitel 4.2.3.2) determiniert die Intensität der reflektierten beziehungsweise der in das Medium eindringenden Welle und trägt somit maßgeblich zur Stärke des zum Sensor rückgestreuten Signals bei. In Abhängigkeit von Oberflächenrauigkeit und Feuchtigkeitsgehalt des Untersuchungsobjektes wird ein Teil der ausgesandten Wellen nach Wechselwirkung mit der Oberfläche depolarisiert. Durch mehrfache Reflexionen an Oberflächen kommt es dabei zu einer Rotation des Polarisationsvektors bis hin zur vollständigen Depolarisation der Welle und somit zu einer deutlichen Signalschwächung. Die depolarisierten Anteile können lediglich von kreuzpolarisierten Radarsystemen registriert werden.

Die Rückstreuungseigenschaften eines Flächenelements werden weiterhin von dessen geometrischer Oberflächenstruktur bestimmt. Wird die Radarwelle an linear angeordneten Elementen, deren Größenordnung im Bereich der Wellenlänge liegt, gestreut, wird die Rückstreuung größer, wenn diese parallel zur Polarisationsenebene der einfallenden Welle angeordnet sind (z. B. vertikale Stellung der Halme in Kornfeldern, horizontal lagernde Eislinsen im Schnee). Das aufgezeichnete Signal wird bei gleichpolarisierten Sensoren maximal, während an kreuzpolarisierten Empfängern lediglich Anteile der depolarisierten Signalkomponente registriert werden können.

Multifrequente und multipolarisierte Sensoren wurden nur auf flugzeug- und Shuttle-gestützten Radarsystemen eingesetzt, alle bislang gestarteten zivilen Satellitenmissionen waren dagegen mit monofrequenten und monopolarisierten SAR-Sensoren ausgestattet (Kapitel 4.5). Multifrequent und vollpolarisiert aufgezeichnete Radardaten eröffnen eine neue Dimension der Radarfernerkundung und sind aktuell Gegenstand der Forschung (z. B. VAN ZYL & KIM, 2000; RÖSSING & ENDER, 2000; REIGBER et al., 2000; AINSWORTH et al., 2000; LEE et al., 2000; MOREIRA, 2000). Sie liefern komplementäre Datensätze und ermöglichen somit die Erweiterung des Verständnisses der Signal-Objekt-Wechselwirkung und bieten weitreichende Applikationsmöglichkeiten wie z. B. bei der Landnutzungsklassifikation oder der Ableitung geophysikalischer Parameter (beispielsweise der quantitativen Bestimmung der Boden- und Schneefeuchte, z. B. SHI & DOZIER, 1995; WANG et al., 1997; BOERNER et al., 1998).

4.3.4 Die geometrischen Abbildungseigenschaften

Aus dem auf Distanz- und Dopplermessungen beruhenden Funktionsprinzip abbildender Seitensichtradarsysteme und den daraus resultierenden Abbildungseigenschaften ergeben sich weitreichende Konsequenzen für die geometrischen Eigenschaften aufgezeichneter Radarbilder.

Diese sind durch eine gemischte Projektion gekennzeichnet, bei der in der Flugrichtung eine Parallelprojektion vorliegt; senkrecht dazu in *range*-Richtung dagegen eine Schrägentfernungsprojektion. Entsprechend der direkten Entfernung

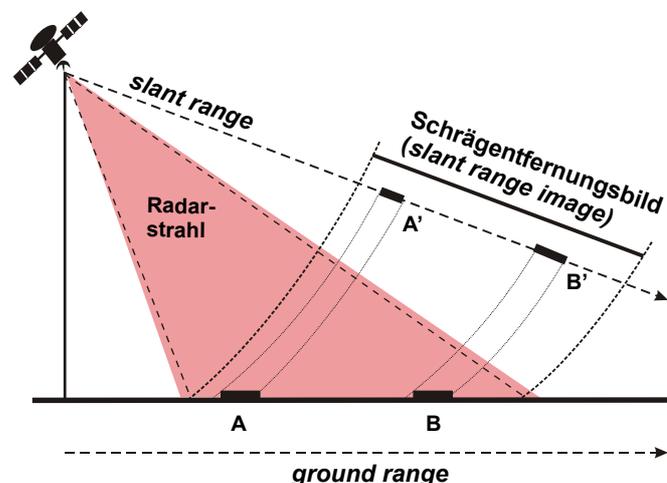


Abb. 4-14: Die Abbildungsgeometrie eines Radarsystems: Objekte im *near range*-Bereich (A) werden in der *slant range*-Darstellung gegenüber Objekten im *far range*-Bereich (B; $A = B$) perspektivisch verkürzt dargestellt ($A' < B'$).

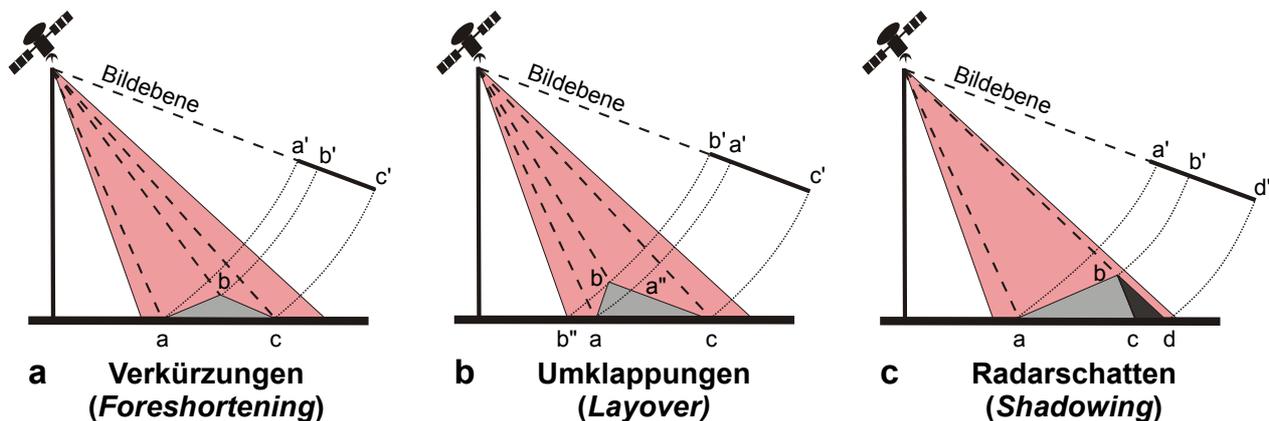


Abb. 4-15: Geometrie der reliefinduzierten Verzerrungen in Radarbildern.

zwischen Sensor und Objekt (*slant range*) und der sich daraus ergebenden Pulslaufzeit sind die empfangenen Signale im sogenannten Schrägentfernungsbild (*slant range image*) angeordnet. Dieses ist in *range*-Richtung durch einen veränderlichen Bildmaßstab beziehungsweise durch eine perspektivische Verkürzung infolge der hyperbolischen Verzerrung der abgebildeten Oberfläche gekennzeichnet. Die sich dabei ergebende Komprimierung ist im *near range*-Bereich am stärksten ausgeprägt (Abb. 4-14). Diese Abbildungsgeometrie ist jedem Radarsystem inhärent und charakterisiert die von weiterführenden Transformationsschritten unbeeinflusste Datengrundlage für Präzisionsanwendungen (z. B. Interferometrie; LEWIS & HENDERSON, 1998). Unter der vereinfachenden Annahme einer ebenen Oberfläche eines gewählten Bezugsellipsoids lassen sich unter Verwendung geeigneter, trigonometrischer Transformationen die durch die Laufzeitunterschiede gegebenen Distanzen in der *slant range*-Darstellung in horizontale Entfernungen in der sogenannten *ground range*-Darstellung projizieren. Bei dieser werden alle in der Geländebezugsebene liegenden Punkte lagerichtig (einer Grundrißprojektion entsprechend) wiedergegeben.

Weitere geometrische Verzerrungen treten bei Radarbildern von reliefierten Geländeoberflächen auf. Die Auswirkung von topographischen Höhenunterschieden erfolgt eindimensional in *range*-Richtung, wobei oberhalb der Bezugsebene liegende Geländepunkte zur Fluglinie hin versetzt werden (*relief displacement*). Die Lageversetzung bei gegebenem Höhenunterschied nimmt generell mit zunehmendem Abstand vom Nadirpunkt des Sensors beziehungsweise mit abnehmendem Depressionswinkel ab, ist also im *near range*-Bereich immer deutlich stärker anzutreffen als im *far range*-Bereich (Abb. 4-14).

Bei dem Sensor zugewandten, schwach geneigten Hängen, für die die Summe aus Hangneigung α und Depressionswinkel β kleiner 90° ist, erfolgt aufgrund der geringen Laufzeitdifferenzen in der Schrägentfernung eine Streckenverkürzung (*foreshortening*; Abb. 4-15 a: $ab > a'b'$). Diese Verkürzung wird maximal, wenn $\alpha + \beta = 90^\circ$ gilt. In diesem Fall ist die Schrägentfernung zum Hangfuß und zum Gipfel gleich und beide Geländepunkte überlagern sich in einem einzigen Bildpunkt. Bei noch steileren, zum Sensor orientierten Hängen bzw. bei geringerer Horizontalentfernung (entsprechend einem größerem Depressionswinkel) wird der Gipfel eines Berges (Abb. 4-15 b: Punkt b) noch vor dessen Hangfuß (Punkt a) von der Wellenfront erreicht und überlagert sich im Radarbild mit Punkt b'' vor dem Abbild des Fußpunkts a'. Die Abbildungslagen von Gipfel- und Fußpunkt kehren sich somit sowohl in der *slant range*- als auch in der *ground range*-Darstellung um. Dieser extreme Effekt der Reliefverzerrung wird als Überlappung (*layover*) bezeichnet und tritt bei $\alpha + \beta > 90^\circ$ auf. Die Auswertung von Radardaten wird dadurch besonders in gebirgigem Terrain oder in Gebieten mit städtischer Bebauung behindert. Auch auf der sensorabgewandten Hangseite kommt es zu reliefinduzierten Verzerrungen, sofern diese vom Radarstrahl noch erreicht wird ($\alpha < \beta$). Aufgrund der längeren Signallaufzeit kommt es hier zu Verlängerungen (*afterlengthening*; Abb. 4-15 a: $bc < b'c'$). Ist der Hangneigungswinkel jedoch

größer als der Depressionswinkel ($\alpha > \beta$), so kann die entsprechende sensorabgewandte Fläche von der Wellenfront nicht bestrahlt werden und liegt somit im Radarschatten (*radar shadow* oder *shadowing*; Abb. 4-15 c). Im Radarbild liegen über die betroffenen Flächen durch das fehlende Radarecho keinerlei Information vor. Der Radarschatten ist um so länger, je kleiner der Depressionswinkel des Radarstrahls und somit je größer die Horizontaldistanz ist. Er wächst mit der Höhe des Geländehindernisses. In schwach reliefierten Gebieten akzentuiert der Radarschatten den Reliefeindruck und erleichtert somit die Bildinterpretation, in Gebirgen dagegen wirkt er sich aufgrund des Informationsverlustes nachteilig aus.

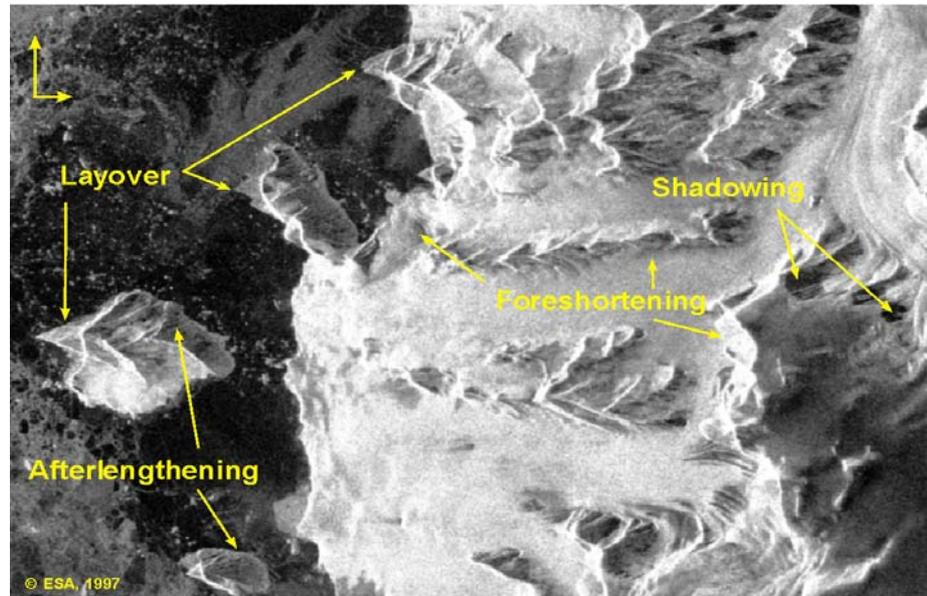


Abb. 4-16: Reliefinduzierte Verzerrungen in Radarbildern. Die ERS-2 SAR-Szene der inneren Marguerite Bay (68° Süd, 67° West) vom 13. Juli 1997 illustriert die reliefinduzierten Verzerrungseffekte in Abhängigkeit von der *range*-Entfernung. Der extreme *layover*-Effekt bei Millerand Island (im Bild links) resultiert aus einem rund 800 m hohem, zum Sensor orientierten Steilabfall im *near range*-Bereich der Szene. Mit zunehmender Horizontaldistanz schwächt sich die Auswirkung der Lageversetzung zunehmend ab.

Neben den dargestellten reliefinduzierten, vom Depressions- und Hangneigungswinkel abhängigen Lageverschiebungen kommt es in stark reliefiertem Terrain zu starken Variationen der Radarrückstreuung. Steile, dem Sensor zugewandte Hänge erzeugen durch kleine lokale Einfallswinkel und Überlagerungseffekte ein starkes Rückstreusignal. Die betroffenen Flächen erscheinen daher im Radarbild als helle, dem Sensor zugewandte Säume und tragen somit zusätzlich zu *foreshortening* und *layover* stark zum Reliefeindruck bei (Abb. 4-16). Flachere Hänge oder Ebenen reflektieren aufgrund der großen lokalen Einfallswinkel dagegen deutlich schwächer, während es bei den sensorabgewandten Hängen im Extremfall zum Effekt des Radarschattens kommt. Die Korrektur solcher reliefinduzierter geometrischer und radiometrischer Verzerrungen ist äußerst aufwendig und erfordert zwingend die Nutzung eines hochaufgelösten Digitalen Geländemodells (SCHREIER, 1993; STEINER, 2002).

4.3.5 Radarauflösung

Das räumliche Auflösungsvermögen eines abbildenden Fernerkundungssystems wird durch die minimale Distanz zwischen zwei Objekten, die in den Bilddaten noch voneinander separierbar sind, bestimmt. Hierbei ist festzuhalten, daß diese geometrische Auflösung nicht mit der Pixelauflösung des Datenproduktes übereinstimmt, welche aus der Prozessierung der Rohdaten und der Produktaufbereitung hervorgeht.

Bei den aktiv operierenden Radarsystemen wird die geometrische Auflösung im wesentlichen durch die systemimmanenten Parameter Wellenlänge, Signalbandbreite, Länge des abgestrahlten Radarimpulses und dessen Wiederholungsrate, Antennengröße und Depressionswinkel determiniert. Grundsätzlich resultieren aus dem Funktionsprinzip eines abbildenden Radarsystems unterschiedliche Auflösungen in *range*- und Azimutrichtung.

Die Auflösung quer zur Flugrichtung (*range resolution*) ist unmittelbar von der Impulslänge Δt des abgestrahlten Radarsignals abhängig (Abb. 4-17). Für die Auflösung R_{RS} in der *slant range*-Darstellung gilt:

$$R_{RS} = \frac{c\Delta t}{2} \tag{4.41}$$

Die *slant range*-Auflösung R_{RS} ist über den gesamten Abbildungsbereich von *near* nach *far range* konstant. Typische Impulslängen der operationellen Radarfernerkundungssysteme liegen im Bereich zwischen 0.05 und 1.00 μs , die entsprechenden Auflösungen variieren daher in der Größenordnung von 7.5 bis 150 m. Eine weitere Verbesserung der Auflösung durch eine Verkürzung der Impulse ist aber aufgrund der damit einhergehenden Schwächung der Signalintensität technisch nur begrenzt realisierbar.

Um die Auflösung R_{RG} in der *ground range*-Darstellung zu ermitteln, muß der Depressionswinkel β berücksichtigt werden:

$$R_{RG} = \frac{R_{RS}}{\cos \beta} = \frac{c\Delta t}{2 \cos \beta} \tag{4.42}$$

Daraus folgt unmittelbar, daß sich die Bodenauflösung eines Radarsystems in der *ground range*-Darstellung mit zunehmender Entfernung von der Fluglinie verbessert und sich asymptotisch für abnehmende Depressionswinkel an die *slant range*-Auflösung annähert. Während sich dieser Effekt für Satellitensysteme aufgrund ihrer hohen Flughöhe und des sich daraus ableitenden geringen Wertebereichs der Depressionswinkel im *swath-Bereich* (kleiner 15°) nur geringfügig bemerkbar macht, resultiert für flugzeuggestützte Sensoren mit ihren weitwinkligen Aufnahmesystemen (bis über 60°) eine enorme Beeinträchtigung (LEWIS & HENDERSON, 1998).

Bei der Betrachtung der Auflösung in Flugrichtung (*azimuth resolution*) muß zwischen Radarsensoren mit realer (RAR) und synthetischer Apertur (SAR) unterschieden werden. Bei den RAR-Systemen wird die Azimutauflösung R_A durch den horizontalen Strahlbreitewinkel β_h , welcher die horizontale Winkelauflösung der antennencharakteristischen Abstrahlkeule repräsentiert, und der Schrägentfernung s bestimmt (Abb. 4-18):

$$R_A = \beta_h s \tag{4.43}$$

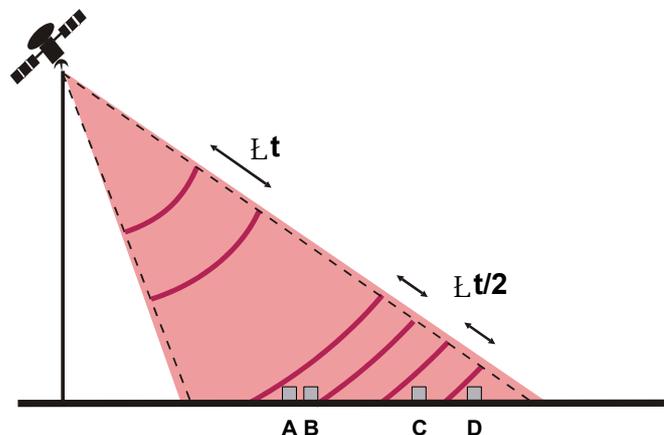


Abb. 4-17: Die Auflösung in *range*-Richtung R_{RS} ist abhängig von der Impulsdauer Δt . Zwei Objekte (Punkte C, D) können räumlich aufgelöst werden, wenn die Laufzeitdifferenz zwischen ihnen größer als die halbe Impulsdauer ist. Die Objekte A und B können aufgrund ihrer räumlichen Nähe nicht mehr als Einzelobjekte aufgelöst werden.

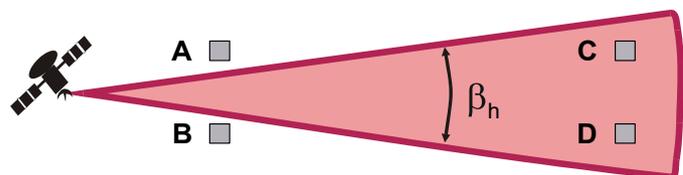


Abb. 4-18: Die Auflösung in Azimutrichtung R_A ist abhängig von dem horizontalen Strahlbreitewinkel β_h und der Schrägentfernung: Während die Objekte A und B räumlich getrennt aufgezeichnet werden, liegen C und D im *far range*-Bereich zu dicht beieinander als daß sie aufgelöst werden könnten.

Unter Verwendung der verwendeten Wellenlänge λ und der Antennenlänge l gilt für den Strahlbreitewinkel

$$\beta_h = \frac{\lambda}{l} \tag{4.44}$$

Ferner folgt aus geometrischen Betrachtungen für die Schrägentfernung vom Sensor mit der Flughöhe H

$$s = \frac{H}{\sin\beta} \tag{4.45}$$

und es resultiert die folgende Beziehung für die Azimutauflösung eines RAR-Systems:

$$R_A = \left(\frac{H}{\sin\beta} \right) \frac{\lambda}{l} \tag{4.46}$$

Folglich wächst die Azimutauflösung R_A linear mit zunehmender *slant range*, wobei dies durch eine Vergrößerung der Antennenlänge aus technischen Gründen nicht ausreichend kompensiert werden kann (Abb. 4-19). Gleichzeitig verschlechtert sich die Auflösung in Flugrichtung mit zunehmender Höhe des Sensors sowie mit anwachsendem Depressionswinkel. Eine Auflösungsverbesserung durch eine Reduktion der verwendeten Wellenlänge ist zwar durchaus realisierbar, hierbei müssen aber die dadurch veränderten Reflexions- und Transmissionseigenschaften berücksichtigt werden. Die Abtastung der Erdoberfläche unter großen Depressionswinkeln hingegen hätte unmittelbar die Verschlechterung der *range*-Auflösung zur Folge. Aus den Betrachtungen wird daher deutlich, daß RAR-Systeme nur von erdnah operierenden Flugzeugen aus sinnvoll eingesetzt werden können.

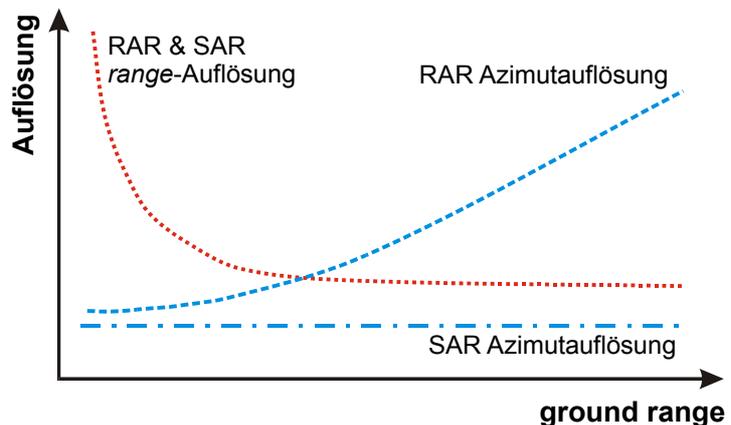


Abb. 4-19: Die Variation der *range*- und Azimutauflösung in Abhängigkeit von der Horizontaldistanz bei Radar-systemen mit realer und synthetischer Apertur (nach LEWIS & HENDERSON, 1998).

SAR-Systeme, wie sie auf allen orbitalen Plattformen implementiert sind, zeigen demgegenüber eine über den gesamten *swath*-Bereich hinweg konstante Azimutauflösung R_A (Abb. 4-19). Es gilt:

$$R_A = \frac{l}{2} \tag{4.47}$$

Diese erstaunlich einfache Beziehung besagt, daß die Auflösung eines SAR-Systems unabhängig von der Flughöhe, der Entfernung des Sensors zum Objekt sowie der Wellenlänge ist. Darüber hinaus verbessert sie sich im Gegensatz zu RAR-Sensoren mit kürzer werdender realer Antennenlänge l , wobei hierbei der Steigerung der Auflösung wiederum technische Grenzen gesetzt sind (ELACHI et al., 1982; MOREIRA, 2000).

4.3.6 Speckle

Da das am Sensor aufgezeichnete Radarecho eines Flächenelements sich aus der Überlagerung der Rückstreusignale einer Vielzahl von einzelnen elementaren Streuzentren konstituiert, kommt es aufgrund der dabei auftretenden Phasenverschiebungen zu konstruktiven und destruktiven Interferenzerscheinungen der kohärenten Strahlung. Das aufgezeichnete Radarsignal variiert selbst bei homogenen Oberflächen stark von Bildpunkt zu Bildpunkt und erzeugt im Bild ein kleinräumiges, einem Rauschen ähnliches Muster. Weil sich jedoch bei übereinstimmender Aufnahmekonfiguration das identische Strukturmuster ergibt, handelt es sich nicht um ein Rauschen im physikalischen Sinn (BAMLER & SCHÄTTLER, 1993). Dieser zu den radiometrischen Eigenschaften zählende, systemimmanente Effekt macht sich in der generell körnigen Textur der Radarbilder bemerkbar, die als sogenannter *speckle* bezeichnet wird (Abb. 4-20). Da die exakten Rückstreueigenschaften der elementaren Einzelstreuer, aus denen sich das betrachtete Flächenelement zusammensetzt, nicht erfaßbar sind, werden die Eigenschaften des *speckle*-Effekts naheliegenderweise am besten mit statistischen Methoden beschrieben (GOODMAN, 1976 und 1986; LEE, 1981; TRIEBFÜRST, 2000). Im Allgemeinen sind SAR-Szenen durch *speckle* deutlich stärker beeinträchtigt als Aufnahmen von RAR-Systemen (ULABY et al., 1982).

Da die visuelle als auch die digitale Radarbildauswertung durch den *speckle*-Effekt teilweise stark behindert wird, werden verschiedene Verfahrenswege zur *speckle*-Reduktion eingesetzt. An diesen Prozeß werden in der Regel zwei wesentliche Anforderungen gestellt (TRIEBFÜRST, 2000):

1. Homogene Bildregionen ohne Bildstrukturen sollen möglichst ohne Rauschen rekonstruiert werden.
2. Alle nicht durch das Rauschen erzeugten Bildstrukturen sollten erhalten bleiben.

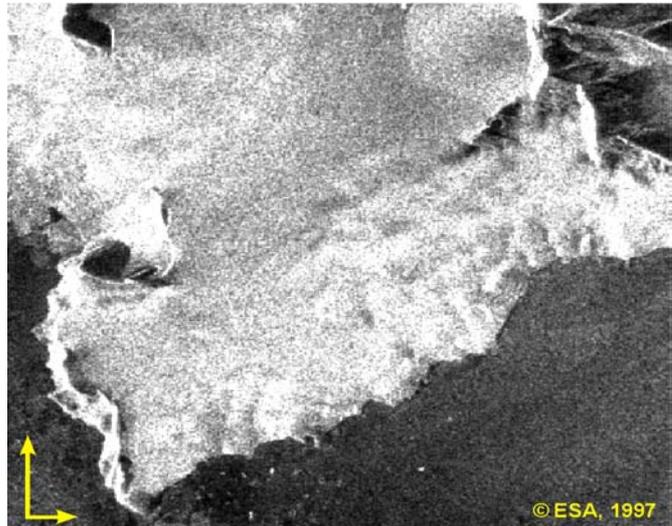


Abb. 4-20: Durch den *speckle*-Effekt gekennzeichnete, körnige Textur auf der Gletscheroberfläche des Fuchs Ice Piedmonts (Adelaide Island; ERS-2 SAR-Szene vom 13. Juli 1997).

Die dazu eingesetzten Methoden basieren zumeist auf Mittelwertbildung einer ausreichend großen Anzahl statistisch unabhängiger Stichproben einer einzelnen Auflösungszelle. Diese lassen sich unterteilen in die bereits in den Prozeß der Prozessierung der empfangenen Rohdaten zu Radarbildern integrierten Verfahren sowie in Verfahren, die auf die SAR-Bilder nach deren abgeschlossener Prozessierung angewendet werden (BAMLER & SCHÄTTLER, 1993):

- Die *multi-look*-Prozessierung führt bereits bei der Verarbeitung der aufgezeichneten SAR-Rohdaten zu einer effektiven Reduktion des *speckle*. Dem Verarbeitungsprinzip liegt dabei die bei SAR-Aufnahmen charakteristische, mehrfache Abtastung eines Auflösungselements unter verschiedenen Blickwinkeln zugrunde. Durch Unterteilung der synthetischen Antennenlänge in m Abschnitte (*looks*) wird für jeden Abschnitt ein unabhängiges Bild prozessiert und die einzelnen Bilder werden anschließend überlagert. In Abhängigkeit von der Anzahl m der verwendeten *looks* ist der Anteil des *speckle* im erzeugten SAR-Bild deutlich reduziert, wobei sich jedoch die Azimutauflösung um den Faktor m verschlechtert:

$$R_A = m \frac{1}{2} \quad (4.48)$$

- Eine Reduktion des *speckle*-Anteils kann auch über eine Filterung der prozessierten SAR-Daten erreicht werden. Dabei wird zwischen Verfahren, die im Ortsbereich, d. h. mit den Originalbildern, arbeiten und Verfahren im Frequenzbereich, die die SAR-Bilder erst geeignet transformieren und in verschiedene Frequenzanteile zerlegen, unterschieden. Neben linearen Filterverfahren wie der Mittelwert- und der Medianwertbildung werden dazu auch nichtlineare, lokal angepaßte Ansätze, die zumeist auf der statistischen Verteilung des *speckle* basieren, eingesetzt. Vergleichende Übersichten über gängige Filterverfahren finden sich bei SCHWAN (1995) und TRIEBFÜRST (2000).

In der Praxis wird häufig eine Kombination beider Verfahrenswege zur effektiven Reduktion des *speckle*-Effekts eingesetzt. Eine weitere effektive Methode unter Erhaltung der ursprünglichen Auflösung bietet die Mittelung vieler verschiedener, zu unterschiedlichen Zeitpunkten aufgezeichneter Einzelszenen, sofern sich die Rückstreueigenschaften der Oberflächen im betrachteten Zeitraum nicht signifikant verändert haben (MEADOWS & LAUR, 1998). Es ist abschließend darauf hinzuweisen, daß durch geeignete Auswerteverfahren der dem *speckle* inhärente Informationsgehalt ebenfalls zur Datenanalyse herangezogen werden kann (RANEY, 1998).

4.4 Objektparameter

Geländeoberflächen und die sich auf ihnen befindlichen Objekte verhalten sich gegenüber der auftreffenden Radarstrahlung sehr unterschiedlich. Ihre Rückstreueigenschaften hängen neben den systemspezifischen Parametern vor allem von den physikalischen Materialeigenschaften, dem Einstrahlungswinkel sowie den morphologischen und geometrischen Verhältnissen ab. Die Eigenschaften des von einem Flächenelement zum Sensor zurückgestreuten Radarsignals werden im wesentlichen von den folgenden drei Objektparametern bestimmt (LEWIS & HENDERSON, 1998):

- Dielektrische Eigenschaften
- Lokaler Einfallswinkel
- Geometrische Oberflächeneigenschaften

Durch diese Parameter werden die an der Oberfläche reflektierten beziehungsweise gestreuten sowie die aus dem Medium selbst stammenden Anteile der Radarrückstreuung determiniert. Der Rückstreukoeffizient stellt dabei die fundamentale Größe der Radarfernerkundung dar, die eine integrative Untersuchung der durch die system- und objektabhängigen Parameter determinierten Rückstreueigenschaften eines Flächenelements erlaubt.

4.4.1 Dielektrische Eigenschaften

Die frequenzabhängigen dielektrischen Eigenschaften des vom Radarsignal beleuchteten Flächenelements bestimmen maßgeblich dessen Rückstreueigenschaften. Durch sie werden die Intensitäten des reflektierten und des in das Medium eindringenden Anteils des eingestrahnten Energieimpulses gemäß den in Kapitel 4.2.3 eingeführten physikalischen Randbedingungen determiniert. Sie sind somit von entscheidender Bedeutung für die Ausbreitung und Dämpfung eines ausgesandten Radarimpulses im Medium und bestimmen

die Amplitude und die Polarisation des zum Sensor zurückgestreuten Signals. Hohe Werte der materialspezifischen Dielektrizitätskonstanten resultieren in einem hohen Reflexionsgrad an der Oberfläche und einer geringen Eindringtiefe.

Im Frequenzbereich der Mikrowellenstrahlung weisen in Abwesenheit von Wasser die meisten natürlich vorkommenden Materialien (Böden, Fels, Eis, etc.) relative Dielektrizitätskonstanten im Wertebereich zwischen 2 und 10 auf (Realteil ϵ_r') und vernachlässigbare Verlustfaktoren (Imaginärteil ϵ_r'') zwischen 0.01 und 0.1 auf (ULABY et al., 1982; ULABY et al., 1990). Aufgrund dieses recht engen Wertebereichs hat daher die Variation der Dielektrizitätskonstanten natürlicher Landoberflächen unter trockenen Bedingungen auf die Radarfernerkundung nur eine geringe Auswirkung. Durch die hohe relative Dielektrizitätskonstante von Wasser ($\epsilon_r' \approx 81$) werden jedoch bei zunehmender Feuchte des Materials dessen dielektrischen Eigenschaften signifikant verändert, was in einer Erhöhung des reflektierten Anteils und durch einen ebenfalls hohen Verlustfaktor ϵ_r'' in einer drastischen Reduzierung der Eindringtiefe resultiert. Die Rückstreuereigenschaften eines betrachteten Flächenelements hängen somit wesentlich von dessen Feuchtegehalt ab. Eine detaillierte Diskussion der dielektrischen Eigenschaften von Wasser erfolgt in Kapitel 5.2.1.

4.4.2 Lokaler Einfallswinkel

Der Einfallswinkel θ_i ist für die geometrischen und radiometrischen Eigenschaften eines Radarbildes von besonderer Bedeutung (Kapitel 4.3.1). Er wächst mit zunehmender Entfernung vom Sensor in *range*-Richtung. Da der auf eine Landoberfläche auftreffende Radarstrahl jedoch nur in Ausnahmefällen auf eine ebene Fläche fällt, muß für die Betrachtung der Rückstreuereigenschaften eines solchen Flächenelements dessen Neigung gegenüber der Horizontalen berücksichtigt werden. Der lokale Einfallswinkel θ_{loc} (*local incidence angle*) ist definiert als der Winkel zwischen der Sichtlinie des Radarsensors und der Flächennormalen. Während der Einfallswinkel θ_i eines Radarsystems lediglich durch dessen Aufnahmegeometrie relativ zur ellipsoidischen Erdoberfläche bestimmt wird, muß bei der Ermittlung des lokalen Einfallswinkel θ_{loc} daher der topographische Neigungswinkel α eines Flächenelements relativ zum Sensor mit berücksichtigt werden (Abb. 4-21).

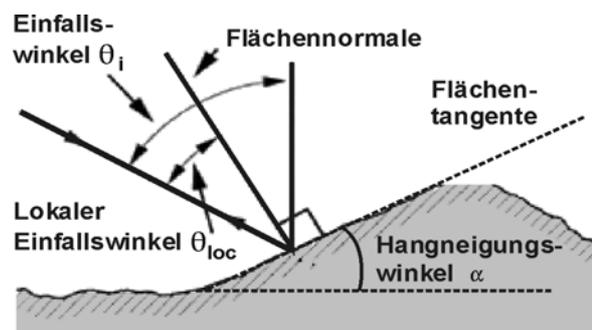


Abb. 4-21: Der lokale Einfallswinkel bei einer geneigten Geländeoberfläche (nach LEWIS & HENDERSON, 1998).

4.4.3 Geometrische Oberflächeneigenschaften

Bei der Betrachtung der Reflexionseigenschaften eines Flächenelements sind dessen geometrischen Oberflächeneigenschaften von grundlegender Bedeutung, da sie die Art und Intensität der auftretenden Reflexion determinieren.

Die Oberflächenrauigkeit ist ein Maß für die Unregelmäßigkeit einer Oberfläche. An glatten Oberflächen, deren Rauigkeit im Verhältnis zur Wellenlänge klein ist, tritt spiegelnde oder spekulare Reflexion auf (Abb. 4-22). Zur Berechnung der reflektierten Intensitäten gelten die Fresnelschen Formeln (Kapitel 4.2.3.2). Mit zunehmender Rauigkeit kommt es zu diffuser Reflexion, bei der die einfallende Strahlung nach allen Richtungen hin zurückgeworfen wird. Der Idealfall einer rauhen, diffus reflektierenden Oberfläche stellt die Lambertsche Fläche dar, von der aus ein einfallender Strahl gleichmäßig und richtungsunabhängig reflektiert wird. Eine solche Oberfläche reflektiert in alle Richtungen gleich stark. Bei den meisten in

der Natur vorkommenden Oberflächen kommt es zur gemischten oder gerichteten diffusen Reflexion, bei der die einfallende Strahlung mit einer gespiegelten (kohärenten) und einer gestreuten (diffusen) Komponente mit unterschiedlichen Intensitäten in alle Richtungen reflektiert wird (ALBERTZ, 2001).

Die Charakterisierung der Rauigkeit einer Oberfläche erfolgt durch die statistischen Parameter Standardabweichung σ der Höhenvariationen und deren Autokorrelationslänge l . Beide zusammen beschreiben die statistische Variation der zufällig verteilten Komponente der Oberflächenhöhe bezogen auf eine Referenzoberfläche. Die Bestimmung der Parameter erfolgt im eindimensionalen Fall durch die Unterteilung der zu untersuchenden Profilstrecke in N disjunkte Intervalle mit der Länge Δx . Für jedes x_i ($i = 1, \dots, N$) wird die Höhendifferenz $z_i(x_i)$ zur Referenzhöhe bestimmt. Die Standardabweichung σ ergibt sich zu

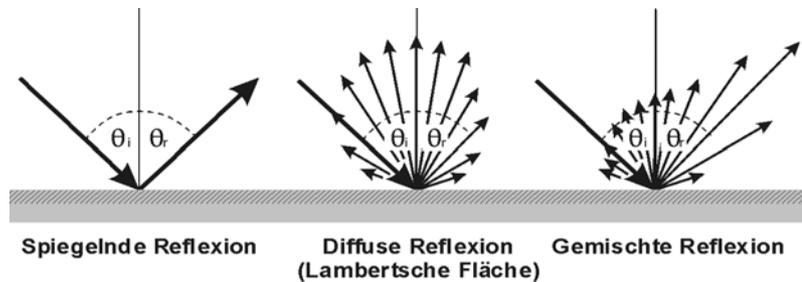


Abb. 4-22: Verschiedene Arten der Reflexion hervorgerufen durch unterschiedliche Oberflächenrauigkeiten (Quelle: ALBERTZ, 2001).

Die Bestimmung der Parameter erfolgt im eindimensionalen Fall durch die Unterteilung der zu untersuchenden Profilstrecke in N disjunkte Intervalle mit der Länge Δx . Für jedes x_i ($i = 1, \dots, N$) wird die Höhendifferenz $z_i(x_i)$ zur Referenzhöhe bestimmt. Die Standardabweichung σ ergibt sich zu

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N-1} \left(\sum_{i=1}^N (z_i)^2 - N(\bar{z})^2 \right)} \quad (4.49)$$

mit

$$\bar{z} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N z_i \quad (4.50)$$

Die Meßintervalle sollten so gewählt werden, daß die Bedingung $\Delta x \ll 0.1\lambda$ erfüllt ist (ULABY et al., 1982). Die Autokorrelationslänge l dient zur Abschätzung der statistischen Unabhängigkeit zweier Punkte einer Oberfläche. Liegen diese zwei Punkte weiter als die Horizontalstrecke l voneinander entfernt, so können ihre Höhen als statistisch unabhängig voneinander betrachtet werden. Die Berechnung von l erfolgt über die Entwicklung der oberflächenspezifischen Autokorrelationsfunktion $\rho(x)$. Für den Abstand zweier Punkte $x' = (j-1)\Delta x$ ($j = 1, 2, \dots, N$) folgt für den eindimensionalen Fall mit disjunkten Intervallen

$$\rho(x') = \frac{\sum_{i=1}^{N+1-j} z_i z_{j+i-1}}{\sum_{i=1}^N z_i^2} \quad (4.51)$$

Definitionsgemäß wird die Autokorrelationslänge l als der Abstand x' berechnet, für den die Bedingung

$$\rho(x') = e^{-1} \approx 0.37 \quad (4.52)$$

erfüllt ist. Glatte Oberflächen haben größere Autokorrelationslängen l , für den extremen Fall einer ideal spiegelnden Oberfläche gilt $l = \dots$

Die Oberflächenrauigkeit stellt kein absolutes Maß dar, sondern sie ist abhängig von der Wellenlänge der einfallenden Strahlung und dem lokalen Einfallswinkel unter dem die Strahlung auf die Grenzfläche auftrifft (Abb. 4-23). In erster Näherung kann eine Oberfläche als glatt angesehen werden, wenn ihre Rauigkeit kleiner als ein Zehntel der Wellenlänge ist. Eine genauere Abschätzung liefert das Rayleigh-Kriterium, das einen Grenzwert für glatte Oberflächen in Abhängigkeit von der Wellenlänge λ und dem Einfallswinkel θ ergibt. Oberflächen, deren Höhenvariation durch die Standardabweichung σ charakterisiert ist, können als glatt angesehen werden wenn gilt:

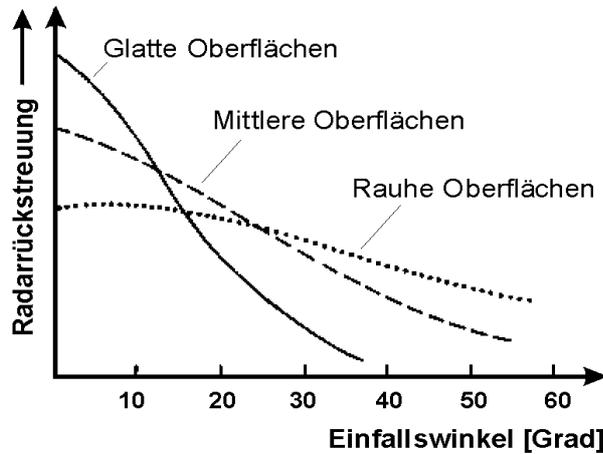


Abb. 4-23: Die Abhängigkeit der Rückstreuintensität vom lokalen Einfallswinkel für verschiedene Oberflächenrauigkeitsklassen (nach ULABY et al., 1982).

$$\sigma < \frac{\lambda}{8 \cos \theta} \tag{4.53}$$

Eine eingeschränktere Definition des Grenzwertes für glatte Oberflächen folgt aus dem Fraunhofer-Kriterium

$$\sigma < \frac{\lambda}{32 \cos \theta} \tag{4.54}$$

Nach ULABY et al. (1982) ist dieses schärfere Kriterium für Modellierungszwecke besser geeignet. Ein erweitertes, modifiziertes Rayleigh-Kriterium (PEAKE & OLIVER, 1971) liefert zwei Grenzwerte, einen für glatte Oberflächen mit spiegelnder Reflexion beziehungsweise einen für rauhe Oberflächen mit ausschließlich diffuser Reflexion. Die durch mittlere Rauigkeiten gekennzeichneten Flächen, deren Standardabweichung σ der Höhenvariation zwischen den beiden Grenzwerten liegt, führen zur gemischten Reflexion eines einfallenden Strahles. Dieser Ansatz berücksichtigt die Eigenschaften natürlicher Oberflächen im mittleren Rauigkeitsbereich zwischen den beiden extremen Oberflächencharakteristika und die daraus resultierenden Reflexionseigenschaften. Hierbei gilt als Grenzkriterium für glatte Flächen

$$\sigma < \frac{\lambda}{25 \cos \theta} \tag{4.55}$$

und für rauhe Oberflächen

$$\sigma > \frac{\lambda}{4.4 \cos \theta} \tag{4.56}$$

Tab. 4-1: Vergleich von Grenzkriterien für glatte und raue Oberflächen in Abhängigkeit der Wellenlänge für verschiedene lokale Einfallswinkel (erweitert nach LILLESAND & KIEFFER, 2000).

Grenzkriterium	Standardabweichung σ der Höhenvariation [cm]			
	K _a - Band $\lambda = 0.860$ cm	X - Band $\lambda = 3.20$ cm	C - Band $\lambda = 5.60$ cm	L - Band $\lambda = 23.50$ cm
Lokaler Einfallswinkel = 20°				
Glatt (Rayleigh)	0.11	0.43	0.74	3.13
Glatt (Fraunhofer)	0.03	0.11	0.19	0.78
Glatt (Rayleigh mod.)	0.04	0.14	0.24	1.00
Rauh (Rayleigh mod.)	0.21	0.77	1.35	5.68
Lokaler Einfallswinkel = 45°				
Glatt (Rayleigh)	0.15	0.57	0.99	4.15
Glatt (Fraunhofer)	0.04	0.14	0.25	1.04
Glatt (Rayleigh mod.)	0.05	0.18	0.32	1.33
Rauh (Rayleigh mod.)	0.28	1.03	1.80	7.55
Lokaler Einfallswinkel = 70°				
Glatt (Rayleigh)	0.31	1.17	2.05	8.59
Glatt (Fraunhofer)	0.08	0.29	0.51	2.15
Glatt (Rayleigh mod.)	0.10	0.37	0.65	2.75
Rauh (Rayleigh mod.)	0.57	2.13	3.72	15.60

Aus den Betrachtungen folgt unmittelbar, daß die Rauigkeit einer Oberfläche mit abnehmender Wellenlänge und abnehmendem lokalen Einfallswinkel zunimmt. Dieser Zusammenhang führt bereits im ebenen Terrain durch das Anwachsen des Einfallswinkels zu einer Abnahme der Rückstreuung mit zunehmender *range*-Entfernung. Typische Werte für die Grenzkriterien bei unterschiedlichen Wellenlängen (K_a-, X-, C- und L-Band) und verschiedenen lokalen Einfallswinkel sind in Tabelle 4-1 dargestellt. Die Abhängigkeit der Radarrückstreuintensität vom lokalen Einfallswinkel ist schematisch in Abbildung 4-23 wiedergegeben. Die jeweils relativ hohen Rückstreuwerte bei kleinen lokalen Einfallswinkeln

sind auf den hohen Anteil spiegelnd reflektierter Strahlung zurückzuführen. Bei Vergrößerung der lokalen Einfallswinkel überwiegt der Einfluß der diffus reflektierten Komponente, während der reflektierte Anteil stark abnimmt. Bei glatten Oberflächen und größeren Einfallswinkeln resultiert daher ein äußerst schwaches Rückstreusignal, da die einfallende Welle nahezu vollständig von der Sensorrichtung weg gespiegelt wird (z. B. glatte Wasseroberflächen).

Die Oberflächenrauigkeit ist für die Radarfernerkundung von größter Bedeutung. Im Allgemeinen gilt, daß die Rückstreuintensität eines einfallenden Radarstrahls mit abnehmendem Einfallswinkel und zunehmender Oberflächenrauigkeit zunimmt, da durch die diffuse Reflexion auch der Anteil der zum Sensor zurückgestreuten Intensität zunimmt. Aus den Betrachtungen folgt jedoch darüber hinaus, daß identische Oberflächen je nach lokalem Einfallswinkel und der verwendeten Wellenlänge unterschiedliche Beiträge zur Rückstreuung liefern und diese somit in reliefiertem Gelände beziehungsweise im *near*- und *far range* Bereich einer Radarszene unterschiedliche Rückstreucharakteristika aufweisen. Neben den statistischen Parametern, die die Oberflächenrauigkeit beschreiben, sind auch die Form und die Orientierung der Oberflächenmerkmale zu berücksichtigen. Bei Oberflächen, die durch eine annähernd senkrecht zur Einfallrichtung angeordnete, regelmäßige Zeilenstruktur geprägt sind (z. B. Ackerfurchen, Pflanzenreihen, Wasserwellen) kommt es bei der Rückstreuung in Abhängigkeit von der verwendeten Wellenlänge λ und dem Zeilen-

abstand L zur konstruktiven Interferenz und somit zu einer Signalverstärkung. Für diese Bragg-Resonanz gilt folgende Bedingung ($n = 1, 2, \dots$)

$$\frac{2L}{\lambda} \sin \theta = n \quad (4.57)$$

bei der sich die rückgestreuten Wellen in Phase befinden und sich demzufolge kohärent überlagern. Dieser Effekt ist für die hohe Rückstreuintensität von leicht welligen Wasseroberflächen verantwortlich.

Ein anderer Effekt, der ebenfalls zu einer Signalverstärkung führt, wird durch die winklige Anordnung spiegelnder Oberflächen hervorgerufen. Sind diese spiegelnden Oberflächen zum Sensor hin orientiert, d. h. liegen diese waagrecht und senkrecht ausgerichteten Flächen mit ihrer Schnittgeraden senkrecht zur Einstrahlungsrichtung, so wird der durch zweimalige gerichtete Reflexion gespiegelte Radarimpuls genau in Sensorrichtung zurückgeworfen. In komplex angeordneten Strukturen kommt es ferner zur Mehrfachreflexion (*multi-path scattering*) des einfallenden Radarstrahls (z.B. Gletscherbrüche, Schelfeiskanten). Durch die vollständige Rückstrahlung des einfallenden Signals zum Sensor sowie durch konstruktive Interferenzeffekte treten diese Flächenelemente als außerordentlich helle Bildpunkte im Radarbild hervor. Solche Winkelreflektoren (*corner reflectors*) finden sich weit verbreitet auf natürlichen (Gebirge, Flußterrassen, Gletscherkanten, etc.) und anthropogen überprägten Landoberflächen (Städte, Brücken, Überlandleitungen, etc.). Künstliche, als offene Metalltetraeder konstruierte Winkelreflektoren werden unter anderem zur Kalibrierung von SAR-Sensoren und zur Identifikation von Bodenkontrollpunkten im Radarbild eingesetzt (LEWIS & HENDERSON, 1998).

4.4.4 Oberflächen- und Volumenstreuung

Aus den in den Kapiteln 4.2.3 und 4.2.4 eingeführten physikalischen Rahmenbedingungen folgt unmittelbar, daß die zur Empfangsantenne gelangende Rückstreuung nicht nur von der zweidimensionalen Oberfläche des Objekts herrührt, sondern sich vielmehr aus Reflexion an der Oberfläche sowie Reflexionen und Streuung innerhalb des Mediums des bestrahlten dreidimensionalen Objektraumes konstituiert (Abb. 4-24). Die dielektrischen und geometrischen Eigenschaften des an der Grenzfläche zur Atmosphäre liegenden Mediums bestimmen dabei die sogenannte Oberflächenstreuung (*surface scattering*), deren Mechanismen und Charakteristik in Kapitel 4.4.3 ausführlich beschrieben wurden. Der gebrochene Anteil des einfallenden Radarpulses dringt in das Medium ein und breitet sich innerhalb dessen aus. Insbesondere bei inhomogen zusammengesetzten Medien (z. B. Böden, Schneedecken, Vegetation) wird dabei die Radarstrahlung innerhalb des Materialvolumens durch die Partikel (z. B. Bodenpartikel, Schneekörner) beziehungsweise die Vegetationsstruktur (z. B. Blätter, Zweige, Baumstämme) diffus gestreut sowie an internen Diskontinuitäten (z. B. Bodenhorizontgrenzen, Eislinnen, Vegetationsstrata) reflektiert (Abb. 4-24 und 4-25). Die Gesamtheit der innerhalb des Mediums stattfindenden Streuprozesse wird unter dem Begriff Volumenstreuung (*volume scattering*) zusammenge-

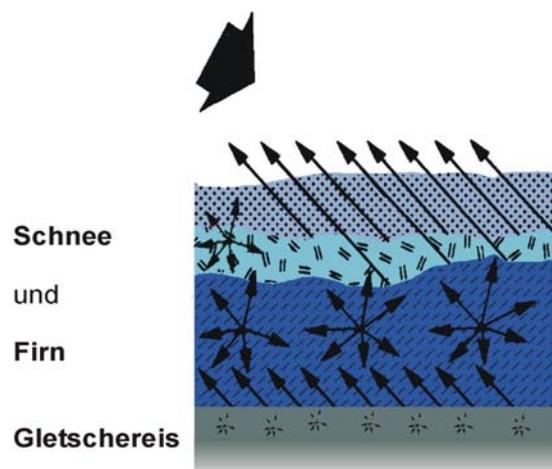


Abb. 4-24: Die Volumenstreuung einer schnee- und firnbedeckten Gletscheroberfläche resultiert aus der Reflexion an internen Grenzflächen (Schichtgrenzen, Eislinnen; gerade Pfeile) und aus der Streuung an den Schnee- und Eiskristallen (radiale Pfeile).

faßt. Diese ist abhängig von den materialinhärenten dielektrischen und strukturellen Eigenschaften, die durch Parameter wie beispielsweise Feuchtegehalt, Korngrößenverteilung, Dichte und Stratifikation bestimmt werden. Darüber hinaus spielt die Wellenlänge des verwendeten Radarimpulses eine entscheidende Rolle, da die Eindringtiefe sich mit zunehmender Wellenlänge vergrößert und somit das Radarecho verstärkt durch die unter der Geländeoberfläche liegenden Schichten beeinflusst wird. Die Strahlung wird dabei durch Mehrfachreflexionen teilweise entpolarisiert, wodurch bei kreuzpolarisierten Systemen eine hohe Sensitivität für die aus der Volumenstreuung resultierenden Anteile der Rückstreuung gegeben ist.

Das von der Radarempfangsantenne aufgezeichnete Signal setzt sich folglich anteilig aus den aus Oberflächen- und Volumenstreuung stammenden Rückstreukomponenten zusammen. Die Vielzahl der möglichen Kombinationen der Rückstreumechanismen trägt entscheidend zur Mehrdeutigkeit des aufgezeichneten Radarsignals bei. Multifrequente und multipolarisierte Radardatensätze eröffnen jedoch teilweise die Möglichkeit zur Differenzierung der jeweiligen Anteile und führen bei der derzeit in Entwicklung befindlichen SAR-Tomographie hin bis zur Erzeugung dreidimensionaler Abbilder der untersuchten Geländeoberfläche (z. B. VAN ZYL & KIM, 2000; RÖSSING & ENDER, 2000; REIGBER et al., 2000; LEE et al., 2000).

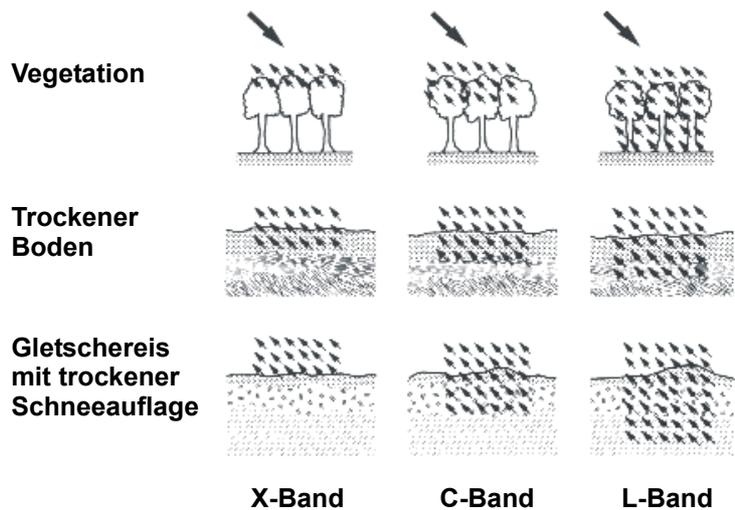


Abb. 4-25: Volumenstreuung unterschiedlicher Landoberflächen in Abhängigkeit des verwendeten Bandbereichs (Quelle: ALBERTZ, 2001).

4.4.5 Der Rückstreukoeffizient σ^0

Die Rückstreuung eines Geländeelementes, dessen Größenordnung im Bereich mehrerer Meter liegt, rührt nicht nur von einem einzelnen, definierten Streuzentrum her, sondern setzt sich aus der kohärenten Überlagerung der Rückstreuung einer Vielzahl diskreter Streuer zusammen, aus denen sich dieses Flächenelement konstituiert. Die im Radarbild als Grauwert eines Bildelements (*pixel*) kodierte Rückstreuintensität des zugeordneten Flächenelements wird daher durch die gemittelte Rückstreuenergie der in diesem Flächenelement vorhandenen Einzelstreuer bestimmt. Der Grauwert ist hierbei ein relatives Maß für die aus Oberflächen- und Volumenstreuung resultierende Intensität der Rückstreuung eines Auflösungselements. Der bereits im Kapitel 4.3.2 eingeführte Rückstreukoeffizient σ^0 stellt eine Verbindung zwischen der Grauwertintensität im Radarbild und den Eigenschaften der untersuchten Fläche her und kann als Summe der Rückstreuerschnitte der Einzelstreuer pro Flächenelement beschrieben werden (Gleichung 4.40). Durch diese für die Radarfernerkundung fundamentale Größe wird die gemittelte Rückstreuintensität I eines Flächenelements im Verhältnis zu einer Bezugsintensität I_0 normiert auf eine horizontale Einheitsfläche beschrieben:

$$\sigma^0 = \frac{I}{I_0} \tag{4.58}$$

Der Rückstreukoeffizient σ^0 stellt folglich eine dimensionslose Größe dar und wird meist in Dezibel ausgedrückt:

$$\sigma_{\text{dB}}^0 = 10 \log_{10} \left(\frac{I}{I_0} \right) \quad (4.59)$$

Als Bezugsgröße wird die Intensität I_0 einer isotrop streuenden Einheitsfläche herangezogen. Aus diesem Grund gilt $\sigma^0 = 0$ dB, wenn die einfallende Radarstrahlung in alle Richtungen gleichmäßig gestreut wird. Dies ist beispielsweise im C- und im X-Band bei tropischen Regenwäldern der Fall (BAMLER, 2000), weshalb diese zur Sensorkalibrierung genutzt werden. σ^0 nimmt positive Werte an, wenn die Rückstreuung einer Fläche in Sensorrichtung größer ist als die in andere Richtungen gestreuten Komponenten (z. B. bei Winkelreflexion). In allen anderen Fällen gilt $\sigma^0 \leq 0$ dB. Typische Werte liegen im Intervall -25 dB $\leq \sigma^0 \leq +5$ dB.

Der Rückstreukoeffizient σ^0 ist abhängig von den physikalischen und dielektrischen Eigenschaften sowie der Oberflächenrauigkeit der bestrahlten Fläche, der Frequenz und Polarisation der einfallenden Radarstrahlung und dem lokalen Einfallswinkel. Er kann mit Hilfe der systemimmanenten Parameter aus der am Sensor aufgezeichneten Empfangsleistung oder aber über auf den physikalischen Eigenschaften der zu untersuchenden Geländefläche basierenden Modellansätze berechnet werden. Aufgrund dieser Eigenschaften wird es ermöglicht, die Datenprodukte verschiedener Sensoren anhand des Rückstreukoeffizienten miteinander in Beziehung zu setzen und diesen somit als Vergleichsgröße heranzuziehen.

Eine vom Einfallswinkel unabhängige Größe stellt dagegen die Radar- oder Rückstreuung β^0 (*radar brightness*) dar, die wie folgt definiert ist:

$$\beta^0 = \frac{\sigma^0}{\sin \theta_i} \quad (4.60)$$

Sie stellt die geländeunabhängig direkt vom Radarsystem erfaßbare radiometrische Größe dar und wird deshalb auch von der ESA als Standardparameter zum SAR-Datenvertrieb herangezogen (RANEY, 1998; LAUR et al., 2002).

4.5 Satelliten mit SAR-Sensoren

Nach erfolgreichen Flugzeugmissionen seit den 1960er Jahren war die konsequente Adaption der SAR-Technologie auf raumgestützten Plattformen die direkte Folge. Erste militärische Vorläufersysteme unterlagen jedoch der Geheimhaltung und ihre Daten konnten bislang nicht zu wissenschaftlichen Auswertungen herangezogen werden (RANEY, 1998). Der zivilen Forschung stehen Daten orbitaler SAR-Sensoren seit den späten 1970er Jahren zur Verfügung, wobei aufgrund der Orbiteigenschaften der frühen SAR-Satelliten bis 1991 keine Bilddaten der Antarktis aufgezeichnet werden konnten. Nach einem kurzen Überblick über die bisherige Entwicklung der satellitengestützten SAR-Systeme werden die für diese Arbeit wichtigen Sensoren und ihre Datenprodukte näher vorgestellt.

Tab. 4-2: Charakteristika orbitaler SAR-Missionen 1978 - 2000 (erweitert nach RANEY, 1998).

	SEA-SAT	SIR-A	SIR-B	Kosmos 1870	Almaz-1	ERS-1 ERS-2	JERS-1	SIR-C / X-SAR	RADA R-SAT-1
Mission									
Start	26.06.78	12.11.81	05.10.84	25.07.87	31.03.91	17.07.91 21.04.95	11.02.92	09.04.94 30.09.94	04.11.95
Ende	10.10.78	14.11.81	13.10.84	29.07.89	21.10.92	10.03.00 -	12.10.98	20.04.94 11.10.94	-
Land	USA	USA	USA	UDSSR	UDSSR	Europa	Japan	USA/D/I	Kanada
Betreiber	NASA	NASA	NASA	Glavkosmos	Glavkosmos	ESA	NASDA	NASA/DLR/ASI	CSA
Orbit									
Flughöhe [km]	800	260	225	250-280	300	785	568	225	798
Inklination	108.0°	38.0°	57.0°	71.9°	72.7°	98.5°	97.7°	56.9°	98.6°
Periode [min]	101	89	89	90	91	100	96	89	101
Umläufe / Tag	~14	~16	~16	~16	~16	~14	15	~16	~14
Wiederholzyklus [Tage]	17.3	-	-	variabel	variabel	3/35/168	44	-	24
Sonnensynchroner Orbit?						Ja	Ja		Ja
Absteigender Knoten (lokale Ortszeit)	Nein	Nein	Nein	Nein	Nein	10:30	10:45	Nein	06:00
SAR-Sensor									
Bandbereich	L	L	L	S	S	C	L	L & C; X	C
Frequenz [Ghz]	1.275	1.278	1.282	3.0	3.0	5.3	1.275	1.25 & 5.3; 9.6	5.3
Wellenlänge [cm]	23.5	23.5	23.5	10.0	10.0	5.6	23.5	23.9 & 5.6; 3.1	5.6
Polarisation	HH	HH	HH	HH	HH	VV	HH	quad pol.; VV	HH
Einfallswinkel	20°	50°	15° - 64°	30° - 60°	30° - 60°	23°	35°	15° - 55°	10° - 59°
Abtastbreite [km]	100	50	10 - 60	20 - 45	20 - 45	(5), 102.5	75	15 - 60	50 - 500
Auflösung range [m]	25	40	25	~30	15 - 30	26	18	10 - 30	8 - 100
Auflösung azimuth [m]	25	40	17 - 58	~30	30	6 - 30	18	30	9 - 100
Looks	4	6	4	(4)	>4	6	3	~4	1 - 8
Bandrecorder	Nein	Nein	Nein	3 min/Orbit	3 min/Orbit	Nein	20 min/Orbit	Nein	2 710 min/Orbit
Datenübertragungsrate [Mbit/s]	110	-	30	analog	analog	105	60	45	85 / 105

4.5.1 Experimentelle SAR-Systeme 1978 - 1991

Als erste rein zivile SAR-Mission wurde der für ozeanographische Untersuchungen ausgelegte amerikanische SEASAT-1 mit einem im L-Band operierenden Sensor im Juni 1978 gestartet (Tab. 4-2). Entgegen der ursprünglich vorgesehenen Lebensdauer von zwei

Jahren führte ein Kurzschluß im primären Energieversorgungssystem bereits im Oktober 1978 zu einem Abbruch der Operation. Trotz dieser kurzen Operationsphase zeigte das System erstmals den weiten Bereich von Anwendungsmöglichkeiten von SAR-Systemen auf Land- und Ozeanoberflächen auf und stimulierte die Fortentwicklung dieser Sensortechnologie und der zur Datenauswertung benötigten digitalen Prozessierungsmethodik nachhaltig. Da aufgrund der sehr hohen Datenübertragungsrate (110 Mbit/s) und fehlender Speichermöglichkeiten an Bord nur im Empfangsbereich der damals existenten Bodenempfangsstationen Bilder aufgezeichnet werden konnten, liegen keine SEASAT-Daten von Bereichen der Südhemisphäre vor (BORN et al., 1979; JORDAN, 1980). Die beiden vom Space Shuttle aus ebenfalls im L-Band operierenden SAR-Systeme der Missionen SIR-A (November 1981) und SIR-B (Oktober 1984) lieferten trotz technischer Einschränkungen wertvolle Ergebnisse und erweiterten die Kenntnisse über die Einflüsse hoher beziehungsweise variabler Einfallswinkel sowie die stereoskopische Auswertung von Radardaten. Bedingt durch die Orbitparameter des Space Shuttles liegen Datensätze beider Missionen nur aus dem Bereich zwischen 38° nördlicher und 38° südlicher Breite vor.

Die UDSSR startete im Juli 1987 den Experimentalsatellit Kosmos-1870 und vier Jahre später seinen Nachfolger, den weiterentwickelten ALMAZ-1. Mit dem Start von ALMAZ-1 am 31. März 1991 begann die Phase der auf kommerzieller Basis betriebenen orbitalen SAR-Satelliten. Beide Plattformen besaßen im S-Band operierende Sensoren mit jeweils zwei Antennen, die rechtwinklig zur Flugrichtung nach beiden Seiten hin die Erdoberfläche abtasteten. Obwohl beide Missionen eine Lebensdauer von jeweils rund zwei Jahren erreichten, fanden die Bildprodukte beider Sensoren aufgrund ihrer stark schwankenden Datenqualität und der schwierigen Verfügbarkeit nur geringe Verbreitung.

4.5.2 Operationelle SAR-Systeme 1991 - 2002

Eine "neue Sicht" - auch im wörtlichen Sinne - auf die Erdoberfläche inklusive der polaren Regionen wurde mit dem Start des Europäischen Fernerkundungssatelliten ERS-1 (*European Remote-Sensing Satellite 1*) im Jahre 1991 ermöglicht. Beginnend mit dieser ersten operationell nutzbaren SAR-Plattform wurden in den darauf folgenden Jahren weitere orbitale Systeme in den operationellen Betrieb genommen, die somit seit 1991 eine kontinuierliche Beobachtung der Erdoberfläche gewährleisten.

Zusätzlich zu den satellitengestützten SAR-Sensoren konnten an Bord des Space Shuttles weitere erfolgreiche Missionen durchgeführt werden. Herauszuheben sind dabei die beiden Einsätze des SIR-C/X-SAR Instruments im April und Oktober 1994, bei denen erstmals orbitale multifrequente (L-, C- und X-Band) und multipolarisierte (HH, VV, HV und VH) Datensätze erzeugt werden konnten. Einen weiteren Meilenstein setzte die *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM, Februar 2000), aus deren Daten durch interferometrische Auswertungen ein Digitales Geländemodell der Erde zwischen 60° Nord und 58° Süd abgeleitet werden kann (z. B. WERNER, 2000, RABUS et al., 2003). Aufgrund der Orbitparameter blieben jedoch die Polargebiete bei allen Missionen des Space Shuttles unbeobachtet.

4.5.2.1 Die Europäischen Fernerkundungssatelliten ERS-1/2

4.5.2.1.1 Das Raumsegment

Der von der *European Space Agency* (ESA) am 17. Juli 1991 gestartete Europäische Fernerkundungssatellit ERS-1 eröffnete für Forschung und Anwendung neue Möglichkeiten der Geofernerkundung. Sein Nachfolger, der nahezu baugleiche ERS-2 wurde am 21. April 1995 gestartet. Beide Plattformen waren zunächst parallel in Betrieb. Ab 1996 übernahm ERS-2 die operationellen Aufgaben, während ERS-1 nur noch während einzelner Kam-

Tab. 4-3: Operationsphasen der ERS-1/2-Missionen.

Phase	Wiederholzyklus	Start (Datum/Orbit)	Ende (Datum/Orbit)	
ERS-1	A1 <i>Commissioning Phase</i>	3 Tage	25. 07. 1991 126	10. 12. 1991 2133
	B1 <i>Ice Phase</i>	3 Tage	28. 12. 1991 2354	01. 04. 1992 3694
	C1 <i>Multi-disciplinary Phase</i>	35 Tage	14. 04. 1992 3901	23. 12. 1993 12707
	D1 <i>Second Ice Phase</i>	3 Tage	23. 12. 1993 12758	10. 04. 1994 14300
	E1 <i>First Geodetic Phase</i>	168 Tage	10. 04. 1994 14302	28. 09. 1994 16745
	F1 <i>Second Geodetic Phase</i>	168 Tage	28. 09. 1994 16747	21. 03. 1995 19247
	G1 <i>Tandem Phase</i>	35 Tage	21. 03. 1995 19248	Mission beendet am 10. 03. 2000
ERS-2	A2 <i>Multi-disciplinary Phase (inklusive Commissioning Phase und Tandem Operation)</i>	35 Tage	21. 04. 1995 133	aktuell in Betrieb

pagnen aktiviert wurde. Die überaus erfolgreiche ERS-1 Mission endete am 10. März 2000 durch einen Systemausfall nach über 45000 Orbitumläufen. Die erwartete Lebensdauer des Satelliten wurde dabei um das Dreifache überschritten (ESA, 2000). Beide Satelliten wurden in einer Höhe von rund 785 km auf einer annähernd polaren, sonnensynchronen Umlaufbahn mit einer Inklination von 98.5° installiert. Ein Erdumlauf erfolgt in rund 100 Minuten, wobei der Äquator im absteigenden Orbit jeweils um 10.30 Uhr lokaler Ortszeit überflogen wird (Tab. 4-2). Die in verschiedene Phasen unterteilte ERS-1 Mission

zeichnete sich durch eine variable Orbitperiodizität aus, während ERS-2 seit seinem Start mit einem konstanten Wiederholzyklus von 35 Tagen betrieben wird (Tab. 4-3). Für die interferometrische Auswertung von Radardaten war die Tandemphase von besonderer Bedeutung, in der beide Satelliten um einen Tag versetzt operierten.

Die ursprünglich in erster Linie für Monitoringzwecke von Meer- und Eisoberflächen konzipierte Nutzlast der Plattformen beinhaltete übereinstimmend die folgenden Sensoren (ESA, 1993):

- *Active Microwave Instrument (AMI)*
- *Radar Altimeter (RA)*
- *Along-Track Scanning Radiometer (ATSR)*
- *Precise Range and Range-rate Equipment (PRARE)*
- *Laser Retroreflector (LRR)*

Hierbei stellten das *Active Microwave Instrument* und das *Radar Altimeter* für die Fernerkundung mit aktiven Mikrowellen die wesentlichen Sensoren dar. Während das RA als nadirblickendes, im Ku-Band operierendes System zur Höhenmessung über Meer- und Eisoberflächen implementiert wurde, handelt es sich bei dem AMI um eine im C-Band aktive Kombination von zwei Radarsystemen, einem abbildendem SAR und einem Windscatterometer (WNS). Die vier Antennen des AMI (eine für das SAR und drei für WNS) erlauben die Abtastung der Erdoberfläche in drei verschiedenen Modi:

- *SAR Image Mode*: Erzeugung von hochaufgelösten Bilddaten mit einer *swath*-Breite von 102.5 km. Da die Datenaufzeichnungsrate im *Image Mode* zu hoch (105 Mbit/s) für die an Bord installierten Speichersysteme

me ist, können Daten dieses Typs nur im Bereich der Empfangsmaske einer entsprechend ausgestatteten Bodenempfangsstation aufgezeichnet werden.

- *SAR Wave Mode*: Erzeugung von 5 7 5 km² großer *Imagettes* in regelmäßigen Intervallen (wählbar 200 oder 300 km Abstand in Flugrichtung) zur Ableitung von Wellenspektren über Ozeanoberflächen. Durch die Möglichkeit der Zwischenspeicherung der Daten an Bord können globale Datensätze erzeugt werden.
- *WNS Wind Mode*: Erfassung des oberflächennahen vektoriellen Windfeldes aus den Rückstreuwerten dreier synchron ausgesandter, jeweils um 45° versetzter Radarstrahlen.

Eine zeitgleiche Datenaufzeichnung kann kombiniert im *Wave* und *Wind Mode* erfolgen. Die Aufzeichnung von Bilddaten im *Image Mode* kann nur im Einzelbetrieb durchgeführt werden.

Der rechtsblickende SAR-Sensor des AMI sendet und empfängt vertikal polarisierte Mikrowellen bei einer Wellenlänge von 5.66 cm (5.30 GHz). Der Einfallswinkel wird in der Bildmitte nominell mit 23.0° angegeben. Er variiert zwischen 20.1° im *near range* und 25.9° im *far range* Bereich. Die räumliche Auflösung liegt bei 26 m in *range*-Richtung und zwischen 6 und 30 m in Azimutrichtung (Tab. 4-2). Die Bildprodukte des AMI SAR-Sensors sind durch ihre außerordentlich hohe Qualität und ihre langfristige radiometrische Konstanz gekennzeichnet.

Das ATSR ist ein mit Infrarot- und Mikrowellensensoren ausgerüstetes Radiometer, das die Temperaturen an der Meeresoberfläche und der Wolkenoberseite sowie den Wasserdampfgehalt der Atmosphäre zu messen vermag. PRARE und LRR sind zwei Sensoren, die in erster Linie der genauen Bestimmung der Orbitposition der Plattform dienen. ERS-2 verfügt zusätzlich mit dem *Global Ozone Monitoring Experiment* (GOME) über ein spezielles Spektrometer, mit dessen Hilfe alle drei Tage eine komplette Ozon-Weltkarte für die Troposphäre und für die Stratosphäre erstellt werden kann.

4.5.2.1.2 Das Bodensegment

Bereits bei der Konzeption der von der ESA geleiteten und koordinierten ERS-1/2 Missionen wurde größter Wert auf eine optimale Weiterleitung der vom Sensor aufgezeichneten Daten zu den Endnutzern gelegt (*end to end system*). Neben einem weltweiten Verbund von Bodenempfangsstationen wurde dabei ein Netzwerk von dezentralen Verarbeitungs- und Archivierungszentren (*Processing and Archiving Facilities* - PAF's) geschaffen, die eine rasche Prozessierung der SAR-Daten und deren Distribution gewährleisten. Die Nutzerschnittstelle wird von der *Earthnet ERS-1 Central Facility* (EECF) am *European Space Research Institute* (ESRIN) in Frascati, Italien, bereitgestellt. Die Überwachung der Plattformen und ihrer Nutzlast sowie die Koordination des Raumkontrollzentrums in Kiruna, Schweden, erfolgt durch das *Mission Management and Control Centre* (MMCC) am *European Space Operations Centre* (ESOC) in Darmstadt.

Die hohe Datenaufzeichnungsrate der Radar-Satellitensysteme und der daraus resultierende, enorm hohe Datenfluß setzen leistungsfähige Bodenempfangsstationen voraus, die die vom Satelliten zur Erde übermittelten Daten aufzeichnen. Die Errichtung einer mit Mitteln des Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF) finanzierten deutschen Satellitenempfangsstation *German Antarctic Receiving Station* (GARS) in der Antarktis erfolgte 1990/91 mit dem Ziel, erstmals eine vollständige Abdeckung des atlantischen Sektors der Antarktis mit Satellitenbildern zu gewährleisten. Die Station wird vom Deutschen Ferner-

kundungsdatenzentrum (DFD) als zuständige Einrichtung des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt (DLR) in Kooperation mit dem *Instituto Antártico Chileno* (INACH, Chile) betrieben und befindet sich an der Nordspitze der Antarktischen Halbinsel bei der chilenischen Überwinterungsstation "General Bernardo O'Higgins" (63° 19' Süd, 57° 54' West). Sie ist ganzjährig per Schiff, Flugzeug oder Hubschrauber erreichbar.

Das Empfangsgebiet der deutschen Bodenstation umfaßt mit dem Weddellmeer und der Antarktischen Halbinsel das Schwerpunktgebiet der deutschen Südpolarforschung (Abb. 4-26). Daneben werden auch weite Bereiche der angrenzenden Bellingshausensee und die Südspitze des südamerikanischen Kontinents abgedeckt. Zusammen mit den Satellitenempfangsstationen Syowa (Japan; 69° 00' Süd, 39° 35' Ost) und McMurdo (USA; 77° 51' Süd, 166° 40' Ost) garantiert GARS die vollständige Satellitenbild-Überdeckung des antarktischen Kontinents und der umliegenden Ozeane (REINIGER & ZIMMER, 2000). Die Datenaufzeichnung erfolgt während mehrfach jährlich durchgeführter Kampagnen mit einer Dauer von jeweils vier bis acht Wochen. Die Festlegung des Zeitrahmens für diese Akquisitionskampagnen erfolgt in enger Abstimmung mit der ESA und der internationalen Nutzergemeinschaft.

Die an der Station empfangenen Satelliten-Daten werden mittels einer Quicklook-Prozessierung einer ersten Qualitätskontrolle unterzogen, dann aber zur weiteren Prozessierung in das bayrische Oberpfaffenhofen, dem Sitz des deutschen Archivierungs- und Prozessierungszentrums D-PAF (*German Processing and Archiving Facility*), transportiert. Dort werden aus den in der Antarktis aufgezeichneten Rohdaten die Radarsatellitenbilder erzeugt, die dann den Anwendern zur Verfügung gestellt werden. In den neun Betriebsjahren 1991 - 2000 wurden während 609 Operationstagen 3787 ERS-1 und ERS-2 Überflüge mit insgesamt über 70.000 Einzelszenen aufgezeichnet. Primär wurde die Station für die Akquisition von ERS-1/2-Daten errichtet. Jedoch können auch Aufnahmen anderer Satelliten (JERS-1, RADARSAT, etc.) registriert werden. Eine Erweiterung für den Datenempfang von zukünftigen Satellitensystemen wie dem europäischen ENVISAT wird zur Zeit durchgeführt.

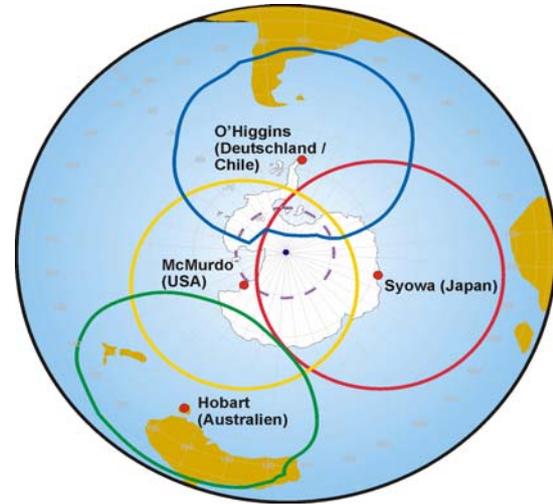


Abb. 4-26: Bodenempfangsstationen für ERS-1/2 und RADARSAT und ihre Beobachtungsmasken im Bereich der Antarktis (Quelle: BKG).

4.5.2.1.3 SAR-Datenprodukte

Die von den *Processing and Archiving Facilities* (PAF's) prozessierten Daten des AMI werden den Nutzern in einer Vielzahl von Produkten der diversen Aufnahmemodi sowie in unterschiedlicher Verarbeitungstiefe angeboten (ESA, 1993). Die in digitaler Form vertriebenen Daten des SAR *Image Modes* werden in einer breiten Produktpalette vom reinen Rohdatenformat (RAW - *Annotated Raw Data Product*) bis hin zu hochprozessierten, geocodierten und terrainkorrigierten Datensätzen (GEC - *Ellipsoid Geocoded Image Product* und GTC - *Terrain Geocoded Image Product*) angeboten. Für die geowissenschaftliche Fernerkundung werden insbesondere die nicht *speckle*-reduzierten *Single Look Complex*-Daten in *slant range*-Geometrie (SLC/SLCI - *Single Look Complex Image Product*) und die in *ground range*-Darstellung projizierten, *multi-look*-prozessierten *Precision Image Product*-Daten (PRI) genutzt. Beide Datenprodukte werden in antennenkorrigierter und prozessorkalibrierter Form vertrieben. Die Bildinformation liegt in Form von zur *radar brightness* β^0 proportionalen Pixelwerten mit einer Datentiefe von 16 bit vor, aus denen mit geeigneten

Tab. 4-4: ERS-1/2 SAR-Datenprodukte des *Image Mode*.

	SLC	PRI	GEC/GTC
Pixelgröße <i>range</i>	variabel	12.5 m	12.5 m
Pixelgröße <i>azimuth</i>	variabel	12.5 m	12.5 m
Bildgröße <i>range</i> [pixel]	2500 (SLC) 4992 (SLCI)	8000	9000 - 12000
Bildgröße <i>azimuth</i> [pixel]	15000 (SLC) 26368 (SLCI)	8200	9000 - 12000
Datentiefe	2 716 bit (32 bit)	16 bit	16 bit
<i>looks</i>	1	3	3
Datenvolumen	150 Mb / 530 MB	131 Mb	165 - 288 Mb
Projektion	slant range	ground range	UTM/UPS (WGS84)

Verfahren die Rückstreuko-
effizienten σ^0 berechnet wer-
den können (MEADOWS et
al., 1998; LAUR et al., 2002).
Bei den SLC-Datensätzen
steht dem Nutzer darüber
hinaus die vollständige Pha-
seninformation des Rück-
streusignals ebenfalls in 16
bit-Kodierung zur Verfügung
(Tab. 4-4). Alle Datenforma-
te decken den kompletten
swath-Bereich von 100 km
in *range*-Richtung und rund
102.5 km in Azimutrichtung
ab, lediglich die *Single Look
Complex*-Daten können auf-
grund des Datenvolumens
auch als Viertelszenen
(SLC) oder Vollszene
(SLCI) bezogen werden.
Sämtliche ERS-1/2 SAR-

Datenprodukte der ESA werden im CEOS Datenformat auf CD-Rom als Datenträger (ab 1996; vorher CCT oder Exabyte-Datenbänder) ausgeliefert.

4.5.2.2 Japanese Earth Resources Satellite -1 (JERS-1)

4.5.2.2.1 Das Raumsegment

Der vom japanischen Handels- und Industrieministerium (MITI) und der nationalen Raumfahrtagentur Japans (*National Space Development Agency of Japan*, NASDA) entwickelte JERS-1 wurde am 11. Februar 1992 gestartet. Seine Konzeption war weitgehend auf die geologische Erkundung der Erdoberfläche ausgerichtet. Er wurde dazu als erster Satellit mit gleichzeitiger Aufnahmemöglichkeit im optischen und Mikrowellenbereich entwickelt. Die ursprünglich auf eine Lebensdauer von zwei Jahren ausgelegte Mission endete durch einen Systemausfall am 12. Oktober 1998.

JERS-1 befand sich in einer Höhe von 568 km auf einer polnahen, sonnensynchronen Umlaufbahn mit einer Inklination von 97.7° . Ein Orbitumlauf benötigte 96 Minuten, wobei der Äquator im absteigenden Orbit jeweils um 10.45 Uhr lokaler Ortszeit überflogen wurde. Der Wiederholzyklus lag bei 44 Tagen (Tab. 4-2).

An Bord des Satelliten befanden sich zwei verschiedenen Sensortypen. Neben einem Optischen Photo-Scanner (OPS), bestehend aus einem im optischen und nahen Infrarot sensiblen Scanner mit sieben Spektralkanälen zwischen 0.53 und 2.40 μm , wurde ein im L-Band bei einer Wellenlänge von 23.5 cm (1.275 GHz) operierendes, HH-polarisiertes SAR-System implementiert. Von seiner Konfiguration her war dieses weitgehend an das SEASAT-SAR angelehnt, jedoch wurde es aufgrund seiner konzeptionellen Ausrichtung zur Erforschung geologischer Ressourcen mit einem deutlichen höheren Einfallswinkel von 35° betrieben (32° im *near range* bis 38° im *far range* Bereich), womit durch Topographieeffekte induzierte geometrische Verzerrungen der Bildprodukte deutlich reduziert werden konnten. Die *swath*-Breite lag bei 75 km, die räumliche Auflösung bei rund 18 m sowohl in *range*- als auch in Azimutrichtung. JERS-1 verfügte über an Bord installierte Datenrecorder, die bis zu ihrer Außerbetriebnahme im Oktober 1997 über eine Speicherkapazität von rund 20 Minu-

ten Daten verfügten. Da das Signal-Rausch-Verhältnis aufgrund der schwächer als ursprünglich vorgesehenen ausgestrahlten Signalstärke zu gering war, resultierte eine stark reduzierte Datenqualität. Dieser Mangel schränkt die Einsatzmöglichkeiten der JERS-1-Daten besonders über Ozean- und Eisoberflächen deutlich ein (BICKNELL & CARSEY, 1993; RANEY, 1998).

4.5.2.2 Das Bodensegment

Die Überwachung und Steuerung des Satelliten erfolgte durch das *Tracking and Control Center* (TACC) am Tsukuba Space Center der NASDA, welches auch für die Koordination der Datenaufzeichnungsanforderungen verantwortlich war. Das *Earth Observation Center* (EOC) der NASDA war für den Datenempfang sowohl in Echtzeit als auch der auf den Recordern zwischengespeicherten Daten verantwortlich. Hier erfolgte auch deren anschließende Prozessierung und Vertrieb der Datenprodukte. Da JERS-1 über integrierte Systeme zur Zwischenspeicherung der aufgezeichneten Daten verfügte, konnten Daten auch außerhalb der Empfangsmasken von Bodenempfangsstationen aufgezeichnet werden. Dennoch erwies sich bereits vor der Abschaltung der Bandrecorder die geringe Anzahl von zusätzlichen Bodenempfangsstationen als Nachteil, so daß weite Bereiche der Land- und Meeresoberflächen nicht erfaßt werden konnten. Im Bereich der Antarktis wurden Daten sowohl von der japanischen Satellitenempfangsstation Syowa als auch von GARS aufgezeichnet.

4.5.2.3 SAR-Datenprodukte

Die im Bereich der GARS aufgezeichneten SAR-Daten von JERS-1 werden von der ESA analog zu den ERS-1/2-Daten prozessiert und vertrieben. Als SAR-Datenprodukte können von der ESA allerdings lediglich *multi-look*-prozessierte *Precision Image*-Produkte (PRI) in *ground range*-Darstellung sowie georeferenzierte Datensätze (GEC) bezogen werden. Beide Datenprodukte überdecken den kompletten *swath*-Bereich des SAR-Sensors und liegen in antennenkorrigierter und prozessorkalibrierter Form in 16 bit Datentiefe vor. Sämtliche JERS-1 SAR-Datenprodukte der ESA werden im CEOS Datenformat auf CD-Rom als Datenträger aufgeliefert.

4.5.2.3 RADARSAT-1

4.5.2.3.1 Das Raumsegment

Der derzeitig jüngste und technisch fortschrittlichste mit einem Mikrowellensensor ausgestattete Satellit, der erste kanadische Fernerkundungssatellit RADARSAT-1, wurde am 4. November 1995 gestartet. Seine Entwicklung wurde bereits im Jahr 1976 initiiert, als im Zusammenhang mit der globalen Ölkrise erkannt worden war, daß nur ein Radarsensor eine kontinuierliche Beobachtung der arktischen Küstengebiete und die Sicherung der eisganggefährdeten Schifffahrtswege in den arktischen Gewässern, die zum Transport des im Norden Kanadas geförderten Rohöls befahren werden, gewährleisten konnte. Weitere Einsatzbereiche des Sensors liegen im Bereich des Umweltmonitorings, der Kartographie und der geologischen Erkundung. Vorrangiges Entwicklungsziel war dabei die Schaffung eines operationellen Systems mit der Option zur Aufzeichnung einer breit angelegten Datenproduktpalette hinsichtlich wählbarer Einfallswinkel, Bildgrößen und Auflösungen. Diese auf einen operationellen und nicht zuletzt auch kommerziellen Einsatz abzielende Konzeption führte ab 1989 zur Konstruktion der Plattform unter Leitung der *Canadian Space*

Agency (CSA) unter Zusammenarbeit von öffentlichen und privaten Institutionen sowie zur Gründung der Firma RADARSAT International (RSI), die für die privatwirtschaftliche Datendistribution zuständig ist. Der Start von RADARSAT erfolgte durch die NASA, der im Gegenzug Rechte an der Datennutzung zugesprochen wurden. Die geplante Laufzeit der Mission RADARSAT-1 liegt bei rund fünf Jahren.

RADARSAT wurde in einem sonnensynchronen, nahezu polaren Orbit (Inklination 98.6°) in einer Höhe von 798 km positioniert. Bei einer Umlaufdauer von 100.7 Minuten finden pro Tag 14 Erdumrundungen statt. Der Wiederholzyklus liegt bei 24 Tagen (Tab. 4-2). Um die Versorgung des Systems mit Solarenergie rund um die Uhr zu gewährleisten, wurde der Satellit auf eine Umlaufbahn gebracht, auf der der Äquator jeweils um 6 Uhr (absteigender Knoten) beziehungsweise 18 Uhr lokaler Ortszeit (aufsteigender Knoten) überflogen wird (*dawn-to-dusk orbit*). Dadurch kann das SAR sowohl während der absteigenden als auch der aufsteigenden Orbits direkt mit Energie versorgt werden, was die Datenerfassungskapazität im Vergleich mit anderen Systemen deutlich erhöht. Allerdings kommt es durch diese Orbitalkonfiguration während des Südwinters in hohen Breiten zu Engpässen bei der Energieversorgung, so daß während der Monate Juni bis August keine Daten über dem antarktischen Kontinent aufgezeichnet werden können.

Als einziges Instrument an Bord von RADARSAT befindet sich ein im C-Band bei einer Wellenlänge von 5.6 cm (5.3 GHz) operierender SAR-Sensor, der eine HH-Polarisation aufweist. Die rechtsblickende Antenne verfügt über einen Steuerungsmechanismus, der eine variable Wahl des Einfallswinkels zwischen nominell 10° und

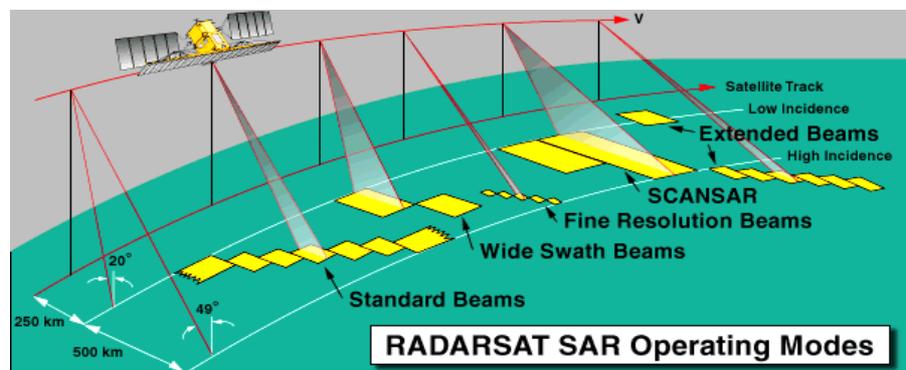


Abb. 4-27: Abbildungsmodi des SAR-Sensors von RADARSAT-1. Die Einfallswinkel können zwischen 10° und 59° variiert werden (*Extended Beams*; Quelle: CSA).

59° ermöglicht (Abb. 4-27). Ferner wurde bei RADARSAT erstmals die ScanSAR-Technologie (*Scanning Synthetic Aperture Radar*) implementiert, bei der verschiedene *subswaths* (*bursts*) zu einer Gesamtszene von bis zu 500 km Streifenbreite kombiniert werden können. Durch die flexible Steuerungsmöglichkeit der Abstrahl- und Empfangscharakteristika der Antenne (Impulslänge, Pulswiederholfrequenz, Signal-Bandbreite in *range* Richtung, Abtastrate, Depressionswinkel, *swath*-Breite und Positionierung, etc.) werden darüber hinaus verschiedene Abbildungsmodi (als *beam modes* bezeichnet) ermöglicht. Durch die Kombination aus *beam mode* und Einfallswinkel (*beam position*) ergibt sich eine Vielzahl von Möglichkeiten zur Bilderzeugung (als *beams* bezeichnet; Tab. 4-5).

Die registrierten Daten werden im Normalfall in Echtzeit direkt an eine der Bodenempfangsstationen mit einer Datenübertragungsrate von 105 Mbit/s übertragen. Zur Datenaufzeichnung über Gebieten außerhalb der Empfangsmaske einer solchen Bodenstation stehen zwei an Bord installierte Bandlaufwerke (*on-board tape recorder*, OBR) zur Verfügung, die über eine Speicherkapazität von jeweils 10 Minuten SAR-Daten, entsprechend 48 *Standard Beam*-Szenen, verfügen. Bei Durchfliegen des Empfangsbereichs einer Bodenstation können die gespeicherten Daten mit einer Übertragungsrate von 85 Mbit/s an diese übermittelt werden.

Aufgrund der Orbitalkonfiguration bleibt bei RADARSAT, wie auch bei den Satelliten der ERS-Familie, in der Antarktis der Bereich südlich 79° Breite unbeobachtet. Um erstmals eine hochaufgelöste, komplette Abdeckung des Kontinents zu erreichen, bildete das im

Rahmen der Kooperation zwischen CSA und NASA initiierte RADARSAT-1 *Antarctic Mapping Program* (RAMP) einen der wissenschaftlichen Schwerpunkte der RADARSAT-Mission. Durch ein Orbitalmanöver wurde im Herbst 1997 die Plattform um 180° um ihre Hochachse geschwenkt. Daraus resultierte ein linksblickendes SAR-System, das erstmals eine komplette Abdeckung des Antarktischen Kontinents (Abb. 4-28) ermöglichte (*Antarctic Mapping Mission 1* (AMM-1), 9. September - 20. Oktober 1997; JEZEK, 1999). Eine zweite Mission (AMM-2; 3. September - 17. November 2000) diente der Wiederholungsmessung und der Erzeugung interferometrischer Datensätze zur Geschwindigkeitserfassung der besonders sensiblen Randbereiche der Antarktis. Da aus Sicherheitsgründen kein weiteres Orbitalmanöver durchgeführt wurde, blieb bei der zweiten *Antarctic Mapping Mission* der Zentralbereich des Kontinents unbeobachtet (JEZEK, 2002).

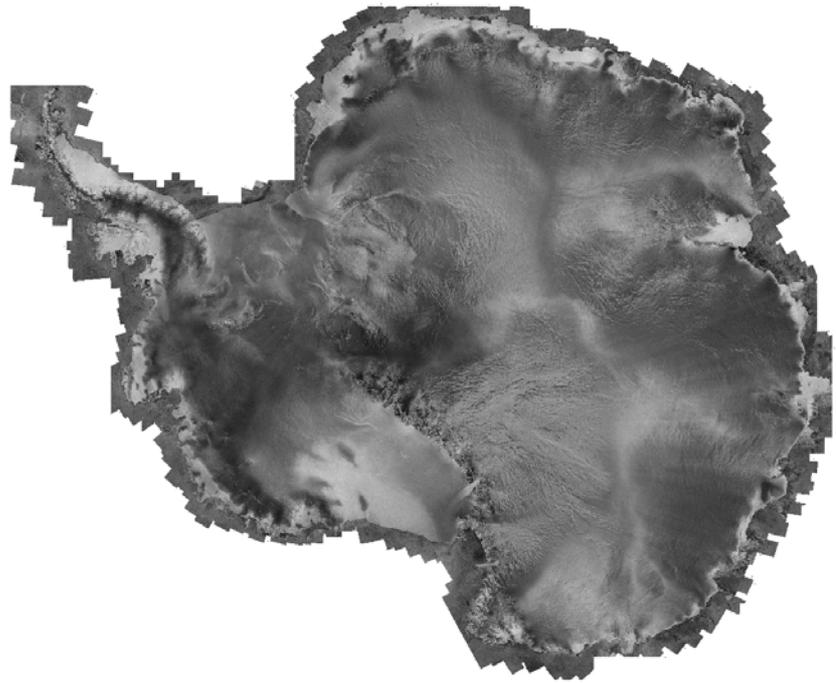


Abb. 4-28: RADARSAT-1 SAR-Mosaik des Antarktischen Kontinents (AMM-1, 1997; Quelle: NSIDC).

4.5.2.3.2 Das Bodensegment

Die auf operationellen Einsatz und kommerzielle Nutzung der SAR-Daten abzielende Konzeption der RADARSAT-Mission führte zu einem konsequenten Aufbau des Bodensegments unter Einbeziehung eines globalen Netzwerks von zertifizierten Bodenempfangsstationen und Prozessierungszentren. Die Gesamtleitung der Mission liegt bei der CSA, welche das Kontrollsystem (*Mission Control System*, MCS), die Verarbeitungs- und Archivierungszentren sowie die Nutzerschnittstellen koordiniert. Die unter die Nutzungsrechte der NASA fallenden Daten werden von der *Alaska SAR Facility* (ASF; Fairbanks, Alaska) prozessiert und vertrieben. Die Datenprozessierung und -distribution der kommerziell vertriebenen Produkte unterliegen RSI.

Für den Bereich der Antarktis steht mit McMurdo nur eine Bodenempfangsstation zur Verfügung, deren Maske jedoch weite Bereiche des atlantischen Sektors der Antarktis nicht abdeckt (Abb. 4-26). Die deutsche Empfangsstation GARS (Kapitel 4.5.2.1.2) in O'Higgins ist zwar grundsätzlich zur Aufzeichnung von RADARSAT-Daten befähigt (ZIMMER (DLR), persönliche Mitteilung 1999), erhielt aber im Rahmen des Netzwerkverbundes bislang keine Zertifizierung. Eine Datenerfassung dieses Raumes durch RADARSAT ist daher an den Einsatz der Bandlaufwerke gekoppelt, der jedoch von den zuständigen Institutionen sehr restriktiv gehandhabt wird. Dies und die winterlichen Ausfallzeiten führte dazu, daß den Erwartungen der wissenschaftlichen Nutzergemeinschaft, daß RADARSAT in der Lage sein würde, die über weiten Teilen der Antarktis bestehende SAR-Datenlücke zu schließen, nur ansatzweise entsprochen wurde. Die Prozessierung der über der Antarktis aufgezeichneten oder der an Bord zwischengespeicherten SAR-Daten erfolgt bei der *Alaska SAR Facility*.

Tab. 4-5: RADARSAT SAR-Abbildungsmodi und Bildprodukte.

RADARSAT-1 SAR Bildprodukte		Beam	Nominelle Swath Breite [km]	Nomineller Swath Bereich ab Nadirabstand [km]	Einfalls-winkel [°]	Nominelle Auflösung range [m] azimuth [m]	
Standard Beam	7 Beams	S1		0 - 100	19.4 - 26.8	26	
	>10% Überlappung	S2		60 - 160	24.1 - 30.9	22	
	~250 km Nadirabstand	S3		140 - 240	31.0 - 37.0	27	
		S4	100	210 - 310	33.6 - 39.4	25	28
		S5		280 - 380	36.4 - 41.9	24	
		S6		340 - 440	41.7 - 46.5	22	
		S7		400 - 500	44.7 - 49.2	21	
Wide Swath Beam	3 Beams	W1		0 - 150	19.3 - 30.2	35	
	3% Überlappung	W2	150	145 - 295	30.1 - 38.9	27	28
	~250 km Nadirabstand	(W3)		290 - 420	38.9 - 45.1	23	
Fine Resolution	5 Beams	F1		0 - 50	36.8 - 39.9	9	
	10% Überlappung	F2		45 - 95	39.3 - 42.1	9	
	~500 km Nadirabstand	F3	50	90 - 140	41.5 - 44.0	9	9
		F4		135 - 185	43.5 - 45.8	8	
		F5		170 - 220	45.3 - 47.5	8	
Narrow SCANSAR	~250 km Nadirabstand	SNA	300	Aus Beams W1,W2	19.3 - 38.9	50	50
	~400 km Nadirabstand	SNB		W2, 5, 6	30.1 - 46.5		
Wide SCANSAR	~250 km Nadirabstand	SWA	500	Aus Beams W1, W2, W3, S7	19.3 - 49.2	100	100
	~250 km Nadirabstand	SWB	440	W1, W2, S5, S6	19.3 - 46.5		
High Incidence Beam	6 Beams	EH1		0 - 80	49.0 - 52.4		
	3% Überlappung	EH2	80	35 - 125	50.0 - 53.5		
	~750 km Nadirabstand	EH3		70 - 150	51.2 - 54.6	25	28
		EH4	70	145 - 215	54.4 - 57.1		
		EH5		185 - 255	55.5 - 58.2		
		EH6		230 - 300	56.9 - 59.4		
Low Incidence Beam	1 Beam	EL1	175	0 - 175	10.4 - 22.0	25	28

4.5.2.3.3 SAR-Datenprodukte

Die kommerzielle Ausrichtung der RADARSAT-Mission zeigt sich auch in der nutzer- und anwendungsorientierten Angebotspalette sowie in den Prozessierungs- und Vertriebsoptionen. Durch die vielschichtigen Kombinationsmöglichkeiten aus *beam mode* und *beam position* ergibt sich eine äußerst differenzierte Produktmatrix, deren Bildprodukte sich hinsichtlich ihrer *swath*-Breite, dem Einfallswinkel und der räumlichen Auflösung unterscheiden (Abb. 4-27 und Tab. 4-5). Darüber hinaus erweitert sich das Produktspektrum durch die unterschiedlichen Prozessierungsniveaus der RADARSAT-Datensätze (RADARSAT INTERNATIONAL, 1999). Diese umfassen eine Vielzahl von Bildprodukten vom reinen Rohdatenformat (*Signal Data, level 0 data*), über in Sensorgeometrie (*path-oriented data*) oder Kartenprojektion (*map-oriented data*) bereitgestellten Datensätze bis hin zur terrainkorrigierten Orthobildkarte (*Ortho-Image*). Für geowissenschaftliche Fragestellungen eignen sich wiederum insbesondere die in *slant range*-Geometrie vorliegenden *Single Look Complex*-Daten (SLC) sowie die *speckle*-reduzierten, *multi-look*-prozessierten *Path Images* in *ground range*-Projektion (entsprechend PRI bei ERS-1/2). Weitere Optionen bieten die gegenüber den *Path Images* durch verbesserte räumliche Auflösung charakterisierten *Path Images*

Tab. 4-6: Charakteristika zukünftiger orbitaler SAR-Missionen

	ENVI-SAT ASAR	RADAR-SAT-2	ALOS PAL-SAR	Light-SAR	Terra-SAR
Mission					
Start	02/2002	2005	2004	-	2005
Land	Europa	Kanada	Japan	USA	Deutschland
Betreiber	ESA	CSA	NASDA	NASA	DLR & Infoterra
Geplante Lebensdauer [a]	5	7	3 - 5	5	5
Orbit					
Flughöhe [km]	800	798	692	?	514
Inklination	98.6°	98.6°	98.2°	?	97.4°
Periode [min]	101	101	99	?	95
Umläufe / Tag	~14	~14	~15	?	~15
Wiederholzyklus [Tage]	35	24	46	8 - 10	11
Sonnensynchroner Orbit?	Ja	Ja	Ja	Ja	Ja
SAR-Sensor					
Bandbereich	C	C	L	L (& X/C)	X (L)
Frequenz [Ghz]	5.331	5.405	1.270	1.260	9.650 (1.258)
Polarisation	HH, VV, HV, VH	HH, VV, HV, VH	HH, VV, HV, VH	HH, VV, HV, VH	HH, VV, HV, VH
Einfallswinkel	15° - 45°	10° - 59°	8° - 60°	20° - 45°	15° - 60°
Abtastbreite [km]	(5), 100, 405	10 - 530	20 - 350	50 - 500	10 - 100
Auflösung range [m]	6 - 950	3 - 100	10 - 100	<25 - 100	1 - 30
Auflösung azimuth [m]	12 - 980	3 - 100	10 - 100	<25 - 100	1 - 30
Datenrecorder	Solid State Recorder 60 GB	Solid State Recorder	Solid State Recorder 96 GB	?	Solid State Recorder 500 GB
Datenübertragungsrate [Mbit/s]	2 7100	2 7105	120 240 via DRTS	1000	300

Plus sowie die georeferenzierten und in frei zu wählender Kartenprojektion erzeugten Bildformate der *Map Images* und der lageexakteren *Precision Map Images*. Durch die Vielzahl der unterschiedlichen Modi gestaltete sich der Kalibrierungsprozeß der Daten als äußerst zeitaufwendig, so daß insbesondere bei den von der ASF prozessierten Bilddaten bislang nicht alle *beams* in kalibrierter Form erhältlich sind. Aus den davon betroffenen Bilddaten können somit keine Rückstreuoeffizienten berechnet werden (Stand Mai 2003). Die im CEOS Standardformat vertriebenen Daten liegen bei RSI in einer Datentiefe von 8 (z. B. SWB), 16 oder 32 bit vor, bei ASF hingegen durchgängig in 8 bit Kodierung. Eine Ausnahme hiervon stellen die *Single Look Complex*-Daten und die während der RAMP-Mission aufgezeichneten, bei ASF prozessierten Datensätze dar, die nur in 16 bit Datentiefe und *slant range*-Geometrie vertrieben werden. Sämtliche RADARSAT-1 SAR-Datenprodukte werden im CEOS Datenformat auf CD-Rom oder Exabyte-Magnetbändern als Datenträger oder direkt online ausgeliefert.

4.5.3 Ausblick auf zukünftige SAR-Systeme

Die Entwicklung neuer SAR-Sensoren schreitet weiter fort und wird in den nächsten Jahren neue Generationen hervorbringen, welche die Möglichkeiten der Fernerkundung von Schnee- und Eisoberflächen

auch in den abgelegenen Regionen der Erde entscheidend verbessern werden. Der sich bereits mit den Shuttle-gestützten SAR-Missionen sowie mit der RADARSAT-Mission in den vergangenen Jahren abzeichnende Trend hin zu flexiblen,

- multi-spektralen
- multi-polarisierten
- multi-skaligen
- multi-sensoralen

Aufnahmesystemen wird dabei konsequent weiter verfolgt (Tab. 4-6). Durch die Nutzung der in den vergangenen Jahren erworbenen Erfahrungen und der bereits bestehenden Infrastruktur sind die kommenden Missionen durch gleichzeitige Kostenreduktion und effizientere Betriebsoptionen gekennzeichnet.

Diese Entwicklung wird mit dem Nachfolger der ERS-Satelliten, dem europäischen Umweltsatelliten ENVISAT (*ENVironment SATellite*), bereits umgesetzt (ESA, 1998). Seit dem im Februar 2002 erfolgten Start steht eine Fernerkundungsplattform zur Verfügung, von der durch die Sensoren ASAR (*Advanced Synthetic Aperture Radar*) und MERIS (*Medium-Resolution Imaging Spectrometer*) Datensätze sowohl im Mikrowellen- (C-Band) als auch im optischen Spektralbereich aufgezeichnet werden können. Verschiedene SAR-Aufnahmeoptionen (variable Einfallswinkel, ScanSAR) und die Möglichkeit zur Aufzeichnung multipolarisierter SAR-Daten stellen weitere bedeutende Fortentwicklungen der ERS-AMI-Sensoren dar und ermöglichen die folgenden ASAR-Aufnahmemodi (Abb. 4-29; SUCHAIL et al., 2000; DESNOS et al., 2000):

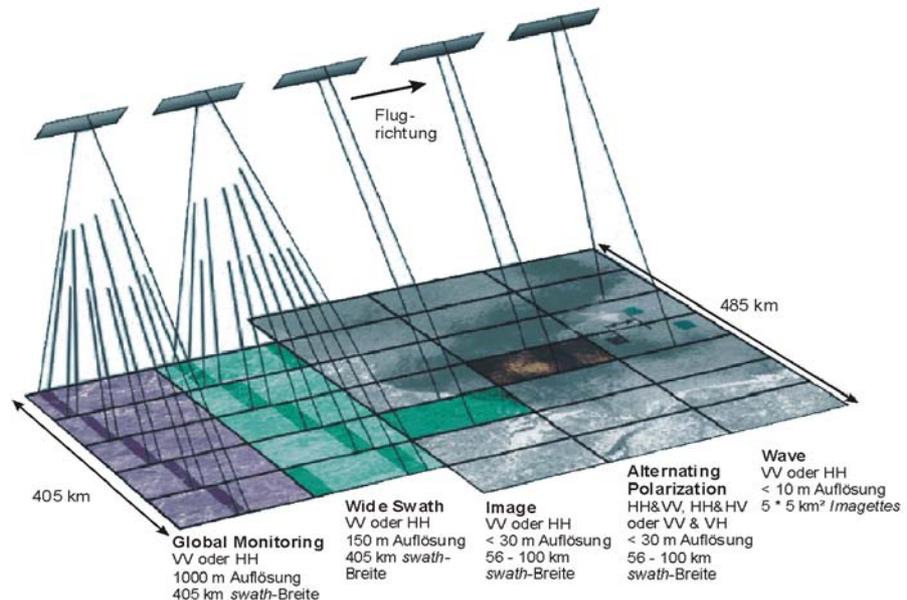


Abb. 4-29: Abbildungsmodi des ASAR-Sensors (Quelle: DESNOS et al., 2000).

- Image Mode:** Hochaufgelöste Bilddaten (< 30 m) mit sieben verschiedenen Bildmodi mit nominellen Einfallswinkeln zwischen 15° und 45° - und *swath*-Breiten zwischen 56 und 100 km. Die Polarisation ist wählbar zwischen HH oder VV.
- Wide Swath Mode:** Unter Anwendung der ScanSAR-Technik erzeugte Bilddaten mit einer räumlichen Auflösung von 150 m und einer *swath*-Breite von 405 km (Abb. 4-30). Die Polarisation ist wählbar zwischen HH oder VV.
- Global Monitoring Mode:** Unter Anwendung der ScanSAR-Technik erzeugte Bilddaten mit einer geringen räumlichen Auflösung von 1000 m und einer *swath*-Breite von 405 km. Die Polarisation ist wählbar zwischen HH oder VV.
- Alternating Polarization Mode:** Hochaufgelöste Bilddaten (< 30 m) mit sieben verschiedenen Bildmodi mit nominellen Einfallswinkeln zwischen 15° und 45° - und *swath*-Breiten zwischen 56 und 100 km. Das Produkt besteht aus zwei zeitgleich aufgezeichneten Szenen mit den möglichen Polarisationskombinationen HH & VV, HH & HV oder VV & VH.
- Wave Mode:** Erzeugung von 5 75 km² großen *Imagettes* im Abstand von 100 km in Flugrichtung zur Ableitung von Wellenspektren über Ozeanoberflächen.

Zahlreiche weitere Sensoren vervollständigen die Nutzlast der Plattform und gewährleisten die Datenkontinuität zu den ERS-Missionen und erweitern die zu erfassenden Parameter bei der Erdbeobachtung. Die erfolgreiche Implementierung des Relaisatelliten ARTEMIS (*Advanced Relay and Technology Mission Satellite*) wird über die an Bord installierten Recorder hinaus einen wesentlichen Beitrag zur Gewinnung globaler SAR-Datensätze leisten. Durch ARTEMIS können die aufgezeichneten Daten direkt an die europäischen Empfangseinrichtungen weitergeleitet werden und machen die Mission daher weitgehend unabhängig von einem global verteilten Netzwerk von Bodenempfangsstationen (ESA, 1998).

Die kontinuierliche Fortführung der erfolgreichen kanadischen Aktivitäten auf dem Sektor der SAR-Fernerkundung ist das Ziel der derzeitigen Entwicklung von RADARSAT-2. Der auf eine geplante Lebensdauer von sieben Jahren ausgelegte Satellit soll 2005 gestartet werden (Stand: Mai 2003). Als einziger Sensor ist ein konfigurierbares, im C-Band operierendes SAR-System vorgesehen, das zusätzlich zu den bereits bei RADARSAT-1 implementierten Eigenschaften zahlreiche Neuerungen aufweist (MEISL et al., 2000). Neben der vollständigen polarimetrischen Auflösung (HH, VV, HV, VH), *swath*-Breiten zwischen 20 und 500 km und einer deutlich verbesserten räumlichen Auflösung von 3 m (*ultra fine mode*) bis 100 m, stellt die Option zum Wechselbetrieb zwischen einem rechts- und linksblickenden Radarsystem die bedeutendste Innovation dar (Abb. 4-31). Damit kann erstmals eine vollständige und kontinuierliche Abdeckung der Erde inklusive beider Polarregionen und eine zeitlich noch höher auflösbare Beobachtung gewährleistet werden. Verbesserte Möglichkeiten zur Zwischenspeicherung der Daten an Bord sowie höhere Übertragungsraten im Zusammenspiel mit einem erweiterten Bodensegment zur Akquisition, Prozessierung und Distribution der Daten sollen die zukünftige operationelle Nutzung besonders auch unter kommerziellen Gesichtspunkten garantieren.

Mit dem *Advanced Land Observing Satellite* (ALOS), dessen Start für den Sommer 2004 vorgesehen ist, plant die japanische NASDA die Nachfolgemission des JERS-1 Satelliten. Neben den im optischen und nahen Infrarot aufzeichnenden, hochauflösenden Sensoren *Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping* (PRISM) und *Advanced Visible and Near Infrared Radiometer type 2* (AVNIR-2) befindet sich mit dem *Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar* (PALSAR) ein im L-Band operierendes SAR-System an Bord der Plattform. Auch bei diesem Sensor werden durch variable Einfallswinkel und Wahl der Polarisation sowie durch die Umsetzung der ScanSAR-Technologie eine Vielzahl von Abbildungsmodi ermöglicht. Eine optionale Datenübertragung über geostationäre Relaisatelliten, die zwei für 2004 zum Start vorgesehenen *Data Relay Test Satellites* (DRTS), soll die globale Abdeckung mit hochauflösenden SAR-Daten ermöglichen.

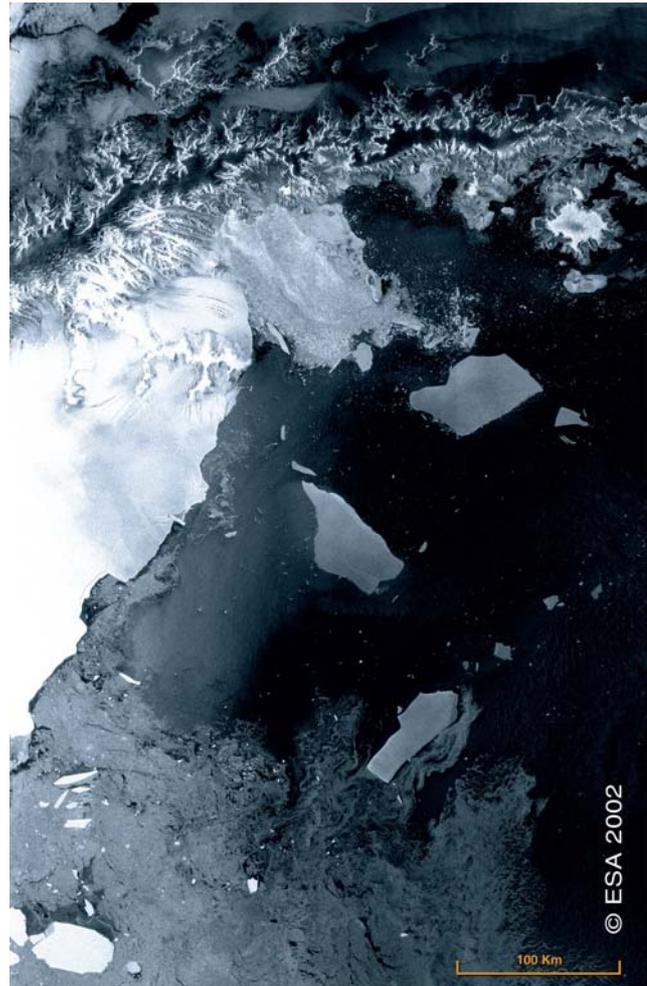


Abb. 4-30: Eines der ersten von ENVISAT ASAR aufgezeichneten Bilder zeigt den Zerfall des Larsen B Ice Shelf im Frühjahr 2002 (Wide Swath Mode, 18. März 2002).

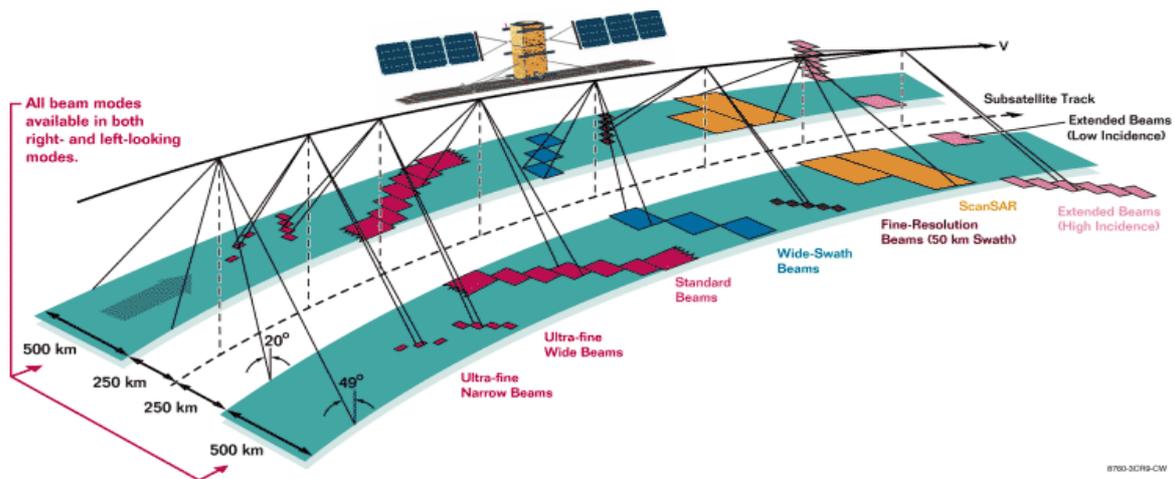


Abb. 4-31: Abbildungsmodi des SAR-Sensors von RADARSAT-2 (Quelle: CSA).

Weitere Perspektiven für die nahe Zukunft in der SAR-Fernerkundung zeichneten sich seit 1996 durch das mittlerweile aus Kostengründen wieder eingestellte *Lightweight Synthetic Aperture Radar* (LightSAR)-Programm der NASA ab. Hierbei war es vorgesehen, eine Flotte von leichten und äußerst kostengünstigen SAR-Satelliten zu entwickeln, mit denen eine kontinuierliche Erdbeobachtung in den kommenden Jahren gewährleistet werden sollte. Auch die aktuellen Planungen der TerraSAR-Mission zielt auf die Entwicklung und Produktion kleiner und leichter Satellitenplattformen mit multi-frequenten SAR-Sensoren (X-Band, zusätzlich L-Band) ab. Eine durch niedrige, polare und sonnensynchrone Umlaufbahnen gekennzeichnete Orbitalanordnung mehrerer Plattformen soll eine möglichst tägliche Abdeckung der gesamten Erdoberfläche besonders auch mit interferometrisch auswertbaren Datensätzen ermöglichen. Darüber hinaus werden durch die multimodale Aufzeichnungstechnologie mit dem Spotlight-Modus Auflösungen im Meterbereich erreichbar, wohingegen großflächige Aufzeichnungen durch den ScanSAR-Modus ermöglicht werden. Durch das flexible, multifrequente und multipolarisierte SAR-System sollen weitreichende Applikationsmöglichkeiten eröffnet werden, die die gesamte Palette an geowissenschaftlichen und besonders auch kommerziellen Nutzungen von SAR-Daten abdecken hätte können (MATHEW & BURBIDGE, 2000; SUESS et al., 2002; BUCKREUSS et al., im Druck).

Zahlreiche weitere, sich für die kommenden Jahre abzeichnende Entwicklungen, belegen die wachsende Bedeutung und die gesteigerte Nachfrage nach SAR-Daten für die Überwachung und Beobachtung unseres Planeten. Die Entwicklung immer leistungsfähigerer Sensoren auf immer kleineren Trägerplattformen und der zunehmende Ausbau des für die Datenübertragung zuständigen Raum- und Bodensegmentes garantieren in Zukunft eine kontinuierliche Abdeckung der Erde mit Daten aus dem gesamten Mikrowellenspektrum in hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung. Verbesserte Technologien und Methoden zur Erzeugung interferometrisch und polarimetrisch auswertbarer Datensätze vervollständigen die aktuellen Entwicklungstrends aus dem Bereich der SAR-Fernerkundung (z.B. RAMON-GASSIÉ et al., 2000; VAN ZYL & Kim, 2000; PAPHATHANASSIOU & CLOUDE, 2001). Neue Akquisitions- und Archivierungsstrategien und die Implementierung komplementärer Sensoren (z.B. die Altimeter auf CRYOSAT und ICE-Sat) eröffnen somit in naher Zukunft zusätzliche Optionen für die Erforschung und Überwachung der entlegenen Polargebiete.

4.6 Datenverfügbarkeit und Satellitenbildprozessierung

Am Institut für Physische Geographie der Universität Freiburg (IPG) wurde seit 1991 ein umfangreiches Archiv an Satellitenbildern der Antarktischen Halbinsel aufgebaut. Das IPG-Fernerkundungsdatenarchiv der Antarktischen Halbinsel umfaßt insgesamt über 1400 Datensätze (Stand Juli 2003). Neben den im optischen und infrarot aufgezeichneten Szenen der Satellitenmissionen CORONA, LANDSAT (MSS, TM und ETM+), SPOT und TERRA (ASTER und MODIS) und einem umfangreichen Bestand an Luftbildern stellen die SAR-Daten der Satelliten ERS-1/2, JERS-1 und RADARSAT-1 mit rund 440 Datensätzen einen wesentlichen Anteil am Gesamtbestand dar. Die Beschaffung der Daten der europäischen Satelliten ERS-1/2 und des japanischen JERS-1 erfolgte im Rahmen der ESA-Forschungsprogramme *“Monitoring of Dynamic Processes in Antarctic Geosystems“* (MODPAG; ESA AO2.D149) und *“Midterm Monitoring of Snow Cover Characteristics by ERS-SAR-Imagery on the Antarctic Peninsula“* (ESA AO3.D196). CSA und NASA stellten im Rahmen des Programms *“Application Development and Research Opportunity“* (ADRO-1) Szenen des kanadischen RADARSAT-1 bereit. Die Verwaltung der auf CD-ROM gespeicherten Fernerkundungsdatensätze erfolgt über eine unter MS Access 2000 implementierte Meta-Datenbank, die einen raschen und effektiven Zugriff auf die anwendungsorientiert abgelegten Sensor-, Bild- und Lageparameter ermöglicht. Die Aufbereitung der SAR-Daten erfolgte in sensor- und produktspezifischen Prozessierungsketten, die auf unter den Betriebssystemen SOLARIS 8 und MS Windows 2000 operierenden Workstations implementiert wurden. Die daran anschließende, weiterführende Prozessierung und Auswertung der Daten erfolgte unter ERDAS Imagine 8.5.

4.6.1 Radiometrische Kalibrierung der SAR-Daten

Die vorgeschaltete Aufbereitung der ERS-1/2 PRI Datensätze wurde unter Nutzung der von der ESA bereitgestellten SAR-Toolbox (Version 2.1.1; <http://earth.esa.int/STBX/>) realisiert. Der Einsatz der Software erfolgt in einzelnen Programmmodulen, die durch Parameterfiles gesteuert werden. Diese lassen sich in selbständig ablaufende Stapeldateien sequentiell zusammenfassen, so daß eine Automatisierung der Prozessierung erfolgen kann. Neben dem Einlesen der als Rückstreuelligkeitswerte β^0 (Kapitel 4.4.5) im CEOS-Format ausgelieferten ERS-Szenen und der Extraktion der Metainformation stellen produktspezifische Korrekturen sowie die radiometrische Kalibrierung der Daten wesentliche Schritte innerhalb der Prozessierungskette dar (MEADOWS et al., 1998; LAUR et al., 2002). Des weiteren erfolgt die Korrektur eines bei den ERS-Satelliten bauartbedingten Sättigungseffektes der Analog-Digital-Wandler (*Analogue to Digital Converter*, ADC), infolge dessen es bei der Abtastung von Gebieten hoher Radarrückstreuung zu einer Aufzeichnung von zu niedrigen Rückstreuwerten kommt. Dies ist insbesondere bei ausgedehnten Gebieten gleichmäßig hoher Rückstreuung besonders kritisch (z.B. Meeresoberflächen, Schelfeise, große Gletscher), wobei aufgrund der großen Antennenbeleuchtungsfläche der ERS-Sensoren durch diesen Effekt auch Regionen in unmittelbarer Nachbarschaft von solchen Gebieten beeinflusst werden können. Dabei liegen die Abweichungen der Rückstreuwerte in der Größenordnung von bis zu mehreren Dezibel. Bauartbedingt tritt die ADC-Sättigungsanomalie bei ERS-1 besonders stark ausgeprägt auf, sie kann aber auch bei ERS-2 nicht vernachlässigt werden. Da die Größe dieses Effektes direkt aus der PRI-Szene heraus abschätzbar ist (MEADOWS et al., 1998), kann dieser durch einen in der ESA SAR Toolbox implementierten Korrekturalgorithmus vor der Berechnung der Rückstreuoeffizienten korrigiert werden. Die erreichbare absolute Kalibrierungsgenauigkeit der ERS-1/2 SAR-Daten wird mit ± 0.5 dB beziffert (LAUR et al., 2002). Die Prozessierung der RADARSAT-Daten erfolgte unter Nutzung der von ASF bereitgestellten Softwaremodule (<http://www.asf.alaska.edu/apd/>), die den Import der im CEOS-Format vorliegenden SAR-Daten und die radiometrische Kalibrie-

rung ermöglichen. Für die von ASF prozessierten RADARSAT SAR-Daten werden die erreichbaren Kalibrierungsgenauigkeiten für die *Standard Beams* 1-7 absolut und relativ mit besser als ± 0.5 dB (NICOLL, 1999) angegeben, für die ScanSAR SWB Daten ergibt sich eine absolute Genauigkeit von ± 2.0 dB und eine relative von ± 0.5 dB (MARTYN et al., 1999). Produkte des japanischen SAR-Sensors an Bord von JERS-1 konnten aufgrund ihres geringen Signal-Rausch-Verhältnisses über Ozean- und Eisoberflächen (BICKNELL & CARSEY, 1993; RANEY, 1998) nicht in die weiteren Analysen einbezogen werden. Vor der Auswertung der SAR-Daten wurde zur Reduzierung des *speckle*-Effektes ein Medianfilter (5 \times 75 Kernelgröße) zur weiteren Bildverbesserung als lineares Filterverfahren angewandt.

4.6.2 Georeferenzierung und geometrische Korrekturen

Die an die Kalibrierung der SAR-Daten anschließenden Prozessierungsschritte setzen eine hinreichend genaue Referenzierung der erzeugten Zwischenprodukte voraus. Eine effiziente und äußerst präzise Registrierung multi-temporalen, mit annähernd ähnlicher Geometrie aufgezeichneter ERS-Bilddaten relativ zueinander wurde mittels eines in der ESA SAR Toolbox implementierten Moduls zur vollautomatischen Co-Registrierung von SAR-Szenen realisiert. Mit der auf den Orbitparametern und der Optimierung der Kreuzkorrelationsfunktion der Eingangsbilder beruhenden Registrierung lassen sich Abweichungen von unter 0.3 Pixel (*root mean square*, RMS) erzielen. Die nahtlose Mosaikierung der während eines einzelnen Überfluges fortlaufend aufgezeichneten RADARSAT ScanSAR-Szenen (*single pass mosaics*) erfolgte mittels einer durch die ASF Tools bereitgestellte Routine. Die kalibrierten und co-referenzierten beziehungsweise mosaikierten Daten wurden mitsamt der relevanten SAR- und Orbitalinformation zur weiteren Prozessierung in das generische Bildformat von ERDAS Imagine überführt.

Sinn und Ziel der geometrischen Korrektur von SAR Szenen ist eine absolute Geocodierung, durch die jedem Punkt im Bild eine eindeutige räumliche Lage zugewiesen wird und durch die die terraininduzierten geometrischen Verzerrungen aufgehoben werden (SCHREIER, 1993). Weil herkömmliche Methoden der digitalen Bildverarbeitung der SAR Geometrie nicht gerecht werden, muß die Geocodierung entweder durch eine Ellipsoidkorrektur oder eine Terrainkorrektur erfolgen. Bei beiden Methoden werden die spezifischen Sensor- und Orbitinformationen herangezogen, um ein radargrammetrisches Modell zu erstellen, das den Zusammenhang zwischen Bild und abgebildeter Erdoberfläche anhand der Aufnahmegeometrie beschreibt. Während bei der Ellipsoidkorrektur die Erdoberfläche im radargrammetrischen Modell lediglich unter Annahme einer 'flachen Erde' durch ein Ellipsoid angenähert wird, läßt sich eine Terrainkorrektur nur unter Einsatz eines Digitalen Geländemodells (DEM) durchführen. Generell bietet die Terrainkorrektur die präziseren Ergebnisse, allerdings hängt die Güte der Orthorektifizierung von der Qualität des Digitalen Geländemodells ab. Dabei äußert sich der Einfluß des Geländemodells auf das Korrekturergebnis in Form von Lageversätzen (*range displacements*), deren Ursachen sowohl in der ungenügenden Höhen- und auch Lagegenauigkeit, aber auch in der räumlichen Auflösung des eingesetzten Modells begründet sind. Je gröber das DEM und je reliefierter das Gelände ist, desto größer sind die resultierenden Fehler in der korrigierten Szene. Darüber hinaus stellen Ungenauigkeiten der in der SAR-Metainformation bereitgestellten Orbitparameter eine weitere potentielle Fehlerquelle dar.

Umfangreiche eigene Untersuchungen zur Orthorektifizierung von SAR-Szenen der Antarktischen Halbinsel bestätigen diese allgemeinen Befunde (STEINER, 2002). Die numerischen Ergebnisse sind stark von der Höhen- und Lagetreue des eingesetzten DEMs abhängig und unterscheiden sich stark je nach vorherrschendem Geländetyp. Unter Nutzung eines durch digitale photogrammetrische Luftbilddauswertungen erzeugten, hochaufgelösten

Geländemodells des Testgebietes San Martín (WROBEL et al., 2000) konnte durch die Korrektur eine hohe absolute Positionierung der Bildpunkte erzielt werden. Diese läßt sich durch zusätzliche Integration von Bodenkontrolldaten zur Verbesserung der Orbitparameter noch weiter steigern. Demgegenüber ergeben sich bei Einsatz grob aufgelöster Geländemodelle geringer Lage- und Höhen-genauigkeit im stark reliefierten Gelände große Positionsfehler und optisch unbefriedigende Ergebnisse. Das hierbei eingesetzte, über das

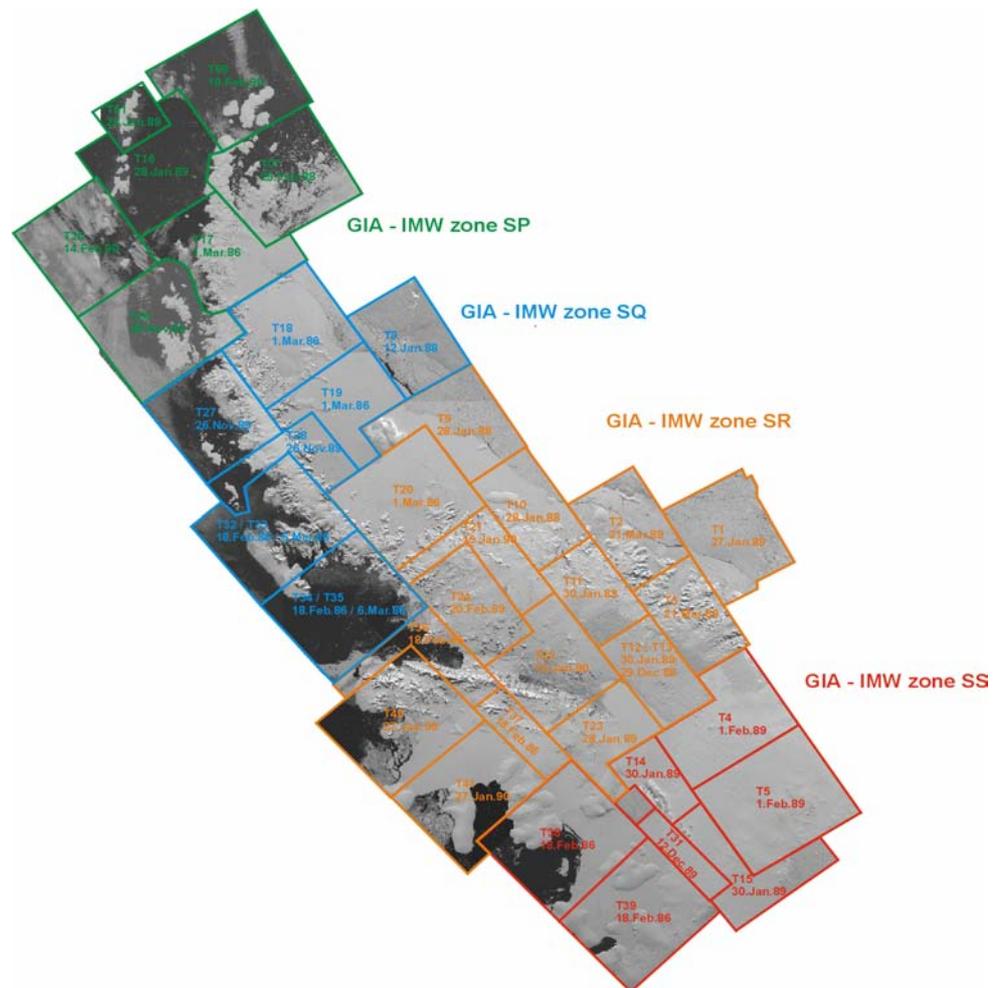


Abb. 4-32: Das GIA LANDSAT TM Mosaik der Antarktischen Halbinsel (Aufzeichnungszeitraum: 1986 - 1990; Polarstereographische Projektion). Die Farbcodierung der Einzelszenen kennzeichnet den jeweiligen Bezugsstreifen der Internationalen Weltkarte (Quelle: BKG).

National Snow and

Ice Data Center (NSIDC) frei verfügbare RADARSAT Antarctic Mapping Project Digital Elevation Model (RAMP DEM; Liu et al., 2001) deckt bei einer Bodenauflösung von 200 7200 m² die gesamte Antarktis ab. Der Datensatz basiert auf flugzeug- und satellitengestützten Radaraltimetermessungen, kartographischen Daten der Antarctic Digital Database (ADD; http://www.nerc-bas.ac.uk/public/magic/add_home.html) und Geländemessungen. Die horizontale Lagegenauigkeit wird mit einer RMS-Abweichung von ±200 m angegeben, die vertikale Genauigkeit variiert je nach Geländetyp zwischen 1 m auf Schelfeisoberflächen und 100 m im stark reliefierten Gebirge (Liu et al., 1999). Die Evaluation der Orthorektifizierungsergebnisse zeigt deutlich, daß besonders für die gebirgigen Teilräume an den Rändern der Antarktischen Halbinsel große Lagefehler zu erwarten sind. Der geringere Reliefeinfluß und höhere horizontale und vertikale Genauigkeiten des Geländemodells ermöglichen dagegen auf den schwach undulierenden Plateaubereichen der Halbinsel eine hinreichend genaue Terrainkorrektur (STEINER, 2002).

Auf Grundlage dieser Ergebnisse und unter Berücksichtigung der zur Verfügung stehenden topographischen Datenbasis wurden die zu analysierenden SAR-Szenen mittels einer Ellipsoidkorrektur georeferenziert und nur im Bedarfsfall einer Terrainkorrektur unterzogen. Um eine konsistente Weiterverarbeitung zu ermöglichen, wurde für die hochaufgelösten Szenen von ERS-1/2 und den RADARSAT *Standard Beams* eine UTM-Projektion auf Grundlage des Referenzellipsoids WGS 84 als einheitliches räumliches Bezugssystem gewählt. Aufgrund ihrer sich über rund 10 Breitengrade erstreckenden räumlichen Aus-

dehnung wurden die erzeugten ScanSAR-Bildmosaiken in eine polarstereographische Projektion (Referenzellipsoid: WGS 84) transformiert.

Eine Überprüfung und Korrektur der Lagegenauigkeit der geocodierten SAR-Szenen konnte anhand des LANDSAT TM Mosaiks des Geowissenschaftlichen Informationssystems Antarktis (GIA) durchgeführt werden, das vom Bundesamt für Kartographie und Geodäsie (BKG; früher: Institut für angewandte Geodäsie, IFAG), zusammengestellt und verfügbar gemacht wurde. Das Mosaik basiert auf mehr als 40 LANDSAT TM Szenen aus einem Aufzeichnungszeitraum zwischen 1986 und 1990, die die gesamte Antarktische Halbinsel annähernd wolkenfrei abbilden (Abb.4-32). Die Einzelszenen wurden anhand von 78 Passpunkten des British Antarctic Survey und 433 Verknüpfungspunkten georeferenziert. Die absolute Lagegenauigkeit wird mit einer Standardabweichung von ± 75 m (Hoch- und Rechtswert) angegeben (BENNAT et al., 1998). Der in vier Teilmosaiken vorliegende Gesamtdatensatz mit einer Pixelauflösung von $30 \times 30 \text{ m}^2$ orientiert sich an den Vorgaben der Internationalen Weltkarte (*International Map of the World*, IMW), welche das Gebiet der Antarktischen Halbinsel in einer Lambertschen Konform Konischen Projektion (Referenzellipsoid: WGS 72) in vier entsprechenden Bezugstreifen (SP, SQ, SR und SS) abbildet (SIEVERS & BENNETT, 1989).

5 Schneedeckeneigenschaften und Gletscherzonen im Radarbild

Die Fernerkundung in der Antarktis ist vor allem die Fernerkundung von Schnee und Eis. Hierzu eignen sich die verschiedenen Aufnahmesysteme in unterschiedlicher Art und Weise. Daten von Sensoren des optischen und thermalen Spektralbereiches können prinzipiell die Eis- und Schneeverteilung, zum Teil getrennt zwischen Alt- und Neuschnee und deren Oberflächentemperaturen liefern. Daten von Mikrowellensensoren, aktiv oder passiv, sind ebenso geeignet, diese Eigenschaften abzuleiten, liefern darüber hinaus aber

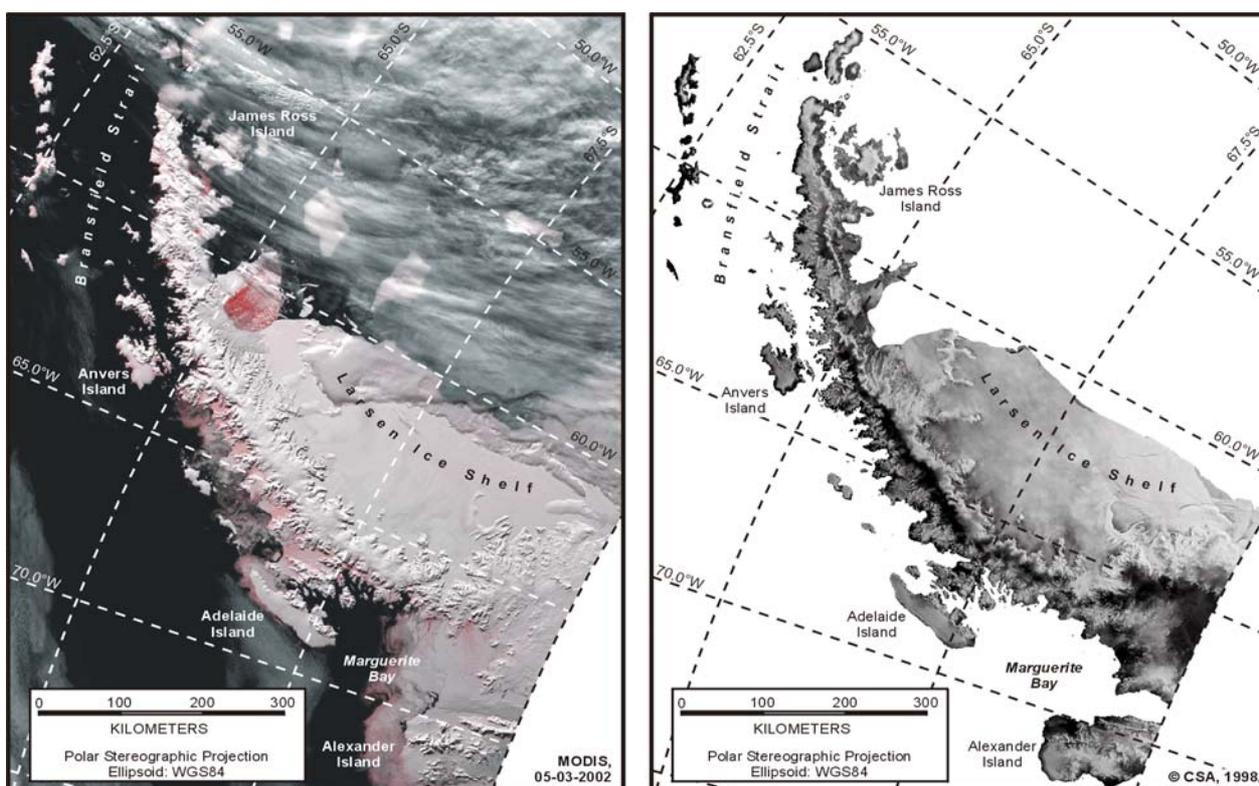


Abb. 5-1: Die Gegenüberstellung eines mit im optischen (Kanal 1: 620 - 670 nm) und infraroten (Kanal 2: 841 - 876 nm) Spektralbereich aufgenommenen Daten des Sensors MODIS erstellten Farbkomposits (links; 5. März 2002) und eines RADARSAT ScanSAR-Mosaiks (rechts; 12. Dezember 1998) der nördlichen Antarktischen Halbinsel zeigt den komplementären Informationsgehalt der beiden Datensätze. Aufgrund der gewählten Kanalkombination treten im außergewöhnlich wolkenarmen MODIS-Mosaik oberflächlich feuchte Schneedecken und Meereisbereiche als rötlich gefärbten Flächen hervor (besonders deutlich im Bereich des zerfallenden Larsen B Ice Shelves). Im Gegensatz zum RADARSAT ScanSAR-Mosaik, das in Abhängigkeit von den strukturellen Eigenschaften der Schneedecke eine mehrstufige Gliederung des Raumes ermöglicht, zeigen sich im MODIS-Mosaik die Zentralbereiche der Halbinsel als monoton gefärbte und undifferenzierbare Flächen, deren Bildinformation keine weiteren Aussagen über die Schneedeckeneigenschaften zulässt.

auch Aussagen über die Temperaturgeschichte und die interne Struktur von Schneedecken (Abb. 5-1).

Das Kernproblem bei der Auswertung optischer und thermischer Satellitendaten der Antarktischen Halbinsel sind die Bewölkungsverhältnisse oder generell der Einfluß der Atmosphäre auf die aufgezeichneten Daten. Passive Mikrowellensysteme haben eine zu geringe räumliche Auflösung, als daß sie zur großmaßstäbigen Beobachtung von Eis- und Schneeoberflächen herangezogen werden könnten. Durch die Überlagerung von Oberflächen- und Volumenstreuung bei aktiven Systeme ist eine Interpretation zunächst nicht eindeutig und erfordert in der Regel die Einbeziehung von Bodenkontrolldaten wie meteorologischen Meßwerten und Informationen über den Schneedeckenaufbau sowie dessen Dynamik. Unter den Einzelsystemen ist aber für die Fernerkundung von Schnee- und Eis im Randbereich der Antarktis die aktive Mikrowelle derzeit das wichtigste Verfahren. Mit Radaraufnahmen können Schneedecken detailliert dargestellt und beschrieben werden. Hierbei kommt den Schneezonen eines Gletschers (BENSON, 1962 / 1996; MÜLLER, 1962; PATERSON, 1994) eine zentrale Bedeutung zu. Mittels SAR-Daten können im Satellitenbild entsprechende Zonen abgeleitet werden (Abb. 5-1). Allerdings sind diese Zonen nur partiell mit den klassischen glaziologischen Schneezonen identisch und sollten daher als Radargletscherzonen (*radar glacier zones*) bezeichnet werden (FORSTER et al., 1996; SMITH et al., 1997; RAU et al., 2000; BRAUN et al., 2000).

5.1 Die "klassischen" glaziologischen Gletscherschneezonen

5.1.1 Die Schneezonen in der Akkumulationszone von Gletschern

Die Oberfläche der Akkumulationszone eines Gletschers kann anhand ihrer Dynamik im Jahreslauf und den daraus resultierenden charakteristischen Eigenschaften ihrer Schneedecke weiter untergliedert werden. Hierbei stellen im Wesentlichen die mit abnehmender Höhe zunehmenden Temperaturen während der sommerlichen Ablationsperiode den treibenden Faktor der zonenspezifischen Energieumsetzungs- und Metamorphoseprozesse dar. Die im folgenden dargestellte Klassifikation des Akkumulationsgebiets eines Gletschers (Abb. 5-2) folgt den zusammenfassenden Ausführungen von PATERSON (1994).

Die höchsten Gebiete polarer Gletscher werden von der Trockenschneezone (*dry snow zone*) eingenommen, in der es aufgrund der vorherrschenden dauerhaft unter dem Gefrierpunkt liegenden Temperaturen nie zu Tauprozessen kommt. Neben der mechanischen Zerstörung der

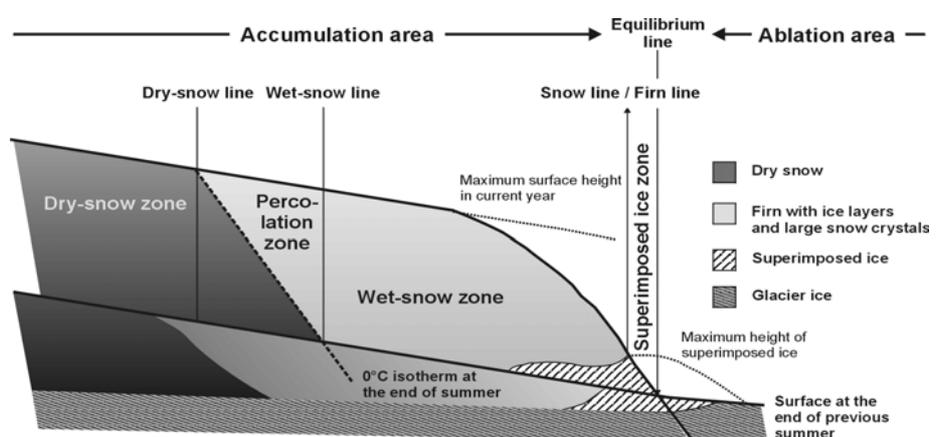


Abb. 5-2: Die Schneezonen in der Akkumulationszone eines Gletschers (nach PATERSON, 1994).

Windwirkung und dadurch bewirkte Umlagerung bewirkt die destruktive Trockenschneemetamorphose unter annähernd isothermen Bedingungen in der Schneedecke (vertikaler Temperaturgradient $< 0.1 \text{ K cm}^{-1}$) eine Verkleinerung der Korngrößen und die Abrundung der Schneekristalle (Abb. 5-3; COLBECK, 1982 und 1983; SINGH & SINGH, 2001). Die daraus resultierende Kompaktierung führt zusätzlich zur gravitativen Setzung zu einer Dichtezunahme des Schnees.

Demgegenüber kommt es durch im Schneepaket wirksame Temperatur- und Wasserdampfgradienten zur konstruktiven Metamorphose (Abb. 5-3). Durch den Transport und die erneute Anlagerung von Wasserdampf wird ein Wachstum großer Kristalle auf Kosten kleinerer entgegen dem anliegenden Gradienten induziert. Die dabei entstehenden fragilen, facettierten Becherkristalle führen zur Ausbildung von Tiefenreifhorizonten innerhalb der Schneedecke und bewirken deren Labilisierung durch eine Herabsetzung der Lagerungsdichte (sogenannter Schwimmschnee). Die Wachstumsraten dieser Facettenkristalle hängen dabei von der Intensität des Temperaturgradienten und dem Partikelabstand ab.

Nach unten, durch die Trockenschneelinie (*dry-snow line*) begrenzt, schließt sich die Perkolationszone (*percolation zone*) an, in der während der sommerlichen Wärmephase aufgrund des Energieeintrages Schneeschmelzprozesse auftreten. Das dabei gebildete flüssige Wasser sickert bei Überschreiten der Speicherkapazität innerhalb der Schneedecke entlang vertikaler und horizontaler Perkolationsbahnen gravitativ nach unten. Es infiltriert dabei die tiefer gelegenen, kälteren Schichten und breitet sich entlang von im Schneepaket existenter, relativ impermeabler Schichtgrenzen lateral aus. Durch das erneute Gefrieren des Perkolationswassers werden im Schnee horizontale und vertikale Eiskörper gebildet, die die Schneedecke stratigraphisch gliedern. Infolge der Energiefreisetzung beim Gefriervorgang wird eine sukzessive Auftemperierung der tieferen Schneeschichten bewirkt, bis im gesamten Profil bei einer Schneetemperatur von 0°C isotherme Verhältnisse herrschen. Die bei Präsenz von Flüssigwasser im Schnee ablaufenden

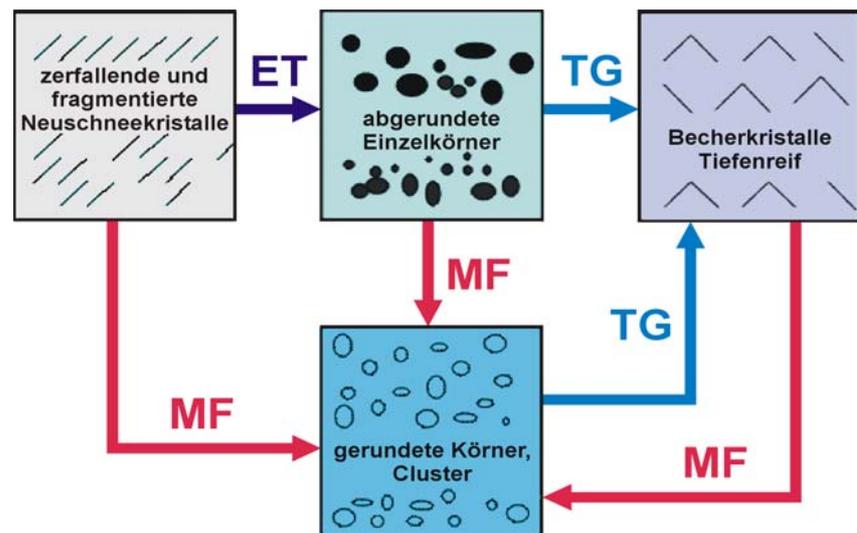


Abb. 5-3: Schematische Darstellung der Metamorphoseprozesse von Schnee (nach <http://www.hydroskript.de>). Schnee ist ein stark mit den syn- und postsedimentär vorherrschenden meteorologischen Bedingungen rückgekoppeltes, räumlich und zeitlich extrem variables Ablagerungsprodukt an der Erdoberfläche. Neben der mechanischen Zerstörung und Fragmentierung der hexagonalen Schneekristalle bei der Ab- und Umlagerung, finden innerhalb der abgelagerten Schneedecke Kristallumwandlungs- und Neubildungsprozesse durch Druck, Regelation, Molekulardiffusion und Konvektion im Porenraum statt. Folgende Teilprozesse der Schneemetamorphose werden unterschieden (SOMMERFELD & LACHAPPELLE, 1970; COLBECK, 1982; SINGH & SINGH, 2001):

- destruktive (isotherme) Metamorphose bei nahezu isothermen Temperaturprofil und Temperaturen $< 0^{\circ}\text{C}$ (*equi-temperature metamorphism*, ET): Durch Molekularbewegungen überwiegend in der Gasphase wird eine Minimierung der spezifischen Oberfläche und der freien Oberflächenenergie angestrebt. Der regelative Abbau exponierter Teile durch Sublimation und Diffusion führt zu abgerundeten Einzelkörnern mit kleinen Kristallgrößen.
- konstruktive Metamorphose bei großen Temperaturgradienten und Temperaturen $< 0^{\circ}\text{C}$ (*temperature-gradient metamorphism*, TG): Evaporations- und Kondensationsprozesse sowie Umlagerung von Wassermolekülen entlang der in der Schneedecke wirksamen Dampfdruck- und Temperaturgradienten führen zum Wachstum günstig gelegener Schneekörner auf Kosten kleinerer und weniger günstig gelegener. Es bilden sich fragile Becherkristalle und Tiefenreifhorizonte.
- Schmelz-Gefrier-Metamorphose (*melt-freeze metamorphism*, MF) in isothermen Schneedecken und Temperaturen $= 0^{\circ}\text{C}$: Das Schmelzen kleiner, exponierter Kristalle und die Anlagerung von Eis an die Peripherie der übrigen führt zur Bildung von gerundeten, großen Körnern sowie zur Aggregation von Kornclustern.

Metamorphoseprozesse werden durch die wiederholt ablaufenden Zyklen von Tauen und Gefrieren des Schnees beschleunigt und resultieren in einem raschen Anwachsen und der Rundung der Schneekristalle (Abb. 5-3). Als weitere Konsequenz dessen erfolgt eine Verschiebung des Korngrößenspektrums hin zu größeren Schneekorndurchmessern, da sich kleine Schneekristalle aufgrund ihres früheren und schnelleren Schmelzens zugunsten der größeren Kristalle auflösen. Darüber hinaus kommt es, insbesondere an der den Temperaturschwankungen am stärksten ausgesetzten Schneeoberfläche durch Regelation zu einem Zusammenfrieren einzelner Schneekörner und damit zur Bildung von Clustern (COLBECK, 1982; SINGH & SINGH, 2001). Der durch das Flüssigwasser erzeugte, die Schneepartikel umschließende Wasserfilm verstärkt die Setzungsprozesse und bewirkt über die aus der Rekristallisation resultierende Kompaktierung hinaus eine weitere Zunahme der Dichte.

Die Perkolationszone wird nach unten durch die Naßschneelinie (*wet-snow line*) begrenzt. Sie ist definitionsgemäß die Linie, unterhalb derer am Ende des Sommers das gesamte im vorangegangenen Massenbilanzjahr akkumulierte Schneepaket auf 0°C erwärmt wurde. In der sich anschließenden Naßschneezone (*wet-snow zone*) unterscheiden sich die allgemeinen Schneedeckeneigenschaften und die ablaufenden Metamorphoseprozesse nicht von jenen der Perkolationszone, allerdings nimmt der in der Schneedecke wirksame Flüssigwassereinfluß zu. Dabei sind zwei unterschiedliche Regimetypen der Durchfeuchtung zu unterscheiden (COLBECK, 1978; DENOTH, 1982):

- Im pendularen Regime liegt der Flüssigwasseranteil unter 14% des Porenvolumens. Die luftgefüllten Hohlräume stehen miteinander in Verbindung und das eingeschlossene flüssige Wasser liegt in Form von nadelförmigen Partikeln vor.
- Das funiculare Regime zeichnet sich durch einen höheren Flüssigwasseranteil von über 14% des Porenvolumens aus. Während das Wasser eine zusammenhängende, netzartige Struktur einnimmt, ist die verbleibende Luft in Blasen zwischen den Schneekörnern und dem Wasser eingeschlossen.

Nach DENOTH (1982) liegt ein scharfer Übergang zwischen beiden Regimetypen bei einem Wassergehalt W von 11 bis 15 Vol.-%. Bei ausreichender Durchfeuchtung und bei Überschreiten der Speicherkapazität der Schneedecke perkoliert das Schmelzwasser in tiefere Schichten und führt auch in den Vorjahresschichten durch Regelation zu einem Energieeintrag und deren Erwärmung. Im Schneepaket kommt es des Weiteren zu einem fortschreitenden Abbau der Eishorizonte und folglich zur stratigraphischen Homogenisierung der Schneedecke. Im Verlauf des weiteren Vordringens der Perkolationsfront wird das Wasser an im Schneeprofil vorhandenen impermeablen Horizonten oder aber bei Erreichen der Gletscheroberfläche gestaut und es resultiert lateraler, intra- oder subnivaler Abfluß des Schmelzwassers. In Depressionen oder bei Überschreiten des Abflußvermögens bildet sich durch Aufsättigung des Porenvolumens Schneematsch (*slush*) und es entwickeln sich Schmelzwasserseen auf der Gletscheroberfläche.

An der Gletscheroberfläche innerhalb der Schneeaufgabe erneut gefrierendes Schmelzwasser führt zur Bildung eines kompakten Eiskörpers, dessen Eigenschaften sich deutlich von denen des unterlagernden Gletschereis differenzieren. Dieses Aufeis (*superimposed ice*) zeichnet sich dabei besonders durch die Präsenz großer, undeformierter Luftblasen aus (WAKAHAMA et al., 1976). Durch die im Verlauf der Ablationsperiode erfolgende Ausaperung der untersten Bereiche dieser Aufeiszone (auch als Congelationszone bezeichnet; *superimposed ice zone*) wird diese am Ende des Massenhaushaltsjahres exponiert. Die Grenze zur nach oben anschließenden Naßschneezone wird durch die Lage der Schnee- oder Firnlinie am Ende des Sommers bestimmt. Da die Aufeisbildung zur Massenakkumulation beiträgt, wird die Aufeiszone durch die Gleichgewichtslinie (*equilibrium line*) gegenüber der am Ende des Sommers aperen Ablationszone nach unten begrenzt.

5.1.2 Die globale Verbreitung der glaziologischen Gletscherzonen

Die komplette Abfolge der dargestellten Gletscherzonen ist nur selten auf einem Gletscher ausgeprägt. In Abhängigkeit von den vorherrschenden meteorologischen und klimatologischen Bedingungen, aber auch von Gletschertyp und Einzugsgebietscharakteristik, finden sich auf Gletschern nur einzelne Abschnitte der Sequenz ausgebildet. Insbesondere die Trockenschneezone ist in erster Linie auf die polare Eisschilde Grönlands und der Antarktis beschränkt. BENSON (1962 / 1996) fand im Bereich des grönländischen Inlandeises eine grobe Übereinstimmung der Trockenschneezone mit Gebieten, deren Mitteltemperatur der sommerlichen Wärmeperiode unter -5°C liegt. Für die Antarktische Halbinsel gibt PEEL (1992a) die Lage der -11°C Jahresisotherme als untere Grenze an. Darüber hinaus wird die Existenz einer Trockenschneezone, zumindest in besonders kalten Jahren, für die höchsten Gipfelbereiche arktischer und zentralasiatischer Gebirgsgletscher vermutet (PATERSON, 1994). Demgegenüber sind weite Bereiche der Antarktis durch das vollständige Fehlen einer Naßschneezone gekennzeichnet. Ablation erfolgt hier in erster Linie durch das Kalben von Eisbergen an der Gletscherfront, wohingegen Schneeschmelzereignisse nur episodisch auftreten. Die dabei zur Verfügung stehende Energie reicht nicht aus, um die Akkumulationsschicht eines Jahres auf 0°C zu erwärmen. Eine Aufeiszone kann sich nur dann entwickeln, wenn sich ausreichend gestautetes Schmelzwasser in der untersten Schneeschicht ansammelt und dieses in kompakter Form wieder gefriert. Auf stark geneigten Gletscheroberflächen oder aber in durch Spalten und Moulins geprägten Abschnitten des Gletschers drainiert das frei fließende Schmelzwasser vollständig und steht nicht zur Aufeisbildung zur Verfügung. Umgekehrt besteht das Akkumulationsgebiet der Barnes Ice Cap (Baffin Island, Kanada) in den meisten Jahren lediglich aus einer Aufeiszone (PATERSON, 1994).

Die Mehrzahl der globalen Gebirgsgletscher, aber auch das Patagonische Inlandeis und die subpolaren Eismassen, weisen demzufolge in ihren Akkumulationsgebieten lediglich eine Naßschnee- und eine Perkolationszone auf. Eine vollständige Ausbildung der sequentiellen Abfolge aller Gletscherzonen findet sich in manchen Jahren auf den arktischen Gletschern von Ellesmere Island sowie Axel Heiberg Island (Kanada) und ist regelmäßig auf den nach Westen abfließenden Eismassen der Antarktischen Halbinsel anzutreffen.

5.1.3 Terminologische Randbemerkungen

Zum tieferen Verständnis der in der Literatur gebräuchlichen Bezeichnungen der Schneezonen eines Gletscher, den mit ihnen assoziierten Schneedeckeneigenschaften und der zeitlichen Dynamik der Zonen und ihrer Grenzlinien erscheinen insbesondere unter Berücksichtigung der fernerkundlich detektierbaren Zonen einige weiterführende Bemerkungen sinnvoll.

Das Konzept der Schneezonen eines Gletschers wurde von BENSON (1962 / 1996) anhand von Feldstudien auf der Westabdachung des grönländischen Eisschildes und von MÜLLER (1962) auf den Gletschern Axel Heiberg Islands (Kanadische Arktis) entwickelt (Abb. 5-4). Es erweitert die von AHLMANN (1935) eingeführte Einteilung in temperate, subpolare und hochpolare Gletscher, die jedoch lediglich eine breitengradabhängige Klassifikation darstellt. Durch die Ausscheidung individueller Schneezonen auf einem Gletscher werden demgegenüber die räumlich-zeitlichen Variationen unterschiedlicher Schneedeckenzustände berücksichtigt. Dabei wurde von Benson insbesondere der diagenetische Aspekt der Schneemetamorphose hervorgehoben und er führte folgerichtig den aus der Geologie entlehnten Begriff der Schneefazies (*snow facies*) zur Beschreibung der gebietstypisch vorherrschenden Schneeeigenschaften ein (Abb. 5-4 A). Demgegenüber betonte Müller deutlicher den Aspekt der Massenhaushaltsbetrachtung und verwendete daher den Termini-

nus der Zone (Abb. 5-4 B). PATERSON (1994) übernahm in seiner Synthese beider Ansätze die Terminologie der Zoneneinteilung nach Müller (1962) und damit auch eine stärkere Fokussierung auf eine massenhaushaltsspezifische Ausrichtung (Abb. 5-4 C). Unter Berücksichtigung der im optischen und infraroten Bereich des Spektrums fernerkundlich erfaßbaren Schneedeckeneigenschaften wurde von WILLIAMS et al. (1991) eine erweiterte Klassifikation präsentiert (Abb. 5-4 D). Wesentliche Unterschiede zeigen sich weitgehend nur in der Feinheit der Untergliederung und der Terminologie, die zur Beschreibung der einzelnen Zonen verwandt wird. Dabei wird die Naßschneezone, von Müller als *percolation zone B* benannt, noch weiter durch eine *slush zone* (unzulänglich zu übersetzen als ‚Schneematschzone‘) unterteilt. Als deren obere Grenze wird das *slush limit*, auch als *runoff line* bezeichnet, als die Linie definiert, oberhalb derer keine Massenverluste durch Flüssigwasserabfluß aus der Schneedecke erfolgen.

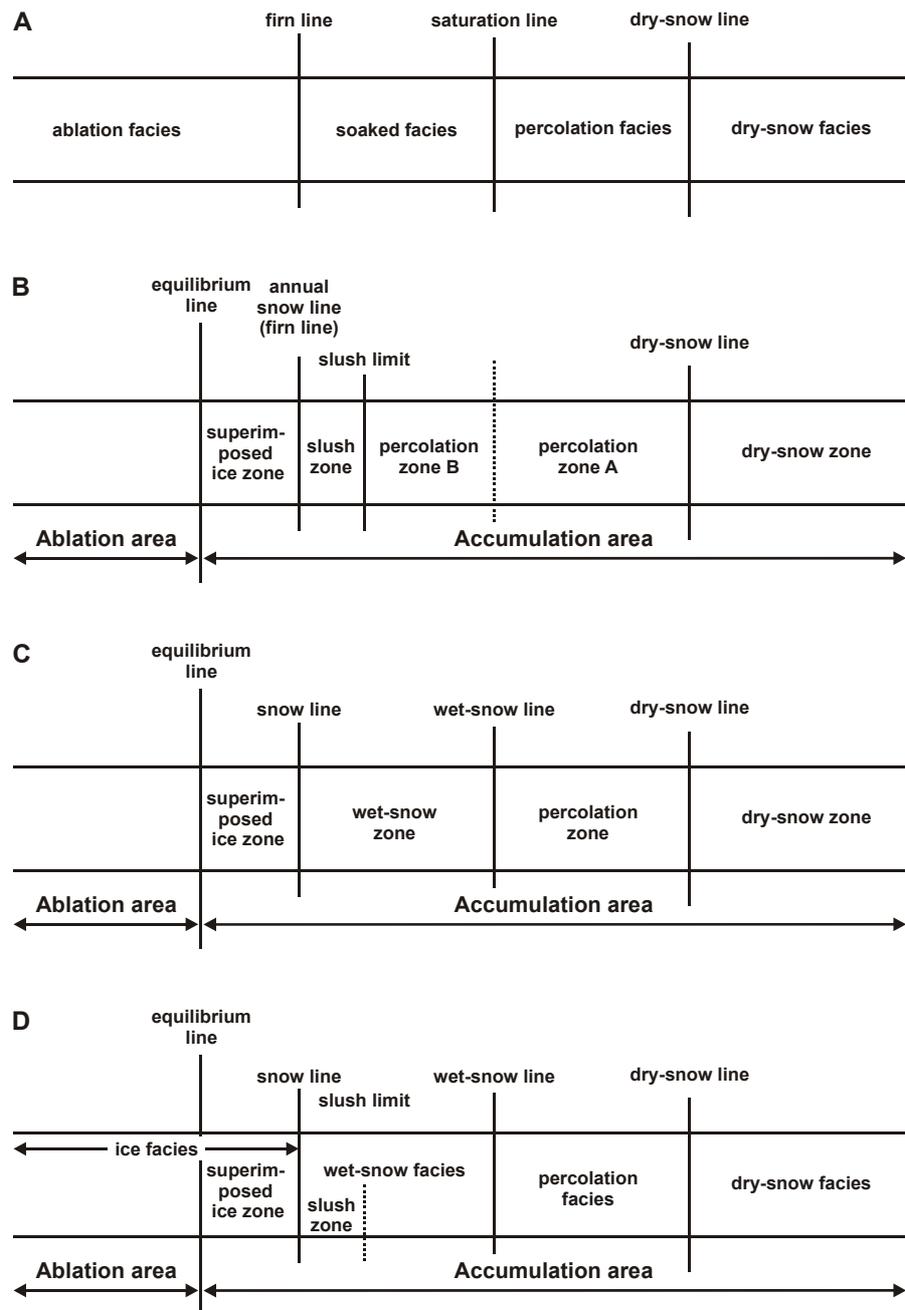


Abb. 5-4: Klassifikationsschemata der Schneezonen im Akkumulationsgebiet eines Gletschers nach (A) BENSON (1962 / 1996), (B) MÜLLER (1962), (C) PATERSON (1994) und (D) WILLIAMS et al. (1991).

Auch wenn sich die diagenetischen Fazies nach Benson durchaus zur Beschreibung einer momentanen räumlichen Verteilung unterschiedlicher Schneetypen auf einem Gletscher eignen würden, so ist doch allen Klassifikationsansätzen eine über ein Massenbilanzjahr integrierende Betrachtungsweise inhärent. Die Beschreibung der Zonen erfolgt am Ende des Sommers und integriert somit die Schneedeckendynamik an der Gletscheroberfläche über ein Massenbilanzjahr. Dies wird insbesondere bei der Definition der Positionen der Naßschnee- und der Trockenschneelinien evident, welche sich nicht an der Oberfläche manifestieren, sondern sich lediglich durch Tiefensondierungen am Ende der Ablationsperiode erfassen lassen. Folglich weisen die Zonen und die Lage ihrer Grenzlinien durchaus eine interannuelle Dynamik auf, da sich ihre Abgrenzung definitionsgemäß lediglich auf das im vorangegangenen Massenbilanzjahr akkumulierte Schneepaket bezieht, dessen Eigen-

schaften sich infolge meteorologischer und klimatologischer Variationen von Jahr zu Jahr deutlich unterscheiden können. Demgegenüber eignen sich diese klassischen, glaziologischen Schneezonen aber nicht zur Beschreibung des momentanen Zustands einer Schneedecke, welcher aus der Dynamik der einwirkenden meteorologischen Erscheinungen resultiert und der damit großen kurz- und mittelfristigen Variationen unterworfen ist. Dies ist besonders für die Ableitung von Gletscherzonen zur Bestimmung von Massenhaushaltsparametern aus Fernerkundungsdatensätzen bedeutsam (WILLIAMS et al., 1991; HALL et al., 2000). Während die Naßschnee- und die Trockenschneelinien mit Satellitenbildern aus dem optisch-infraroten Frequenzbereich generell nicht erfaßbar sind (WILLIAMS et al., 1991), kann die detektierbare Position der Schneelinie, deren Lage am Ende des Sommers als Approximation der Gleichgewichtslinie herangezogen werden kann, durch Neuschneefälle maskiert werden, woraus eine Überschätzung der Jahresakkumulation resultiert. Hierbei ist die Wahl des Aufnahmezeitpunkts und die zusätzliche Verfügbarkeit von Bodenkontrollinformation, insbesondere die Kenntnis der meteorologischen Bedingungen vor und während der Datenakquisition, von entscheidender Wichtigkeit.

5.2 Radarsignale von Schnee und Eis

Die Rückstreueigenschaften von Schnee- und Eisoberflächen unterliegen den in den Kapiteln 4.2 bis 4.4 eingeführten physikalischen Gesetzmäßigkeiten. Von besonderer Bedeutung sind dabei die dielektrischen Eigenschaften, die stark von dem Vorhandensein von flüssigem Wasser in dem vom Radarstrahl erfaßten Volumenpaket beeinflußt werden. Sie bestimmen den Grad des reflektierten beziehungsweise des in das Volumen eindringenden Anteils sowie dessen Dämpfung und sind daher wesentlich für das charakteristische Rückstreuverhalten einer Schneedecke verantwortlich.

5.2.1 Dielektrische Eigenschaften von Wasser und Eis

Die besonderen dielektrischen Eigenschaften von Wasser haben ihren Ursprung im Dipolcharakter der Wassermoleküle und der daraus resultierenden starken Polarisierbarkeit (VON HIPPEL, 1988). Die frequenzabhängigen realen und imaginären Anteile der komplexen Dielektrizitätskonstanten lassen sich anhand der Debye-Gleichung (4.4) berechnen. Dabei sind die Temperaturabhängigkeiten der Relaxationsfrequenz f_0 und der statischen Dielektrizitätskonstante ϵ_s zu berücksichtigen (Abb. 5-5). Diese lassen sich mit den folgenden empirischen Formeln berechnen (ULABY et al., 1986):

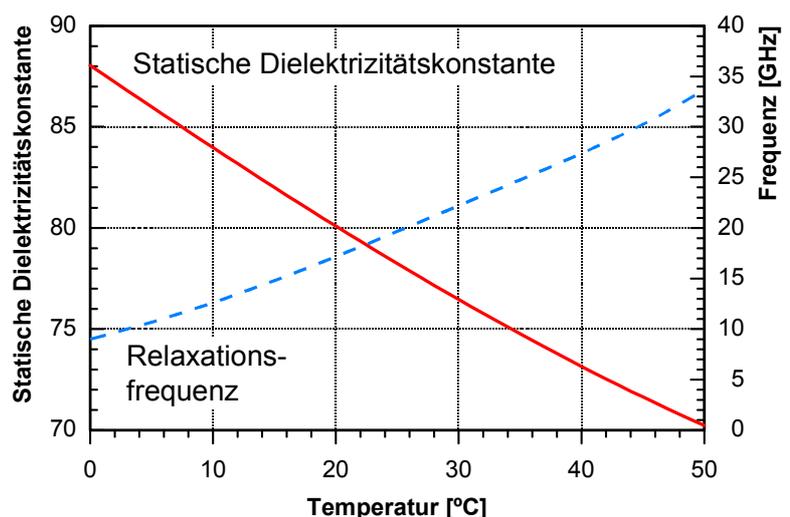


Abb. 5-5: Temperaturabhängigkeit der Relaxationsfrequenz f_0 und der statischen Dielektrizitätskonstante ϵ_s von Wasser.

$$f_0(T) = \frac{1}{2\pi} (1.1109 \cdot 10^{-10} - 3.824 \cdot 10^{-12} T + 6.938 \cdot 10^{-14} T^2 - 5.096 \cdot 10^{-16} T^3)^{-1} \tag{5.1}$$

und

$$\epsilon_S(T) = 88.045 - 0.4147T + 6.295 \cdot 10^{-4} T^2 + 1.075 \cdot 10^{-5} T^3 \tag{5.2}$$

mit T Temperatur [°C]

Die mit steigender Temperatur stetig abnehmende statische Dielektrizitätskonstante ϵ_S (Abb. 5-5) kann durch die zunehmende thermische Bewegung der Wassermoleküle, die eine gleichmäßige Verteilung der Dipole anstrebt und somit dem anliegenden elektrischen Feld entgegenwirkt, erklärt werden. Der Grenzwert für hochfrequente Felder ($f \rightarrow \infty$) ist dagegen temperaturunabhängig. Die Frequenz- und Temperaturabhängigkeit der aus der Debye-Gleichung (4.4) folgenden realen und imaginären Anteile der Dielektrizitätskonstanten von reinem Wasser sind in Abbildung 5-6 dargestellt. Für hohe Frequenzen nähert sich der Realteil ϵ_r' asymptotisch dem hochfrequenten Grenzwert ϵ_∞ an, da in diesem Fall lediglich die Verschiebungspolarisation wirksam wird. Für niedrige Frequenzen erreicht ϵ_r' dagegen in Abhängigkeit von der Temperatur seine Maximalwerte, da in diesem Fall die Auswirkung der mit abnehmender Temperatur anwachsenden Orientierungspolarisation deutlich zunimmt. Das absolute Maximum von $\epsilon_r' = \epsilon_S = 88.3 \pm 0.7$ wird bei $f = 0$ Hz und einer Temperatur von 0°C erreicht. Mit zunehmender Frequenz erfolgt bereits ab $f = 1$ GHz eine Abnahme der Werte von ϵ_r' . Das Minimum wird bei unendlich hohen Anregungsfrequenzen erreicht und liegt theoretisch bei $\epsilon_r' = \epsilon_\infty = 5.3 \pm 0.7$ (MÄTZLER, 1987).

Der imaginäre Anteil ϵ_r'' zeigt bei hohen und niedrigen Anregungsfrequenzen eine asymptotische Annäherung an Werte nahe 0 und wird somit in den entsprechenden Frequenzbereichen gegenüber dem Realteil ϵ_r' vernachlässigbar klein. Im Bereich der in der Mikrowellenregion liegenden Relaxationsfrequenz f_0 werden die Werte für ϵ_r'' maximal, wobei das absolute Maximum bei einer Temperatur von 0°C bei 8.84 GHz erreicht wird.

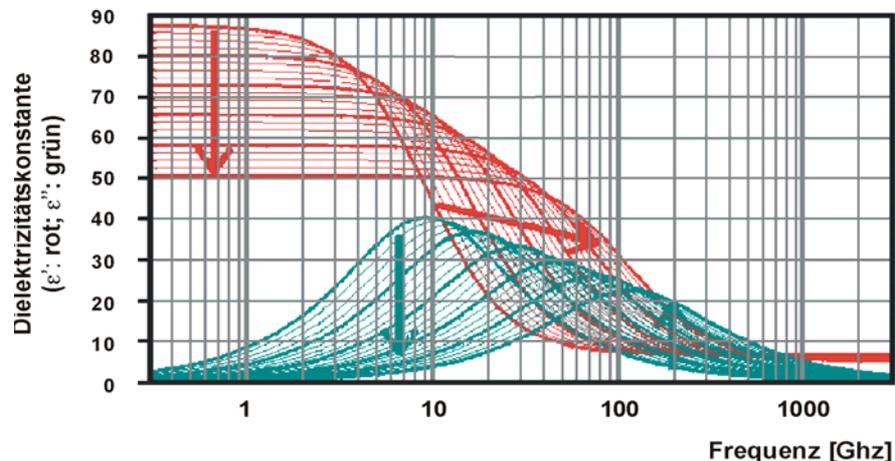


Abb. 5-6: Realteil ϵ' (rot) und Imaginärteil ϵ'' (grün) der relativen Dielektrizitätskonstante von Wasser zwischen 0°C und 100°C (die Temperaturzunahme mit Schrittweite 5 K wird durch Pfeile angedeutet) in Abhängigkeit von der anregenden Frequenz (Quelle: <http://www.sbu.ac.uk/water/microwave.html>).

Da Wassermoleküle ein starkes Dipolmoment aufweisen, sind sich die dielektrischen Eigenschaften von flüssigem Wasser und reinem Wassereis grundsätzlich sehr ähnlich und lassen sich beide nach den von Debye aufgestellten Formeln berechnen. Für beide Aggregatzustände liegt die statische relative Dielektrizitätskonstante ϵ_S in der Größenordnung von 90 und wird für pures Eis bei -0.1°C mit $\epsilon_r' = \epsilon_S = 91.5$ angegeben (MÄTZLER, 1987). Mit sinkenden Temperaturen steigen die Werte der statischen Dielektrizitätskonstante von Eis stetig bis auf über 120 bei Temperaturen unter -60°C an. Auch im hochfrequenten Bereich des Spektrums nähern sich die Werte von Eis und Wasser einander an, da bei beiden die Dielektrizität nahezu ausschließlich durch die Verschiebungspolarisation bestimmt wird. MÄTZLER (1987) gibt für Eis einen weitgehend temperatur- und frequenzunabhängigen Wert von $\epsilon_r' = \epsilon_\infty = 3.17 \pm 0.03$ für den Frequenzbereich zwischen 10^{-1} und 10^3 GHz an.

Ein markanter Unterschied zwischen Wasser und Eis zeigt sich jedoch bei der Relaxationsfrequenz, die für Eis nahe dem Schmelzpunkt mit $f_0 = 7.3 \text{ kHz}$ deutlich niedriger als jene von reinem Wasser liegt. Die Ursache für diesen Unterschied liegt in der starken Einbindung der Wassermoleküle in das Kristallgitter des Eises begründet, so daß diese bereits bei relativ geringen Frequenzen der Oszillation des anliegenden Feldes nicht mehr folgen können. Der Verlauf des imaginären Anteils der Dielektrizitätskonstanten von Eis zeigt folglich sein Maximum im Bereich niederfrequenter Radiowellen (Abb. 5-7). Mit zunehmender Frequenz nimmt ϵ_r'' monoton fallend bis auf Werte unter 10^{-3} bei 1 GHz ab. Im sich anschließenden Frequenzbereich oberhalb von 1 GHz konnte durch Messungen ein Anstieg auf 10^{-2} nachgewiesen werden (MÄTZLER, 1987). Aufgrund des äußerst niedrigen Wertebereichs bleiben die Meßwerte jedoch mit großen Unsicherheiten behaftet, so daß die Größe von $\epsilon_r''(f, T)$ von Eis nicht exakt bestimmt werden kann (ULABY et al., 1986; MÄTZLER, 1987).

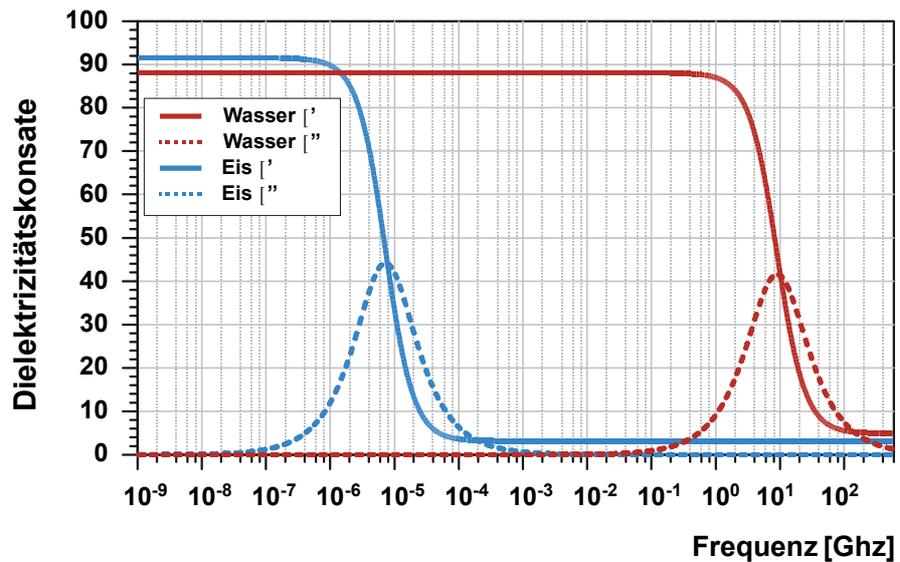


Abb. 5-7: Relaxationsspektren für Wasser und reines Eis nahe dem Phasenübergang ($T= 0^\circ\text{C}$).

Die im Vergleich zu den meisten natürlich vorkommenden Materialien sehr hohe relative Dielektrizitätskonstante des flüssigen Wassers hat für die Fernerkundung von Eis- und Schneeoberflächen weitreichende Konsequenzen. Neben dem sehr hohen Brechungsindex und dessen Auswirkungen auf die Reflexions- und Transmissionseigenschaften eines Materials werden durch die Anwesenheit von Flüssigwasser die Absorptionseigenschaften des Mediums beeinflusst (Abb. 5-8).

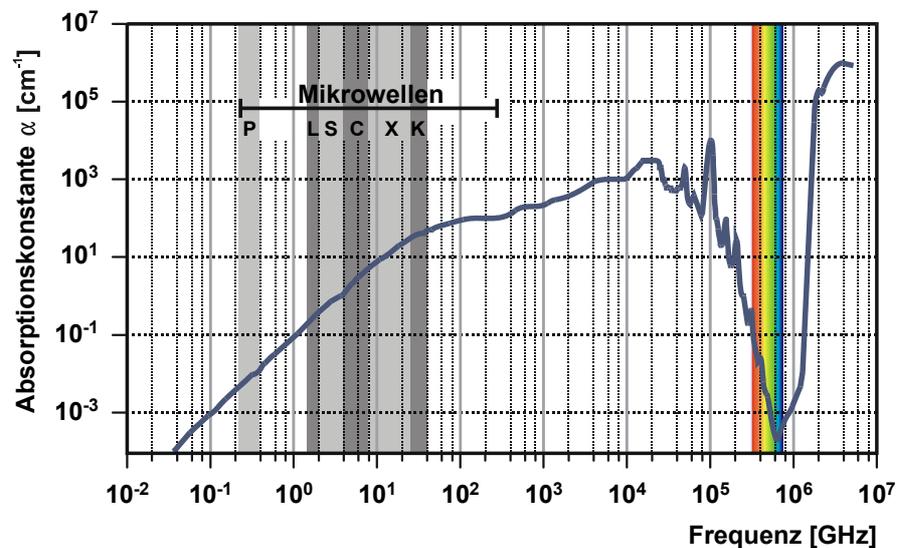


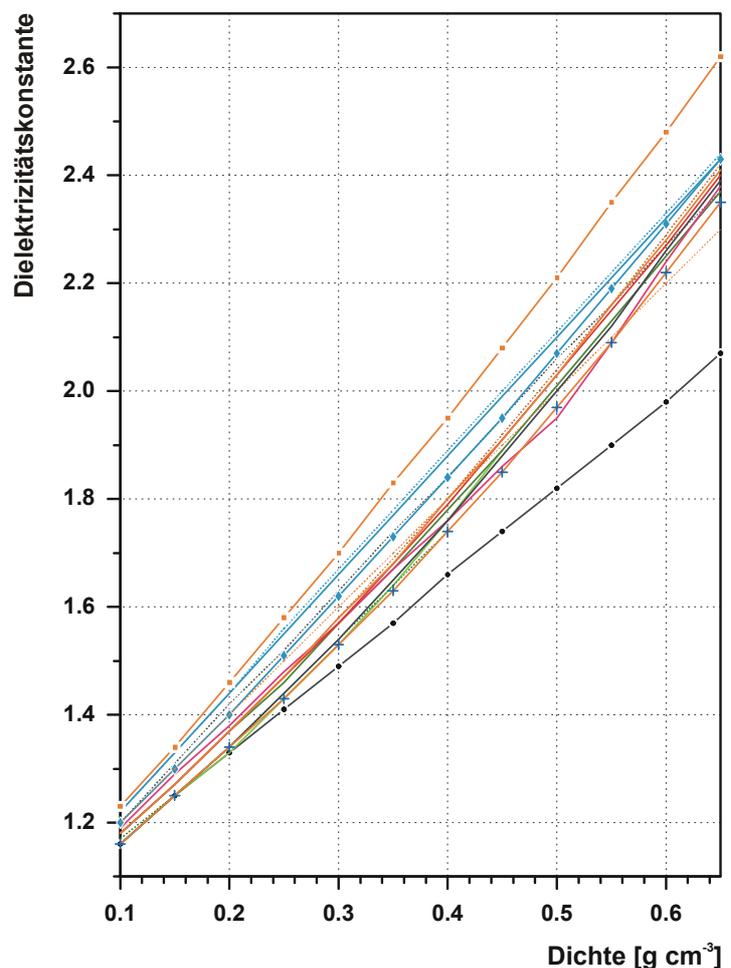
Abb. 5-8: Doppellogarithmische Darstellung des Absorptionsspektrums von flüssigem Wasser als Funktion der Anregungsfrequenz. Die Mikrowellenabsorption in Wasser steigt stetig mit zunehmender Frequenz auf Werte von 10^2 cm^{-1} an und erklärt somit die abnehmenden Eindringtiefen der Radarwellen mit zunehmender Wellenlänge. In dem sich anschließenden Infrarotgebiet erreicht die Absorptionskonstante Werte bis über 10^4 cm^{-1} , um dann um über 7 Größenordnungen auf Minimalwerte von unter 10^{-3} cm^{-1} abzufallen. Dies ist das Absorptionsfenster im optischen Bereich des elektromagnetischen Spektrums. Die Kurve erreicht ihren Maximalwert von 1.1710^6 cm^{-1} im fernen Ultraviolett bei 5710^6 GHz . Im Bereich der Mikrowellen wird die Absorptionskonstante α wesentlich durch die dielektrischen Eigenschaften des Mediums bestimmt, wohingegen das Verhalten von α bei höheren Frequenzen durch die molekularen und atomaren Eigenschaften des Wassermoleküls hervorgerufen wird (Quelle: <http://omlc.ogi.edu/spectra/water/abs/index.html>).

5.2.2 Dielektrische Eigenschaften von Schnee

Schnee ist ein Mehrphasengemisch, das sich unter Vernachlässigung vorhandener Verunreinigungen (Staub, Salz, etc.) aus den drei Komponenten Eis, Luft und, bei Temperaturen in der Nähe des Gefrierpunkts, flüssigem Wasser zusammensetzt. Die Volumenanteile der Einzelkomponenten sind in Abhängigkeit von Metamorphosegrad des Schnees und den anliegenden äußeren Bedingungen starken Variationen unterworfen. Bei Betrachtung von Schnee als ein homogenes Medium können unter Nutzung von Mischungsregeln (z. B. POLDER & VAN SANTEN, 1946; BOHREN & BATTAN, 1982; MÄTZLER, 1987; HÜBNER, 1999) dessen Dielektrizitätskonstante aus den dielektrischen Eigenschaften der Einzelkomponenten und deren volumetrischen Anteilen berechnet werden. Dabei werden durch die strukturabhängigen Mischungsregeln die Dielektrizität des Gemisches unter Berücksichtigung der geometrischen Form und der räumlichen Anordnung der Einzelbestandteile hergeleitet. Da die in die Berechnung einfließenden physikalischen Größen wie beispielsweise Größe, Oberfläche und Grenzflächenorientierung der Schneekristalle selbst unter Laborbedingungen nur unzureichend bestimmbar sind, finden zumeist strukturunabhängige oder auf statistischen Modellen beruhende Mischungsregeln Anwendung (HÜBNER, 1999). Aufgrund des Einflusses von flüssigem Wasser auf die resultierende Dielektrizitätskonstante eines Mediums wird bei der folgenden Betrachtung sinnvollerweise zwischen trockenem und nassem Schnee unterschieden.

5.2.2.1 Trockenschnee

Trockenschnee ist ein reines Zweikomponentengemisch aus Luft und Eispartikeln, dessen Dielektrizitätskonstante ϵ_{DS} lediglich durch die weitgehend frequenz- und temperaturunabhängigen Dielektrizitätskonstanten von Wasser und Eis bestimmt werden. Es resultiert im Frequenzbereich zwischen 10^{-1} und 10 GHz, in dem die Frequenz der Erregerwelle deutlich größer als die Relaxationsfrequenz von Eis sowie deren Wellenlänge kleiner als die Korngröße der Schneekristalle ist, eine frequenzunabhängige Dielektrizitätskonstante. Durch zahlreiche Studien wurde darüber hinaus nachgewiesen, daß die geometrischen Eigenschaften der Schneekristalle im gleichen Frequenzbereich von untergeordneter Bedeu-



- + CUMMING (1952)
- + YOSIDA et al. (1958)
- ROBIN et al. (1969)
- + AMBACH & DENOTH (1972)
- GLEN & PAREN (1975)
- + AMBACH & DENOTH (1980)
- + LINLOR (1980)
- TIURI et al. (1984)
- + DENOTH & FOGLAR (1985)
- HALLIKAINEN et al. (1986)
- MÄTZLER (1987)
- + MÄTZLER (1987)
- + KOVACS et al. (1995)
- + MÄTZLER (1996)
- + SCHNEEBELI et al. (1997)
- + STEIN et al. (1997)

Abb. 5-9: Vergleich der empirischen Formeln zur Berechnung der Dielektrizitätskonstanten ϵ'_{DS} von Trockenschnee im Dichtebereich von 0.1 bis 0.65 g cm^{-3} .

tung für die Dielektrizitätskonstante von Trockenschnee sind (Mätzler, 1987; HALLIKAINEN et al., 1986; TIURI et al., 1984). Der Wert von ϵ_{DS} ist mit hinreichender Genauigkeit allein durch den Volumenanteil der Eispartikel und somit der Dichte ρ_{snow} des Schnees bestimmbar. Für den Realteil ϵ'_{DS} finden sich in der Literatur eine Vielzahl von empirisch gewonnenen Polynomausdrücken. Eine Auswahl ist mit den jeweilig gültigen Dichte- und Frequenzbereichen in Tabelle 5-1 zusammengefaßt. Ein Wertevergleich ist in Abbildung 5-9 dargestellt.

Zwischen dem Imaginärteil ϵ''_{DS} von trockenem Schnee und dem imaginären Anteil der Dielektrizitätskonstante von Eis besteht ein enger Zusammenhang. Für den Frequenzbereich zwischen 840 MHz und 12.6 GHz wird analog zum Verhalten der Dielektrizitätskonstanten von Eis eine Abnahme der Werte mit abnehmender Temperatur verzeichnet (TIURI et al., 1984). Von HALLIKAINEN & ULABY (1986) und TIURI et al. (1984) wird für Frequenzen um 2 GHz bei konstanter Temperatur von -20°C die folgende Beziehung angegeben:

Tab. 5-1: Empirische Formeln zur Berechnung des Realteils der Dielektrizitätskonstanten von Trockenschnee ϵ'_{DS} mit den jeweilig gültigen Dichte- und Frequenzbereichen (Bemerkung: Aus Konventionsgründen ist die Dichte in $[\text{g cm}^{-3}]$ in die Formeln einzusetzen).

Autor	Dichte- und Frequenzbereich	Formel	
CUMMING (1952)	9.375 GHz	$\epsilon'_{DS} = (1 + 0.508 \rho_{snow})^3$	(5.3)
YOSIDA et al. (1958)	3.48 MHz	$\epsilon'_{DS} = 1 + 2.22 \rho_{snow} + 0.41 \rho_{snow}^2$	(5.4)
ROBIN et al. (1969)	~ 10 MHz	$\epsilon'_{DS} = (1 + 0.851 \rho_{snow})^2$	(5.5)
AMBACH & DENOTH (1972)		$\epsilon'_{DS} = 1 + 2.22 \rho_{snow}$	(5.6)
GLEN & PAREN (1975)		$\epsilon'_{DS} = (1 + 0.519 \rho_{snow})^3$	(5.7)
AMBACH & DENOTH (1980)		$\epsilon'_{DS} = 1 + 2.20 \rho_{snow}$	(5.8)
LINLOR (1980)	4.0 - 12.0 GHz	$\epsilon'_{DS} = 1 + 2.00 \rho_{snow}$	(5.9)
TIURI et al. (1984)	0.85, 1.90, 5.60 und 12.6 GHz	$\epsilon'_{DS} = 1 + 1.70 \rho_{snow} + 0.70 \rho_{snow}^2$	(5.10)
DENOTH & FOGLAR (1985)	$\rho_{snow} \in [0.01 - 1.0 \text{ GHz}]$; 0.65 gcm^{-3}	$\epsilon'_{DS} = 1 + 1.92 \rho_{snow} + 0.44 \rho_{snow}^2$	(5.11)
HALLIKAINEN et al. (1986); HALLIKAINEN & ULABY (1986)	3.0 - 18.0 und 37.0 GHz	$\epsilon'_{DS} = \begin{cases} 1 + 1.90 \rho_{snow}; & \rho_{snow} < 0.5 \text{ gcm}^{-3} \\ 0.51 + 2.88 \rho_{snow}; & \rho_{snow} \geq 0.5 \text{ gcm}^{-3} \end{cases}$	(5.12)
MÄTZLER (1987)		$\epsilon'_{DS} = 1 + 1.70 \rho_{snow} + 0.63 \rho_{snow}^2$	(5.13)
MÄTZLER (1987)	$\rho_{snow} \in [0.4 \text{ gcm}^{-3}, 35.0 \text{ GHz}]$	$\epsilon'_{DS} = 1 + (1.60 \rho_{snow} / (1 - 0.35 \rho_{snow}))$	(5.14)
KOVACS et al. (1995)	100 MHz	$\epsilon'_{DS} = (1 + 0.845 \rho_{snow})^2$	(5.15)
MÄTZLER (1996)	$\rho_{snow} \in [0.45 \text{ gcm}^{-3}, 1 \text{ GHz}]$	$\epsilon'_{DS} = 1 + 1.5995 \rho_{snow} + 1.861 \rho_{snow}^3$	(5.16)
SCHNEEBELI et al. (1998)	0,01 - 1.0 GHz	$\epsilon'_{DS} = 0.99 + 2.13 \rho_{snow}$	(5.17)
STEIN et al. (1997)	~ 1.0 GHz	$\epsilon'_{DS} = 1 + \rho_{snow} / 0.61$	(5.18)

$$\epsilon''_{DS} = \epsilon''_{ice} (0.52\rho_{snow} + 0.62\rho_{snow}^2) \tag{5.19}$$

Nach ULABY et al. (1986) gilt:

$$\epsilon''_{DS} = \frac{0.34(\rho_{snow}/\rho_{ice})\epsilon''_{ice}}{(1 - 0.417(\rho_{snow}/\rho_{ice}))^2} \tag{5.20}$$

Aus den resultierenden Werten für ϵ''_{DS} in der Größenordnung kleiner 10^{-3} wird deutlich, daß der Imaginärteil der Dielektrizitätskonstanten von Trockenschnee im zu betrachtenden Mikrowellenfrequenzbereich vernachlässigbar klein wird.

5.2.2.2 Naßschnee

Kommt es durch Energieeintrag in die Schneedecke zu Tauprozessen, tritt durch das Auftreten von flüssigem Wasser als dritter Komponente im Schnee zu drastischen Veränderungen der dielektrischen Eigenschaften des Mediums. Die Erweiterung des Zweikomponentenproblems Eis - Luft auf ein Dreikomponentenproblem Eis - Luft - Wasser macht die Berechnung der Dielektrizitätskonstanten von nassem Schnee wesentlich komplexer, da hierbei nicht mehr von der Annahme einer homogenen Komponentenverteilung ausgegangen werden kann. Das im Schnee vorhandene Flüssigwasser ist je nach Metamorphosegrad, Feuchtegehalt und Feuchte regime des Schnees aufgrund der wirkenden Adhäsionskräfte und der Oberflächenspannung unterschiedlich verteilt und geformt. Unter der vereinfachenden Annahme, den Naßschnee als ein Zweikomponentengemisch aus Trockenschnee und flüssigem Wasser zu betrachten, lassen sich die frequenzabhängigen realen und imaginären Anteile der komplexen Dielektrizitätskonstanten ϵ_{WS} anhand der Debye-Gleichung (4.4) berechnen. Trotz der dabei zu verzeichnenden geringeren Exaktheit der berechneten Werte im Frequenzbereich oberhalb 15 GHz, erlaubt dieser Ansatz die Bestimmung der Dielektrizitätskonstanten von Naßschnee im zu betrachtenden Frequenzspektrum der Mikrowellen in hinreichender Genauigkeit (HALLIKAINEN et al., 1986; ULABY et al., 1986; MÄTZLER, 1987). Die Relaxationsfrequenz liegt dabei mit $f_0 = 9.07$ GHz geringfügig höher

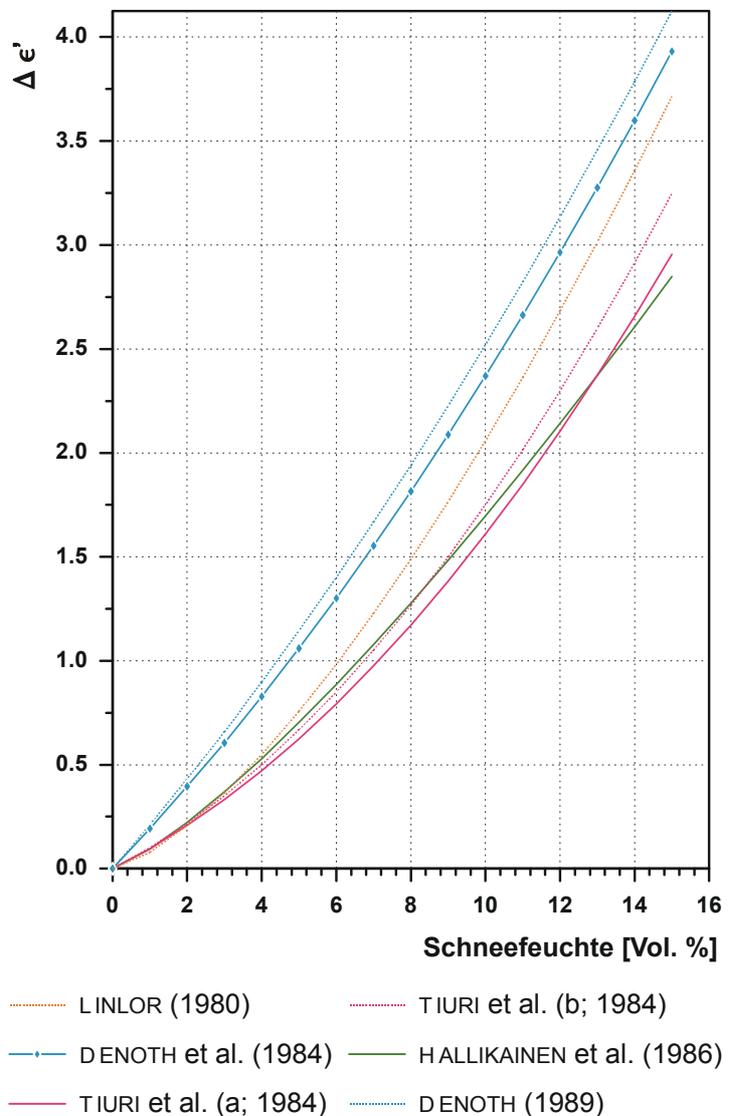


Abb. 5-10: Vergleich der empirischen Formeln zur Berechnung der Dielektrizitätskonstanten ϵ'_{WS} von Naßschnee im Feuchtebereich von 0 bis 15 Vol.-%.

der Dielektrizitätskonstanten von Naßschnee im zu betrachtenden Frequenzspektrum der Mikrowellen in hinreichender Genauigkeit (HALLIKAINEN et al., 1986; ULABY et al., 1986; MÄTZLER, 1987). Die Relaxationsfrequenz liegt dabei mit $f_0 = 9.07$ GHz geringfügig höher

als jene von flüssigem Wasser ($f_0 = 8.80 \text{ GHz}$, $T = 0.0^\circ\text{C}$), da es sich bei Schnee um ein heterogenes Gemisch handelt (HALLIKAINEN et al., 1986; ULABY et al., 1986).

Zur Ermittlung des Realteils ϵ'_{WS} finden sich in der Literatur eine Vielzahl von empirisch gewonnenen Polynomausdrücken (Tab. 5-2), die teilweise eine direkte Berechnung von ϵ_{WS} ermöglichen oder die Differenz $\Delta \epsilon'$ bestimmen. Dabei gilt:

$$\epsilon'_{\text{WS}} = \epsilon'_{\text{DS}} + \Delta \epsilon' \tag{5.21}$$

Die Dielektrizitätskonstante von Trockenschnee ϵ'_{DS} liegt im Wertebereich zwischen 1 und 3.17. Da die Dielektrizitätskonstante von Wasser im zu betrachtenden Frequenzbereich einen deutlich höheren Wert einnimmt, wird das dielektrische Verhalten von nassem Schnee wesentlich durch den Feuchtegehalt bestimmt (Abb. 5-10; TIURI et al., 1984; ULABY et al., 1986; MÄTZLER, 1987; DRINKWATER, 1989). Mit zunehmender Frequenz zeigen sich dabei monoton abnehmende Werte von ϵ'_{WS} , wobei sich zwischen 10 MHz und 1.4 GHz frequenzunabhängig nahezu konstante Werte einstellen (DENOTH, 1989). Bei höheren Frequenzen oberhalb 2 GHz nehmen die Werte weiter monoton ab.

Der dominante Einfluß des Flüssigwasseranteils auf das dielektrische Verhalten von nassem Schnee zeigt sich auch bei der Betrachtung des Imaginärteils der Dielektrizitäts-

Tab. 5-2: Empirische Formeln zur Berechnung des Realteils der Dielektrizitätskonstanten von Naßschnee ϵ'_{DS} mit den jeweilig gültigen Frequenzbereichen (Bemerkung: Aus Konventionsgründen ist die Dichte in $[\text{g cm}^{-3}]$ in die Formeln einzusetzen; Feuchtegehalt W in $[\text{Vol.-%}]$).

Autor	Dichte- und Frequenzbereich	Formel	
AMBACH & DENOTH (1972)	0.01 - 0.1 GHz	$\epsilon' = 1 + 2.22 \rho_{\text{wet snow}} + 0.213 W$	(5.22)
LINLOR (1980)	4.0 - 12.0 GHz	$\Delta \epsilon' = 0.02 W + \left(0.06 - 3.1 \cdot 10^{-4} (f - 4)^2\right) W^{1.5}$	(5.23)
DENOTH et al. (1984)	0.01 - 0.1 GHz	$\Delta \epsilon' = 1 + 2.22 \rho_{\text{snow}} + 0.187 W + 0.005 W^2$	(5.24)
TIURI et al. (1984)	1.0 GHz	$\Delta \epsilon' = 0.089 W + 0.0072 W^2$ (a) bzw. $\Delta \epsilon' = 0.092 W + 0.0083 W^2$ (b)	(5.25)
TIURI et al. (1984)	1.0 GHz	$\epsilon' = 1 + 1.7 \rho_{\text{dry snow}} + 0.7 \rho_{\text{dry snow}}^2$ $+ 0.087 W + 0.0070 W^2$	(5.26)
HALLIKAINEN et al. (1986); HALLIKAINEN & ULABY (1986)	3.0 - 18.0 und 37.0 GHz	$\Delta \epsilon' = 0.02 W^{1.015} + 0.0073 W^{1.31}$	(5.27)
DENOTH (1989)	0.01 - 2.0 GHz	$\Delta \epsilon' = 0.206 W + 0.0046 W^2$	(5.28)
DENOTH (1989)	0.01 - 2.0 GHz	$\epsilon' = 1 + 1.92 \rho_{\text{wet snow}} + 0.44 \rho_{\text{wet snow}}^2$ $+ 0.187 W + 0.0045 W^2$	(5.29)
STEIN et al. (1997)	~ 1.0 GHz	$\epsilon' = \sqrt{W/1.1}$	(5.30)
MÄTZLER et al. (1997), STROZZI & MÄTZLER (1999)	$\rho_{\text{snow}} < 0.45 \text{ gcm}^{-3}$; 0.001 - 1.0 GHz	$\epsilon' = 1 + 1.5995 \rho_{\text{dry snow}} + 1.861 \rho_{\text{dry snow}}^3$ $+ 0.187 W + 0.0045 W^2$	(5.31)

konstanten ε''_{WS} . Hierbei ergibt sich, ähnlich wie bei der Betrachtung flüssigen Wassers, im Frequenzbereich zwischen 3 und 6 GHz ein starker Anstieg des Verlustfaktors ε''_{WS} bis zum Erreichen des Maximalwertes bei rund 9.0 GHz. In diesem Bereich nahe der Relaxationsfrequenz liegen die Werte dabei um rund drei Größenordnungen über jenen von Trockenschnee (MÄTZLER, 1987). Von TIURI et al. (1984) wird für Frequenzen um 1 GHz die folgende Beziehung angegeben:

$$\varepsilon''_{WS} = 0.009W + 0.0007W^2 \quad (5.32)$$

Aus den im Bereich der zur Radarfernerkundung eingesetzten Mikrowellen maximal werdenden Werte für ε''_{WS} wird deutlich, daß der Imaginärteil der Dielektrizitätskonstanten von Naßschnee im zu betrachtenden Frequenzbereich von entscheidendem Einfluß für die Beschaffenheit eines Flächenelementes ist. Die Anwesenheit von flüssigem Wasser in einer Schneedecke wird sich folglich aufgrund der starken Beeinflussung der dielektrischen Eigenschaften bemerkbar machen und wird somit mittels Radarfernerkundung detektierbar.

5.2.3 Die wirksamen Rückstreumechanismen von Schneedecken

Die charakteristische Radarrückstreuung einer schneebedeckten Gletscheroberfläche wird neben den einfließenden sensorspezifischen Parametern im Wesentlichen von dem aktuellen Zustand der betrachteten Schneedecke bestimmt. Detaillierte Betrachtungen basierend auf theoretischen und experimentellen Daten sowie Modellierungen der Radarrückstreuung von Schneedecken unter Berücksichtigung multifrequenter und multipolarisierter SAR-Daten finden sich unter anderem bei ULABY et al. (1986), MÄTZLER (1987), DRINKWATER (1989), ROTT et al. (1993a und 1993b), SHI & DOZIER (1992), JEZEK (1993), JEZEK et al. (1993), FRIEDRICH (1996), MÄTZLER et al. (1997), PARTINGTON (1998), NAGLER & ROTT (2000) und FLORICIOIU & ROTT (2001).

Das am Sensor aufgezeichnete Rückstreusignal setzt sich in Abhängigkeit von den Schneedeckeneigenschaften anteilig aus Oberflächen- und Volumenstreuung zusammen. Für die Radarrückstreuung einer Schneedecke sind folgende Teilprozesse von Bedeutung:

- Reflexion an der Schneeoberfläche
- Streuung im Schneevolumen
- Reflexion an internen Grenzflächen (z.B. Schichtgrenzen und Eishorizonte) sowie an der unterlagernden Eisoberfläche

Die Anteile des reflektierten beziehungsweise des in das Volumen eindringenden Radarstrahls sowie dessen Dämpfung bestimmen die radiometrischen Eigenschaften einer Schneedecke. Folgende Parameter sind dabei für das charakteristische Rückstreuverhalten verantwortlich:

- Flüssigwassergehalt der Schneedecke
- Rauigkeit der Schnee- und Eisoberfläche
- Schneedichte
- Korngrößen
- Stratifizierung der Schneedecke

Der aktuelle Feuchtezustand der Schneedecke wirkt sich durch die Veränderung der dielektrischen Eigenschaften unmittelbar auf das Reflexionsverhalten der betrachteten Schneeoberfläche aus und bestimmt dadurch die Intensität und die Richtung der in das Medium eindringenden beziehungsweise an der Oberfläche reflektierten Welle. Da für

Trockenschnee die Reflektivität $\Gamma < 0.05$ ist, dominiert der aus dem Schneevolumen stammende Anteil das Rückstreusignal, wohingegen Streuprozesse an der Oberfläche vernachlässigt werden können. Dem gegenüber ergibt sich aus der großen Dielektrizitätskonstanten von Naßschnee ein hoher Brechungsindex und eine verringerte Transmissivität, so daß der an der Grenzfläche zwischen Luft und Schnee gestreute Anteil des Radarstrahles stark anwächst. Für die am Sensor aufgezeichnete Rückstreuintensität einer nassen Schneeoberfläche sind folglich die Rauigkeit der Schneeoberfläche und der Einfallswinkel der Radarwellen von weitreichender Bedeutung. Bei einem schräg einfallendem Radarstrahl wird bei einer glatten Oberfläche in Abhängigkeit vom lokalen Einfallswinkel die Welle vom Sensor weg reflektiert. Durch die Überlagerung der bei solchen nassen Schneeoberflächen wirksamen Teilprozesse resultiert eine äußerst niedrige Gesamtintensität des Rückstreusignals. Kommt es infolge von Metamorphoseprozessen sowie fortschreitender Schneeschmelze zu einer Erhöhung der Oberflächenrauigkeit nimmt der Anteil an diffus gestreuter Strahlung und somit auch die Intensität der Gesamtrückstreuung zu. Durch die Dominanz der Oberflächenstreuung kommt bei der Betrachtung der Radarrückstreuung von nassen Schneedecken auch der Polarisation der einfallenden Welle eine besondere Bedeutung zu. Durch die polarisationsabhängige Reflektivität Γ (Kapitel 4.2.3.2) zeigen insbesondere durch niedrige Oberflächenrauigkeiten gekennzeichnete Naßschneedecken bei Verwendung HH-polarisierten Radarwellen niedrigere Rückstreukoeffizienten als bei einer VV-Polarisation (SHI & DOZIER, 1992; STROZZI et al., 1997).

Hohe dielektrische Verluste und die daraus resultierende hohe Absorptionskonstante von nassem Schnee reduzieren ferner die Eindringtiefe des Radarsignals (Gleichung 4.26 bzw. 4.29 und 4.36). Während im homogenen, feinkörnigen Trockenschnee in Abhängigkeit von der verwendeten Wellenlänge und der Schneedichte aufgrund des niedrigen Absorptionskoeffizienten κ_a theoretische Eindringtiefen von rund 20 m (X-Band) bis über 100 m (L-Band) erreicht werden können, reduziert sich selbst bei niedrigen Wassergehalten von unter 3 Vol.-% die Eindringtiefe auf die Größenordnung einer Wellenlänge. Daraus folgt, daß selbst bei geringsten Feuchtegraden der aus der Oberflächenstreuung stammende Anteil das Rückstreuverhalten nasser Schneedecken dominiert, wohingegen der Anteil der Volumenstreuung aufgrund der starken Dämpfung des Signals und der geringen Eindringtiefe vernachlässigbar klein wird. Außer bei extrem geringmächtigen Naßschneedecken ist daher der Untergrund für die Rückstreuung bedeutungslos. Bei trockenen Schneedecken stammt dem gegenüber der Großteil des rückgestreuten Radarsignals aus dem Schneevolumen. Die Lagerungsdichte und die Korngröße der Schneekristalle sind dabei die entscheidenden Parameter, die die Intensität des Radarechos determinieren. Während sich die dielektrischen Eigenschaften des Trockenschnees aus allein der Schneedichte ableiten lassen, bestimmt die Schneekorngröße in ihrem Verhältnis zur Wellenlänge den Streukoeffizient κ_s sowie den Extinktionskoeffizient κ_e . PARTINGTON (1998) gibt eine Abschätzung des Rückstreukoeffizienten von homogenen Trockenschneedecken als Funktion des Kornradius r für eine SAR-Konfiguration mit einer Wellenlänge von 5.6 cm und einem Einfallswinkel von 23° (z.B. ERS-1/2, RADARSAT S1):

$$\sigma^0 \approx 10 \log_{10} (6 \cdot 10^8 r^3) \quad (5.33)$$

Daraus folgt, daß unter Vernachlässigung von Mehrfachreflexionen und der mächtigkeitsabhängigen Dichtezunahme der Rückstreukoeffizient vollständig gefrorener Schneedecken näherungsweise zwischen -20 dB ($r = 0.25$ mm) und -2 dB ($r = 1.00$ mm) liegt. Neben der mit einem anwachsenden Kornradius steigenden Volumenstreuung sinkt durch den sich vergrößernden Extinktionskoeffizienten gleichzeitig die Eindringtiefe. Da bei trockenen Schneedecken die Prozesse der Oberflächenstreuung aufgrund des geringen dielektrischen Kontrasts von untergeordneter Bedeutung sind, ist die Radarrückstreuung unter diesen

Bedingungen weitgehend unabhängig vom Einfallswinkel, von der Oberflächenrauigkeit und von der Polarisierung der verwendeten Radarwellen. Das resultierende Rückstreusignal einer trockenen Schneedecke ist daher in erster Linie vom Metamorphosegrad der Schneekristalle abhängig. Hierbei ist auch das Spektrum der auftretenden Korngrößen von Bedeutung, da aufgrund der vom Radius der streuenden Partikel abhängigen Rayleighstreuung insbesondere die großen Schneekristalle und Cluster überproportional stark zur gesamten Rückstreuung beitragen (SHI et al., 1993). Dem zufolge zeigen Schneedecken, deren Schneekristalle infolge dominierender Naßschneemetamorphose stark angewachsen sind, außerordentlich hohe Rückstreukoeffizienten, wohingegen Gebiete, deren Schneedecke aus durch destruktive Metamorphoseprozesse gebildeten, feinkörnigen Schneekristallen aufgebaut wird, sich durch sehr niedrige Rückstreuwerte auszeichnen. Aus den Betrachtungen folgt ferner, daß eine feinkörnige, wenig metamorphisierte Trockenschneeeauflage aufgrund der geringen Volumenstreuung keine wesentlichen Beiträge zum Rückstreusignal liefert. Das empfangene Radarecho stammt daher im Wesentlichen von den unterlagernden Schneeschnitten oder dem Eiskörper des Gletschers. Eine solche Schneeschnit, wie sie typischerweise nach winterlichen Schneefällen anzutreffen ist, bleibt folglich für das Radarsignal weitgehend transparent und ist daher nicht detektierbar.

Im Gegensatz zu den betrachteten, homogen aufgebauten Schneepaketen prägen in der Natur vertikale und horizontale Inhomogenitäten den Schneedeckenaufbau (COLBECK, 1991). Dieser zeigt dabei infolge der kurz- und mittelfristigen Dynamik der Akkumulations-, Umlagerungs- und Metamorphoseprozesse eine mit anwachsender Tiefe progressive Dichtezunahme und eine mehr oder weniger deutliche vertikale Stratifizierung. Aus der Wechsellagerung von Schneeschnitten unterschiedlichen Metamorphosegrades von zwischengelagerten Eishorizonten sowie von oberflächennah gebildeten und nachfolgend überdeckten Krusten resultiert eine inhomogene vertikale Strukturierung des Schneepakets. Die Untergrenze des Schneeprofiles wird durch die Oberfläche des Gletscher- oder des Aufeises gebildet. Die Radarrückstreuung einer dergestalt aufgebauten Schneedecke wird im gefrorenen Zustand durch die Schichtabfolge signifikant modifiziert. An den internen Grenzflächen beziehungsweise am Untergrund kommt es aufgrund der dielektrischen Kontraste und den daraus resultierenden wirksamen Reflektivitäten Γ jeweils zu Reflexionen und zur Verringerung des in die unterlagernden Horizonte eindringenden Anteils des einfallenden Radarstrahles. Die Intensitäten des reflektierten beziehungsweise transmittierten Anteils der Radarwelle sind winkel- und polarisationsabhängig. Die dabei insbesondere durch Mehrfachstreuung besonders starke Komponente der schneedeckeninternen Oberflächenstreuung führt folglich zu einer Reduktion der Eindringtiefe und einer Verringerung der Absorption. Nennenswerte Beiträge zum resultierenden Rückstreusignal durch Streuprozesse aus dem Volumen sind daher lediglich aus den obersten Schichten der Schneedecke zu erwarten. Da jedoch in zeitweise durch Naßschneemetamorphose und Schmelzwasserperkolation beeinflussten Gebieten insbesondere die Eishorizonte und die großen Schneekristalle als äußerst effektive Streuer wirken, zeichnen sich diese Schneeflächen durch äußerst hohe Rückstreukoeffizienten aus. Gleichermaßen führen infolge konstruktiver Metamorphoseprozesse gebildete, grobkristalline Tiefenreifhorizonte zu einem signifikanten Anstieg der Radarrückstreuung. Dieser Effekt zeigt sich besonders deutlich in Gebieten, die durch geringe Akkumulationsraten gekennzeichnet sind (ROTT et al., 1993b; JEZEK, 1999).

5.2.4 Die Modellierung des Rückstreukoeffizienten σ^0 von Schneedecken

Die Interpretation von SAR-Aufnahmen von Schnee- und Eisflächen ist nicht immer eindeutig, da verschiedene Zustände der Schnee- und Eisbedeckung ein übereinstimmendes Rückstreusignal hervorrufen können. Daher ist die auf ein Modell gestützte Berechnung des Rückstreukoeffizienten eine große Hilfe für die genauere Analyse von Radaraufnahmen.

Das Ziel der Modellierung der Radarrückstreuung von Schneedecken ist die Verknüpfung der während der Datenakquisition im Gelände vorherrschenden Schneedeckencharakteristika mit den im SAR-Bild zu messenden Rückstreuoeffizienten σ^0 . Die dafür notwendige Kenntnis der fernerkundungsrelevanten Parameter der zu betrachtenden Schneedecken konnte im Rahmen diverser Feldkampagnen auf der Antarktischen Halbinsel gewonnen werden (z.B. WUNDERLE & SAURER, 1995; WUNDERLE, 1996; SCHNEIDER et al., 1997; SCHNEIDER, 1998; BRAUN, 2001).

Basierend auf den vor Ort einfach zu messenden Schneedeckeneigenschaften (Dichte, Korngröße, Flüssigwassergehalt und Oberflächenrauigkeit) ermöglicht das von FRIEDRICH (1996) implementierte Rückstreumodell Sigma-0 die Modellierung der Rückstreuung von stratifizierten Schneedecken für SAR-Frequenzen von 1 bis 15 GHz und Gleichpolarisation (HH und VV) unter variablen Einfallswinkeln. Aufbauend auf den in den Kapiteln 4.2 bis 4.4 und 5.2 eingeführten physikalischen Grundlagen der Radarrückstreuung von Schneedecken wird der aus dem Volumen stammende Rückstreuteil σ_v^0 mittels der Rayleighstreuung berechnet (ULABY et al., 1986), wohingegen zur Modellierung des Anteils der Oberflächenstreuung σ_o^0 das Kirchhoff'sche Streumodell verwendet wird (FRIEDRICH, 1996). Aufgrund der dabei zur Berechnung der Oberflächenrückstreuung benötigten, nur schwer im Gelände zu bestimmenden Eingangsparameter wurden im Modell Näherungsansätze etabliert. Die Rückstreuung rauher Oberflächen wird anhand einer *stationary phase approximation* (auch: *geometric optics model*) nach ULABY et al. (1986) ermittelt, für glatte Oberflächen findet eine *scalar approximation* (auch: *physical optics model*) nach DRINKWATER (1989) Verwendung. Die Kombination der zwei unterschiedlichen Ansätze für die Volumen- und die Oberflächenstreuung ermöglicht die Modellierung von nassen sowie von geschichteten und durch Eislinsen geprägten Schneedecken. Die Berechnung der Dielektrizitätskonstanten ϵ erfolgt für Eis, Wasser, Trocken- und Naßschnee. Insbesondere durch die unter der Berücksichtigung der Extinktion des auflagernden Schneepaketes erfolgenden, schichtweisen Berechnung der aus dem Volumen und von der Oberfläche stammenden Anteile kann der stratigraphische Aufbau der zu untersuchenden Schneedecke berücksichtigt werden.

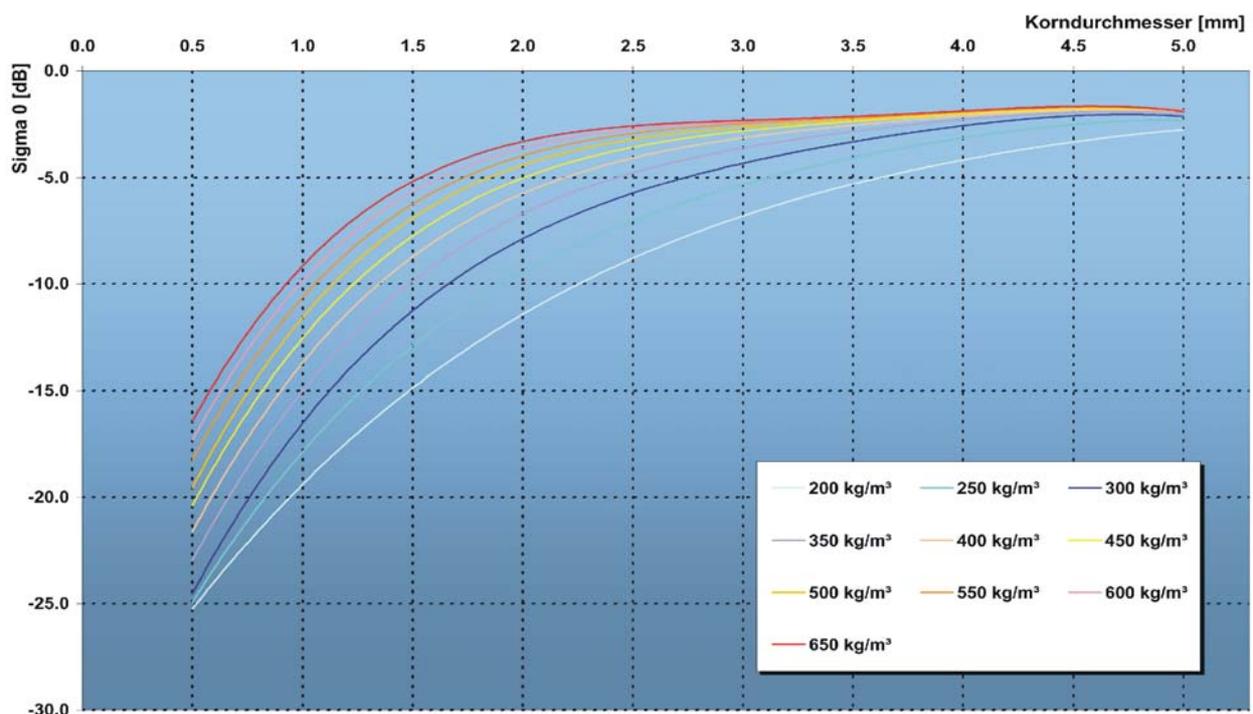


Abb. 5-11: Die Radarrückstreuung trockener Schneedecken in Abhängigkeit von der Schneekorngröße und der Schneedichte. Die dargestellten Daten wurden für ein im C-Band bei 5.3 GHz operierendes SAR-System modelliert, wobei aufgrund der geringen dielektrischen Differenz zwischen den Medien Luft und Trockenschnee keine signifikanten Unterschiede zwischen HH- und VV-polarisierten Systemen gefunden werden.

Eine Modellvalidierung erfolgte durch die vergleichende Auswertung von aus im Gelände erhobenen Schneeprofilaten beruhenden Rückstreumodellierungen und der Analyse von kalibrierten SAR-Szenen der Antarktischen Halbinsel (ERS-1/2 und RADARSAT). Die Eingangsparameter für die Modellierung der Rückstreukoeffizienten der Schneedecken der Tieflagen basieren auf während mehrerer Expeditionen zu den South Shetland Islands, James Ross Island und der Marguerite Bay gemessenen Felddaten. Zur Modellierung von Schneedecken der Hochlagen wurde auf in der Literatur verfügbaren Firn- und Bohrkern-daten zurückgegriffen (PEEL, 1992b; THOMPSON et al., 1994; GAY et al., 2002). Da es aufgrund geometrischer Verzerrungen und des *speckle*-Effektes wenig sinnvoll ist, den modellierten Rückstreuwert einem einzelnen, der Lage des Schneeprofiles entsprechenden Bildpunkt zuzuweisen, erfolgte die Extraktion der zum Vergleich herangezogenen SAR-Rückstreuwerte durch die Mittelung über einen homogenen, die Lage des Schneeprofiles abdeckenden Bildausschnitts (20 \times 720 Bildpixel).

Bei der Betrachtung der Wechselwirkungen von Mikrowellen im C-Band (5.3 GHz, HH und VV) mit variablen Eingangsparametern und verschiedenen, durch einen unterschiedlichen Profilaufbau geprägten Schneedecken zeigen die Berechnungen des Reflexionskoeffizienten Γ und des Extinktionskoeffizienten κ_e sehr unterschiedliche Werte. Γ ist stark vom dielektrischen Unterschied, dem lokalen Einfallswinkel und der Polarisierung abhängig. In Abhängigkeit von der Schneedichte spielt bei der Berechnung von κ_e der Streuteil κ_s bereits für Schneekornradien ab $r = 1.0$ mm eine wichtige Rolle. Die Berechnung der aus der Volumenstreuung resultierenden Rückstreuung σ_v^0 zeigt dabei für feinkörnigen Trockenschnee derart niedrige Werte, wie sie in den SAR-Aufnahmen des Trockenschneebereichs der Antarktischen Halbinsel auftreten. Aufgrund des geringen dielektrischen Kontrasts zwischen Luft und flüssigwasserfreiem Schnee sind die Rückstreuwerte trockener Schneedecken bei Einfallswinkeln $\theta_i < 60^\circ$ weitgehend winkelunabhängig. In guter Übereinstimmung mit der von PARTINGTON (1998) gegebenen Näherungsformel (5.33) zeigen die modellierten Rückstreuwerte mit wachsender Korngröße der Schneekristalle einen deutlichen Anstieg (Abb. 5-11). So führt beispielsweise die Existenz von durch große Becherkristalle geprägten Tiefenreifhorizonten innerhalb einer trockenen, feinkörnigen Schneedecke dadurch zu hohen Rückstreuwerten größer -10 dB. Bei der Modellierung grobkörniger Schneedecken von der Antarktischen Halbinsel zeigen sich bei im Allgemeinen guter Übereinstimmung bei den tiefstgelegenen Profilen geringfügig zu niedrige Rückstreuwerte. Wird bei der Berechnung jedoch anstatt der mittleren Korngröße der Schneesicht der Durchmesser der geclusterten Schneekristalle zu Grunde gelegt, weisen die gemessenen und die modellierten Rückstreukoeffizienten einander entsprechende Werte auf. Aus der Korngrößen- und Dichteabhängigkeit von κ_e resultiert für die charakteristischen Schneepakete der Tieflagen eine geringe Eindringtiefe δ_p in der Größenordnung weniger Meter (Abb. 5-12). Es zeigt sich ferner, daß bei stark stratifizierten,

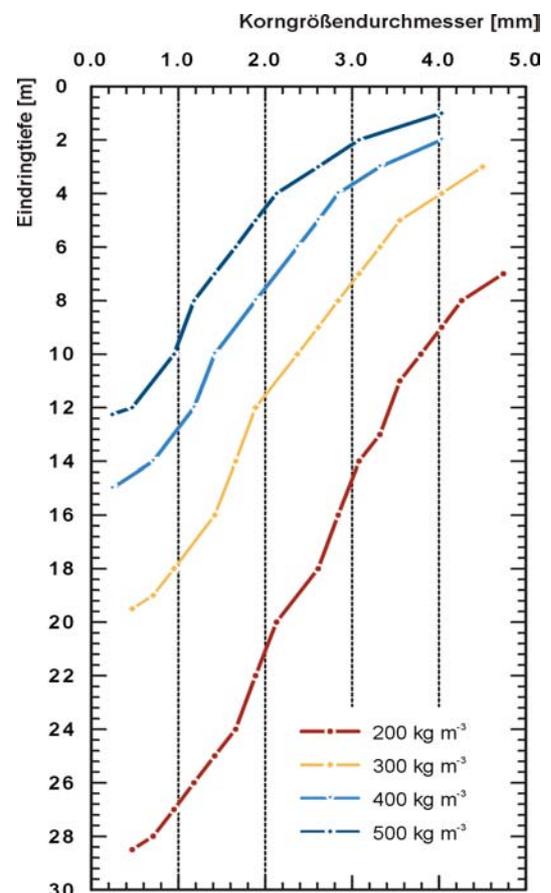


Abb. 5-12: Die modellierte Eindringtiefe des Radarsignals in trockene Schneedecken in Abhängigkeit von der Korngröße und der Schneedichte (C-Band, VV-Polarisation).

gefrorenen Schneedecken die Rückstreuwerte bei HH-Polarisation um durchschnittlich 0.3 dB unter den entsprechenden Werten eines VV-polarisierten SAR-Signals liegen.

Das Extinktionsverhalten von Naßschnee wird vorwiegend vom Flüssigwassergehalt bestimmt. Hierbei erweist sich insbesondere der Reflexionskoeffizient Γ über alle Rauigkeitsbereiche als wichtiger Parameter. Trotz der starken Absorption bewirkt auch bei Naßschnee eine Vergrößerung der Körner ab $r > 1$ mm einen signifikanten Anstieg der Rückstreuung. Die modellierten Rückstreuwerte nasser Schneedecken liegen jedoch tendenziell unter dem Rauschniveau, das sowohl für die Sensoren von ERS-1/2 als auch von RADARSAT in der Größenordnung von -23 bis -25 dB liegt. Eislinsen in einem Naßschneepaket zeigen aufgrund der geringen Eindringtiefe kaum Einfluß auf die Rückstreuung. Auch in einer mittel- bis grobkörnigen Trockenschneedecke erhöhen Eisschichten die ohnehin schon starke Rückstreuung nicht wesentlich. Bei feinkörnigem Trockenschnee ($r < 0.75$ mm) sorgen sie dagegen für einen Anstieg von σ^0 um bis zu 8 dB.

Die gute Übereinstimmung der modellierten mit den aus ERS-1/2- und RADARSAT-Szenen gemessenen Werten zeigt, daß die Beschreibung der Radarrückstreuung σ^0 von komplex strukturierten Schneedecken mittels Rayleigh- und Kirchhoffstreuung möglich ist (FRIEDRICH, 1996; SCHNEIDER et al., 1997; RAU et al., 2001). Die Modellierungsergebnisse stimmen darüber hinaus sehr gut mit den Messungen von ROTT et al. (1993a und b) aus der Zentralantarktis überein. Durch die während der Feldkampagnen erworbenen Kenntnis der lokalen Schneedeckendynamik und der Nutzung relevanter Zusatzinformation aus meteorologischen Daten können damit bei der Dateninterpretation die SAR-inhärenten Mehrdeutigkeiten der Rückstreuwerte aufgelöst werden. Darüber hinaus lassen sich im Umkehrschluß anhand von SAR-Daten und dem Vergleich mit den modellierten Rückstreueigenschaften typischer Schneeprofile erste Annäherungen über den momentanen Zustand einer Schneedecke im Zeitraum vor und während der Datenaufzeichnung ableiten.

5.3 Die im Radar sichtbaren Schneezonen auf polaren Gletschern

Gegenüber den dargestellten, über ein Massenhaushaltsjahr integrierenden glaziologischen Gletscherschneezonen (Kapitel 5.1) ermöglicht die Analyse von SAR-Daten einen unmittelbaren Zugang zur momentanen Verteilung unterschiedlicher Schneetypen auf Gletschern anhand deren spezifischen Rückstreueigenschaften in Abhängigkeit der momentan vorherrschenden Schneedeckeneigenschaften. Durch das im verwendeten Frequenzbereich sehr hohe Absorptionsvermögen von flüssigem Wasser wird die unmittelbare Abgrenzung zwischen nassen, das heißt durch aktuelle Schneeschmelzprozesse beeinflussten, sowie gefrorenen und somit trockenen Schneedecken ermöglicht. Darüber hinaus ist aufgrund des aus dem Schneevolumen resultierenden Anteils des Rückstreusignals und der damit gewonnenen Information aus tieferen Schichten des Schneepakets eine weitere Differenzierung der schneebedeckten Gletscheroberfläche in Abhängigkeit von dem Metamorphosegrad und den stratigraphischen Eigenschaften des Schnees erreichbar (Abb. 5-13). Die Bestimmbarkeit verschiedener Schneezonen unter Nutzung von SAR-Daten unterschiedlicher Sensoren wurde auf diversen Gletschern in der ganzen Welt nachgewiesen (z. B. BINDSCHADLER & VORNBERGER, 1992; JEZEK et al., 1993; FAHNESTOCK et al., 1993; SHI & DOZIER, 1993; DOWDESWELL et al., 1994; MARSHALL et al., 1995; WUNDERLE, 1996; FORSTER et al., 1996; SMITH et al., 1997; BROWN & JOHANSSON, 1998; PARTINGTON, 1998; RAMAGE & ISACKS, 1998; RAU & SAURER, 1998; MATSUOKA & SHIRAIWA, 1999; RAU et al., 2000; BRAUN et al., 2000; ENGESET, 2000; HALL et al., 2000; KÖNIG et al., 2002; RAU & BRAUN, 2002). Die dabei ableitbare höhenabhängige Zonierung der Gletscheroberfläche zeigt eine deutliche Parallelität zur Abfolge der glaziologischen Schneezonen, so daß in der älteren Literatur eine terminologische Gleichsetzung der aktuell im Radarbild detektierten

Schneezonen mit jenen der klassischen glaziologischen Schneezonen erfolgte (BINDSCHADLER & VORNBERGER, 1992; JEZEK et al., 1993; FAHNESTOCK et al., 1993; DOWDESWELL et al., 1994; MARSHALL et al., 1995; WUNDERLE, 1996).

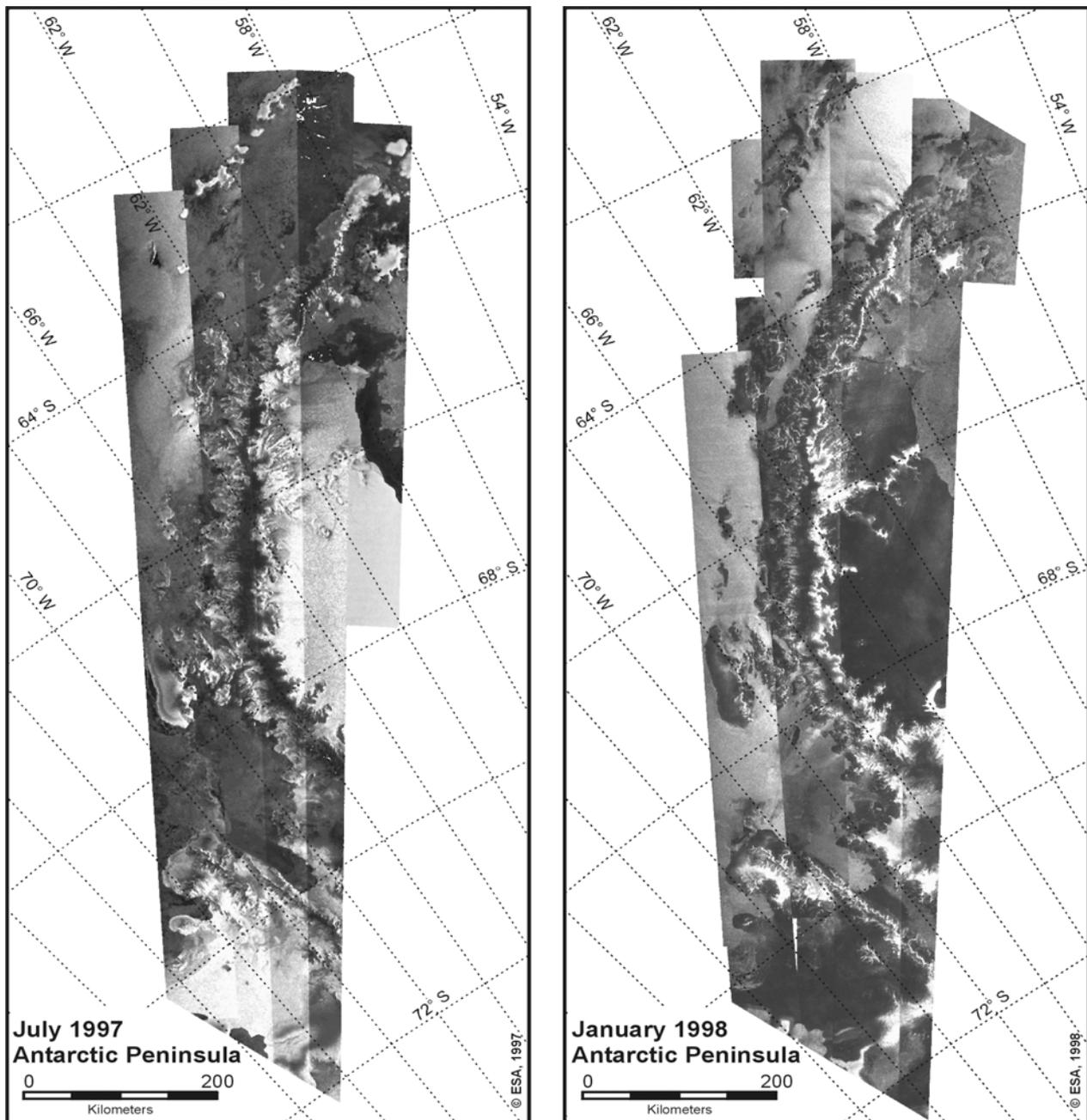


Abb. 5-13: ERS-2 Radarbild-Mosaik der Antarktischen Halbinsel mit Aufnahmen aus dem Winter 1997 (links) und dem Sommer 1998 (rechts). Die Mosaik setzen sich aus Quicklook-Streifen zusammen, die an der Empfangsstation in O'Higgins (GARS) aufgezeichnet und prozessiert wurden. In der Winteraufnahme repräsentieren die hellen Bereiche die gefrorene Perkolations-Radarzone auf beiden Seiten der Halbinsel. Es handelt sich um Gebiete, in denen es in den vorangegangenen Sommern zu Schneeschmelzereignissen kam und deren Schneedecken deswegen durch Eislinsen und große Schneekörner charakterisiert sind. Das sich von Norden nach Süden erstreckende dunkle Band, das die höchsten Lagen des zentralen Plateaus der Antarktischen Halbinsel einnimmt, entspricht der Trockenschnee-Radarzone. Aufgrund der Höhenlagen bis über 2000 m NN und der dort ganzjährig vorherrschenden tiefen Temperaturen kommt es hier nie zu Schneeschmelzprozessen. In der Sommeraufnahme existieren neben der Trockenschnee-Radarzone des zentralen Plateaus weitere sich dunkel abbildende Bereiche, die die tieferen Lagen der Halbinsel und das Larsen Ice Shelf prägen. Dies sind jene Flächen, die Schmelzprozessen unterliegen und deren Schneedecken zum Aufnahmezeitpunkt flüssiges Wasser enthalten. Die schmalen hellen Säume beiderseits der Halbinsel kennzeichnen die sommerliche Ausdehnung der gefrorenen Perkolations-Radarzone oberhalb der aktuellen Naßschneegrenze.

Theoretische Betrachtungen und vergleichende Untersuchungen unter Berücksichtigung von Feld- und Satellitenbilddaten wiesen jedoch auf die fundamentalen Unterschiede beider Klassifikationsansätze hin (FORSTER & ISACKS, 1994; FORSTER et al., 1996; SMITH et al., 1997; HALL, 1998; RAMAGE & ISACKS, 1998; RAU et al., 2000; RAMAGE et al., 2000; BRAUN et al., 2000) und mündeten in der Einführung des Konzeptes der Radargletscherzonen (*radar glacier zones*). Diese ermöglichen die Ausscheidung und Ansprache von homogenen Schneeflächen, deren momentane Eigenschaften zu einem gleichartigen Rückstreuverhalten des Radarsignals führen und die sich daher deutlich durch ihre spezifische Rückstreu charakteristik von den benachbarten Zonen differenzieren.

Von der Verbreitung und Höherer Streckung der Radargletscherzonen sind wiederum Rückschlüsse auf den Schneedeckenaufbau und die meteorologischen Bedingungen, unter denen dieser stattgefunden hat, möglich. Somit lassen sich durch das Verständnis der zoneneigenen Rückstreuprozesse im Umkehrschluß wichtige Erkenntnisse über die aktuellen Schneedeckeneigenschaften ableiten. Auch für die Beschreibung der regionalen Differenzierung des Klimas sowie seiner aktuellen Entwicklung stellt die Erkennung und Kartierung von Schneeigenschaften einen bedeutenden Fortschritt dar, weil sie das für die Beurteilung der kurzzeitigen und mittelfristigen Dynamik notwendige Monitoring von Schnee- oder Eisoberflächen erlaubt. Die Radargletscherzonen zeigen eine zum Teil große zeitliche Dynamik auf unterschiedlichen Zeitskalen. Sie sind immer dann ein wichtiges Hilfsmittel zur Ableitung thermischer Zustände, wenn eine Veränderung der meteorologisch-klimatologischen Situation zu einer Verlagerung der Grenzen dieser Schneezonen führt (BINDSCHADLER, 1998b; SAURER et al., 1998; RAU et al., 2001; RAU & BRAUN, 2002).

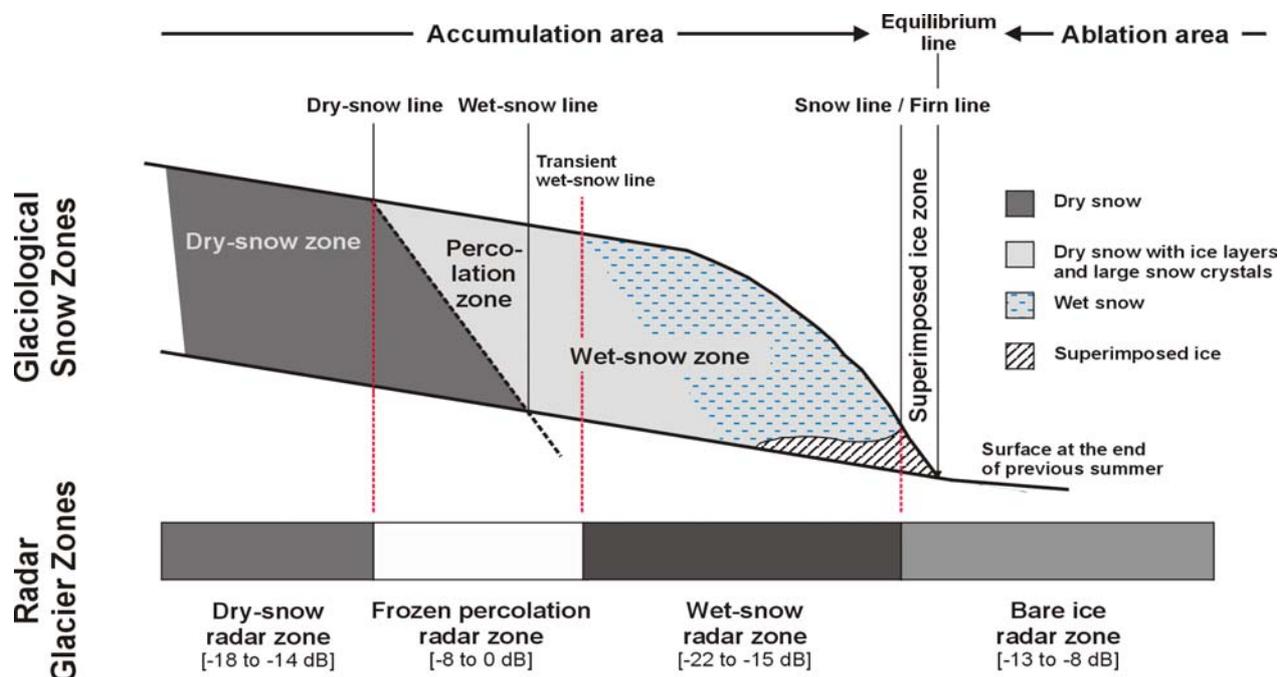


Abb. 5-14: Die glaziologischen Schneezonen im Akkumulationsgebiet eines Gletschers (oben; nach PATERSON, 1994) und die korrespondierenden Radargletscherzonen mit für die Antarktische Halbinsel charakteristischen Rückstreuwerten (unten). Dargestellt ist eine Situation am Ende des Sommers mit einer aperen Blankeiszone unterhalb der Schneelinie, die sich aus dem exponierten Gletschereis und dem auflagernden Aufeis zusammensetzt (*bare ice radar zone*). Darüber schließt die Naßschnee-Radarzone (*wet-snow radar zone*) an, deren obere Grenze durch die momentane Lage der Position der Durchnässungsfront markiert wird. Oberhalb der momentanen Naßschneelinie (*transient wet-snow line*) liegt die durchgängig gefrorene Perkulations-Radarzone (*frozen percolation radar zone*), an die sich in den höchsten Lagen die Trockenschnee-Radarzone (*dry-snow radar zone*) anschließt.

Tab. 5-3: Die Radargletscherzonen polarer Gletscher und die zugehörigen charakteristischen Wertebereiche der SAR-Rückstreukoeffizienten (C-Band).

Radargletscherzone	σ° [dB]	Untersuchungsraum	Autor
Trockenschnee-Radarzone (<i>dry snow radar zone</i>)	-17	Antarktische Halbinsel	WUNDERLE (1996)
	< -8	Grönland	PARTINGTON (1998)
	-20 bis -14	Antarktische Halbinsel	RAU & SAURER (1998)
	-18 bis -14	Antarktische Halbinsel	RAU et al. (2001)
Gefrorene Perkolations-Radarzone (<i>frozen percolation radar zone</i>)	-2 bis 0	James Ross Island	SKVARCA et al. (1995)
	-3	Antarktische Halbinsel	WUNDERLE (1996)
	-7 bis -3	Coast Range, Kanda	SMITH et al. (1997)
	-8 bis -3	Coast Range, Alaska	RAMAGE & ISACKS (1998)
	-4	Grönland	PARTINGTON (1998)
	-6 bis -2	Antarktische Halbinsel	RAU & SAURER (1998)
Naßschnee-Radarzone (<i>wet snow radar zone</i>)	-8 bis -3	King George Island	BRAUN et al. (2000)
	< -17	James Ross Island	SKVARCA et al. (1995)
	< -15	Svalbard	MARSHALL et al. (1995)
	-22 bis -11	Coast Range, Kanda	SMITH et al. (1997)
	-25.5 bis -12	Coast Range, Alaska	RAMAGE & ISACKS (1998)
	< -15	Alaska	PARTINGTON (1998)
	-17	Antarktische Halbinsel	WUNDERLE (1996)
P2-Naßschnee-Radarzone (<i>phase 2 melt radar zone</i>)	-22 bis -15	King George Island	BRAUN et al. (2000), BRAUN & RAU (2001)
	-8 bis -6	Coast Range, Kanda	SMITH et al. (1997)
	-7.5 bis -3	Coast Range, Alaska	RAMAGE & ISACKS (1998)
Eis-Radarzone (<i>bare ice radar zone</i>)	-8 bis -4	King George Island	BRAUN et al. (2000)
	-8	Svalbard	MARSHALL et al. (1995)
	-12 bis -10	Coast Range, Kanda	SMITH et al. (1997)
	-12 bis -10	Coast Range, Alaska	RAMAGE & ISACKS (1998)
	-9 bis -6	Alaska	PARTINGTON (1998)
	-15 bis -10	Antarktische Halbinsel	RAU et al. (2000)
	-13 bis -10	King George Island	BRAUN et al. (2000)
	-12 bis -8	King George Island	BRAUN & RAU (2001)
Aufeis-Radarzone (<i>superimposed ice radar zone</i>)	-12	Svalbard	KÖNIG et al. (2002)
	-15	Svalbard	MARSHALL et al. (1995)
	-4.6 - -7.8	Svalbard	KÖNIG et al. (2002)

Die bislang in der Literatur eingeführte Nomenklatur zur Beschreibung der Radargletscherzonen orientiert sich an den gebietstypischen Schneedecken von Gebirgsgletschern mittlerer Breiten und subpolarer Regionen (FORSTER et al., 1996; SMITH et al., 1997; HALL,

1998; RAMAGE & ISACKS, 1998; RAMAGE et al., 2000). Die daraus resultierenden Mehrdeutigkeiten insbesondere in der Ansprache trockener Schneedecken machte die Einführung eines allgemein gültigen und somit auch die polaren Eismassen beschreibenden Klassifikationssystems notwendig. Hierbei zeigt sich die Antarktische Halbinsel aufgrund des weiten Spektrums dort im Verlauf des Jahreszyklus auftretender Schneedeckentypen als idealer Raum zur Ableitung eines erweiterbaren Klassifikationsschemas, dessen Anwendbarkeit aufgrund des gewählten, sich an den spezifischen Rückstreucharakteristika orientierenden Ansatzes für alle Gletscheroberflächen gewährleistet ist (Abb. 5-14 und Tab. 5-3).

5.3.1 Die Trockenschnee-Radarzone (*dry-snow radar zone*)

Das Vorkommen dieser Radarschneezone ist auf die höchsten Lagen polarer Gletscher beschränkt, in denen die Temperaturen nie über den Gefrierpunkt steigen. Aufgrund des vollständigen Fehlens von Schmelzereignissen wird die Schneemetamorphose allein durch Temperatur- und Feuchtegradienten innerhalb der Schneedecke gesteuert. Die Schneedecke ist durch Setzungs- und Metamorphoseprozesse verdichtet und geht mit zunehmender Tiefe graduell fortschreitend in Gletschereis über. Eine Stratifizierung der Schneedecke resultiert aus der Ab- und Umlagerungsdynamik sowie aus der Bildung von Tiefenreifhorizonten infolge konstruktiver Metamorphoseprozesse. Da es jedoch aufgrund des selbst im Sommer zu niedrigen Energieeintrages nie zur Bildung von freiem Schmelzwasser kommt, fehlen interne Eishorizonte und vertikale Eiskörper im Profil. Die Korngrößen der durch destruktive Trockenschneemetamorphose umgewandelten Schneekristalle liegen in der Regel deutlich unter 1 mm (SOMMERFELD & LACHAPPELLE, 1970). GAY et al. (2002) zeigen anhand von vergleichenden Untersuchungen auf dem Ostantarktischen Eisschild, daß der mittlere Korndurchmesser der oberflächennahen Schneekristalle einheitlich mit 0.1 - 0.2 mm als sehr fein einzustufen ist und auch bei zunehmendem Metamorphosegrad 0.5 mm in den obersten 3 m Profiltiefe nur selten überschreitet. Lediglich die in Horizonten angeordneten facettierten Becherkristalle des Tiefenreifs erreichen Größenordnungen von mehreren Millimetern bis hin zu Zentimetern (COLBECK, 1983).

Das Rückstreuverhalten einer solchen Schneedecke wird durch Streuprozesse innerhalb Volumens des Schneepaketes dominiert. Oberflächenstreuung spielt aufgrund der geringen Differenz der Dielektrizitätskonstanten von Luft und trockenem Schnee geringer Dichte eine vernachlässigbare Rolle. Die wesentlichen Faktoren, die die Radarrückstreuung determinieren, sind daher die Schneedichte und die Korngröße der Schneekristalle. Die unter den beschriebenen Bedingungen resultierende hohe Eindringtiefe des Radarsignals und die kleinen als Streuzentren wirkenden Schneekörner führen zu einem äußerst geringen Rückstreukoeffizienten, so daß die Trockenschnee-Radarzone im Allgemeinen durch niedrige Rückstreuwerte im Wertebereich zwischen -18 und -14 dB identifizierbar ist (Tab. 5-3). Räumliche Variationen des Rückstreukoeffizienten können auf regional unterschiedliche Akkumulationsraten und differierende Metamorphoseprozesse zurückgeführt werden (PARTINGTON, 1998). In Gebieten der Zentralantarktis, die durch außerordentlich geringe Akkumulationsraten gekennzeichnet sind und in denen es infolge der meteorologischen Bedingungen zur Bildung ausgedehnter Tiefenreifhorizonte kommt, resultieren durch die Stratifizierung der Schneedecke und die grobkristalline Struktur der Eiskristalle deutlich höhere Rückstreuwerte (ROTT et al., 1993b; JEZEK, 1999).

Das Rückstreuverhalten der Trockenschneeradarzone ist durch eine hohe räumliche und zeitliche Stabilität gekennzeichnet und ist keinen saisonalen Variationen unterworfen (PARTINGTON, 1998; RAU et al., 2001). Sie entspricht in ihrer Dynamik und ihrer räumlichen Ausdehnung definitionsgemäß der Trockenschneezone der glaziologischen Klassifikation nach PATERSON (1994).

5.3.2 Die gefrorene Perkulations-Radarzone (*frozen percolation radar zone*)

Diese schließt nach unten an die Trockenschnee-Radarzone an. Sie wurde im Rahmen verschiedener Arbeiten aus dem subpolaren Nordamerika auch als ‚dry zone‘ oder ‚dry radar zone‘ bezeichnet (SMITH et al., 1997; RAMAGE & ISACKS, 1998; RAMAGE et al., 2000). Da diese Terminologie allerdings bei Existenz einer realen Trockenschnee-Radarzone Anlaß zu Verwechslungen bietet, sollte zur Vermeidung von Mehrdeutigkeiten auf diese Terminologie verzichtet werden.

Episodisch oder regelmäßig auftretende Schneeschmelzereignisse und die damit ausgelösten Prozesse der Naßschneemetamorphose sowie das darauf folgende Wiedergefrieren prägen die Schneedeekendynamik dieser Zone. Das Korngrößenspektrum der Schneedecke ist durch große Schneekristalle und Cluster geprägt, die sich aufgrund der wiederholt ablaufenden Tau- und Gefrierzyklen unter isothermen Metamorphosebedingungen gebildet haben. Die während der Aufzeichnung der SAR-Daten vollständig gefrorene Schneedecke wird durch zahlreiche interne Eisschichten stratifiziert, die sich in der Folge einer vorangegangenen sommerlichen Perkulation und der Regulation von Schmelzwasser bildeten. Die Schneedichte liegt im Bereich zwischen 450 und 600 kg m⁻³.

Die Eishorizonte und insbesondere die großen Schneekristalle und Cluster wirken als effektive Streuer für den Radarstrahl, so daß diese Zone sich im Radarbild mit sehr hohen Rückstreuwerten in der Größenordnung zwischen -8 und 0 dB abbildet (Tab. 5-3). Da die Häufigkeit der auf die Schneedecke einwirkenden Wärmeereignisse mit zunehmender Höhe abnimmt, zeigt sich aufgrund der resultierenden höhenabhängigen Abnahme der Korngrößen und der geringer werdenden Anzahl von Eislinnen und -horizonten eine kontinuierliche Abnahme der Rückstreuwerte. Daraus folgt, daß die obere Abgrenzung zur Trockenschnee-Radarzone weniger einer scharf definierten Grenzlinie als viel mehr einer Transitionszone entspricht, in der die Rückstreuwerte graduell abnehmen. Die untere Grenze wird während der Sommermonate durch die momentane Naßschneelinie (*transient wet-snow line*) bestimmt, unterhalb derer während der Datenakquisition flüssiges Wasser in der Schneedecke präsent war. Unter winterlichen Bedingungen hingegen bildet die Firnlinie oder gar die Gletscherfront die untere Begrenzung.

In Abhängigkeit von den meteorologischen Bedingungen und der daraus sich ergebenden Lage der Durchnässungsfront weist die gefrorene Perkulations-Radarzone eine hohe zeitliche Dynamik auf. Größte Schwankungen erfährt ihre flächenhafte Ausdehnung im Verlauf des Jahreszyklus: Während sie im Sommer auf die hohen Lagen reduziert ist oder unter Umständen sogar vollständig abgebaut wird, nimmt sie im Winter weitgehend alle Bereiche der Gletscheroberfläche ein. Aber auch auf kürzeren Zeitskalen von Stunden und Tagen ist die Position der Naßschneelinie aufgrund sich verändernder meteorologischer Randbedingungen, die zu einem kurzfristigen Gefrieren oder Tauen der Schneedecke führen, durch hohe Variabilität gekennzeichnet.

Die durch das typische Korngrößenspektrum und die Präsenz von Eishorizonten hohen Rückstreuwerte einer gefrorenen Perkulations-Radarzone weisen darauf hin, daß zumindest die oberflächennahen Schneeschichten dieses Gebietes episodisch oder regelmäßig von Tau- und Gefrierzyklen beeinflusst wurden. Ihr Auftreten belegt ferner, daß die momentanen thermischen Verhältnisse und die damit einhergehenden Energieumsatzprozesse an der Oberfläche nicht ausreichen um Schmelzwasser zu produzieren. Aufgrund ihrer zeitlichen und räumlichen Dynamik kann diese Radarschneezone nicht mit der glaziologischen Perkulationszone nach PATERSON (1994) in Übereinstimmung gebracht werden.

5.3.3 Die Naßschnee-Radarzone (*wet-snow radar zone*)

In den untersten Höhenlagen, in denen es während des Auftretens saisonaler oder auch nur gelegentlicher Wärmephasen mit hohen Einstrahlungsraten und Temperaturen über dem Gefrierpunkt zu einem verstärkten Energieeintrag in die Schneedecke kommt, ist diese aktuell mit Schmelzwasser durchfeuchtet. Selbst bei einer nur geringfügigen partiellen Vernässung in den obersten Bereichen der Schneedecke resultiert eine drastische Änderung des Rückstreuerverhaltens. Die hohe Dielektrizitätskonstante von flüssigem Wasser führt zu einer starken Dämpfung und Absorption des in die Schneedecke eindringenden Radarsignals, so daß dieses bereits nach einer Eindringtiefe in der Größenordnung der verwendeten Wellenlänge nahezu vollständig absorbiert wird. Gleichzeitig nimmt aufgrund der hohen Differenz der Dielektrizitätskonstanten von Luft und Wasser beziehungsweise nassem Schnee der Anteil an Oberflächenstreuung gegenüber dem der Volumenstreuung zu. In Abhängigkeit von dem lokalen Einfallswinkel und der typischerweise niedrigen Oberflächenrauigkeit kommt es an der Grenzschicht zwischen Luft und Schneeoberfläche zu Reflexion, wodurch bei Seitensichtradarsystemen in der Regel der einfallende Radarstrahl vom Sensor weg spiegelnd reflektiert wird. Die Überlagerung beider Rückstreuungsprozesse hat eine sich mit sehr niedrigen Rückstreuungskoeffizienten abbildende Naßschneeoberfläche zur Folge. Dabei liegen charakteristische Rückstreuwerte im Intervall zwischen -22 bis -15 dB (Tab. 5-3).

Die Eigenschaften der Schneedecke in der Naßschnee-Radarzone unterscheiden sich bis auf die aktuelle Präsenz flüssigen Wassers nicht von jenen der nach oben anschließenden gefrorenen Perkolations-Radarzone. Es handelt sich ebenfalls um Schnee hoher Dichte mit in der Regel unter isothermen Bedingungen hochgradig metamorphisierten, grobkörnigen Schneekristallen. Der stratifizierte Schneedeckenaufbau wird durch horizontale und vertikale Eiskörper geprägt, die sich jedoch mit fortdauerndem Einwirken thermischer Verhältnisse nahe dem Gefrierpunkt im Verlauf der sommerlichen Wärmeperiode abbauen können. Aufgrund der beschriebenen Rückstreumechanismen ist jedoch anhand der SAR-Bilddaten keine weitere Ableitung von spezifischen internen Schneedeckenparametern möglich. Darüber hinaus führt auch eine geringmächtige überfrorene Harschschicht, wie sie sich beispielsweise infolge starker nächtlicher Ausstrahlung an der Schneeoberfläche bildet, nicht zu einem signifikanten Anstieg der Rückstreuwerte. Hierbei wird das Radarsignal von der unterlagernden Naßschneesicht absorbiert, während die Harschschicht für das Radarsignal transparent erscheint. Demzufolge zeigt die Naßschnee-Radarzone ein differenziertes dynamisches Verhalten. Dieses ist einerseits durch ein schnelles Ansprechen auf das erstmalige Auftreten von Flüssigwasser in der Schneedecke und einem damit einhergehenden raschen Abfall der Rückstreuwerte gekennzeichnet, so daß sich auch ein kurzfristiges Einwirken von Schmelzprozessen im Radarbild detektieren läßt. Andererseits zeigt sich eine Reaktion auf das Vordringen der Gefrierfront erst dann, wenn die Volumenstreuung aus der gefrorenen Oberflächenschicht einen signifikanten Beitrag zum gesamten Rückstreusignal zu leisten vermag (REBER et al., 1987; STROZZI et al., 1997). Dazu ist eine Mächtigkeit der Harschauflage im Zentimeterbereich erforderlich, so daß sich kurzfristig auf die Schneedecke einwirkende Kältephasen geringer Intensität nicht unmittelbar in einer Verschiebung der Naßschneelinie durchpausen. Erst ein längeres Einwirken tiefer Temperaturen und eine fortschreitende Mächtigkeitzunahme der auflagernden Schicht gefrorenen Schnees führt somit zu einer retardierten abwärtsgerichteten Verlagerung der Position der Naßschneelinie. Die untere Grenze der Naßschnee-Radarzone wird durch die gegenwärtige Lage der Firnlinie definiert.

Das Auftreten einer Naßschnee-Radarzone auf einem Gletscher reflektiert die aktuellen meteorologischen Bedingungen und die daraus resultierenden momentanen Schneedeckeneigenschaften. Sie erstreckt sich auf allen nassen Schneeoberflächen unabhängig

von deren Lage, Alter und Metamorphosegrad. Ihre Verbreitung in Zeit und Raum ist daher nicht mit der einer glaziologischen Naßschneezone parallelisierbar.

5.3.4 Die Eis-Radarzone (*bare-ice radar zone*)

In den tiefstgelegenen Bereichen der Gletscher wird im Verlauf der Ablationsperiode die gesamte während des vorangegangenen Winters akkumulierte Schneeauflage geschmolzen. Unterhalb der Firnlinie ist daher die apere Eisoberfläche exponiert, die ihre maximale Ausdehnung am Ende des Sommers erreicht. Bei Gletschern, auf denen die Schneedeckendynamik im Verlauf des vorangegangenen Jahres zur Aufeisbildung führte, setzt sich die Eis-Radarzone aus dem schneefreien Gletschereis und dem ausgeaperten Aufeis zusammen (Abb. 5-14).

Das Rückstreuverhalten der Eis-Radarzone variiert in Abhängigkeit von der Beschaffenheit ihrer Oberfläche. Spiegelnde Reflexion an einer glatten Eisoberfläche führen zu einem geringen Radarecho, wohingegen bei Zunahme der Oberflächenrauigkeit höhere Anteile an diffuser Oberflächenstreuung resultieren (FLORICIOIU & ROTT, 2001). Durch die Überlagerung mit den relativ geringen Beiträgen an Volumenstreuung aus dem Eiskörper liegen die charakteristischen Rückstreukoeffizienten im Bereich zwischen -8 und -13 dB. Die Ausdehnung der Zone schwankt im Jahreslauf und erreicht ihre maximale Größe am Ende der Ablationsperiode vor dem Einsetzen der erneuten Akkumulationsphase. Eine Kurzfrisdynamik wird durch die Ablagerung von Neuschnee auf der Gletscheroberfläche hervorgerufen. Wird dieser bei Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt durch Schmelzprozesse rasch wieder durchfeuchtet, so wandelt sich die Eis-Radarzone im SAR-Bild unmittelbar in eine Naßschnee-Radarzone um. Durch die unter diesen Bedingungen ablaufende Naßschneemetamorphose und den damit einhergehenden Rekristallisationsprozessen kann diese bei einem nachfolgendem Gefrieren der Schneedecke in eine gefrorene Perkolations-Radarzone transformieren. Im Gegensatz dazu bleibt eine bei kalten Witterungsbedingungen akkumulierte Neuschneesicht aufgrund ihrer kleinen Korngrößen für das Radarsignal transparent und die Eis-Radarzone damit auch unter einer solchen Schneeauflage detektierbar (Abb. 5-15).

Die obere Grenzlinie der Eis-Radarzone ist für die glaziologische Forschung und Massenbilanzmessungen von besonderer Bedeutung (z. B. BINDSCHADLER, 1998b; ENGESET, 2000; BRAUN & RAU, 2001; KÖNIG et al., 2001). In Jahren mit einer positiven oder einer ausgeglichenen Massenbilanz entspricht die Lage der Firnlinie am Ende des Som-

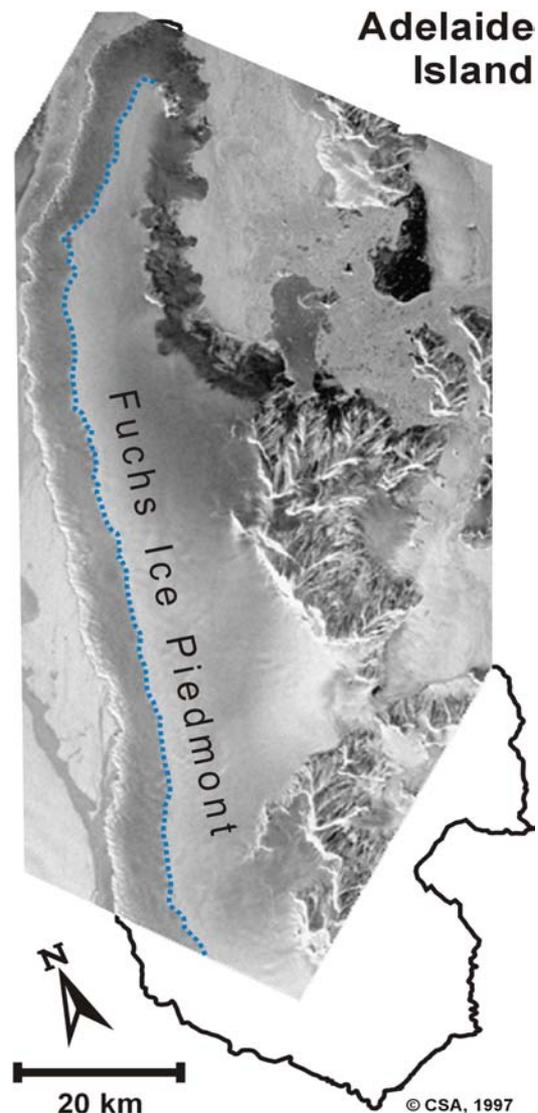


Abb. 5-15: Die Lage der Firnlinie (blau gepunktet) auf dem Fuchs Ice Piedmont (Adelaide Island) am Ende der Ablationsperiode (RADAR-SAT, 10. Mai 1997). Die Eis-Radarzone mit Rückstreuwerten zwischen -8 und -12 dB nimmt die tiefstgelegenen Bereiche des Piedmontgletschers ein und säumt die höher gelegene gefrorene Perkolations-Radarzone.

mers annähernd der Lage der Gleichgewichtslinie des Gletschers und die Eis-Radarzone kann in erster Näherung mit dem Ablationsgebiet des Gletschers gleichgesetzt werden. Dabei wird durch die eventuelle Präsenz von Aufeis unterhalb der Firnlinie eine räumliche Unschärfe in die Bestimmung der Gleichgewichtslinie induziert, da Teilbereiche der Aufeiszone noch dem Akkumulationsgebiet zugerechnet werden müssen. Die Präsenz von Aufeis führt folglich tendenziell zu einer Unterschätzung der Jahresmassenbilanz. Umgekehrt kommt es in Jahren mit einer stark negativen Bilanz, in denen am Ende der Ablationsperiode Firnschichten der vorangegangenen Jahre exponiert sind, zu einer Überschätzung der Massenbilanz. Die Gleichsetzung der im SAR-Bild ermittelten Firnlinie mit der über ein gesamtes Massenhaushaltsjahr integrierenden Gleichgewichtslinie ist daher als problematisch einzustufen und ein Vergleich mit feldglaziologisch eingemessenen Positionen der Gleichgewichtslinie liefert nur im Ausnahmefall übereinstimmende Ergebnisse.

5.3.5 Weitere Radargletscherzonen

Neben den vier vorgestellten, zur Beschreibung von Gletscheroberflächen maßgeblichen Radargletscherzonen lassen sich jedoch anhand typischer Schnee- und Eiseigenschaften beziehungsweise charakteristischer Dynamik weitere Schneezonen ausscheiden, die jeweils durch ein konsistentes Rückstreuverhalten geprägt sind.

5.3.5.1 Die P2-Naßschnee-Radarzone (*phase 2 melt radar zone*)

Auf den Gletschern der maritim geprägten Coast Range Nordamerikas (Kanada und Alaska) kommt es im Verlauf des Sommers in den unteren Bereichen der Naßschnee-Radarzone zu einem signifikanten Anstieg der Rückstreukoeffizienten auf Werte zwischen -8 und -3 dB (SMITH et al., 1997; RAMAGE & ISACKS, 1998; RAMAGE et al., 2000). Als Ursache für diese drastische Veränderung des Rückstreuverhaltens einer nassen Schneedecke wird die Zunahme der Oberflächenrauigkeit infolge fortgesetzter Metamorphose und der Entwicklung von mikroskaligen Depressionen auf der Schneeoberfläche durch Evaporations- und Schmelzprozesse (*suncups*; POST & LACHAPPELLE, 2000) vermutet (RAMAGE et al., 2000). Diese Radarzone wird daher von den Autoren als ‚*phase 2 melt zone*‘ (P2, auch M2 Radarzone) bezeichnet.

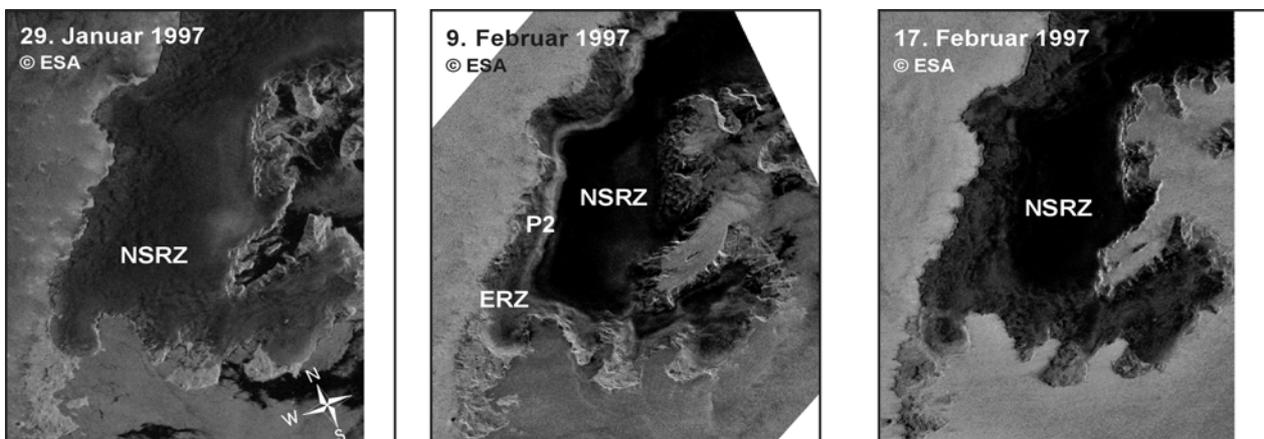


Abb. 5-16: Die Entwicklung einer P2-Naßschnee-Radarzone auf King George Island im Südsommer 1996/97. Nach der vollständigen Bedeckung der Eiskappe durch eine Naßschnee-Radarzone (NSRZ) in der ERS-2 Szene vom 29. Januar 1997 bilden sich zu Beginn des Monats Februar in den unteren Lagen eine Eis-Radarzone (ERZ) und eine durch ihre hohe Radarrückstreuung gekennzeichnete P2-Naßschnee-Radarzone (P2) aus. Die nachfolgend gefallene und bereits durchfeuchtete Neuschneedecke maskiert in der Szene vom 17. Februar 1997 die vormals exponierten Radarzonen der unteren Gletscherbereiche (nach BRAUN et al., 2000).

Im Umfeld der Antarktischen Halbinsel konnte durch eigene Arbeiten die Existenz einer solchen durch hohe Rückstreuoeffizienten geprägte Naßschneedecke erstmals während des Südsommers 1996/97 anhand von ERS-2 SAR-Szenen auf King George Island nachgewiesen werden (Abb. 5-16; BRAUN et al., 2000). Im Verlauf der fortschreitenden Vernäsung der Schneedecke im Zeitraum bildete sich zwischen November 1996 und Januar 1997 eine die gesamte Eiskappe der Insel überdeckende Naßschnee-Radarzone. In der Szene vom 9. Februar 1997 findet sich zwischen einer durch Ausaperung entstandenen, unteren Eis-Radarzone und der nach oben anschließenden Naßschnee-Radarzone in einer Höhenlage zwischen 200 und 250 m NN ein helles Band, dessen Rückstreuwerte im Bereich zwischen -8.0 und -4.0 dB liegen. Bereits in der darauf folgenden SAR-Szene vom 17. Februar 1997 war dieses ebenso wie die Eis-Radarzone nicht mehr präsent, da in der Folge von starken Schneefällen (WINKLER, persönliche Mitteilung 1999) und dem erneuten Antauen dieser Neuschneedecke eine Naßschnee-Radarzone die gesamte Eiskappe überdeckt.

Durch die Auswertung einer den gesamten Sommer abdeckenden Zeitreihe und die Verfügbarkeit von meteorologischen Daten kann ein Wiedergefrieren der Schneedecke in diesem Höhenintervall durch eine Temperaturinversion ausgeschlossen werden. Eine Verwechslungsmöglichkeit mit einer gefrorenen Perkolations-Radarzone ist daher nicht gegeben. Hohe Rückstreuung durch Mehrfachstreuung infolge einer stark zerklüfteten und chaotisch strukturierten Gletscheroberfläche können ebensowenig wie die Existenz einer Aufeiszone zur Erklärung dieses Phänomens herangezogen werden (BRAUN et al., 2000). Als sinnvolle Erklärung des Auftretens erscheint daher eine im Bereich der SAR-Wellenlänge wirksame Zunahme der Oberflächenrauigkeit infolge von oberflächennahen Schmelzprozessen zu sein (RAMAGE et al., 2000). Im Gegensatz zu den Gletschern der nordamerikanischen Coast Range, auf denen sich eine P2-Naßschnee-Radarzone im Verlauf der saisonalen Schneedeckendynamik regelmäßig ausbildet, konnte ein Auftreten einer solchen Radarzone im Bereich der nördlichen Antarktischen Halbinsel nur vereinzelt beobachtet werden.

5.3.5.2 Die Aufeis-Radarzone (*superimposed ice radar zone*)

Eine feinere Differenzierung der Eis-Radarzone ermöglicht die Ausscheidung einer Aufeis-Radarzone (*superimposed ice radar zone*), wodurch eine exaktere Bestimmung des Ablationsgebietes eines Gletschers ermöglicht wird. Die Aufeis-Radarzone lässt sich anhand ihrer gegenüber dem Gletschereis differierenden Rückstreuwerte identifizieren, wobei jedoch unterschiedliche Wertebereiche angegeben werden. Bei Untersuchungen einer sommerlichen Gletscheroberfläche in Svalbard finden MARSHALL et al. (1995) typische Rückstreuwerte um -15.0 dB für die ausgeaperten Aufeisflächen gegenüber -8 dB für das Gletschereis. Als Ursache für diese Differenz wird die unterschiedliche Rauigkeit zwischen der glatten Aufeisoberfläche und dem rauen Gletschereis vermutet. Ein konträres Rückstreuverhalten findet KÖNIG

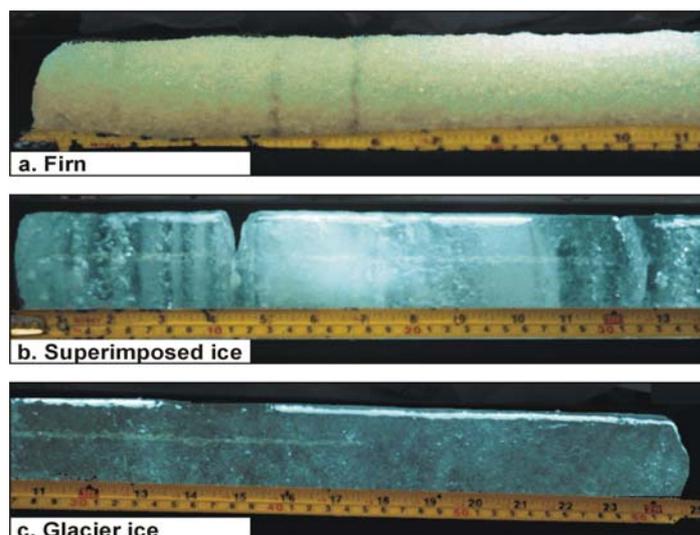


Abb. 5-17: Oberflächennahe Bohrkern aus der Ablationszone und gemessene SAR-Rückstreuoeffizienten σ^0 (Kongsvegen, Svalbard):
 a. grobkörniger Firn ($\sigma^0 = -0.6 \pm 0.6$ dB),
 b. Aufeis ($\sigma^0 = -6.2 \pm 1.6$ dB)
 c. Gletschereis ($\sigma^0 = -12.1 \pm 1.1$ dB)
 (Photos und Daten mit freundlicher Genehmigung von M. KÖNIG, NPI Tromsø)

et al. (2002) bei seinen ebenfalls auf Svalbard angesiedelten Untersuchungen winterlicher Schneedecken. Bei den durch Bohrkern Daten der oberflächennahen Firn- und Eisschichten gestützten Analysen zeigen die Aufeisareale mit Meßwerten zwischen -4.6 und -7.8 dB deutlich höhere Rückstreukoeffizienten als das mit Werten um -12.0 dB charakterisierte Gletschereis. Hierbei wird die unterschiedliche Struktur des Aufeiskörpers mit großen, während des Gefriervorgangs innerhalb der Schneedecke in geschlossenen Luftblasen gegenüber dem durch komprimierte kleine Lufteinschlüsse gekennzeichnete Gletschereis für die veränderten Rückstreumechanismen verantwortlich gemacht (Abb. 5-17; WAKAHAMA et al., 1976). Die auf Geländekenntnissen basierende, vergleichende Untersuchungen anhand von SAR-Daten der Antarktischen Halbinsel bestätigen das von KÖNIG et al. (2002) auf Svalbard nachgewiesene Werteintervall. Bei den dazu untersuchten Flächen weisen sowohl die Aufeisbildungen auf Vega Island und dem nördlichen Larsen Ice Shelf (DE ANGELIS, persönliche Mitteilung 2002) als auch die im Testgebiet San Martin den auf Svalbard dokumentierten großblasigen Habitus auf.

6 Die Radargletscherzonen der Antarktischen Halbinsel und ihre räumliche und zeitliche Dynamik

Die Grenzen zwischen den dynamischen Radargletscherzonen markieren Bereiche, in denen sich die Eigenschaften der Schneedecke und somit auch die meteorologischen Verhältnisse, die für deren Bildung verantwortlich sind, verändern. Die Naßschneelinie, der Übergang zwischen Naßschnee- und gefrorener Perkolations-Radarzone, kann näherungsweise als Position der momentanen 0°C-Isolinie angesehen werden und liefert somit wertvolle, großräumige thermische Informationen. Die untere Grenze der Naßschnee-Radarzone wird durch die Firmlinie, den Übergang von aperem zu schneebedecktem Gletschereis, gebildet. Von besonderem Interesse für die Glaziologen und Klimatologen ist dabei die Position dieser Grenzlinie am Ende der Ablationsperiode, mit deren Kenntnis sich Aussagen über den Massenhaushalt eines Gletschers ableiten lassen. Die Trockenschneelinie, die die Perkolations-Radarzone nach oben abschließt, läßt Rückschlüsse über das Auftreten von extremen Wärmeereignissen, die Schmelzprozesse auch in den höchsten Lagen auslösen, zu. Diese Übergänge zwischen den Radargletscherzonen stellen folglich wirkungsvolle Klimaindikatoren dar, mit deren Hilfe die Dokumentierung eines sich wandelnden Klimas mittels Satellitenbildanalyse möglich geworden ist. Im folgenden Kapitel werden Beispiele für die zeitliche und räumliche Dynamik dieser Zonen und ihrer Grenzlinien auf der nördlichen Antarktischen Halbinsel vorgestellt und diskutiert.

6.1 Die jahreszeitliche Dynamik und die Verbreitung der Radargletscherzonen auf der Antarktischen Halbinsel nördlich 70° Süd

Die hoch aufgelöste Beobachtung der Schneedeckendynamik im Winter 1998 und im darauffolgenden Sommer 1998/99 sowie die Untersuchung der charakteristischen Verteilung der Radargletscherzonen anhand von RADARSAT ScanSAR Mosaiken der Antarktischen Halbinsel liefern wertvolle Informationen über die thermischen Bedingungen in Räumen, in denen keine meteorologischen Meßdaten zur Verfügung stehen. Die analysierten Bildmosaiken decken den nördlichen Teil der Halbinsel zwischen 61° und 70° südlicher Breite ab und umfassen damit die kontinentalen Gebiete von Graham Land mit den Übergangsbereichen zum nördlichen Palmer Land, die vorgelagerten Inseln im Westen und Nordosten der Halbinsel, den nördlichen Teil von Alexander Island sowie das Larsen Ice Shelf.

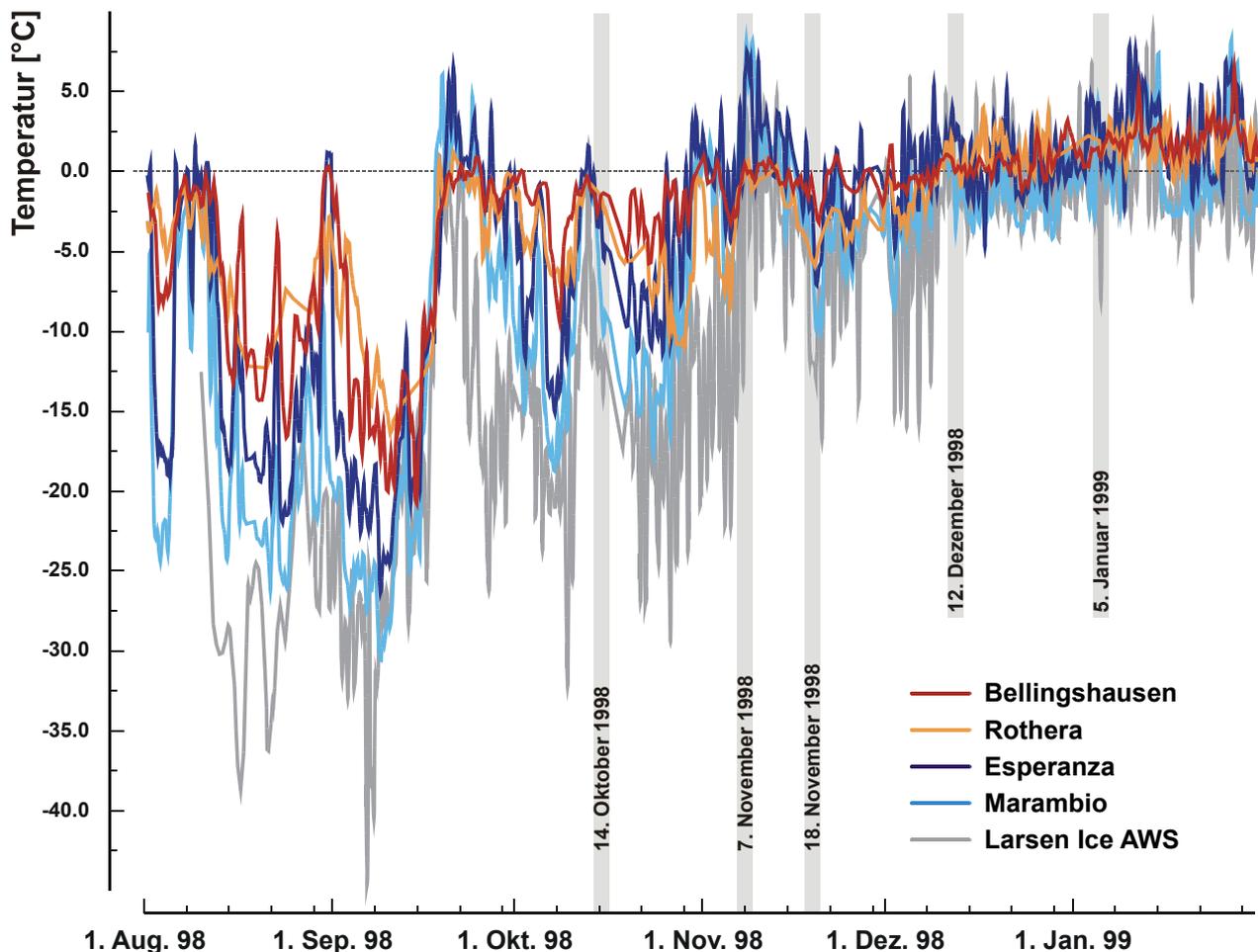


Abb. 6-1: Der Verlauf der bodennahen Lufttemperaturen auf beiden Seiten der der Antarktischen Halbinsel im Spätwinter und Sommer 1998/99 (die Lage der Stationen ist in Abb. 3-8 dargestellt; Daten: British Antarctic Survey, www.antarctica.ac.uk/met/metlog/). Die Aufnahmezeitpunkte der analysierten RADARSAT ScanSAR-Szenen sind als graue Balken der Graphik hinterlegt.

6.1.1 Die meteorologischen Randbedingungen im Spätwinter und Frühsommer 1998/99

Um eine allgemeine Einordnung der in den RADARSAT ScanSAR-Mosaiken zu beobachtenden Schneedeckeneigenschaften zu gewährleisten, wurden die synoptischen Daten sowie die langjährigen Monatsmittelwerte der Lufttemperaturen der im Umfeld des Untersuchungsraumes aufzeichnenden Wetterstationen zur Analyse herangezogen (Abb. 6-1; BAS, www.antarctica.ac.uk/met/metlog/ und www.nercbas.ac.uk/icd/gjma/temps.html).

Das spätwinterliche Witterungsgeschehen des Jahres 1998 war nach einer Wärmephase in der ersten Augushälfte, in deren Verlauf im geringeren Maße auch auf der Ostseite der Halbinsel Lufttemperaturen in der Nähe des Schmelzpunktes erreicht wurden, durch eine ausgedehnte Kälteperiode zwischen dem 10. August und dem 17. September geprägt. Dabei wurde insbesondere im Zeitraum zwischen dem 6. und 16. September auf beiden Seiten der Halbinsel Temperaturwerte unter -12°C registriert. Ein abrupter Temperaturanstieg am 17. September leitete unter Hochdruckeinfluß eine rund einwöchige Wärmephase ein, die entlang der Westküste bis zur Marguerite Bay im Süden zu Tagesmaxima bis zu über 5°C führte. Auch auf der Ostseite wurden an den Stationen Esperanza und Marambio im Norden sowie an der AWS Larsen Ice in diesem Zeitraum tagsüber positive Temperaturen verzeichnet. Aufgrund des jahreszeitlich bedingt geringen Energieeintrages und der

nächtlichen Auskühlung kann selbst in den tieferen Lagen auf eine lediglich geringe Durchfeuchtung des Schnees geschlossen werden.

Ein erneutes Absinken der Temperaturen unter den Gefrierpunkt ab dem 25. September leitete im gesamten Bereich der Antarktischen Halbinsel eine erneute Kältephase ein. Während deren rund zweiwöchigen Dauer wurde das Temperaturgeschehen großräumig durch kontinuierlichen Frost geprägt. Ab dem 4. Oktober fielen die Temperaturen nochmals weiter ab und erreichten auf der Ostseite der Halbinsel Minimalwerte von unter -30°C auf dem Larsen Ice Shelf beziehungsweise -15°C an der Station Esperanza. Auch die Westküste wurde von dieser Kältewelle erfaßt und selbst auf den South Shetland Islands wurden Tiefsttemperaturen von annähernd -10°C verzeichnet. Eine Änderung des Witterungsgeschehens führte ab dem 10. Oktober zu einem Anstieg der Temperaturen, wobei es mit Ausnahme der Station San Martín lediglich am 12. Oktober zu einem kurzfristigen Überschreiten des Schmelzpunktes kam. Während der Aufzeichnung der RADARSAT SAR-Daten am 14. Oktober lagen die Temperaturen im gesamten Untersuchungsraum unter dem Gefrierpunkt. Aufgrund der Kürze und der geringen Intensität dieses der Bildakquisition vorangegangenen Wärmeereignisses ist auf einen nur geringen Wärmeeintrag in den stark ausgekühlten Schnee zu schließen, so daß im gesamten Bereich der nördlichen Halbinsel vollständig durchgefrorene und trockene Schneedecken vorzufinden waren.

Im Norden der Halbinsel setzte mit Beginn des Monats November eine Phase der Erwärmung ein, in deren Verlauf die Tagesmaxima der Lufttemperatur an allen betrachteten Meßstationen in den positiven Bereich vordrangen. Insbesondere im Nordosten der Halbinsel lagen die Temperaturen ab dem 6. November durchgängig oberhalb des Schmelzpunktes, so daß Schneeschmelze und folglich eine sukzessive Durchfeuchtung der Schneedecken in den tieferen Lagen resultierte. Auf dem Larsen Ice Shelf war das Temperaturgeschehen zwischen dem 6. und dem 16. November durch tägliche Frostwechsel gekennzeichnet, wobei die nächtlichen Tiefstwerte von unter -5°C einer Anreicherung von Schmelzwasser in der Schneedecke entgegenwirkten. Während des RADARSAT-Überfluges am 18. November lagen die Temperaturen großräumig unter 0°C , jedoch sind in Übereinstimmung mit den Bilddaten im Westen und im äußersten Norden der Halbinsel die Schneedecken zumindest in ihren oberen Schichten mit Flüssigwasser durchtränkt. Die im gesamten Bereich relativ kühle zweite Novemberhälfte wurde durch Temperaturen zwischen -5 und 0°C und lediglich im äußersten Norden der Halbinsel durch seltene Temperaturspitzen über dem Gefrierpunkt gekennzeichnet.

Der Temperaturgang des Monats Dezember weist übereinstimmend an allen Stationen einen kontinuierlich ansteigenden Verlauf auf. Dabei zeigen die an der Westküste gelegenen Stationen seit dem 10. Dezember und den gesamten Januar 1999 hindurch bei geringen Tagesamplituden nahezu durchweg positive Werte, wohingegen die Temperaturen der Stationen an der Ostküste zumindest in der Nacht noch Tiefstwerte unterhalb des Gefrierpunktes erreichten. Auch die meteorologische Situation im Zeitraum vor und während der SAR-Datenaufzeichnung am 5. Januar 1999 war großräumig durch Schneeschmelzbedingungen mit ganzjährig positiven Temperaturen und Höchstwerten bis zu 5°C in den nördlichen und westlichen Bereichen des Untersuchungsgebietes geprägt. Lediglich auf dem Larsen Ice Shelf sanken die Nachttemperaturen vom 4. auf den 5. Januar kurzfristig auf bis zu -8°C ab. Die sommerlich hohen Einträge an kurzweiliger Strahlung in Verbindung mit häufigen Advektionswetterlagen, die warm-feuchte Luftmassen aus nordwestlichen Richtungen in das Gebiet transportierten, führten insbesondere in Küstennähe zu generell hohen Sommertemperaturen, die auch nachts nur noch geringfügig unter den Gefrierpunkt absanken. Diese Bedingungen begünstigten auf beiden Seiten der Halbinsel die intensive Schmelzwasserproduktion und führten zu einer Durchnässung der Schneedecken beziehungsweise der Ausaperung der tiefstgelegenen Gletscherbereiche. In der weiteren Folge verblieben die Temperaturen an den nördlich gelegenen Meßstationen bis Ende Februar 1999 auf einem konstant hohen Niveau. Demgegenüber wies der Temperaturgang in den

südlichen Regionen bereits seit Beginn des Monats Februar infolge der sich verringernden Tageslänge und Energieeinstrahlung eine abnehmende Tendenz auf.

Im langjährigen Vergleich der Lufttemperaturen zeigt sich, daß die mittleren Monatstemperaturen des Spätwinters und Frühjahres 1998 an den Stationen Faraday / Vernadsky, Rothera und San Martín (Kapitel 3.2.1.2, Tab. 3-1 und Abb. 3-10 bzw. 3-11) zum Teil deutlich über den langjährigen Mittelwerten lagen. Demgegenüber wurden auf King George Island (Bellingshausen und King Sejong) sowie auf der Ostseite der Halbinsel (Esperanza und Marambio) im Verlauf der Monate August bis Oktober 1998 deutlich kältere Monatsmitteltemperaturen als im langjährigen Durchschnitt registriert. Die Mitteltemperaturen der folgenden Monate November bis einschließlich März lagen übereinstimmend an allen Stationen geringfügig über den langfristigen Monatsmittelwerten. Insgesamt ordnen sich sowohl die Mitteltemperaturen der Frühjahrssaison 1998 (September bis November) als auch die der Sommermonate (Dezember bis Februar) an allen betrachteten Stationen mit Abweichungen von maximal einer Standardabweichung in den langjährigen Normalbereich ein.

6.1.2 Die Verbreitung der Radargletscherzonen im Winter

Eine charakteristische Verteilung der Radargletscherzonen auf der nördlichen Antarktischen Halbinsel wird durch das RADARSAT ScanSAR-Mosaik in Abbildung 6-2 dargestellt. Um eine maximale Abdeckung der nördlichen Halbinsel zu erreichen, wurde dieses Mosaik aus insgesamt fünf Einzelszenen des RADARSAT ScanSAR (*wide beam mode, SWB*) synthetisiert. Zwei Szenen vom 14. Oktober (Orbit 15360, *frames* 611 und 621) bilden dabei die zentrale Antarktische Halbinsel und die im Westen vorgelagerten Inselgruppen ab, wohingegen die südlichen und östlichen Bereiche des Untersuchungsgebietes von drei Einzelszenen vom 18. November 1998 (Orbit 15860, *frames* 613, 621 und 628) dargestellt werden. Während sich im Bildmosaik die kontinentalen Bereiche der Halbinsel und die Inseln im Westen ebenso wie das Larsen Ice Shelf in einer für den Winter typischen Situation darbieten, zeigen sich die Inseln im Nordosten der Halbinsel sowie die äußerste Spitze der Trinity Peninsula bereits in einer zum Frühjahr überleitenden Konstellation mit einer in den tieferen Lagen existenten Naßschnee-Radarzone (in Abb. 6-2 rot hinterlegt). Diese Bereiche sind daher von einer weitergehenden Interpretation auszuschließen.

Die sich im Radarbild als helle Flächen abzeichnende gefrorene Perkulations-Radarzone dominiert großräumig das Erscheinungsbild der Antarktischen Halbinsel unter winterlichen Bedingungen. Mit Ausnahme der eisfreien Periglazialgebiete sind beiderseits des zentralen Gebirgsrückens die tieferen Lagen ebenso wie die Eiskappen der vorgelagerten Inseln durch hohe Rückstreuwerte in der Größenordnung zwischen -8.0 und -2.0 dB gekennzeichnet. Die gefrorene Perkulations-Radarzone umfaßt all jene Bereiche auf der Antarktischen Halbinsel, in denen sich periodisch oder aber auch nur episodisch Schmelzprozesse ereignen und sich dabei durch Naßschneemetamorphose große Schneekristalle entwickeln und es durch Schmelzwasserperkolation und Regelation zur Bildung von horizontalen und vertikalen Eiskörpern innerhalb der Schneedecke kommt. Unter Ausschluß von reliefinduzierten Überstrahlungen durch *foreshortening* beziehungsweise *layover* (Kapitel 4.3.4) werden höchste Rückstreuwerte über -3.0 dB unter anderem auf den Piedmontgletschern der Trinity Peninsula, der Eiskappe von James Ross Island und dem Larsen Ice Shelf gemessen. Die sich durch eine besonders hohe Homogenität auszeichnende Fläche des Larsen C Ice Shelves südlich der Jason Peninsula wird durch gleichmäßig hohe Rückstreuwerte zwischen -4.0 und -2.0 dB charakterisiert. Dies weist auf einen über weite Bereiche hinweg einheitlichen Schneedeckenaufbau auf der Schelfeisfläche hin. Deutlich differenzierter werden jedoch die zum Aufnahmezeitpunkt noch existenten Bereiche des Larsen B Ice Shelves im Norden abgebildet. Während der beim Zerfallsereignis im Sommer

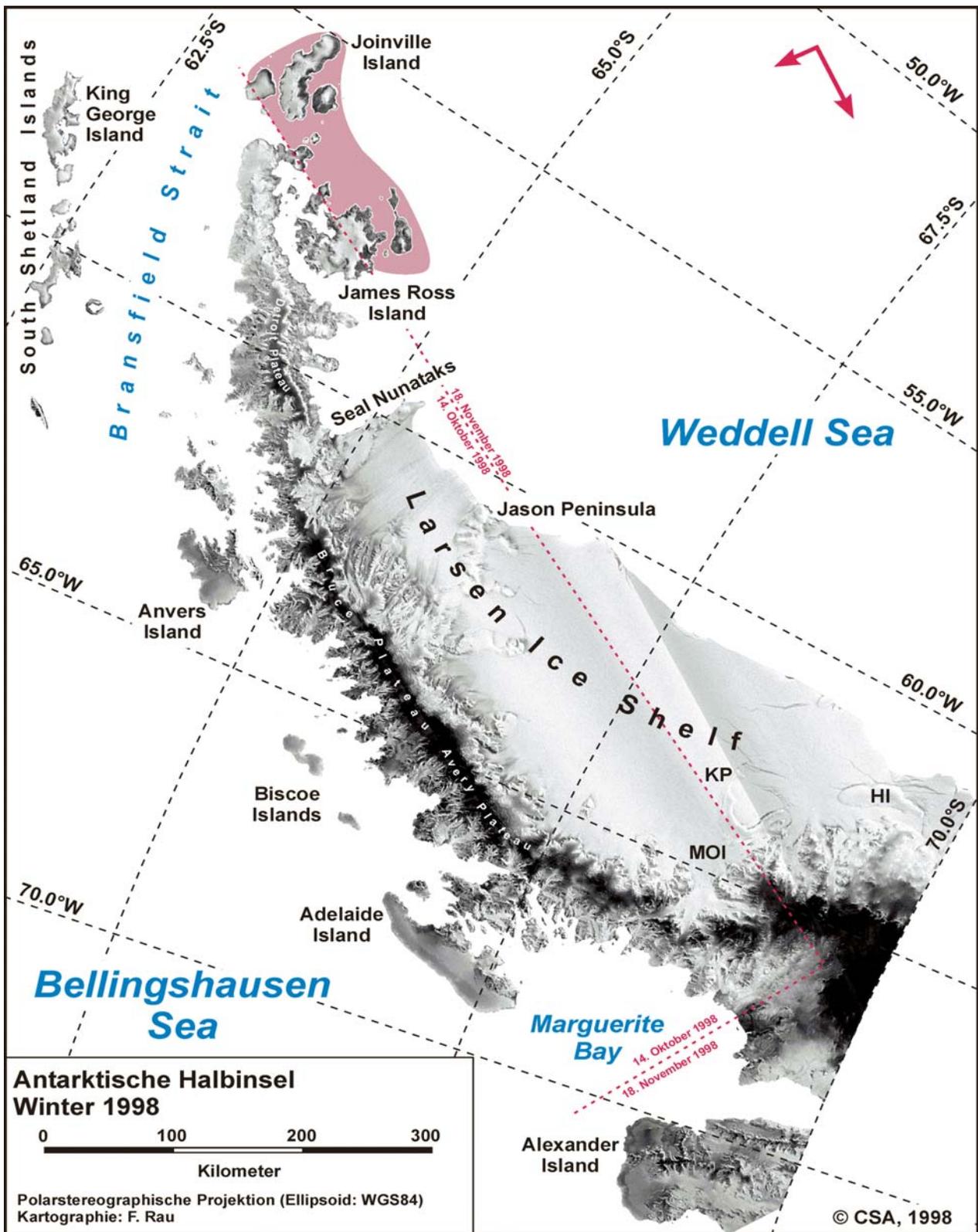


Abb. 6-2: Die Wintersituation auf der Antarktischen Halbinsel im RADARSAT ScanSAR Mosaik. Die rot gestrichelte Linie zeigt die Grenze der zur Mosaikerzeugung benutzten Eingangsdatensätze vom 14. Oktober bzw. dem 18. November 1998. Aufgrund der in den Daten vom November im Norden bereits einsetzenden Schneeschmelze sind die rot hinterlegten Flächen von der Auswertung auszuschließen. Die Konfiguration des SAR-Sensors während der Datenakquisitionen wird durch den roten Pfeil symbolisiert (HI Hearst Island, KP Kenyon Peninsula, MOI Mobil Oil Inlet).

2002 intakt gebliebene südliche Bereich des Schelfeiskörpers sich durch relativ hohe Rückstreuwerte abbildet, zeichnen sich die nördlichen Bereiche durch eine niedrigere Radarrückstreuung und eine deutliche strukturierte Oberfläche aus. Dabei lassen sich die

parallel angeordneten Fließlinien der Schelfeistafel identifizieren, entlang derer sich die während der Ablationsperiode gebildeten Schmelzwasserseen anordnen. Diese während des Winters vollständig gefrorenen Schmelzwasserseen heben sich dabei im Radarbild aufgrund ihrer durch Volumenstreuung im massiven Eiskörper geprägten spezifischen Rückstreuereigenschaften als dunkle Flächen (-6.5 bis -5.0 dB) von der umlagernden gefrorenen Perkulations-Radarzone ab. Die partiell geringfügig niedrigeren Rückstreuwerte, die in dieser Zone meßbar sind, können als Indiz für die während Feldkampagnen beobachtete, weit verbreitete Ausbildung von Aufeis im Schneekörper auf der Schelfeistafel gewertet werden (DE ANGELIS, persönliche Mitteilung 2002). Im rückwärtigen Bereich des gesamten Larsen Ice Shelves nehmen im Übergang zu den zufließenden Gletschern die beobachteten Rückstreuoeffizienten mit zunehmender Höhenlage ab. Die in Folge geringerer Akkumulationsraten im Lee der Halbinsel und der mit zunehmender Höhe abnehmenden Temperaturen geänderte, durch eine verringerte Metamorphoseintensität gekennzeichnete Schneedeckendynamik führt zu einer Modifikation der Rückstreuereigenschaften. Die typischen Rückstreuwerte dieser Zone variieren zwischen -8.0 und -4.0 dB.

Oberhalb der gefrorenen Perkulations-Radarzone schließt sich auf beiden Seiten der Halbinsel ein Übergangsbereich an, in dem mit zunehmender Höhe die Rückstreuoeffizienten der Schneedecken abnehmen und zu der in den Hochlagen vorherrschenden Trockenschnee-Radarzone überleiten. Im Radarbild zeigt sich diese als schmales, dunkles Band, das durch Rückstreuwerte zwischen -20 und -14 dB gekennzeichnet ist. Sie nimmt die plateauartigen Höhenlagen des zentralen Gebirgszuges, der die nördliche Antarktische Halbinsel entlang ihrer gesamten Erstreckung durchzieht und im Süden zu den Hochlagen des Palmer Lands überleitet, ein. Sie gliedert sich topographisch in drei voneinander getrennte Teilräume. Auf dem südlich der Trinity Peninsula gelegenen Detroit Plateau erreicht die Trockenschnee-Radarzone bei 64.1° südlicher Breite ihre nördliche Verbreitungsgrenze auf der Antarktischen Halbinsel. Lediglich in den südlichen Bereichen dieses Plateaubereichs kann oberhalb von 1900 m NN eine Trockenschnee-Radarzone identifiziert werden. Die von Osten weit in den Gebirgszug eingeschnittenen Kessel des Drygalski Glaciers sowie des Hektoria und Evans Glaciers begrenzen das Detroit Plateau nach Süden und engen die Trockenschnee-Radarzone auf nur wenige Kilometer Breite ein. Südlich daran anschließend erstreckt sich die Trockenschnee-Radarzone auf den ausgedehnten Hochlagen des Bruce Plateaus und des Avery Plateaus, die zwischen 65.0° und 68.5° Süd mittlere Höhenlagen von über 1500 m NN und Gipfelregionen mit über 2000 m NN erreichen. Begrenzt durch eine, die Halbinsel bei 68.5° Süd diagonal querende Talung von der Marguerite Bay im Westen entlang den Gletschern Neny Glacier und Gibbs Glacier zum Mobil Oil Inlet im Osten, schließt sich im Süden der Übergang zu dem Eisschild Palmer Lands mit seinen ausgedehnten Trockenschneebereichen an. Kleinere Areale einer Trockenschnee-Radarzone finden sich darüber hinaus in den Hochlagen von Alexander Island. Die von ARISTARAIN (1987) beschriebene Trockenschneezone in den höchsten Lagen der Eiskappe von James Ross Island konnte in den aktuellen Datensätzen nicht mehr nachgewiesen werden.

Der Verlauf der unteren Begrenzungslinie spiegelt das lokale und regionale Temperatur- und Akkumulationsgeschehen wider. Aufgrund der klimatischen Asymmetrie mit höheren Temperaturen und Niederschlagsraten liegt daher die Trockenschneelinie am Westabfall der zentralen Gebirgskette in der Regel um 100 bis 200 m über der auf der Ostabdachung. An der durch einen steilen Abfall zu den tiefer gelegenen Vorlandbereichen geprägten Westseite wird die Trockenschnee-Radarzone vielerorts durch das lokale Relief begrenzt. In meridionaler Richtung nimmt die mittlere Höhenlage der Grenzlinie zur Trockenschneezone mit zunehmender Breite von rund 1900 m NN auf dem Detroit Plateau im Norden der Halbinsel auf 1200 m NN im nördlichen Palmer Land ab.

In den küstennahen Bereichen von Alexander Island und Adelaide Island ist im Radarbildmosaik eine Eis-Radarzone identifizierbar, die sich als schmaler dunkler Saum mit typischen Rückstreuwerten zwischen -12.0 und -8.5 dB von der nach oben anschließenden Perkulationsradarzone absetzt. Sie kennzeichnet jene Bereiche, die am Ende der vorangegangenen Ablationsperiode vollständig ausgeapert waren und deren im folgenden Winter akkumulierte Neuschneedecke für das Radarsignal zum Aufnahmezeitpunkt transparent erscheint. Dies setzt eine vollständig gefrorene, feinkörnige Schneedecke voraus, die keine oder nur eine schwache Metamorphose unter Naßschneebedingungen durchlaufen hat. Die obere Grenze der Eis-Radarzone lag dabei im Winter 1998 auf Adelaide Island bei rund 250 m NN, wohingegen auf den Piedmontgletschern im Norden Alexander Islands eine maximale Höhenlage der Grenzlinie zur Perkulations-Radarzone von 150 bis 250 m NN detektiert werden konnte. Die gegenüber jenen auf Alexander Island zu beobachtenden höheren Rückstreuwerte auf dem Fuchs Ice Piedmont (Adelaide Island) sind hierbei ein Indiz für ein während des Winters erfolgtes Korngrößenwachstum, das mit Metamorphoseprozessen während der spätwinterlichen Wärmephasen in Zusammenhang gebracht werden kann. Das im Winter 1998 vollständige Fehlen einer Eis-Radarzone in den küstennahen Gebieten der nördlichen Inseln und des Festlandes ist ebenfalls auf eine Überprägung der Schneedecken infolge von winterlichen Wärmeereignissen zurückzuführen.

6.1.3 Die Verbreitung der Radargletscherzonen im Sommer

Eine gegenüber dem Wintermosaik (Abb. 6-2) vollständig veränderte räumliche Verteilung der Radargletscherzonen auf der Antarktischen Halbinsel während der Sommersaison stellt das aus zwei RADARSAT ScanSAR-Szenen (*wide beam mode, SWB*) vom 5. Januar 1999 (Orbit 16546, *frames* 614 und 626) erzeugte SAR-Mosaik dar (Abb. 6-3). Unter Berücksichtigung des in Kapitel 6.1.1 dargestellten Temperaturverlaufs des Spätwinters und Frühjahres der Ablationsperiode 1998/99 und der klimatischen Einordnung dieser in das auf langfristigen Aufzeichnungen beruhende, mittlere Temperaturgeschehen im Untersuchungsraum kann das im ScanSAR-Mosaik vom 5. Januar 1999 dargestellte Raummuster der Radargletscherzonen auf der nördlichen Antarktischen Halbinsel als charakteristisch für eine typische Frühsommersituation eingestuft werden.

Die im Verlauf der Monate November und Dezember 1998 einsetzende sommerliche Wärmeperiode (Abb. 6-1) und die dadurch eingeleitete Schneeschmelze führte zur Ausbildung einer weiträumig verbreiteten Naßschnee-Radarzone, die mit niedrigen Rückstreuoeffizienten in der Größenordnung zwischen -22.0 und -15.0 dB die Schneedecken auf beiden Seiten der Antarktischen Halbinsel und der angrenzenden Schelfeisbereiche prägt. Insbesondere auf der westexponierten Seite der Halbinsel führte das Witterungsgeschehen im Zeitraum vor der Datenakquisition am 5. Januar 1999, das durch einheitlich hohe Temperaturen über dem Gefrierpunkt gekennzeichnet war, zu einer weiteren Intensivierung der Schmelzprozesse in den Tieflagen der Gletscher und Eiskappen zwischen der Trinity Peninsula und den nördlichen Bereichen von Alexander Island. Die Höhenlagen der oberen Grenzlinie der Naßschnee-Radarzone variieren meridional nur geringfügig zwischen 600 bis 750 m NN auf den vorgelagerten Inseln und den küstennahen Bereichen im Norden der Halbinsel sowie zwischen 500 bis 650 m NN in den südlichen Teilräumen der zentralen Marguerite Bay und Alexander Islands.

Auch auf der Ostseite der Antarktischen Halbinsel dominieren während des Südsommers ausgedehnte Naßschneedecken die Tieflagen der Gletscher und die ausgedehnten Flächen des Larsen Ice Shelves. Dabei können trotz der täglichen Frostwechsel und der im Vergleich zur Westseite deutlich höheren Tagesamplituden im Zeitraum vor der Datenakquisition an-

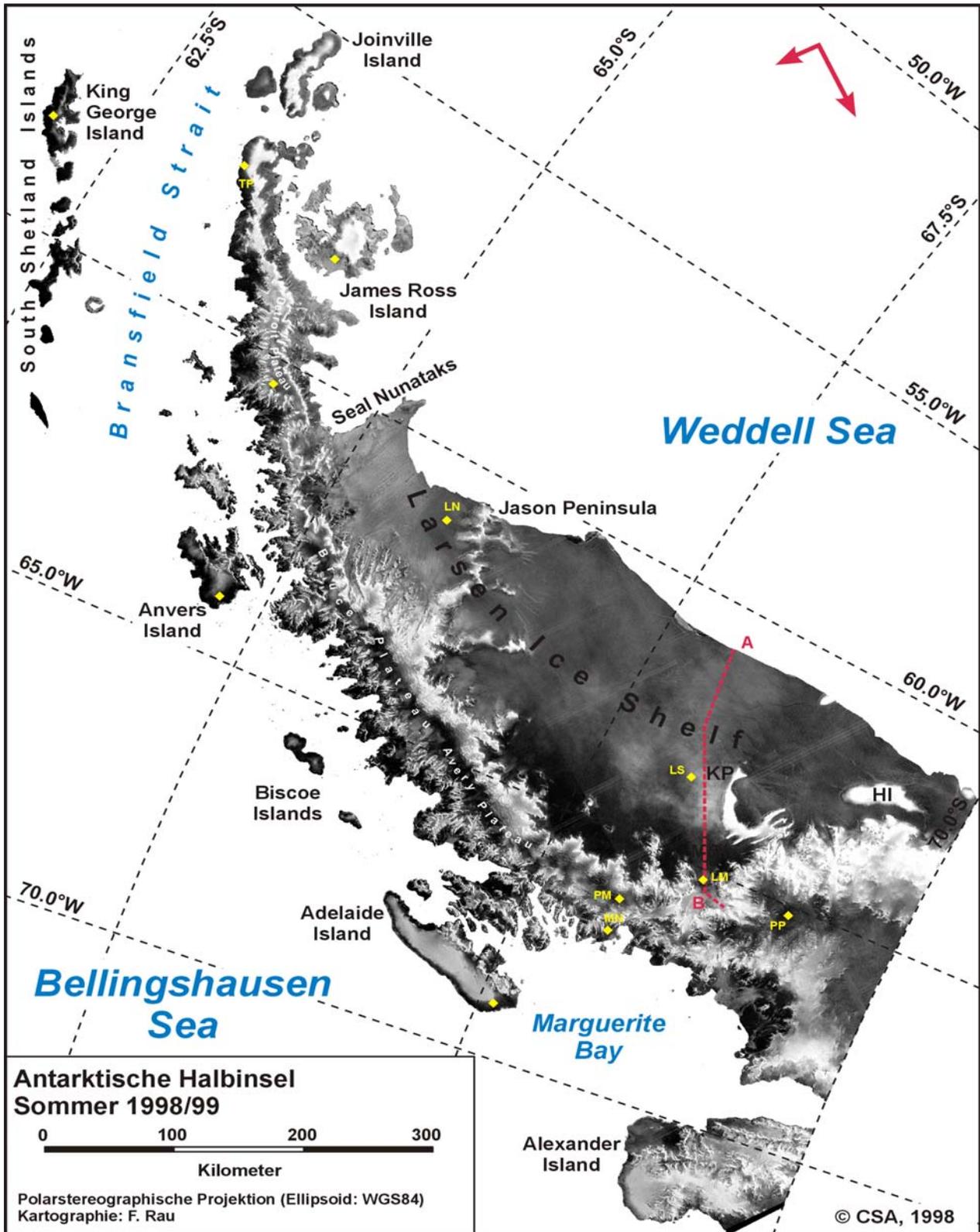


Abb. 6-3: Die Sommersituation auf der Antarktischen Halbinsel im RADARSAT ScanSAR-Mosaik vom 5. Januar 1999. Der Verlauf des in Abbildung 6-4 dargestellten Profils von der Schelfeiskante (A) zum Mobil Oil Inlet und dem Mercator Ice Piedmont (B) wird durch die rot gestrichelt eingezeichnete Linie markiert, die gelben Punkte kennzeichnen die Positionen der in Abb. 6-9 analysierten Testflächen. Die Konfiguration des SAR-Sensors während der Datenakquisitionen wird durch den roten Pfeil symbolisiert (HI Hearst Island, KP Kenyon Peninsula, LM Larsen Ice - Mobil Oil Inlet, LN Larsen Ice Nord, LS Larsen Ice Süd, MN Marguerite Bay Northeast Glacier, PM Marguerite Bay Plateau, PP Palmer Plateau, TP Trinity Peninsula).

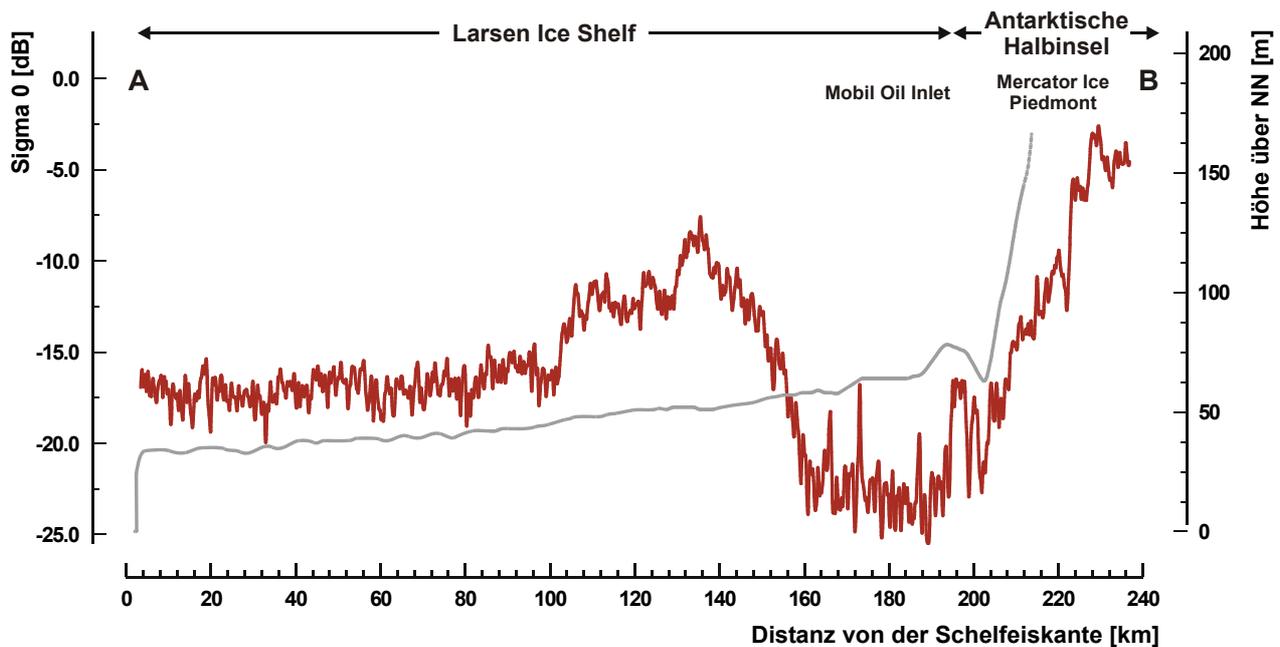


Abb. 6-4: Profil der Radarrückstreuwerte (rot) des Larsen C Ice Shelves von der Schelfeiskante (A) zum Mobil Oil Inlet und dem Mercator Ice Piedmont (B; der Verlauf der Profillinie ist in Abb. 6-3 dargestellt) im RADARSAT ScanSAR-Mosaik vom 5. Januar 1999. Das korrespondierende Höhenprofil (grau) wurde dem Digitalen Geländemodell des RADARSAT *Antarctic Mapping Projects* (Liu et al., 2001) entnommen. Die Radarrückstreuwerte zeigen in den tiefergelegenen, östlichen Bereichen der Schelfeisfläche einheitliche Werte zwischen -16,0 und -18,0 dB, die auf eine nur mäßige Durchfeuchtung der oberflächennahen Schneeschichten schließen lassen. Nördlich der Kenyon Peninsula steigt die Rückstreuung bis auf über -10,0 dB und belegt einen abnehmenden Flüssigwasser-einfluß auf das Radarsignal in diesem Gebiet. Mit dem Anstieg der Geländehöhe auf über 60 m NN fallen die Rückstreuwerte im Bereich des Mobil Oil Inlets auf unter -22,0 dB ab. Es handelt sich dabei um jene Zone, in der aufgrund höherer Temperaturen oberhalb der Inversionsschicht Schmelzprozesse zur Flüssigwasseranreicherung in den Schneedecken führten. Die Rückstreuwerte auf den Gletscherflächen des Mercator Ice Piedmonts steigen mit zunehmender Höhenlage rasch an und leiten zur gefrorenen Perkolations-Radarzone der höheren Lagen der Antarktischen Halbinsel über.

hand der charakteristischen Rückstreuwerte im ScanSAR-Mosaik vom 5. Januar 1999 Schmelzprozesse bis über 70° südlicher Breite hinaus nachgewiesen werden. Die einem meridionalen Gradienten folgend nach Süden hin abnehmende Intensität der Schneeschmelze läßt sich aus der mit zunehmender Breite absinkenden Höhenlage der Naßschneelinie ableiten: Während in den nördlichen Teilräumen die momentane Naßschneegrenze in einer Höhe von 450 m NN (Joinville Island) bis 650 m NN (östliche Trinity Peninsula und James Ross Island) liegt, sinkt sie nach Süden fortschreitend auf rund 200 m NN (Jason Peninsula) und bis auf unter 100 m NN (Kenyon Peninsula und Hearst Island) im Süden des Larsen Ice Shelves ab. Eine darüber hinaus auch zonal differenzierte Schneedeckendynamik bildet sich im Radarbildmosaik durch die strukturierte Oberfläche des Larsen Ice Shelves ab. Niedrigste Rückstreuwerte in der Größenordnung zwischen -22,5 und -20,0 dB kennzeichnen die Schneedecken der rückwärtigen Bereiche der Schelfeistafel, wohingegen die zur Weddellsee hin orientierten Frontbereiche deutliche höhere Rückstreuwerte zwischen -20,0 und -16,0 dB aufweisen. Noch höhere Werte bis über -10,0 dB deuten im südlichen Zentralbereich des Larsen C Ice Shelf nördlich der Kenyon Peninsula auf noch nahezu vollständig gefrorene Schneedecken hin (Abb. 6-4). Dieses Phänomen läßt sich auf die für die Ostseite der Antarktischen Halbinsel lokaltypischen Temperaturinversionen zurückführen (Kapitel 3.2.1.3), infolge derer es in den höher gelegenen Bereichen der rückwärtigen Schelfeistafel oberhalb rund 60 m NN zur verstärkten Schmelzwasserbildung und folglich zu einer höheren Wassersättigung des Schnees kommt. Demgegenüber zeigen die Schneedecken der tiefer gelegenen, frontwärtigen Bereiche des Larsen Ice Shelves auf-

grund der niedrigeren Temperaturen lediglich eine schwächere Beeinflussung durch Flüssigwasser an. Die auf dem nördlichen Larsen B Ice Shelf südlich der Seal Nunataks zu beobachtende Bildung von Schmelzwasserseen deutet aber darauf hin, daß auch in diesem Gebiet bereits zu Beginn des Sommers eine erhöhte Schmelzwasserbildung eingesetzt hat.

Die anhand ihrer hohen Rückstreuwerte identifizierbaren, zum Zeitpunkt der SAR-Aufnahme vollständig flüssigwasserfreien Schneedecken der gefrorenen Perkulations-Radarzone sind aufgrund der vorgerückten sommerlichen Schmelzfront auf die höheren Lagen beschränkt, in denen lediglich in der Folge von außergewöhnlich heftigen Wärmeereignissen verursachten, episodisch auftretende Metamorphoseprozesse zu einer charakteristischen Veränderung des Schneedeckenaufbaus führen. Während des Sommers finden sich gefrorene Perkulations-Radarzonen daher im nördlichen Untersuchungsraum noch in den höheren Regionen der Eiskappen von Joinville Island und James Ross Island sowie auf dem nördlich des Detroit Plateaus gelegenen Höhenzug der Trinity Peninsula. Im Bereich des zentralen Gebirgsrückens ist die Fläche der Perkulations-Radarzone beiderseits der Halbinsel auf einen zumeist schmalen Saum oberhalb der momentanen Lage der Schmelzfront und unterhalb der Trockenschneelinie reduziert. Im südlichen Teilraum nimmt sie auch während der sommerlichen Schmelzperiode im nördlichen Palmer Land, auf Alexander Island sowie in den höheren Lagen von Adelaide Island ausgedehnte Flächen ein. Durch die niedrige Lage der Naßschneegrenze im Bereich des südlichen Larsen Ice Shelves werden die darüber empor ragenden Höhenzüge der Jason Peninsula und der Kenyon Peninsula sowie Hearst Island von einer gefrorenen Perkulations-Radarzone eingenommen. Die in Kapitel 6.1.2 beschriebene, durch die auf die Tieflagen beschränkten sommerlichen Schmelzprozesse nicht beeinflusste Trockenschnee-Radarzone bedeckt unverändert die Plateaubereiche und Gipfellagen von Graham und Palmer Land.

6.1.4 Die Dynamik der Radargletscherzonen auf der nördlichen Antarktischen Halbinsel im Südsommer 1998/99

Die Entwicklung der Radargletscherzonen auf der nördlichen Antarktischen Halbinsel von der Wintersituation (Kapitel 6.1.2) bis zum großräumigen Einsetzen der Ablationsperiode im gesamten Untersuchungsraum (Kapitel 6.1.3) infolge der nach Süden fortschreitenden sommerlichen Wärmephase wurde anhand einer zeitlich hoch aufgelösten Abfolge von RADARSAT ScanSAR-Mosaiken (*wide beam mode, SWB*) verfolgt. Dabei decken die Datensätze vom 14. Oktober 1998 (Orbit 15360, *frames* 611 und 621) und vom 7. November 1998 (Orbit 15703, *frames* 611 und 621) einen eingeschränkten Ausschnitt des Untersuchungsraumes nördlich 69° südlicher Breite und westlich einer von Joinville Island zur Kenyon Peninsula verlaufenden Linie ab. Eine vollständige Abdeckung des gesamten Untersuchungsraumes wird durch die Mosaik vom 18. November 1998 (Orbit 16546, *frames* 613, 1621 und 628), 12. Dezember 1998 (Orbit 16203, *frames* 613, 1621 und 628) und 5. Januar 1999 (Orbit 16546, *frames* 614 und 626) gewährleistet.

Zur übersichtlichen Darstellung und Differenzierung der sich verändernden Rückstreuwerte wurden die erzeugten Mosaik als bi-temporale Falschfarbenkomposite dem Wintermosaik (Abb. 6-2) überlagert. Durch die gewählte Zuordnung des roten Farbkanals für das Wintermosaik erscheinen Flächen, deren Rückstreuwerte sich durch die Entwicklung einer Naßschnee-Radarzone gegenüber der Wintersituation verringert haben, in roten Farbtönen. Demgegenüber manifestiert sich ein Anstieg der Radarrückstreuung durch eine türkisblaue Färbung der betreffenden Areale. Die Farbintensität stellt dabei jeweils ein qualitatives Maß für den Änderungsbetrag der Rückstreukoeffizienten dar. Flächen, deren Rückstreueigenschaften sich im untersuchten Zeitschritt nicht verändert haben, weisen eine weiß-hellgraue (gefrorene Perkulations-Radarzone) bis dunkelgrau-schwarze (Trockenschnee-Radarzone) Farbsignatur auf.

Ausgehend von der in Kapitel 6.1.2 beschriebenen Wintersituation mit einer im gesamten Untersuchungsraum gefrorenen Schneedecke setzt aufgrund der durch erhöhte Temperaturen geprägten Phase vor dem 7. November 1998 (Kapitel 6.1.1) in den nordwestlichen Bereichen der Antarktischen Halbinsel die Ablationsperiode ein (Abb. 6-5). Besonders auf den South Shetland Islands und den der Halbinsel im Westen vorgelagerten Inseln führten Temperaturen nahe des Schmelzpunkts bereits zu diesem frühen Zeitpunkt zu einem nachweisbaren Energieeintrag in die Schneedecken. Die infolge von Schmelzprozessen bereits stark durchfeuchteten Schneedecken erstrecken sich dabei auf King George Island und Livingston Island bis in Höhenlagen von 300 bis 350 m NN und erreichen in den küstennahen Lagen von Anvers Island noch eine maximale Höhenlage von 150 -200 m NN. In den Festlandbereichen der Halbinsel zieht sich ein durch geringfügig vernässten Schnee gekennzeichnete Saum in den Tieflagen entlang der Westküste bis nach 66.0° südlicher Breite. Feuchte Schneedecken finden sich in der Folge der ebenfalls auf der Ostseite recht hohen Temperaturen in der ersten Novemberwoche (Abb. 6-1) auch in den tieferen Lagen der Ostküste der Trinity Peninsula und James Ross Islands. Nach Süden erstrecken sich die durch Schmelzvorgänge beeinflussten Gebiete bis zu den nördlichsten Bereichen des Larsen B Ice Shelves und seiner Zuflußgletscher bei 65.3° Süd.

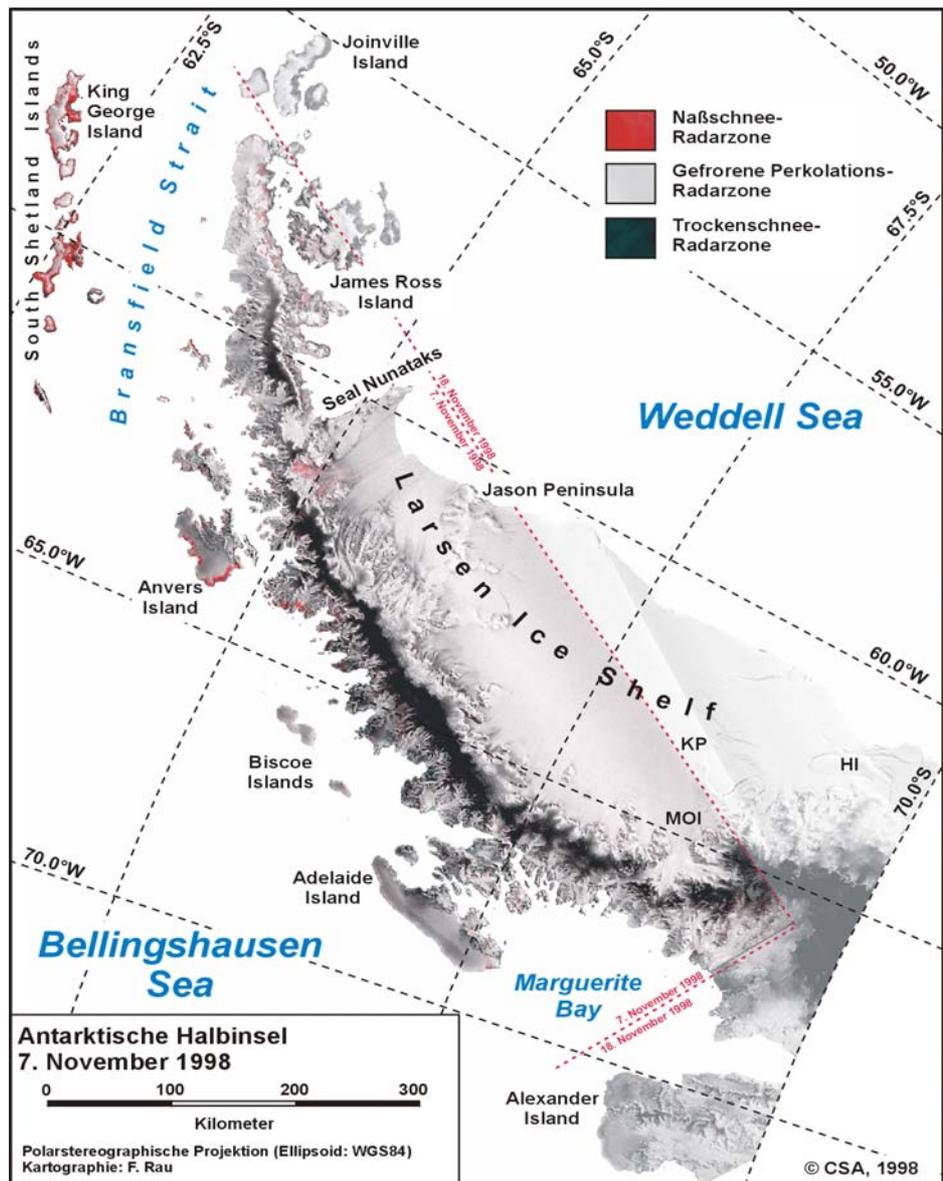


Abb. 6-5: RADARSAT ScanSAR-Mosaik der nördlichen Antarktischen Halbinsel vom 7. November 1998. Aufgrund der im Osten und Süden eingeschränkten Abdeckung des Untersuchungsraumes ist dem Datensatz das Mosaik vom 18. November hinterlegt (siehe auch Abb. 6-2; HI Hearst Island, KP Kenyon Peninsula, MOI Mobil Oil Inlet).

Die anhaltend hohen Temperaturen im gesamten Untersuchungsraum in der ersten Novemberhälfte und der durch zunehmende Tageslängen und steigende Kulminationshöhen der Sonne anwachsende Energieeintrag führten im Zeitraum vor der SAR-Datenakquisition am 18. November 1998 zu einer Intensivierung des Schneesmelzgeschehens in weiten Teilen der nördlichen Antarktischen Halbinsel. Trotz eines leichten Abfalls der Temperatu-

ren unter den Gefrierpunkt im Vorfeld der Datenaufzeichnung wird die am 18. November 1998 ange-troffene Situation großräumig durch sich nach Süden und in höhere Lagen hin-ein erstreckende Naß-schneedecken ge-prägt (Abb. 6-6).

Weit verbreitete Naßschneedecken domi-nieren das Erschei-nungsbild der South Shetland Islands, auf denen sich in einem elftägigen Zeitraum zwischen dem 7. und 18. November das Höhenniveau der Schmelzfront um rund 200 m bis auf 500 m NN nach oben verla-gert hat. Ähnlich hohe Lagen der Naß-schneegrenze können auf beiden Seiten der Trinity Peninsula ver-zeichnet werden. Die Schneedecken der Tieflagen an der ge-samten Westküste sind Schmelzprozes-sen unterworfen, wobei die maximale Höhenlage des durchfeuchteten Schnees nach Süden fortschreitend bis auf unter 200 m NN in der südlichen Marguerite Bay absinkt. Insbesondere in den südlichen Teilräumen zeigt sich des weiteren eine Verstärkung des Schmelz-geschehens auf den nord- bis westexponierten Flächen. Auch auf der Ostseite der Halb-insel zeigen sich nördlich 65.5° südlicher Breite die Folgen der Wärmephase in der weiteren Ausdehnung der Naßschneedecken sowie der zunehmenden Durchfeuchtung der betroffe-nen Flächen. Auf dem Larsen B Ice Shelf setzt auf den zwischen den Seal Nunataks und Cape Disappointment gelegenen Schelfeisflächen die Bildung von Schmelzwasserseen ein, die sich entlang der Fließlinien perlschnurartig aufreihen. In dem südlichen Sektor von Larsen B Ice Shelf sowie im gesamten Bereich von Larsen C Ice Shelf und seines Einzugs-gebietes sind zu diesem Zeitpunkt keine Indizien für die Präsenz von Flüssigwasser in den Schneedecken nachweisbar.

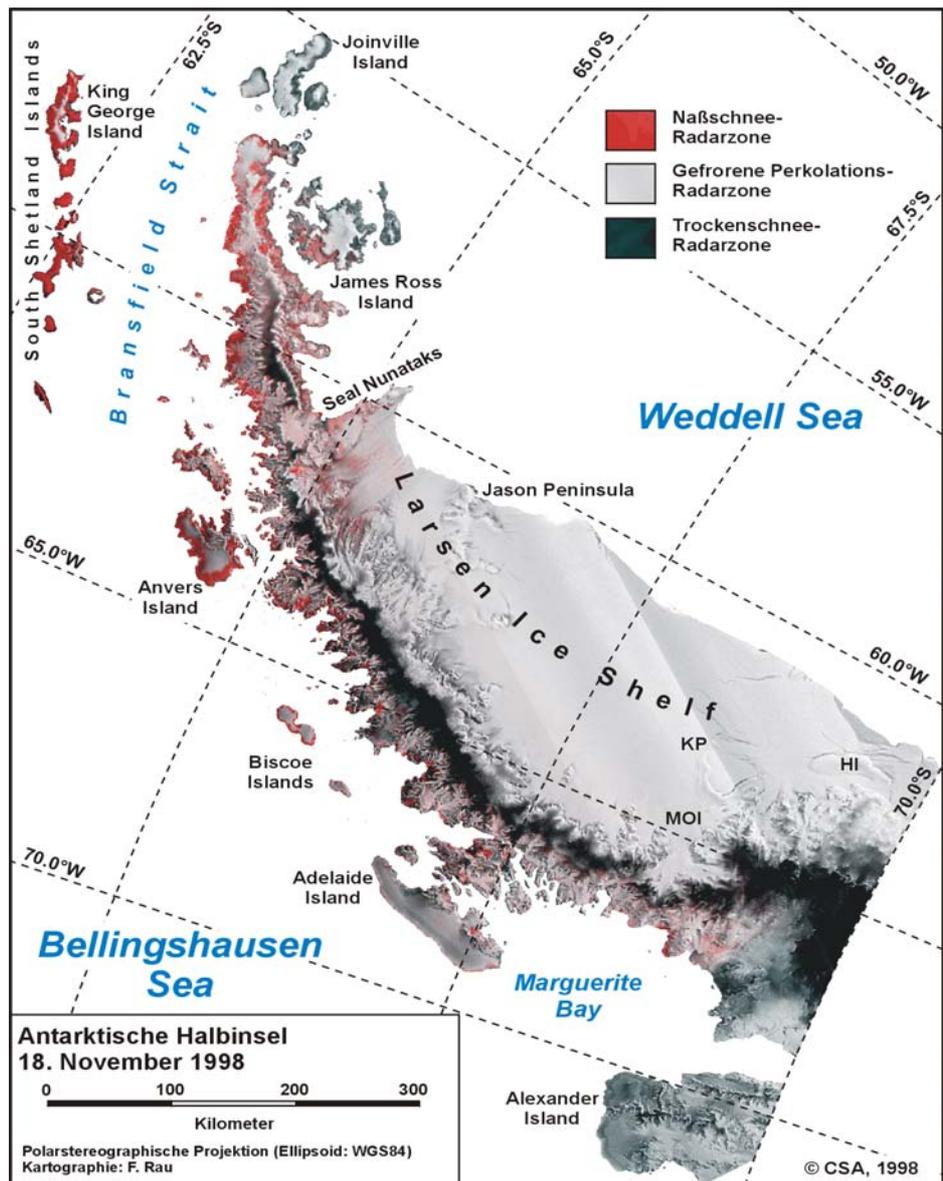


Abb. 6-6: RADARSAT ScanSAR-Mosaik der nördlichen Antarktischen Halbinsel vom 18. November 1998 (HI Hearst Island, KP Kenyon Peninsula, MOI Mobil Oil Inlet).

Die räumliche Ausdehnung der Naßschneeflächen in den Tieflagen der Halbinsel und in weiten Teilen des Larsen C Ice Shelves zeigt das ScanSAR-Mosaik vom 12. Dezember 1998 (Abb. 6-7). Im südwestlichen Teilraum erreicht im Bereich der Marguerite Bay und auf den Piedmontgletschern im Norden Alexander Islands die Naßschneegrenze Höhenlagen um

Die räumliche Ausdehnung der Naßschneeflächen in den Tieflagen der Halbinsel und in weiten Teilen des Larsen C Ice Shelves zeigt das ScanSAR-Mosaik vom 12. Dezember 1998 (Abb. 6-7). Im südwestlichen Teilraum erreicht im Bereich der Marguerite Bay und auf den Piedmontgletschern im Norden Alexander Islands die Naßschneegrenze Höhenlagen um

die 500 m NN. Demgegenüber kann im Nordwesten der Halbinsel und den vorgelagerten Inseln (South Shetland Islands, Anvers Island und Biscoe Islands) eine konstante Position beziehungsweise sogar ein geringfügiges Absinken der Schmelzfront beobachtet werden. Im Nordosten der Halbinsel haben die Schmelzprozesse die Randlagen der zentralen Eiskappe von James Ross Island bis annähernd 650 m NN erfasst und auch auf der Ostabdachung der Trinity Peninsula erstrecken sich Naßschneedecken bis über 600 m NN. Eine differenzierte Verteilung von durchfeuchteten und flüssigwasserfreien Schneedecken ist infolge einer Temperaturinversion auf dem Larsen Ice Shelf erkennbar. Während hierbei insbesondere die frontwärtigen Bereiche zum Aufnahmezeitpunkt durch eine gefrorene Perkolations-Radarzone eingenommen werden, finden sich durch eingelagertes Schmelzwasser geprägte Schneedecken in den höher gelegenen, an den zentralen Gebirgszug der Halbinsel angrenzenden Randlagen der Schelfeistafel. Die Höhenlage der Schmelzfront sinkt von 150 m NN auf Robertson Island (Seal Nunataks) auf unter 50 m NN nahe der Kenyon Peninsula.

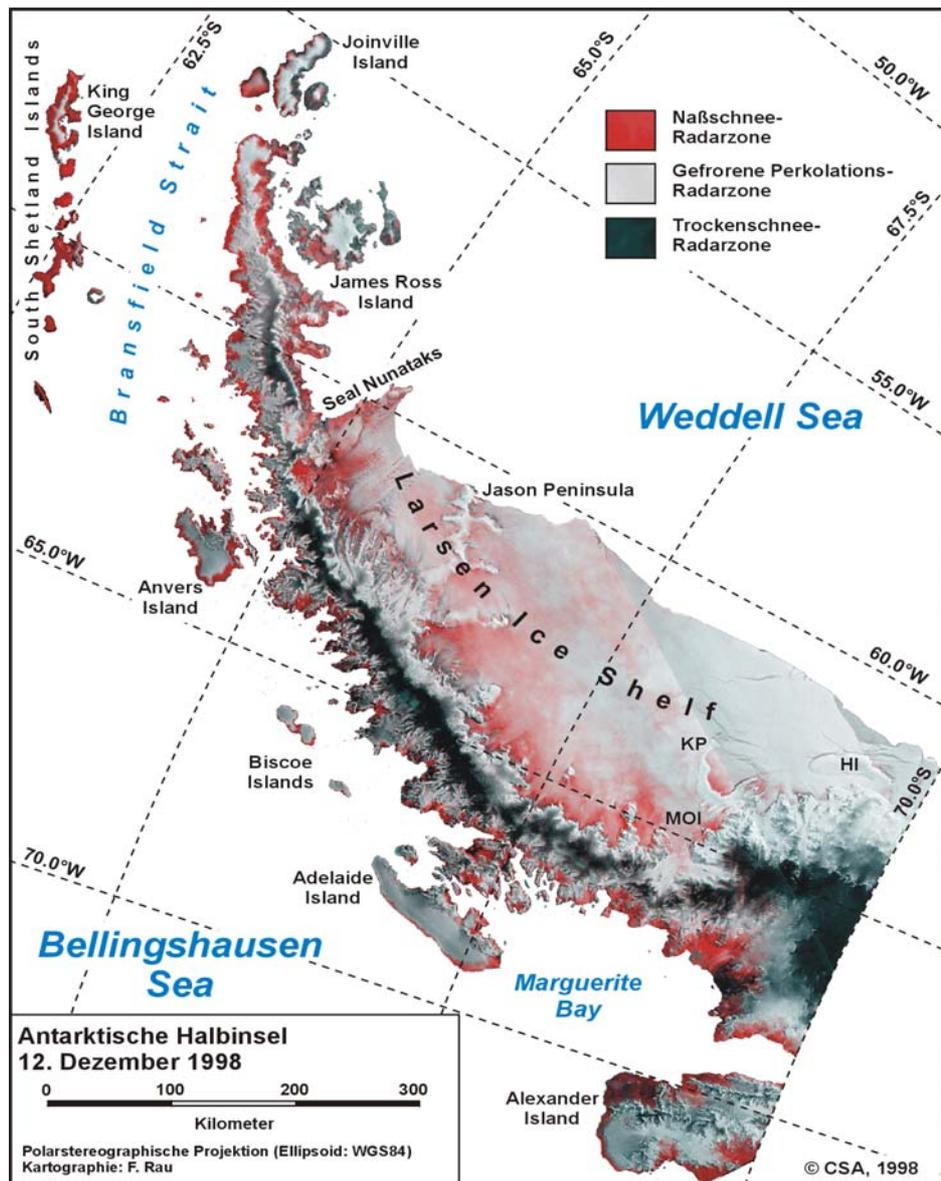


Abb. 6-7: RADARSAT ScanSAR-Mosaik der nördlichen Antarktischen Halbinsel vom 12. Dezember 1998 (HI Hearst Island, KP Kenyon Peninsula, MOI Mobil Oil Inlet).

Der weitere Anstieg der Temperaturen auf beiden Seiten der Halbinsel leitet zu der bereits im Sommermosaik (Kapitel 6.1.3, Abb. 6- 3) beschriebenen Verteilung der Radargletscherzonen auf der Antarktischen Halbinsel über. Durch die Falschfarbendarstellung in Abbildung 6-8 wird die sommerliche Gliederung der Schneedecken in die Trockenschnee-Radarzone der Hochlagen, die in ihrer Ausdehnung stark reduzierten gefrorenen Perkolations-Radarzone und eine die tieferen Lagen dominierende Naßschnee-Radarzone besonders hervorgehoben.

Die Betrachtung der zeitlichen Entwicklung der an ausgewählten Standorten gemessenen Radarrückstreuwerte erlaubt über die flächenhafte Betrachtung hinaus weitere Rückschlüsse auf die räumliche und zeitliche Dynamik der Radargletscherzonen auf der Ant-

arktischen Halbinsel (Abb. 6-9). Entlang zweier, auf beiden Seiten der Halbinsel von Nord nach Süd verlaufenden Profillinien und auf dem zentralen Plateau wurden dazu auf homogenen Gletscherflächen die Radarrückstreuwerte aus den RADARSAT ScanSAR-Szenen ermittelt (Abb. 6-3). Zur Reduzierung des bildinhärenten speckle-Effektes wurden diese als Mittelwerte einer 50 x 50 Pixel umfassenden Umgebung berechnet.

Die Rückstreusignaturen zu Beginn der Meßperiode am 14. Oktober 1998 zeigen auf nahezu allen Untersuchungsflächen einheitlich hohe Werte über -4.5 dB. Diese entsprechen einer völlig flüssigwasserfreien, durch einen stratifizierten Schneedeckenaufbau ge-

kennzeichneten gefrorenen Perkulations-Radarzone, die während des Winters die Schneedecken der Halbinsel charakterisiert. Die im Vergleich dazu, in den Tieflagen auf James Ross Island (JRI 50), King George Island (KGI 150) und Anvers Island gemessenen niedrigeren Rückstreuwerte zwischen -6.4 und -6.1 dB können als Indiz für eine Aufeis-Radarzone gewertet werden, deren Existenz anhand des Datenmaterials allerdings nicht sicher zu belegen ist. Niedrigere Rückstreuwerte sind zu diesem Zeitpunkt lediglich in der Trockenschnee-Radarzone der Plateaulagen (-19 bis -16.0 dB) und der Eis-Radarzone in den küstennahen Randbereichen von Adelaide Island (-9.1 dB) zu verzeichnen. Erste Anzeichen der Schneeschmelze zeigen sich am 7. November 1998 zunächst nur in den unteren Lagen King George Islands. Dabei zeugt ein auf 150 m NN gemessener Rückstreuwert von -15.8 dB (KGI 150) bereits von einer intensiven Durchfeuchtung der Schneedecke. In den Hochlagen des Nordens und auf den Untersuchungsflächen in den südlichen Teilräumen dominieren unverändert die hohen σ^0 -Werte einer gefrorenen Perkulations-Radarzone. Der auf Adelaide Island zu beobachtende Anstieg des Rückstreuwertes ist auf eine Metamorphisierung der dem Eis auflagernden, erneut gefrorenen Schneedecke zurückzuführen.

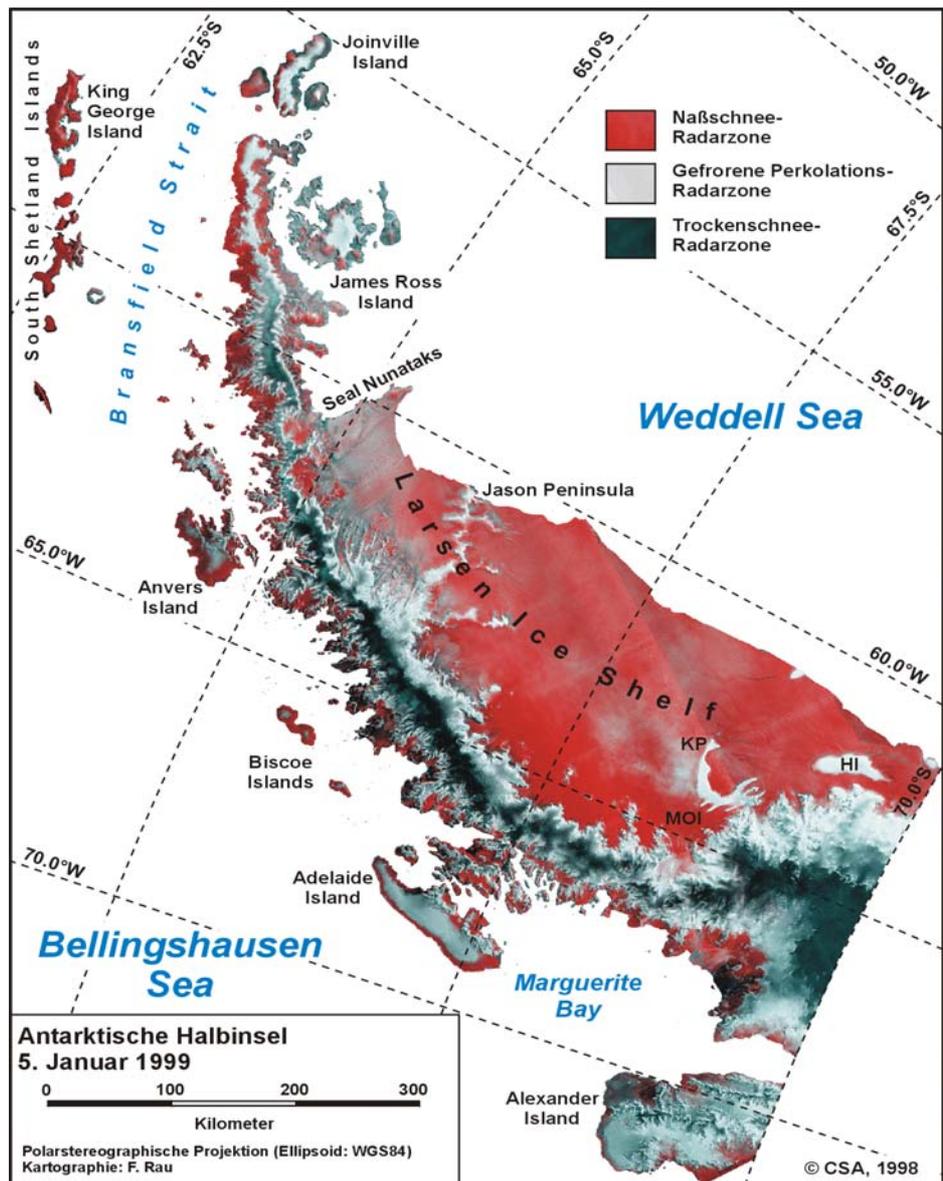


Abb. 6-8: RADARSAT ScanSAR-Mosaik der nördlichen Antarktischen Halbinsel vom 5. Januar 1999 (siehe auch Abb. 6-3; HI Hearst Island, KP Kenyon Peninsula, MOI Mobil Oil Inlet).

Neben einer weiteren Ausdehnung der Naßschneedecken im Westen (Anvers Island) zeigen sich am 18. November 1998 mit einem Rückgang der Rückstreuoeffizienten auf unter -10.0 dB auf der Trinity Peninsula (150 m NN) und auf James Ross Island (JRI 50) erstmalig Anzeichen einer einsetzenden Durchfeuchtung in den Tieflagen der Ostseite. Diese greift hier bis zum 12. Dezember 1998 auch auf die Höhenlagen bis über 500 m NN über. Ein Abfall von -5.3 auf unter -16.4 dB zwischen dem 18. November und dem 12. Dezember 1998 auf den Schelfeisflächen des Mobil Oil Inlets (Larsen Ice MOI 70) markiert den Beginn der Schmelzperiode in den rückwärtigen Teiräumen des Larsen Ice Shelves, wohingegen die Zentralbereiche der Schelfeistafel trotz leicht abnehmender Rückstreuwerte weiterhin durch trockene (Larsen Ice Süd 50) oder allenfalls gering durchfeuchtete Schneedecken (Larsen Ice Nord 35) geprägt werden. Das Absinken der Rückstreuoeffizienten auf unter -12.5 dB sowohl auf Adelaide Island als auch auf dem Northeast Glacier belegt das Einsetzen intensiver Tauprozesse auch im südwestlichen Sektor des Untersuchungsraumes. Der auf Anvers Island zu beobachtende Anstieg der Radarrückstreuung von -20.5 auf -14.9 dB ist auf die gegenüber der Situation am 18. November nach unten gerichtete Verlagerung der Naßschneelinie zurückzuführen. Diese quert zum Zeitpunkt der Datenakquisition am 12. Dezember in einer Höhenlage von rund 350 m NN die Untersuchungsfläche und gliedert deren höhergelegenen Bereiche in eine gefrorene Perkolations-Radarzone (-7.2 dB) und eine die tieferen Areale bedeckende Naßschnee-Radarzone mit -17.7 dB. Mit Beginn des Januar 1999 zeigen die im Werteintervall zwischen -22.5 und -15.0 dB liegenden Rückstreuoeffizienten auf nahezu allen Testflächen außerhalb der Plateauberei-

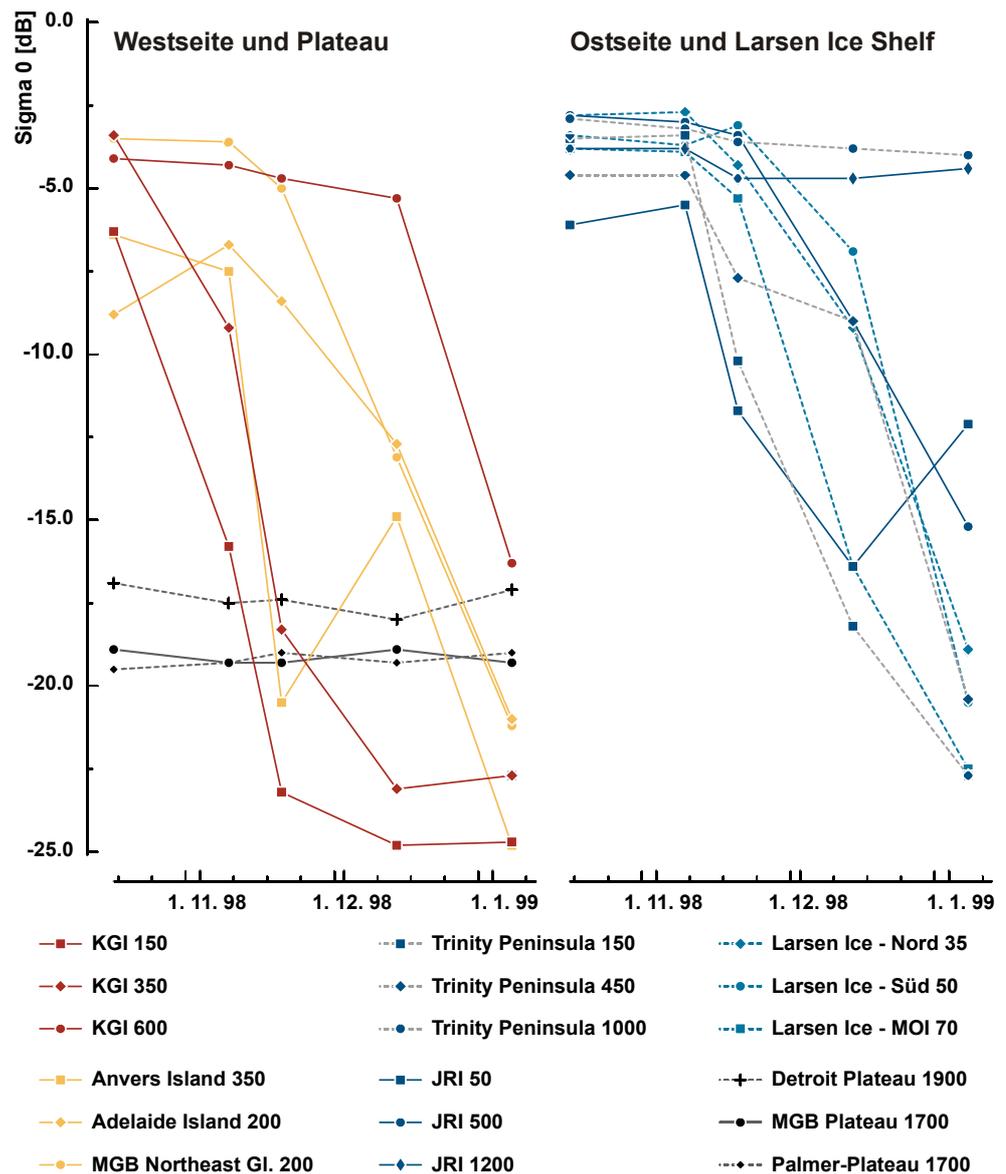


Abb. 6-9: Die zeitliche Entwicklung der Radarrückstreuwerte ausgewählter Testgebiete auf der Antarktischen Halbinsel im Spätwinter und Frühsommer 1998/99 (RADARSAT ScanSAR). Die geographischen Positionen der Testflächen sind in Abbildung 6-3 dargestellt, die entsprechenden Höhenlagen sind dem Namenskürzel nachgestellt ([m NN]; KGI King George Island, MGB Marguerite Bay, JRI James Ross Island, MOI Mobil Oil Inlet).

...

che eine durch das in den Schneedecken gebildete Flüssigwasser bestimmte Rückstreuung charakteristik. Die dabei auf King George Island (KGI 150) und Anvers Island gemessenen, noch niedrigeren Werte von unter -24.0 dB resultieren aus der sensorabgewandten Neigung der Testflächen, in deren Folge der nicht absorbierte Anteil des einfallenden Radarstrahls nahezu vollständig durch Reflexion an der nassen Oberfläche in die der Empfangsantenne entgegengesetzten Richtung gespiegelt wird. Durch einen Anstieg der Radarrückstreuung von -16.4 auf -12.1 dB zeichnet sich darüber hinaus die Bildung einer Eis-Radarzone infolge Ausaperung in den Frontbereichen der Auslaßgletscher James Ross Islands (JRI 50) ab. Neben den in Höhen über 1000 m NN gelegenen Untersuchungsgebieten auf James Ross Island und der Trinity Peninsula, in denen lediglich gering variierende Werte über -5.0 dB eine bis in den Sommer hinein persistente gefrorene Perkolations-Radarzone belegen, sind die Rückstreusignaturen der Plateaubereiche über den gesamten Meßzeitraum hinweg übereinstimmend durch eine hohe radiometrische Konstanz gekennzeichnet. Die dabei in den Meßdaten zu verzeichnenden, geringfügigen Abweichungen liegen mit einer maximalen Standardabweichung von ± 0.436 dB (Detroit Plateau 1900) deutlich im Bereich der relativen Kalibrierungsgenauigkeit von RADARSAT ScanSAR SWB Daten (MARTYN et al., 1999). Die mit rund -19.1 dB nahezu identischen mittleren Rückstreukoeffizienten der Untersuchungsflächen der Plateaubereiche der zentralen Marguerite Bay (68.1° Süd, MGB Plateau 1700) und des nördlichen Palmer Land (69.2° Süd, Palmer Plateau 1700) lassen auf weitgehend übereinstimmende Schneedeckeneigenschaften schließen. Demgegenüber weist ein höherer σ^0 -Wert von -17.4 dB auf dem im Norden der Halbinsel gelegenen Detroit Plateau (64.3° Süd) auf eine, den schneedeckendynamischen Bedingungen der nördlichen Breitenlage entsprechende gröbere Körnung der Schneekristalle hin.

6.1.5 Die räumliche Ausdehnung der Trockenschnee-Radarzone auf der nördlichen Antarktischen Halbinsel

Die Analyse der SAR-Signaturen der Trockenschnee-Radarzone sowohl als auch die Modellierung typischer Radarrückstreuwerte charakteristischer feinkörniger, gering stratifizierter Schneedecken mittels eines Mehrschichten-Radarrückstreumodells (FRIEDRICH, 1995) zeigen übereinstimmend, daß auf der Antarktischen Halbinsel die Rückstreuwerte der Trockenschnee-Radarzone in Abhängigkeit von der Schneedichte und der Korngröße im Wertebereich zwischen -20.0 und -14.0 dB variieren. Aufgrund der unter diesen Bedingungen dominierenden Volumenstreuung und der infolge der geringen dielektrischen Differenz zwischen Luft und trockenem Schnee vernachlässigbaren Oberflächenstreuung ist dabei der wirksame Rückstreumechanismus und auch die Größenordnung der resultierenden Rückstreukoeffizienten unabhängig von der verwendeten Polarisierung des Aufnahmesystems und dem lokalen Einfallswinkel. Zur Erfassung der flächenhaften Ausdehnung der Trockenschnee-Radargletscherzone auf der Antarktischen Halbinsel wurde auf Grundlage dieser Untersuchungen ein Grenzwertansatz entwickelt, der zusätzlich zum oberen Grenzkriterium von -14.0 dB eine Minimalhöhe für die Existenz einer Trockenschneezone berücksichtigt. Die Bestimmung der unteren Höhengrenze erfolgte anhand der mittleren Lage der -11°C Jahresisotherme, die Firnkernanalysen zufolge auf der Antarktischen Halbinsel die Trockenschneezone gegenüber den zeitweilig durch Schmelzprozesse beeinflussten Gebieten trennt (PEEL, 1992a). Die mittlere Höhenlage der -11°C Jahresisotherme wurde dabei basierend auf den langjährigen Temperaturmittelwerten der Meßstationen im Umfeld der Halbinsel unter Verwendung eines mittleren vertikalen Temperaturgradienten von -0.65 K $(100\text{ m})^{-1}$ (Kapitel 3.2.1.4) abgeschätzt. Einem konservativen Ansatz folgend wurde für die Teilbereiche nördlich 67.5° südlicher Breite das einschränkende Höhenlimit auf ein Niveau von 800 m NN festgelegt, südlich davon auf 600 m NN. Zur Erzeugung der Höhenmasken wurde das Digitale Geländemodell des RADARSAT *Antarctic Mapping Projects* (LIU et al., 2001) verwendet.

Eine Überprüfung der Integrität des Verfahrens sowie der Klassifikationsgüte erfolgte anhand einer auf ERS-1/2 und RADARSAT SAR-Daten basierenden Sensitivitätsanalyse. Die vergleichende Auswertung zeitnah akquirierter SAR-Aufnahmen beider Systeme gegeneinander und untereinander lieferte dabei konsistente Ergebnisse sowohl in der flächenhaften Verteilung als auch in der absoluten Flächengröße der klassifizierten Trockenschneeareale. Die Sensitivität des Ansatzes hinsichtlich der Größe des verwendeten Grenzwertes wurde anhand der schrittweisen Variation dieses oberen Schwellenwertes evaluiert. Hierbei zeigten sich bei einer stufenweisen Reduzierung des Grenzwertes von -14.0 dB bis auf -16.0 dB lediglich eine geringe Veränderung des Klassifikationsergebnisses, wohingegen sich bei seiner Erhöhung deutliche Modifikationen der als Trockenschnee-Radarzone identifizierten Flächen ergaben. Aufbauend auf diesen Untersuchungen wird die radiometrische Genauigkeit des Ansatzes zu ± 1 dB abgeschätzt. Sie liegt in der Größenordnung der Kalibrierungsgenauigkeiten von ERS-1/2 (absolut: ± 0.5 dB; LAUR et al, 2002) und RADARSAT ScanSAR SWB Daten (absolut: ± 2.0 dB, relativ: ± 0.5 dB; MARTYN et al., 1999).

Die Bestimmung der im Jahr 1998/99 von einer Trockenschnee-Radarzone bedeckten Fläche erfolgte anhand der RADARSAT ScanSAR-Mosaik vom 18. November 1998, 12. Dezember 1998 und vom 5. Januar 1999. Die Ergebnisse des Klassifikationsansatzes zeigen bei allen drei untersuchten Datensätzen insbesondere in den Plateaubereichen im Süden der Halbinsel übereinstimmende Positionen der Trockenschneelinie. Die besten Übereinstimmungen finden sich dabei auf den schwach geneigten Hochflächen der Ostabdachung, wo die mittlere Abweichung in der Größenordnung von ± 2 Pixeln entsprechend ± 100 m liegt. Am zumeist durch ein steiles Relief geprägten Westabfall der Halbinsel zeigen die beobachteten Abweichungen eine geringfügig höhere Varianz. Widersprüchliche Klassifikationsergebnisse in den Hochlagen der Halbinsel sind auf reliefinduzierte Variationen der Radarrückstreuwerte der Eingangsdatensätze zurückzuführen, deren Differenzen sich im Wertebereich von ± 0.5 dB und damit in der Größenordnung der relativen Kalibrierungsgenauigkeit von RADARSAT ScanSAR SWB Daten (MARTYN et al., 1999) bewegen. Deutliche Abweichungen zeigen sich hingegen bei der Analyse des Sommermosaiks vom 5. Januar 1999. Eine nicht zu vernachlässigende Anzahl offensichtlich fehlklassifizierter Flächen in den Tieflagen der Halbinsel belegt, daß die verwendeten Höhenschranken zur Analyse von während der sommerlichen Schmelzperiode aufgezeichneten Daten zu tief angesetzt sind, um nasse Schneedecken der Hochlagen nachhaltig aus der Klassifikation auszuschließen. Eine Anhebung der begrenzenden Minimalhöhen führte zu deutlich verbesserten Klassifikationsergebnissen. Zur Vermeidung der Einbeziehung von durch Naßschnee fehlinterpretierter Areale in die Flächenberechnung der Trockenschnee-Radarzone wurde das SAR-Mosik vom 5. Januar 1999 von der weiteren Analyse ausgeschlossen. Die weiteren Prozessierungsschritte umfaßten die Bereinigung von vereinzelt Ausliegern durch eine Medianfilterung sowie die Eliminierung von Inliegerflächen. Die Überlagerung der bereinigten Ergebnisdatensätze vom 18. November und 12. Dezember 1998 resultiert in einer Gesamtfläche der Trockenschnee-Radarzone von 23300 ± 2000 km². Dies entspricht einem Flächenanteil von $19.7 \pm 1.7\%$ der Landfläche der Antarktischen Halbinsel und der umliegenden Inseln nördlich von 70° südlicher Breite (Abb. 6-10).

Die unter Einbeziehung der umliegenden Inseln verbleibenden Landflächen mit einer Gesamtgröße von rund 95000 km² setzen sich unter winterlichen Bedingungen aus den insbesondere im Norden und Westen der Halbinsel verbreiteten eisfreien Periglazialgebieten und den durch eine gefrorene Perkulations-Radarzone charakterisierten, vergletscherten Arealen zusammen. Nach Abzug des anhand der verfügbaren SAR-Mosaik auf einen Anteil von rund 5 bis 10% der Gesamtfläche abgeschätzten Anteils eisfreier Gebiete bemißt sich die Fläche der jährlich oder aber auch nur episodisch durch Schmelzprozesse beeinflussten Gebiete, die unter winterlichen Bedingungen einer gefrorenen Perkulations-Ra-

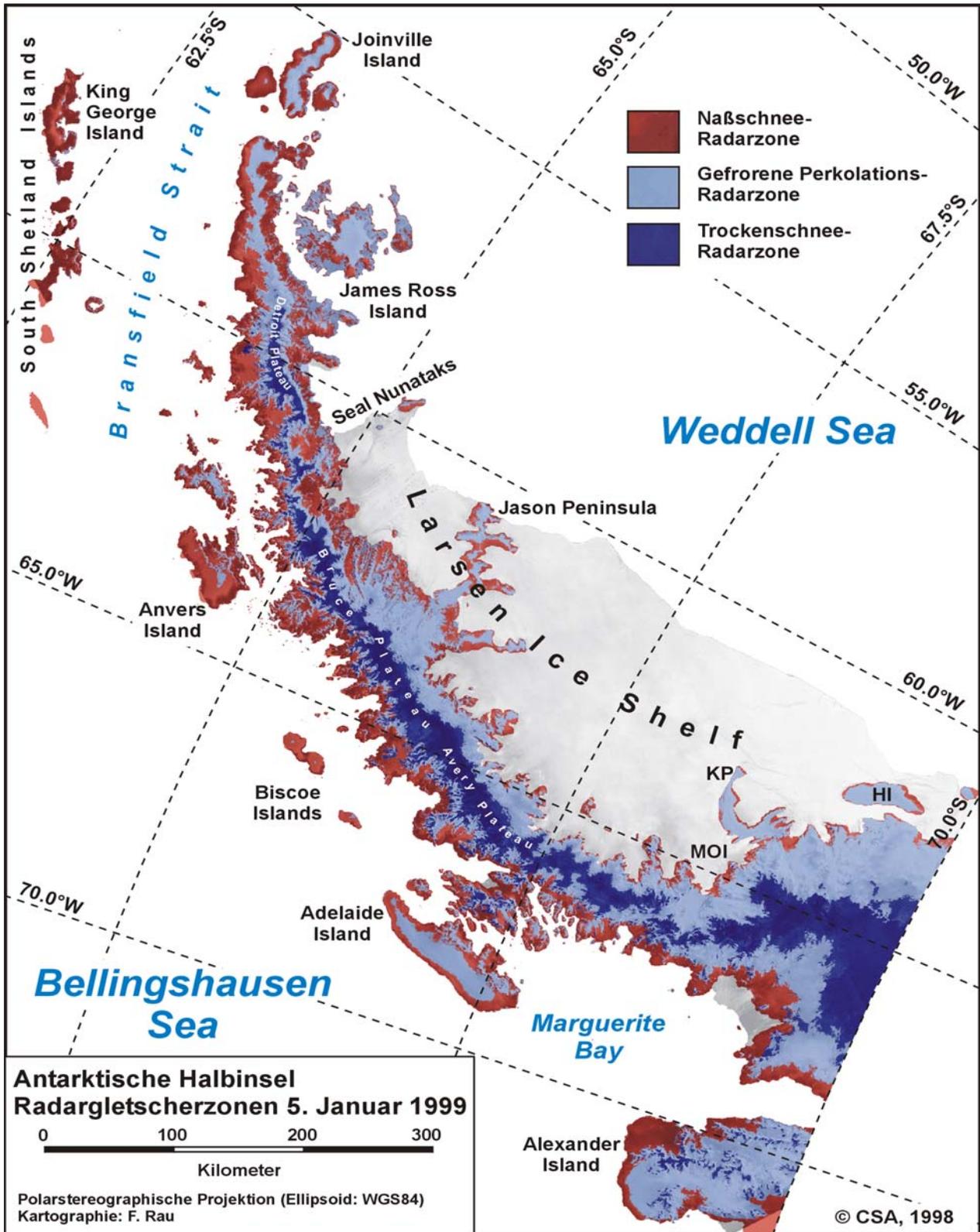


Abb. 6-10: Die Verbreitung der Radargletscherzonen auf den Festlandflächen der Antarktischen Halbinsel am 5. Januar 1999 (Bildhintergrund: RADARSAT ScanSAR Mosaik vom 18. November 1998; HI: Hearst Island, KP: Kenyon Peninsula, MOI: Mobil Oil Inlet).

darzone entsprechen, auf annähernd 85000 km². Dies kommt einem Flächenanteil von 72% der Landoberfläche des Untersuchungsraumes gleich (Tab. 6-1).

6.1.6 Durch Schmelzprozesse und Ausaperung betroffene Flächen auf der Antarktischen Halbinsel und ihr potentieller Beitrag zum globalen Meeresspiegelanstieg

Den neuesten Vorhersagen zufolge ist in den kommenden 100 Jahren mit einem Anstieg des Meeresspiegels zwischen 9 und 88 cm zu rechnen (IPCC, 2001). Die größten Beiträge zu diesem sind von der thermischen Expansion des Meerwassers und dem Abschmelzen der außerhalb der polaren Regionen gelegenen Gletscher zu erwarten. Dabei werden die eine Fläche von 90000 km² bedeckenden, subpolaren Gletscher Alaskas für den bislang größten glazial verursachten Zutrag verantwortlich gemacht (ARENDE et al., 2002). Ihr Anteil am durch das Rückschmelzen der Gebirgsgletscher verursachten Meeresspiegelanstieg wird auf rund 30% geschätzt. Deutliche Beiträge in der Größenordnung von gegenwärtig 9% des glazial bedingten Anteils werden auch von den Patagonischen Eisfeldern verzeichnet. Während in der Periode 1968/75 bis 2000 die Abschmelzrate einem Äquivalent von 0.042 ± 0.02 mm Meeresspiegelanstieg pro Jahr entsprach, stieg diese allein in den Jahren 1995 bis 2000 auf 0.105 ± 0.011 mm a⁻¹ an. Unter Berücksichtigung ihrer Flächenausdehnung von insgesamt rund 17200 km² zeigen die Patagonischen Eisfelder damit im Vergleich zu den Gletschern Alaskas eine noch um den Faktor 1.5 höhere Beitragsrate zur Anhebung des globalen Meeresspiegels (RIGNOT et al., 2003).

Über den zu erwartenden Anteil der Antarktischen Eismassen am Meeresspiegelanstieg herrscht nach wie vor große Unsicherheit und wird in der Fachwelt kontrovers diskutiert. Neben den Betrachtungen zur Stabilität des Westantarktischen Eisschildes (Kapitel 2.3) und dem Wandel der kontinentalen Akkumulationsraten infolge eines Temperaturanstiegs (Kapitel 3.3.2) sind im Rahmen dieser Diskussion um den durch einen Klimawandel induzierten Meeresspiegelanstieg jene Teilgebiete der Antarktis von besonderem Forschungsinteresse, in denen die sommerliche Schneeschmelze ein nennenswertes Teilglied der jährlichen Massenbilanz darstellt. Es handelt sich dabei um jene festländischen Glazialräume am Rande des Antarktischen Kontinents, die zusätzlich zu den weit verbreitet zu beobachtenden Gletscherrückzügen (Kapitel 3.3.3) durch negative Massenbilanzen und sommerlichen Schmelzwasserabfluß zu einer fortschreitenden Anhebung des Meeresniveaus beitragen können. Trotz ihrer im Vergleich zum kontinentalen Eisschild geringen räumlichen Ausdehnung, nimmt die Antarktische Halbinsel aufgrund ihrer geographischen Lage und den daraus resultierenden klimatischen Besonderheiten sowie der Konfiguration ihrer glazialen Systeme eine Sonderstellung ein. Im Gegensatz zu den Eismassen der Zentralantarktis handelt es sich überwiegend um Gebirgs- und Auslaßgletscher, die von der Plateauvereisung des zentralen Höhenzuges gespeist werden und die in ihrer überwiegenden Anzahl in gegründeten oder aufschwimmenden Gletscherfronten auf Meeresniveau enden oder aber den Schelfeisen zufließen. Neben der Ablation durch Kalbung stellt insbesondere im Norden der Halbinsel die Schnee- und Eisschmelze in den tieferen Lagen die wesentliche Verlustgröße dar. Für die gesamte Halbinsel ermittelten DREWRY & MORRIS (1992) gestützt auf einer konservativ angesetzten Schmelzrate von 0.25 m Eis a⁻¹ K⁻¹ und einem jährlichen Temperaturanstieg um 0.05 K a⁻¹ in einem vierzigjährigen Zeitraum (1952 - 91) einen Beitrag zum Meeresspiegelanstieg von rund 1 mm. Dies entspricht einer vergleichsweise geringen jährlichen Anstiegsrate von 0.012 mm a⁻¹ K⁻¹.

Unter Berücksichtigung des erweiterten wissenschaftlichen Kenntnisstandes ist jedoch inzwischen davon auszugehen, daß die Eismassen der Antarktischen Halbinsel im Rahmen der gegenwärtig ablaufenden Prozesse in der Folge des regionalen Klimawandels das Potential aufweisen, einen deutlich höheren Beitrag zu einer Erhöhung des Meeresspiegels zu liefern als dies noch vor einigen Jahren vermutet wurde. Neuere Studien der auf Alexander Island zu messenden Schmelzraten deuten jedoch darauf hin, daß die bislang berücksichtigten Werte mindestens um den Faktor zwei nach oben korrigiert werden

müssen (MORRIS, 1999). Inwieweit die infolge des rezenten Temperaturanstiegs ansteigenden Ablationsraten durch die ebenfalls anwachsenden Akkumulationsraten kompensiert werden, ist Gegenstand aktueller Forschungsbemühungen (VAUGHAN, persönliche Mitteilung, 2003). Jedoch sind nicht nur die Abschmelz- und Akkumulationsraten, sondern auch die Größenordnung der Flächenanteile, auf denen es während der Ablationsperiode zu Schmelzwasserabfluß kommt, mit großen Unsicherheiten behaftet. DREWRY & MORRIS (1992) schätzen die Bereiche, in denen Schneeschmelze einen signifikanten Beitrag zum Massenhaushalt leistet, anhand einer Jahresmitteltemperatur von über -11°C ab und ermitteln auf der gesamten Antarktischen Halbinsel eine Fläche von rund 20000 km².

Tab. 6-1: Die Flächenanteile der Radargletscherzonen und die Abschätzung der von sommerlicher Schneeschmelze und Ausaperung betroffenen Flächen auf der Antarktischen Halbinsel nördlich 70° Süd.

Radargletscherzone	Fläche	
Trockenschnee-Radarzone	23300 km ²	19.7 %
Gefrorene Perkolations-Radarzone (5. Januar 1999)	56700 km ²	48.0 %
Naßschnee-Radarzone (5. Januar 1999)	30000 km ²	25.4 %
Gletscherflächen mit saisonaler oder episodischer Beeinflussung durch Schneeschmelze	85000 km ²	72.0 %
Gletscherflächen, die potentiell von sommerlicher Ausaperung betroffen sind	10600 km ²	9.0 %
Festland und umliegende Inseln ohne Schelfeisflächen (Stand: Januar 1999)	118000 km ²	100.0 %
Festland und umliegende Inseln mit Schelfeisflächen (Stand: Januar 1999)	189000 km ²	

Eine komplementäre Möglichkeit zur Eingrenzung dieser Gebiete bietet die Auswertung sommerlicher SAR-Szenen. Dabei ist jedoch eine direkte Erfassung derjenigen Schneeflächen, deren Retentionsvermögen aufgrund ihrer Übersättigung überschritten wird und die dadurch zu einem Oberflächenabfluß beitragen, nicht möglich. Aufgrund der geringen Eindringtiefe des Radarsignals und der dominierenden Oberflächenstreuung selbst bei geringster oberflächlicher Durchfeuchtung des Schnees können keine Informationen aus den tieferen Schichten der Schneedecken extrahiert werden. Folglich ist eine weiterreichende Differenzierung der Naßschnee-Radarzone nicht möglich. Eine Abschätzung der unter, im langjährigen Mittel typischen, sommerlichen Bedingungen durch Schneeschmelzprozesse beeinflussten Gebiete wird aber durch die momentane Verbreitung der Naßschnee-Radarzone im SAR-Mosaik vom 5. Januar 1999

ermöglicht (Abb. 6-10). Die dabei nach der Korrektur von eisfreien Flächen ermittelte Ausdehnung nasser Schneedecken, die allein auf dem Festland der Antarktischen Halbinsel nördlich des 70. Breitengrades rund 30000 km² überdeckt, liefert eine obere Bemessungsgrenze für die Abschätzung der Flächen, in denen die Schneeschmelze abflußwirksam werden kann. Demgegenüber ermöglicht die Betrachtung des Höhenintervalls, über das sich im SAR-Wintermosaik eine durch aperes Gletschereis am Ende des vorangegangenen Massenhaushaltsjahres gekennzeichnete Eis-Radarzone erstreckt, die Veranschlagung einer unteren Grenze der Verbreitung abflußerzeugender Schnee- und Gletscherflächen. Zur Ableitung der im Westen und Nordosten der Halbinsel durch spätsommerliche Ausaperung geprägten Flächen wird die mittlere Höhe der Firnlinie, die im Winter 1998 auf Adelaide Island und Alexander Island bei rund 200 m NN gemessen wurde, herangezogen. Die um die eisfreien Teilräume reduzierte Gebietsgröße sommerlich ausapernder Gletscherflächen beläuft sich auf rund 10600 km², die einem Flächenanteil von rund 9% der Festlandsfläche des Untersuchungsraumes entspricht (Tab. 6-1).

Im Hinblick auf eine Evaluierung der potentiell zu einem Meeresspiegelanstieg beitragenden Regionen der Antarktischen Halbinsel zeigen diese Resultate, daß die von DREWRY & MORRIS (1992) gegebene Abschätzung von 20000 km² durch Schneeschmelzprozesse beeinflusster Flächen auf der gesamten Halbinsel nach oben zu korrigieren ist, da während des Sommers auch die südlich des 70. Breitengrades auf der westlichen Seite der Halbinsel und auf Alexander Island gelegenen Gletscher jährlich massiven Tauprozessen unterworfen sind (Morris, 1999). Die aus Energiebilanzbetrachtungen und Ablationsmodellierungen (z. B. SCHNEIDER, 1999; MORRIS, 1999; BRAUN & SCHNEIDER, 1999; BRAUN, 2001; BRAUN & HOCK, im Druck) nachweisbare hohe Sensitivität der Eismassen der Antarktischen Halbinsel gegenüber einem Anstieg der Temperaturen und die bereits zu beobachtenden Veränderung der glazialen Systeme weisen neben den dargestellten Betrachtungen darauf hin, daß eine Neubewertung des potentiellen Beitrages der Antarktischen Halbinsel zum globalen Meeresspiegelanstieg erforderlich ist.

6.2 Die Trockenschneelinie als Indikator für klimatische Variationen in den Hochlagen der Antarktischen Halbinsel

Alle Beobachtungen aus der Umgebung der Antarktischen Halbinsel und aus ihren tieferen Lagen belegen, daß das Klima dieses Raumes einem rezenten und außerordentlich raschen Wandel unterworfen ist. Neben den aus den meteorologischen Meßdaten der vergangenen Jahrzehnte ermittelten Temperaturtrends (Kapitel 3.3.1.2) und den zu beobachtenden Modifikationen der Niederschlagsregime (Kapitel 3.3.2) zeugen insbesondere auch die teilweise dramatischen Entwicklungen der glazialen Systeme von den regionalen Umweltveränderungen auf der Antarktischen Halbinsel. Ebenso wie die in den küstennah gelegenen Forschungsstationen erfaßten meteorologischen Meßdaten spiegeln die Zerfälle der Schelfeise (Kapitel 2.2) und die weit verbreitet zu beobachtenden Gletscherrückzüge (Kapitel 3.3.3) das Prozeßgeschehen in den tieferen Lagen der Halbinsel wider. Durch die Untersuchungen von ROTT et al. (2002) und DE ANGELIS & SKVARCA (2003) konnte jedoch nachgewiesen werden, daß nach dem Zerfall der als Widerlagers dienenden Schelfeistafel dynamische Instabilitäten im Fließverhalten auch die höher gelegenen Bereiche der ehemaligen Zuflußgletscher erfassen.

Über das Klima der höheren Lagen der Halbinsel und dessen Entwicklung unter den Bedingungen des momentan zu verzeichnenden Klimawandels ist jedoch nur sehr wenig bekannt. Die Erfassung meteorologischer Daten ist aufgrund der harschen Bedingungen und der Unzugänglichkeit der Hochlagen mit enormem logistischen Aufwand verknüpft und blieb daher in den zurückliegenden Jahrzehnten auf einzelne Kampagnen beschränkt. Die in mehrjährigen Abständen wiederholten Messungen von 10 m Firntemperaturen liefert zwar einen ersten Anhaltspunkt zur Erfassung von Veränderungen der mittleren Jahrestemperaturen in den Hochlagen, sind aber ebenfalls an aufwendige Expeditionen gebunden. Insgesamt ist daher der momentane Kenntnisstand über die in den Hochlagen der Halbinsel vorherrschenden klimatischen und meteorologischen Bedingungen sowohl in räumlicher als auch in zeitlicher Differenzierung unzureichend.

Es ist deshalb interessant und wichtig, Aussagen über die klimatische Entwicklung in den Hochlagen der Antarktischen Halbinsel aus der Auswertung von SAR-Daten und die durch Rückstreuwerte zwischen -20.0 und -14.0 dB charakterisierte Trockenschnee-Radarzone zu gewinnen (Abb. 6-11). Für die Untersuchung eines mittel- bis langfristigen klimatischen Trends in den Hochlagen der Halbinsel eignet sich besonders die Analyse der zeitlichen Veränderung der Position der Trockenschneelinie (WUNDERLE, 1996; RAU et al., 2000). Vertikale Verlagerungen der Trockenschneelinie sind dabei auf signifikante Veränderungen

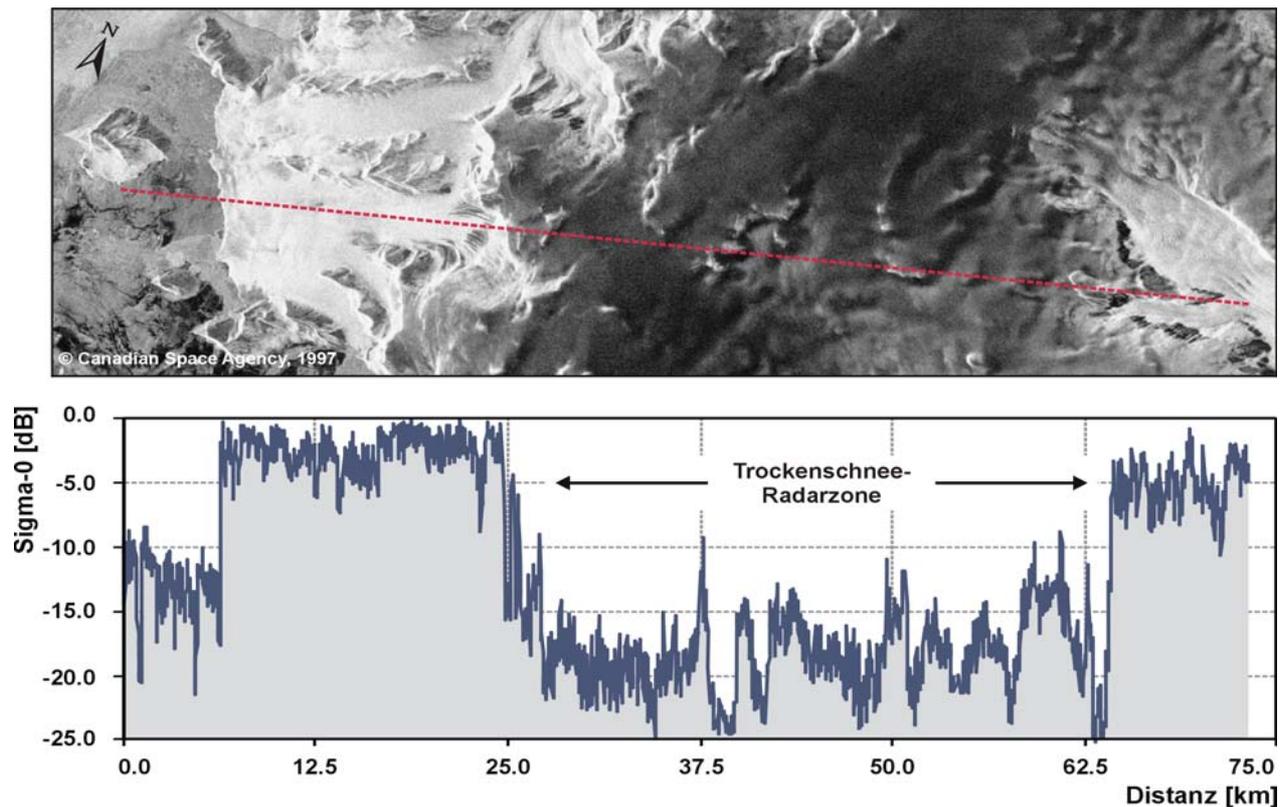


Abb. 6-11: Profil der Radarrückstreuwerte auf 68° südlicher Breite (RADARSAT *standard beam* 1; 10. Mai 1997). Die rot gestrichelte Profillinie folgt dem 68. Breitenkreis und erstreckt sich von der Marguerite Bay auf der Westseite der Antarktischen Halbinsel zum östlich gelegenen Larsen Ice Shelf. Die hell abgebildete gefrorene Perkolations-Radarzone der Tieflagen beiderseits des zentralen Gebirgszuges ist durch hohe σ° -Werte zwischen -8.0 und 0.0 dB gekennzeichnet, die Trockenschnee-Radarzone der in Höhen über 1500 m NN gelegenen Plateauregion weist Werte niedriger -14.0 dB auf.

der Schneedeckeneigenschaften in der Übergangszone zur nach unten anschließenden gefrorenen Perkolations-Radarzone zurückzuführen. Da damit auch die rückstreurelevanten Parameter des Schnees modifiziert werden, ist durch die multi-temporale Analyse von SAR-Bildern jede Lageveränderung der Trockenschneelinie anhand der veränderten Rückstreuoeffizienten im unteren Grenzbereich der Trockenschnee-Radarzone fernerkundlich detektierbar. Um die Trockenschneelinie jedoch als Indikator für klimatische Variabilitäten der Hochlagen zu nutzen, ist die Entwicklung eines allgemeinen Verständnisses der Prozesse, die zu einer Verlagerung dieser Grenzlinie führen, notwendig. Darüber hinaus ist die Kenntnis der für das Prozeßgeschehen relevanten Zeitskalen erforderlich.

6.2.1 Die Schneedeckendynamik im Grenzbereich der Trockenschnee-Radarzone: Theoretische Betrachtungen und Simulationsrechnungen

6.2.1.1 Die Aufwärtsverlagerung der Trockenschneelinie

Eine aufwärts gerichtete Verschiebung der Trockenschneelinie ist im SAR-Bild durch einen Anstieg der Radarrückstreuwerte im vormaligen Grenzbereich der Trockenschnee-Radarzone erkennbar. Die theoretische Untersuchung eines solchen Anstiegs und der damit ursächlich verknüpften, in der Schneedecke abgelaufenen Metamorphoseprozesse erfolgt anhand des Rückstreumodells Sigma-0 (Kapitel 5.2.4; FRIEDRICH, 1996).

In einem ersten Schritt wurden die Rückstreuoeffizienten eines charakteristischen Schneedeckenaufbaus der Trockenschnee-Radarzone modelliert. Da für den untersuchten Bereich

des Plateaus keine in-situ Daten vorliegen, wurde zur Modellierung der Firndecke ein dem Bohrkern des Dyer Plateaus (zentrales Palmer Land, 2000 m NN; THOMPSON et al., 1994; RAYMOND et al., 1996) entlehntes Vertikalprofil der Schneedichte verwendet. Im Allgemeinen ist der Verlauf der Dichtekurve eine Funktion der Jahresmitteltemperatur, der mittleren Windgeschwindigkeit und der Jahresakkumulation (CRAVEN & ALLISON, 1998). Die Schneedichte in der Trockenschneezone nimmt mit zunehmender Tiefe logarithmisch zu und erreicht im Übergang zum Gletschereis maximal rund 917 kg m^{-3} . Für die oberflächennahe Schneedichte wurde basierend auf Meßdaten ein Wert von $\rho_{\text{snow}} = 352 \text{ kg m}^{-3}$ (Plateau nahe San Martín, 1505 m NN) zugrunde gelegt, der in dem von PATERSON (1994) angegebenen Wertebereich von $350 - 400 \text{ kg m}^{-3}$ für durch Windpressung komprimierten Driftschnee liegt. Den modellierten mehrschichtigen Schneeprofilen liegt eine progressive Zunahme der Dichte bis auf $\rho_{\text{snow}} = 650 \text{ kg m}^{-3}$ in 15 m Tiefe zugrunde. Die in Übereinstimmung mit GAY et al. (2002) gewählten Schneekorndurchmesser variierten mit zunehmender Tiefe zwischen 0.3 und 0.8 mm. Die ermittelten Rückstreuwerte lagen mit -19.3 bis -15.4 dB (VV-Polarisation) beziehungsweise -19.1 bis -15.3 dB (HH) im für die Trockenschnee-Radarzone charakteristischen Werteintervall. Aus der errechneten Eindringtiefe δ_p von rund 12 m folgt unmittelbar, daß das unterlagernde Gletschereis keine Anteile zur Gesamtrückstreuung des Radarsignals beiträgt. Ein zweites Schneedeckenszenario beschreibt ein typisches Profil im Grenzbereich der Trockenschnee-Radarzone. Höhere Werte der oberflächennahen Schneedichte ($\rho_{\text{snow}} = 400 \text{ kg m}^{-3}$) bei einer rascheren vertikalen Dichtezunahme sowie Korngrößen zwischen 0.6 und 1.2 mm bewirken deutlich höhere Rückstreuoeffizienten in der Größenordnung von -13.9 bis -11.5 dB (VV- und HH-Polarisation). Die Berücksichtigung eines geringmächtigen Eishorizontes, der während Geländearbeiten in einer Höhe von rund 1500 m NN in einer solcherart strukturierten Schneedecke nachgewiesen werden konnte (Plateau nahe San Martín), führte lediglich zu einer geringen Veränderung der Rückstreuoeffizienten um 0.1 dB. Aufgrund der kleinen dielektrischen Differenz zwischen den Medien Luft und Trockenschnee zeigten sich bei einer Sensitivitätsanalyse erwartungsgemäß niedrige Rückstreuunterschiede zwischen HH- und VV-polarisierten Erregerwellen sowie eine vernachlässigbare Abhängigkeit vom Einfallswinkel in einem der SAR-Konfiguration von ERS-1/2 entsprechendem Wertebereich von $18^\circ \leq \theta_i \leq 28^\circ$.

Zur Untersuchung der Faktoren, die zu einem Anstieg der Rückstreuoeffizienten führen können, wurden aufbauend auf diese Modellierungsergebnisse in einem nachfolgenden Schritt die Eigenschaften der oberflächennahen Schneedecke variiert. Dazu wurde der Einfluß einer Metamorphisierung der obersten Schneesicht durch eine schrittweise Erhöhung der Korngrößen, der Schneedichte und der Mächtigkeit der modifizierten Schicht simuliert (Abb. 6-12). Die für einen Einfallswinkel von 23° berechneten Ergebnisse belegen, daß ein Anstieg der Rückstreuoeffizienten maßgeblich auf ein Anwachsen der Korngrößen und die vertikale Ausdehnung der grobkörnigen Schneeauflage zurückzuführen ist. Eine Erhöhung der Dichte zeigt demgegenüber nur einen untergeordneten Einfluß auf das Rückstreuverhalten. Ein besonders starker Einfluß der Korngröße kann für die zentralen Bereiche der Trockenschnee-Radarzone nachgewiesen werden (Abb. 6-12 D4). Während für ein Kristallwachstum von 0.7 auf 1.0 mm Durchmesser praktisch keine Auswirkung in den Rückstreuoeffizienten nachweisbar ist, steigen die σ^0 -Werte bei einer grobkörnigen, verdichteten Schneeauflage rasch an. Dennoch ist in diesen Bereichen erst ab Korndurchmessern von 2 mm und Auflagemächtigkeiten von über 0.6 m mit einem Anstieg der Rückstreuwerte auf über -14.0 dB zu rechnen. Demgegenüber zeigt sich im Rückstreuverhalten des im Bereich der Trockenschneegrenze gelegenen Schneeprofiles ein deutlich schnelleres Ansprechen auf eine Veränderung der Schneedeckeneigenschaften (Abb. 6-12 A14). Bereits ab einer 0.25 m mächtigen Schneeauflage mit Partikeldurchmessern von 2 mm und einer geringfügig angehobenen Dichte von 450 kg m^{-3} steigt der Rückstreuwert um rund 1.0 dB an. Die Simulation einer weiteren Verdichtung führt bei gleichzeitigem Korngrößenwachstum bereits ab Auflagemächtigkeiten von 0.5 m zu Rückstreuwerten über

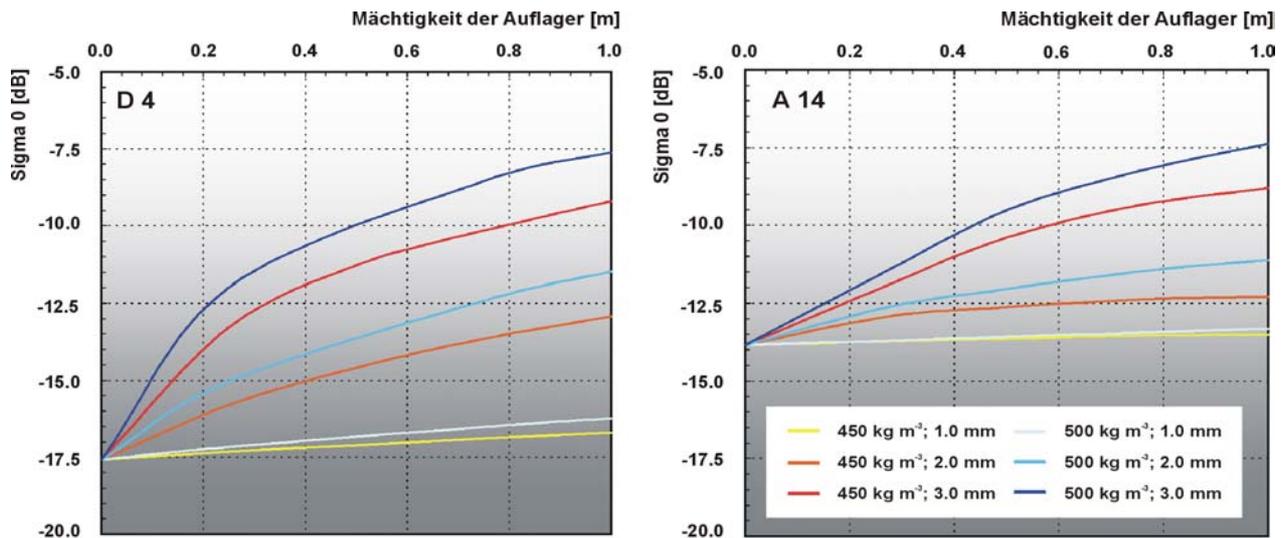


Abb. 6-12: Modellierung der Rückstreuoeffizienten σ° (VV-Polarisation) der zentralen Trockenschneezone (D4) und der Übergangszone im Bereich der Trockenschneelinie (A14) unter Variation der rückstreuwirksamen Parameter der oberflächennahen Schneesicht. Die in beiden Szenarien durchgeführte Simulation zeigt, daß eine durch Schmelz-Gefrier-Metamorphose verursachte Umwandlung der an der Oberfläche exponierten Schneelage einen Anstieg der Radarrückstreuung hervorruft. Insbesondere der mit zunehmendem Korndurchmesser stark anwachsende Anteil der Volumenstreuung trägt zu einer deutlichen Anhebung des Radarechos bei. Die Modellierungsergebnisse belegen, daß eine nachweisbare Veränderung der Rückstreuarakteristik der Trockenschnee-Radarzone nur infolge massiver Veränderungen der Schneedeckenparameter zu erwarten ist. Demgegenüber kann in den tiefergelegenen Regionen im Grenzbereich der Trockenschneezone bereits bei einer geringmächtigen Auflage grobkörnigen Schnees ein Anstieg der Rückstreuwerte über den die Trockenschnee-Radarzone begrenzenden Wert von $\sigma^\circ = -14$ dB verzeichnet werden. Dies entspricht einer im SAR-Bild detektierbaren, aufwärts gerichteten Verschiebung der Trockenschneelinie.

-10.0 dB. Überschreitet die Mächtigkeit der grobkörnigen Oberflächenschicht ($r = 1.5$ mm, $\rho_{\text{snow}} = 500 \text{ kg m}^{-3}$) 0.75 m, dominiert diese das Rückstreuverhalten der Schneedecke und es werden unabhängig von den Eigenschaften des Ausgangsprofils Radarrückstreuwerte von über -8.0 dB erreicht.

Derartige Veränderungen der oberflächennahen Schneedeckeneigenschaften, die zu einem signifikanten Anstieg der Radarrückstreuwerte führen, können auf der Antarktischen Halbinsel nur als Auswirkungen einer unter Naßschneekonditionen ablaufenden Schmelz-Gefrier-Metamorphose erwartet werden, in deren Folge eine Umwandlung der Schneekristalle stattfindet und eine Verdichtung der Schneedecke erfolgt. Da die Schneedecken der Hochlagen jedoch aufgrund ihrer ganzjährig tiefen Temperaturen und der geringen Wärmeleitfähigkeit trockenen Schnees nur verzögert und lediglich oberflächlich auf kurzfristige atmosphärische Schwankungen reagieren, müssen besondere meteorologische Bedingungen gegeben sein, um einen entsprechenden hohen Energieeintrag in die Schneedecke und damit eine ausreichend lang andauernde und tiefgreifende Modifikation der oberflächennahen Schneedeckenparameter zu gewährleisten. Dies kann nur als direkte Konsequenz eines außergewöhnlichen Wärmeereignisses verstanden werden, das sich bis in die Höhenlagen der Trockenschneezone mit Temperaturen nahe dem Schmelzpunkt manifestiert. Das Witterungsgeschehen kann dabei an die Advektion warm-feuchter Luftmassen bei einer turbulent durchmischten Atmosphäre oder das singuläre Auftreten von Regenniederschlägen bis in größte Höhen, wie sie beispielsweise für die Gipfelbereiche der Eiskappe von James Ross Island berichtet werden (SKVARCA, persönliche Mitteilung 2003), gekoppelt sein.

Der Grad der in Gang gesetzten Schneemetamorphose wird durch die Dauer und Intensität der Hochtemperaturperiode determiniert. Ein Wärmeereignis, das zu einer detektierbaren

Verschiebung der Trockenschneelinie führt, muß daher ausreichend stark sein, um in der oberflächennahen Schneeschicht zu einer Anhebung der Dichte und zu einer Vergrößerung der Korngrößen zu führen. In Konsequenz der mit zunehmender Höhe abnehmenden Temperaturen sind die durch den Energieeintrag induzierten Auswirkungen auf die Schneedecken der tiefergelegenen Grenzbereiche der Trockenschneezone wesentlich intensiver als in den Hochlagen. Gleichzeitig belegen die Modellierungsergebnisse, daß in Folge des charakteristischen Schneedeckenaufbaus dieser unteren Grenzzone bereits relativ geringe Veränderungen der oberflächennahen Schneeschicht nach deren erneutem Gefrieren zu einer deutlichen Anhebung der Rückstreuoeffizienten führen. Dies stellt sich im Radarbild als eine aufwärts gerichtete Verlagerung der Trockenschneelinie dar. Es handelt sich dabei um einen in einem Zeitmaßstab von Stunden bis Tagen ablaufenden Prozeß. Demgegenüber zeigt sich im hochgelegenen Zentralbereich der Trockenschneezone aufgrund der klimatisch-meteorologischen Randbedingungen und der resultierenden Schneedeckendynamik eine hohe Persistenz der wirksamen Rückstreumechanismen. Darin liegt das zeitinvariante Rückstreuverhalten und die hohe radiometrische Konstanz der Trockenschnee-Radarzone begründet.

6.2.1.2 Die abwärts gerichtete Verlagerung der Trockenschneelinie

Der entgegengesetzte Prozeß einer abwärts gerichteten Verschiebung der Trockenschneelinie setzt den Aufbau einer feinkörnigen Trockenschneedecke voraus, die eine sich durch hohe Rückstreuwerte abbildende Schneedecke unterhalb der Trockenschneegrenze überlagert. Das Rückstreuverhalten des zu betrachtenden Flächenelements muß dadurch dergestalt modifiziert werden, daß dieses ein für eine Trockenschnee-Radarzone typisches Mikrowellensignal zum SAR-Sensor zurückwirft. Voraussetzung dafür ist die Akkumulation einer Schneedecke, deren ganzjährige Dynamik neben der mechanischen Zerstörung durch Windwirkung und der mit der Tiefe zunehmenden Verdichtung ausschließlich durch die unter isothermen Bedingungen ablaufende destruktive Schneemetamorphose geprägt sein darf. Darüber hinaus muß das akkumulierte Trockenschneepaket eine ausreichende Mächtigkeit aufweisen, um trotz einer geringen, aus dem Volumen dieser feinkörnigen Schneedecke stammenden Rückstreuung das starke Radarecho einer im Profilaufbau eingeschalteten, grobkörnigen Schicht zu überlagern.

Zur Untersuchung der Prozesse und des Zeitrahmens, in dem unter den auf der Antarktischen Halbinsel anzutreffenden Akkumulationsraten eine abwärts gerichtete Verlagerung der Trockenschneelinie erfolgen kann, wurde die mehrjährige Entwicklung einer sich akkumulierenden

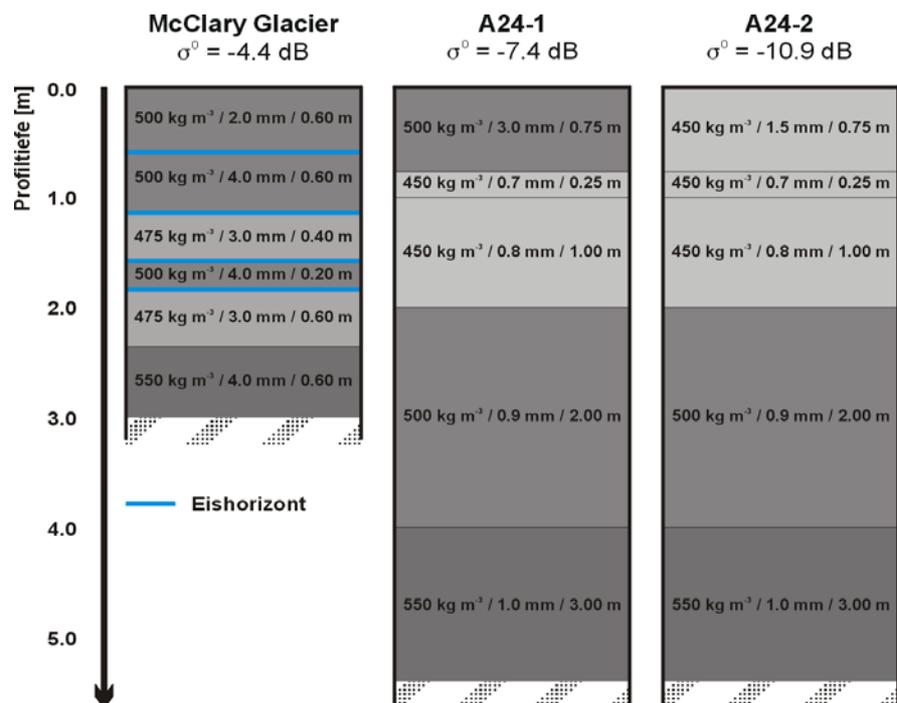


Abb. 6-13: Der Schneedeckenaufbau mit den rückstreuwirksamen Parametern Dichte, Korndurchmesser und Horizontmächtigkeit sowie die zugehörigen Rückstreuwerte der drei Ausgangsprofile vor dem Beginn der mehrjährigen Trockenschneeakkumulation.

Trockenschneedecke auf Altschneeunterlagen unterschiedlichen stratigraphischen Aufbaus simuliert und in einjährigen Zeitschritten die zugehörigen Radarrückstreuwerte berechnet. Als Grundlage der Simulation dienten Schneeprofile der gefrorenen Perkolationsradarzone, die während Feldkampagnen auf dem McClary Glacier und dem Northeast Glacier (Marguerite Bay) erhoben wurden. Sie repräsentieren hinsichtlich ihres Schneedeckenaufbaus und ihrer resultierenden Rückstreuwerte eine vertikale Abfolge, bei der mit zunehmender Höhenlage der Einfluß der Naßschneemetamorphose auf die jährliche Schneedeckendynamik zurückgeht und damit die Korngrößen und die Dichten der Profilschichten abnehmen (Abb. 6-13). In guter Übereinstimmung mit ERS-1/2 und RADARSAT SAR-Daten werden dabei im flüssigwasserfreien Zustand höchste Rückstreuwerte von -4.4 dB von einem durch periodische Naßschneemetamorphose beeinflussten, durch grobe Körner und Korncluster sowie horizontale Eisschichten gekennzeichneten Profil der tieferen Lagen (McClary Glacier, 600 m NN) ermittelt. Die höheren Regionen werden durch zwei im Grundaufbau übereinstimmende Profile aus dem Bereich der Trockenschneelinie charakterisiert. Aufgrund der in diesen Höhen vorherrschenden klimatischen Bedingungen und der damit assoziierten Metamorphoseprozesse prägen kleine Korngrößen und eine mit der Tiefe progressiv zunehmende Dichte den Profilaufbau. Die Auswirkungen eines episodischen, außergewöhnlich starken Wärmeereignisses auf eine solche Schneedecke wird anhand einer durch Schmelz-Gefrier-Metamorphose umgewandelten, grobkörnigen und verdichteten Oberflächenschicht ($r = 1.5$ mm, $\rho_{\text{snow}} = 500$ kg m $^{-3}$) simuliert (A24-1). Die dadurch verstärkte Radarrückstreuung führt zu einem σ^0 -Wert von -7.4 dB. Demgegenüber weist das Profil A24-2 eine durch Wind umgelagerte und komprimierte Driftschneeschiicht an der Oberfläche ($r = 0.75$ mm, $\rho_{\text{snow}} = 450$ kg m $^{-3}$) auf. Mit einem resultierenden Rückstreuoeffizienten von -10.9 dB repräsentiert es einen typischen Schneedeckenaufbau der höchsten Bereiche der gefrorenen Perkolations-Radarzone nahe dem Übergang zur Trockenschnee-Radarzone.

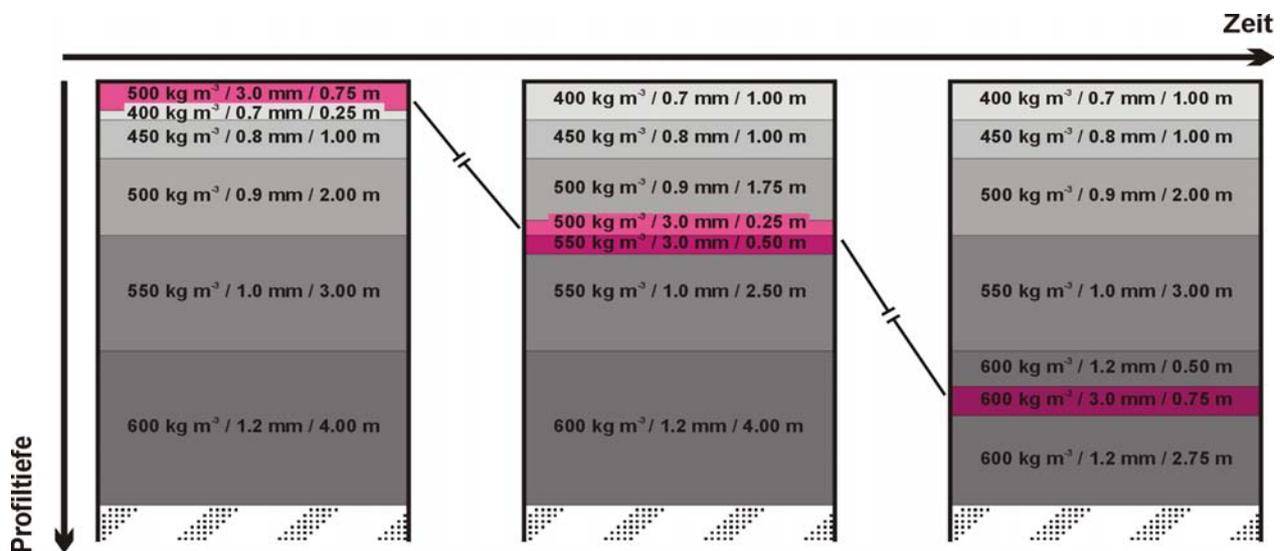


Abb. 6-14: Schematische Darstellung der Simulation einer durch Trockenschneeakkumulation dominierten, mehrjährigen Schneedeckenentwicklung, die zu einem Wandel der Rückstreuecharakteristik von hohen zu niedrigen σ^0 -Werten führt. Das Ausgangsprofil (links) entspricht einem aus Schneeschachtdaten gewonnenen Profil der höheren Bereiche der gefrorenen Perkolations-Radarzone der Antarktischen Halbinsel (Profil A24-1). Die unmittelbar an der Oberfläche exponierte Lage (rot gekennzeichnet) ist infolge postsedimentärer Schmelz-Gefrier-Zyklen überprägt und weist große Schneekristalle und eine hohe Dichte auf. Der zugehörige Rückstreuoeffizient liegt bei -7.4 dB. Die im Verlauf der fortschreitenden Akkumulation von Driftschnee mit kleinen Schneekristallen und geringen Dichten bei permanent unter dem Gefrierpunkt liegenden Temperaturen erfolgende Umwandlung der Eiskristalle und Kompaktierung des Schnees wird anhand von tiefenabhängigen Relationen des Korndurchmessers und der Schneedichte nachgebildet (mittleres und rechtes Profil). Eine entsprechende Dichtezunahme bei konstant bleibender Korngröße wird auch der grobkörnigen Schneeschiicht (rot), die zu Beginn der Simulation die Oberfläche des Profils bildete und infolge der kontinuierlichen Schneesedimentation absinkt, zugewiesen.

Im weiteren Simulationsverlauf wurde unter Annahme zeitlich konstanter Jahresakkumulationsraten zwischen 200 und 1200 mm WE a⁻¹, wie sie für weite Bereiche im Süden der Antarktischen Halbinsel ermittelt wurden (Kapitel 3.2.2 Abb. 3-13; TURNER et al., 2002a), den Ausgangsprofilen eine fortschreitend anwachsende Trockenschneedecke überlagert (Abb. 6-14). Die Charakteristika des an der Schneeoberfläche exponierten Horizontes wurde einem durch Winddrift umgelagerten und komprimierten Schneepaket entsprechend gewählt. Unter Berücksichtigung einer in den tieferen Lagen durch den Einfluß höherer Temperaturen stärkeren und schneller ablaufenden strukturellen Umwandlung des Schnees wurden die Parameter dieser oberflächennahen Schicht für die Profile McClary und A24-1 mit einem Kornradius $r = 0.35$ mm und einer Schneedichte $\rho_{\text{snow}} = 400$ kg m⁻³ festgelegt. Demgegenüber wurde für den Oberflächenhorizont der höheren Regionen (Profil A24-2) ein geringerer Kornradius von $r = 0.25$ mm und eine Dichte von $\rho_{\text{snow}} = 350$ kg m⁻³ eingesetzt.

Die bei permanent unter dem Schmelzpunkt liegenden Temperaturen ablaufenden Metamorphoseprozesse der gravitativen Kompaktierung und der Rekristallisation wurden durch von der Schneetiefe abhängige Beziehungen der Dichte und der Partikelgröße angenähert und den entsprechenden diskreten Schichten zugeordnet (Abb. 6-15). Die horizonspezifischen Dichte- und Korngrößenwerte wachsen mit zunehmender Mächtigkeit der aufgelagerten Trockenschneeschieht, wobei die in den Hochlagen langsamer ablaufenden Prozesse der Schneemetamorphose durch einen geringeren Dichtegradienten und ein geringeres Korngrößenwachstum berücksichtigt werden (Profil A24-2). Das zu Beginn der Simulation an der Oberfläche exponierte Schichtpaket sinkt infolge der Schneeauflagerung mit konstant gehaltener Korngröße und einer der Tiefenstufe entsprechenden Dichtezunahme ab (Abb. 6-14).

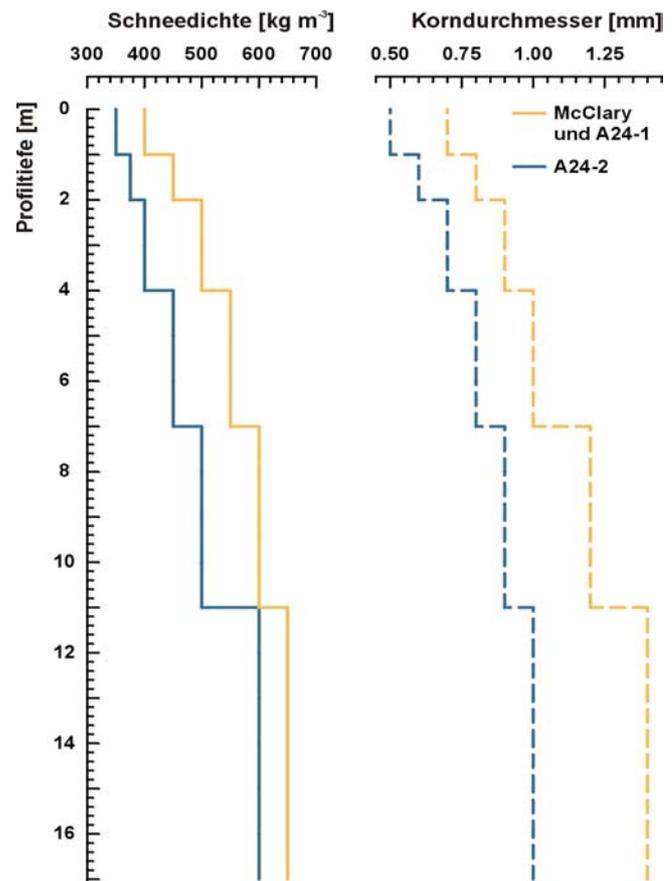


Abb. 6-15: Der den Simulationsrechnungen zugrundeliegende Profilaufbau der akkumulierten Schneeschichten zeigt eine der Trockenschneezone analoge Vertikalstruktur. Die mit der Höhenlage variierenden Ablagerungs- und Umwandlungsprozesse werden durch angepasste, tiefenabhängige Beziehungen der Schneedichte (links) und der Korngrößen (rechts) berücksichtigt.

Die unter Variation der Akkumulationsraten bei einem Zeitschritt von einem Jahr durchgeführten Rückstreumodellierungen zeigen bei allen Ausgangsprofilen eine in drei Phasen verlaufende Entwicklung der σ^0 -Werte (Einfallswinkel 23°, VV-Polarisation; Abb. 6-16). Übereinstimmend zeigt dabei die sich aufbauende Trockenschneedecke in einer anfänglichen Periode nur einen sehr geringen Einfluß auf die Radarrückstreuung der untersuchten Schneepakete. Der aufgrund der geringen Korngrößen sehr niedrige, aus dem Schneevolumen stammende Anteil trägt nur unwesentlich zur Gesamtrückstreuung bei und läßt die trockene Schneeauflage für das SAR-Signal weitgehend transparent erscheinen. Die Rückstreucharakteristik wird durch die unter der Trockenschneedecke liegenden, grobkörnigen Altschneeschiehten dominiert. Erst mit zunehmender Mächtigkeit der Trockenschneeauflage erhöht sich deren Absorptions- und Streuvermögen. Der damit anwachsende

Extinktionskoeffizient κ_e führt zu einer progressiv zunehmenden Dämpfung des Mikrowellensignals. Dies schlägt sich im Verlauf der ersten Phase in einer langsamen, stetigen Abnahme der Rückstreuwerte um insgesamt 1.0 - 2.0 dB nieder. Erst wenn die Mächtigkeit des akkumulierten Trockenschneepaketes der spezifischen Eindringtiefe δ_p entspricht, erfolgt innerhalb eines kurzen Zeitraums ein abrunder Abfall der Rückstreuwerte um mehrere Dezibel. Die ein- und ausfallenden Mikrowellen werden in dieser Phase durch Absorptions- und Streuprozesse in den oberen feinkörnigen Trockenschneeschichten derart gedämpft, daß die aus Volumenstreuung der abgesunkenen, grobkörnigen Horizonte stammenden Beiträge zum Gesamtrückstreusignal rasch abnehmen. Dadurch werden die über den gesamten Profilaufbau integrierenden Rückstreuwerte der Schneedecken in zunehmendem Maße durch die Eigenschaften und die Stratigraphie der auflagernden Trockenschneeschichten determiniert. Überschreitet deren Mächtigkeit infolge fortschreitender Akkumulation unter unveränderten Ablagerungsbedingungen die Eindringtiefe des Radarsignals, zeigen sich fortan stagnierende Rückstreuwertkoeffizienten auf einem konstant niedrigen Niveau, das ausschließlich durch die Rückstreucharakteristik der konsolidierten Trockenschneedecke bestimmt wird. Aufgrund deren spezifischen Parameter zeigt sich dabei lediglich bei der Versuchsreihe an Profil A24-2 ein Absinken der Rückstreuwerte unter den die Trockenschnee-Radarzone limitierenden Grenzwert von -14.0 dB, wohingegen die Rückstreuwerte der beiden anderen Profile infolge der zugrundegelegten Akkumulationsdynamik übereinstimmend auf einem σ^0 -Wert von -11.8 dB verharren. Die entsprechenden Eindringtiefen δ_p lagen bei 10.5 m (McClary und A24-1) beziehungsweise 12.9 m (A24-2).

Aus den dargestellten Betrachtungen läßt sich direkt ableiten, daß eine abwärts gerichtete Verschiebung der Trockenschneelinie nur dann erfolgen kann, wenn der gesamte Sedimentationsprozeß bis zu Erreichen einer der Eindringtiefe δ_p entsprechenden Mächtigkeit unter permanent vorherrschenden Metamorphose- und Ablagerungsbedingungen

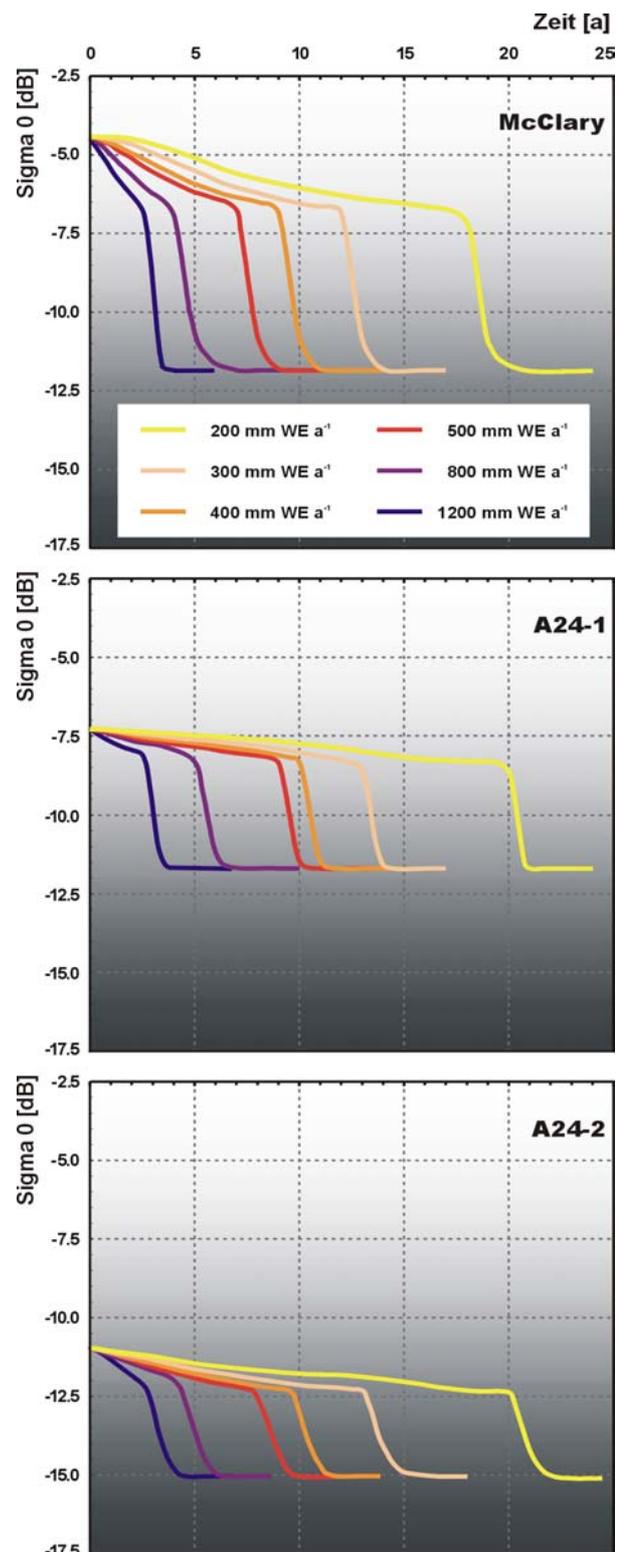


Abb. 6-16: Die Akkumulation einer unter permanent vorherrschenden Trockenschneebedingungen abgelagerten Schneeauflage auf einer Altschneedecke führt zu einer in drei Phasen verlaufenden Absenkung der Radarrückstreuwerte: Nach einer durch langsame Abnahme gekennzeichneten Initialphase erfolgt innerhalb einer kurzen Periode von ein bis zwei Jahren ein rascher Abfall der σ^0 -Werte, die dann bei konstant angenommener, fortgesetzter Sedimentation unveränderlich auf dem erreichten Wert verbleiben.

der Trockenschneezone abläuft. Der von den Eigenschaften des Ausgangsprofils weitgehend unabhängige zeitliche Verlauf dieses Prozesses wird infolge der erforderlichen Aufagemächtigkeiten primär von der Akkumulationsrate bestimmt. Darüber hinaus wird er durch die lokalen Verdichtungs- und Kornwachstumsraten modifiziert. Während bei niedrigen Jahresakkumulationen unter 300 mm WE a^{-1} annähernd 15 Jahre bis zum Abfall der Rückstreuwerte vergehen, verkürzt sich der bis zur Absenkung verstreichende Zeitraum mit steigenden Akkumulationsraten deutlich. Bereits bei einer durchschnittlichen Jahresakkumulation von 500 mm WE a^{-1} , wie sie in weiten Bereichen der südlichen Antarktischen Halbinsel verzeichnet werden (Kapitel 3.2.2; TURNER et al., 2002a), reduziert sich die Zeitspanne bereits auf 8 bis 9 Jahre und sinkt bei einer konstanten Akkumulationsrate von $1200 \text{ mm WE a}^{-1}$ weiter bis auf rund 3.5 Jahre (Abb. 6-16). Noch höhere Akkumulationsraten bis über $2500 \text{ mm WE a}^{-1}$, wie sie für die Höhenlagen des zentralen Gebirgszuges der nördlichen Halbinsel verzeichnet werden, führen zu einer weiteren Verkürzung des zur Absenkung der Rückstreuwerte benötigten Zeitintervalls.

6.2.2 Die Verlagerung der Trockenschneelinie auf der Antarktischen Halbinsel in den Jahren zwischen 1991 und 2000

Die Ergebnisse der auf den Simulationsrechnungen basierenden Betrachtungen zeigen, daß Lageveränderungen der Trockenschneelinie unmittelbar auf durch das meteorologische Geschehen induzierte Modifikationen der Schneedeckeneigenschaften zurückzuführen sind. Die Trockenschneelinie kann daher als Indikator zur Beobachtung klimatischer Variationen in den Hochlagen der polaren Glazialräume herangezogen werden. Aus der auf die Auswertung von multi-temporalen SAR-Daten gestützten Beobachtung ihrer Lage und deren Veränderung lassen sich folgende Schlußfolgerungen ziehen:

- Eine ansteigende Verschiebung der Trockenschneelinie stellt die Konsequenz eines singularär auftretenden Wärmeereignisses dar, dessen Intensität und Dauer ausreichen, um in Höhenlagen, die zuvor nicht durch Tauprozesse beeinflusst waren, zumindest kurzfristig in den oberflächennahen Schneeschichten Schmelz-Gefrier-Zyklen in Gang zu setzen. Die Beobachtung einer aufwärts verlagerten Trockenschneelinie läßt folglich auf einen Anstieg der absoluten Maximaltemperatur in der betreffenden Höhenlage schließen.
- Sowohl eine im untersuchten Zeitraum stabile Position der Trockenschneelinie als auch deren abwärts gerichtete Verlagerung sind Indikatoren einer über längere Zeiträume hinweg ungestörten Akkumulation einer feinkörnigen Trockenschneedecke, deren Aufbau vollständig unbeeinflusst von Schmelzereignissen erfolgte. Beide Erscheinungen weisen demzufolge auf konstante Ablagerungsbedingungen der Trockenschneezone hin und kennzeichnen Zeiträume, die durch lediglich geringe thermische Variationen bei permanent unter dem Gefrierpunkt liegenden Temperaturen geprägt sind.
- Eine Verschiebung der Trockenschneelinie in tiefere Lagen kann nur dann erfolgen, wenn im Höhenintervall zwischen der alten und der neuen Höhenlage der Grenzlinie zusätzlich zur ausreichend mächtigen Trockenschneeakkumulation die Höchsttemperaturen des analysierten Zeitraums unter der absoluten Maximaltemperatur lagen. Die Geschwindigkeit, mit der sich eine solche nach unten gerichtete Verschiebung der Trockenschneelinie vollzieht, ermöglicht qualitative Rückschlüsse auf das Akkumulationsgeschehen und den Schneedeckenaufbau im betrachteten Höhenintervall.

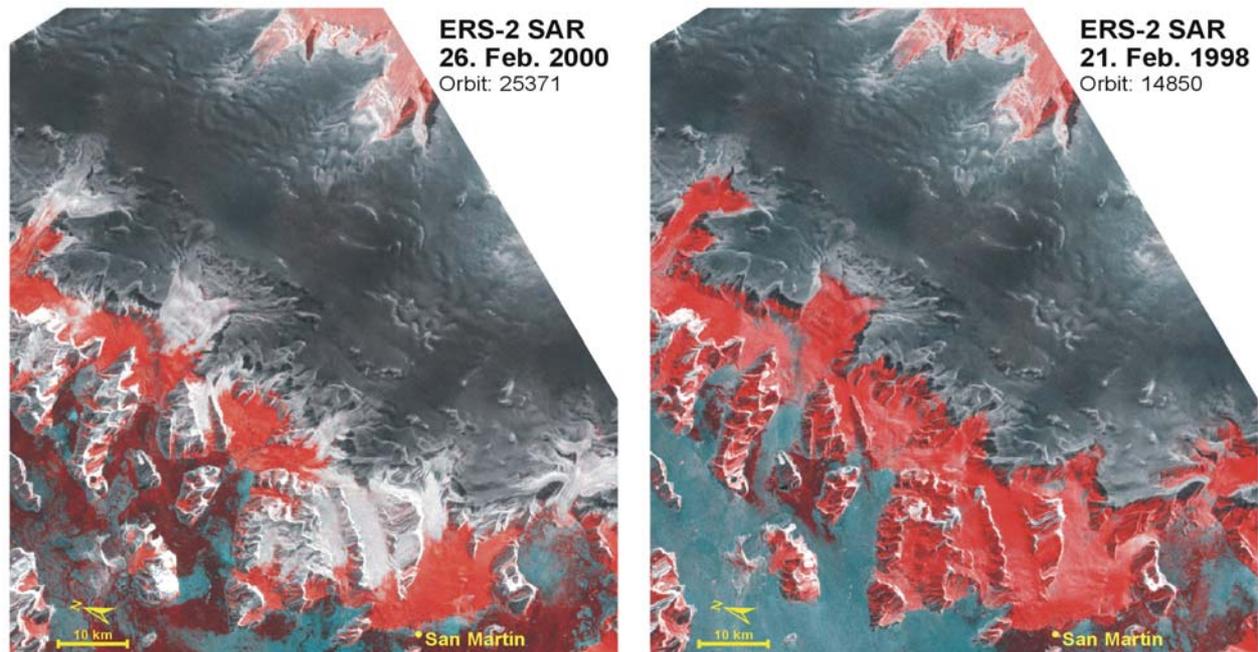


Abb. 6-17: Vergleichende Darstellung der spätsommerlichen Verteilung der Naßschneedecken (rot) im Bereich der zentralen Marguerite Bay (68.0° Süd) in einer dem mehrjährigen Durchschnitt entsprechenden Situation (beispielhaft dargestellt am 26. Februar 2000; links) und während der durch Warmluftadvektion geprägten Extremwetterlage am 21. Februar 1998 (rechts). Die typische Höhenlage der Naßschneegrenze auf den Gletschern der zentralen Marguerite Bay liegt am Ende der Ablationsperiode bei rund 500 bis 600 m NN (links). Aufgrund der meteorologischen Bedingungen im Vorfeld und während der SAR-Datenaufzeichnung zeigt sich dagegen am 21. Februar 1998 eine Ausdehnung der Naßschneedecken bis in Höhen über 1000 m NN. Zur Hervorhebung der Naßschneedecken wurden die beiden Sommerszenen als Falschfarbenkomposite einer ERS-1 Winterszene vom 8. Juli 1992 überlagert (ERS-1/2 SAR, *frame* 5013; *track* 467).

Aufgrund der Persistenz, mit der eine aus durch Schmelz-Gefrier-Metamorphose gebildete, grobkörnige Schneesicht das Rückstreuverhalten einer Schneedecke dominiert, sowie der unterschiedlichen Zeitskalen, in denen die beiden entgegengesetzt gerichteten Verlagerungsprozesse ablaufen, bleibt eine Aufwärtsverschiebung der Trockenschneelinie auch noch nach einer längeren Periode von mehreren Monaten bis hin zu Jahren im SAR-Bild detektierbar. Damit eignet sich dieser Ansatz insbesondere auch für jene Polarregionen, in denen keine zeitlich hochaufgelösten Fernerkundungsdaten zur Verfügung stehen.

Das Auftreten eines solchen singulären Wärmeereignisses und die damit einhergehende Durchfeuchtung der Schneedecken bis in die höchsten Lagen hinein konnte während eines Geländeaufenthaltes auf den Gletschern nahe der Forschungsstation San Martín (Marguerite Bay) im Februar 1998 durch meteorologische Messungen und der Auswertung zeitgleich aufgezeichneter Satellitenbilder dokumentiert werden (Abb. 6-17). Der Witterungsverlauf wurde durch eine ausgeprägte Zyklonalwetterlage mit Advektion warm-feuchter Luftmassen aus nördlichen bis nordwestlichen Richtungen und Regenniederschläge bis in die höheren Lagen hinein bestimmt. Die an drei automatischen Wetterstationen, die auf vergleichbaren Standorten entlang eines Höhentransektes zwischen 120 m NN und 720 m NN betrieben wurden, aufgezeichneten Temperaturen lagen seit dem 18. Februar nahezu durchgängig oberhalb des Gefrierpunktes. Lediglich an der auf 720 m Höhe installierten Meßstation konnten im Vorfeld der SAR-Datenaufzeichnung am 21. Februar Frostwechsel registriert werden. Die Maximaltemperaturen in diesem Zeitraum lagen dabei auf 120 m Höhe bei 7.0°C und erreichten auf 720 m NN noch Spitzenwerte über 3.5°C . Der mittlere hypsometrische Temperaturgradient bewegte sich zwischen dem 18. und dem 21. Februar zwischen -0.2 und $-0.4 \text{ K (100 m)}^{-1}$. Der Strahlungshaushalt wurde infolge der andauernden Bedeckung mit niedrigen Stratus- und Nimbostratuswolken durch die sehr hohe atmosphäri-

sche Gegenstrahlung bestimmt. Bei nahezu durchgängig positiven Werten der kurz- und langwelligen Strahlungsbilanz wurden an allen drei Stationen die Maxima mit über 150 Wm^{-2} am 21. Februar erreicht. Selbst während der Nachtstunden sanken die Strahlungsbilanzwerte zwischen dem 18. und 21. Februar nur an der höchstgelegenen Meßstation kurzfristig in den negativen Bereich ab. Die aus den aufgezeigten meteorologischen Bedingungen heraus resultierende, stark positive Energiebilanz führte im Zusammenspiel mit der intensiven Durchmischung der unteren atmosphärischen Schichten zu einem hohen Energieeintrag in die Schneedecken bis in die höheren Lagen des Untersuchungsgebietes. Das Ausgreifen der Naßschnee-Radarzone bis in die Randlagen der Trockenschneezone der Hochlagen ist in der ERS-2 Szene vom 21. Februar 1998 deutlich erkennbar (Abb. 6-17).

6.2.2.1 Fallstudie: Die Plateauregion der zentralen Marguerite Bay

Um die Dynamik der Trockenschneelinie in ihrem zeitlichen Verlauf zu untersuchen, wurde die zwischen der inneren Marguerite Bay und dem Larsen Ice Shelf bei rund 68° südlicher Breite gelegene Region gewählt. Der Untersuchungsraum wird durch den meridional verlaufenden Höhenzug der Antarktischen Halbinsel dominiert, dessen Plateaubereiche sich in Höhenlagen zwischen 1100 und 1800 m NN erstrecken. Die nahe des westlichen Steilabfalls verlaufende Kammlinie, die den Kulminationspunkten mit Höhen zwischen 1300 und

Tab. 6-2: Daten der ausgewerteten ERS-1/2 Szenen.

Sensor	Datum	Orbit
Descending Orbit (<i>frame 5013; track 467</i>)		
ERS-1/SAR	08.07.1992	5121
	03.02.1993	8127
	22.03.1996	24503
ERS-2/SAR	23.03.1996	4830
	19.10.1996	7836
	01.02.1997	9339
	08.03.1997	9840
	17.01.1998	14349
	21.02.1998	14850
	26.02.2000	25371
Ascending Orbit (<i>frame 5787; track 276</i>)		
ERS-1/SAR	12.10.1991	1248
	19.08.1993	10942
ERS-2/SAR	23.02.1997	9649
	13.07.1997	11653
	08.02.1998	14659
	19.03.2000	25681
	15.10.2000	28687

1800 m NN folgt, bildet die kontinentale Eisscheide. Gletscherabbrüche, steile Felsflanken und tiefeingeschnittene Auslaßgletscher gliedern die stark reliefierten, zur Marguerite Bay drainierenden westlichen Randlagen des zentralen Gebirgszuges. Die nach Osten abdachenden Plateaubereiche sind hingegen durch ein schwach einfallendes Relief und die bis in die Hochlagen hineinreichenden, großen Auslaßgletscher, die die Eismassen zum Larsen Ice Shelf hin abführen, gekennzeichnet. Klimatisch betrachtet liegen die westlichen Teilbereiche des Untersuchungsgebietes im Übergangsbereich zwischen den subpolar-hochozeanischen Klimaten im Nordwesten der Antarktischen Halbinsel (Klimaregion I) und der kontinental getönten Klimaregion III im Südwesten (Kapitel 3.2.3). Auf der Ostseite dominiert ein polar-kontinentales Klima, das jedoch zeitweise durch den Einfluß der randantarktischen Tiefdruckrinne und die daraus resultierende hohe zyklonale Dynamik beeinflusst wird. Die auf Meereshöhe reduzierten Jahresmitteltemperaturen variieren zwischen rund -5.0°C im Westen und -10.0°C im Osten (Kapitel 3.2.1.3; MORRIS & VAUGHAN, 2003). Von TURNER et al. (2002a) werden für den gesamten Raum jährliche Nettoakkumulationsraten von bis zu 500 mm WE a^{-1} angegeben (Kapitel 3.2.2). Aufgrund der Exposition gegenüber den aus nordwestlichen Richtungen heranziehenden Tiefdruckzellen ist jedoch mit einer deutlichen West - Ost - Differenzierung des Niederschlagsgeschehens mit deutlich höheren Akkumulationsraten am Westabfall des Höhenzuges zu rechnen.

Die Untersuchung der Lageveränderungen der Trockenschneelinie im Untersuchungsraum erfolgte anhand einer zehnjährigen Zeitreihe (1991 - 2000) von ERS-1/2 PRI Daten (Tab-6-2). Die kalibrierten, *speckle*-reduzierten und co-registrierten Szenen wurden unter Nutzung des Digitalen Geländemodells RAMP DEM (LIU et al., 2001) durch einen paßpunkt-optimierten Ansatz orthorektifiziert (Kapitel 4.6.2; STEINER, 2002). Die dabei aufgrund der eingeschränkten absoluten und relativen Lage- und Höhen-genauigkeiten des verwendeten Geländemodells insbesondere in den stark reliefierten Randbereichen des Untersuchungsgebietes auftretende Artefakte und Verzerrungen wurden in Anbetracht des auf dem Plateau zu erzielenden Informationsgewinns in Kauf genommen. Eine radiometrische Winkelkorrektur wurde aufgrund der unzureichenden Genauigkeit des Geländemodells nicht durchgeführt.

Obwohl die Rückstreuemechanismen der untersuchten Schneedecken aufgrund der vorherrschenden Volumenstreuung weitgehend unabhängig vom lokalen Einfallswinkel sind (Kapitel 5.2.3), wurden zur Vermeidung einer Unterschätzung des Radarechos infolge zu flacher oder streichender Einfallswinkel auf den sensorabgewandten Plateaubdachungen a priori Daten aus absteigenden Orbitbahnen (*descending orbits*) zur Untersuchung der Ostseite beziehungsweise aus aufsteigenden Orbitbahnen (*ascending orbits*) für die Westseite des Untersuchungsraumes

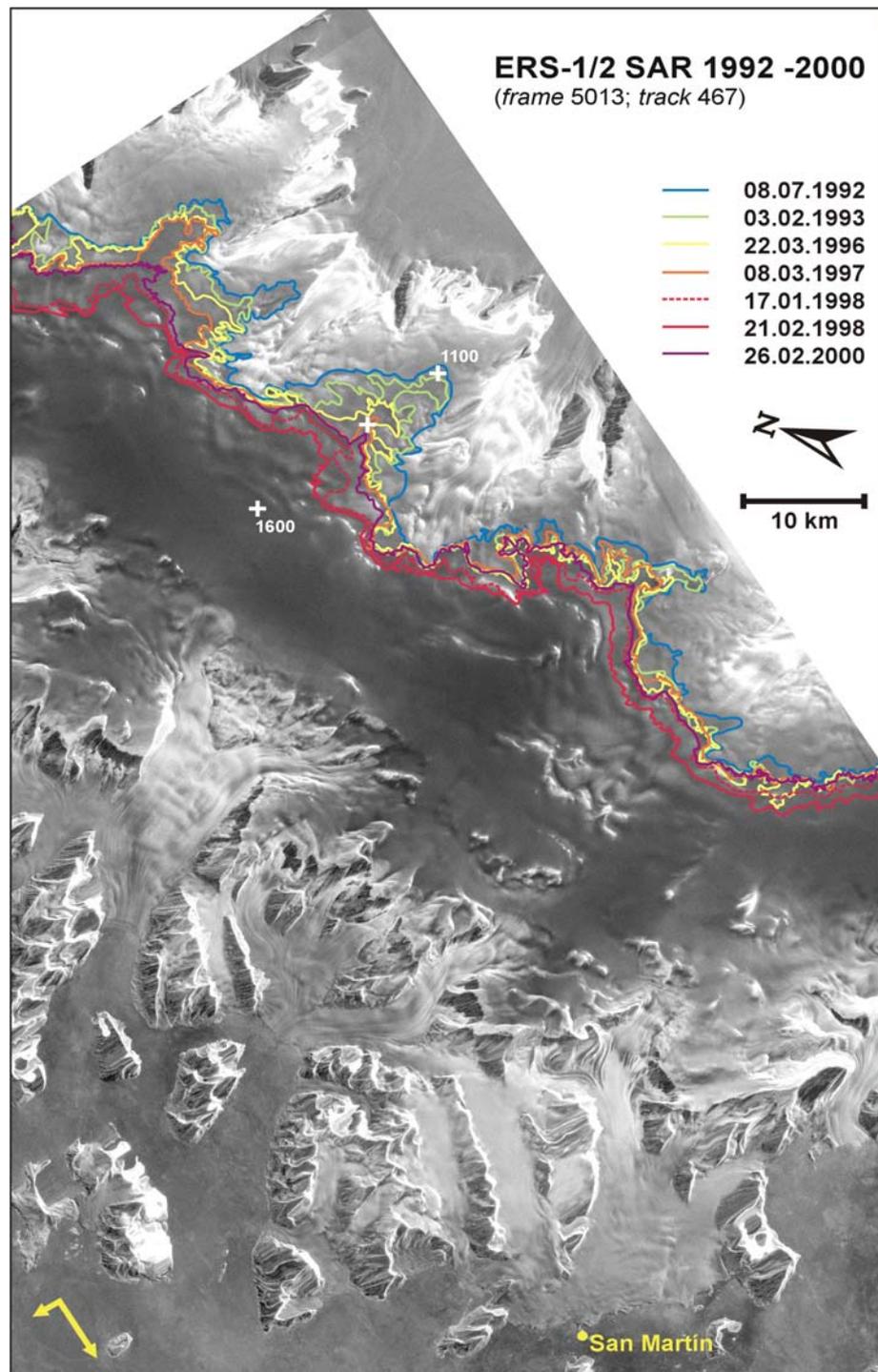


Abb. 6-18: Die Lageveränderungen der Trockenschneelinie im Zeitraum von 1992 bis 2000 auf der Ostabdachung des zentralen Plateaus im Bereich der inneren Marguerite Bay (68° Süd). Die aus den ERS-2 Szenen vom 23. März und 19. Oktober 1996 sowie vom 1. Februar 1997 abgeleiteten Grenzlinien sind wegen ihrer hohen Übereinstimmung mit jenen vom 22. März 1996 bzw. jener vom 8. März 1997 nicht dargestellt; die weißen Kreuze markieren die Meßpunkte der in Abb. 6-19 dargestellten Zeitreihen der Rückstreuoeffizienten (ERS-1/2; zur Datengrundlage siehe Tab. 6-2).

wurden zur Vermeidung einer Unterschätzung des Radarechos infolge zu flacher oder streichender Einfallswinkel auf den sensorabgewandten Plateaubdachungen a priori Daten aus absteigenden Orbitbahnen (*descending orbits*) zur Untersuchung der Ostseite beziehungsweise aus aufsteigenden Orbitbahnen (*ascending orbits*) für die Westseite des Untersuchungsraumes

gewählt. Die Erfassung der Trockenschnee-Radarzone und die Kartierung ihrer unteren Grenzlinie folgt dem in Kapitel 6.1.5 beschriebenen Ansatz mit dem Grenzkriterium eines Rückstreuwertes von -14.0 dB.

Die ausgewertete, die Jahre 1992 bis 2000 umfassende Sequenz von ERS-1/2-Szenen (Tab. 6-2) zeigt die Positionsverlagerungen der Trockenschneelinie auf der nach Osten abdachenden Flanke der zentralen Plateauregion (Abb. 6-18). Übereinstimmend zeigen die zu allen Aufnahmezeitpunkten kartierten Verläufe dieser Grenzlinie jeweils einen dem Relief folgenden, isohypsenparallelen Verlauf mit geringfügig höheren Positionen in nordexponierten Lagen. Die Kongruenz der Trockenschneelinien in dem während der Tandemphase aufgezeichneten Bildpaar vom 22. (ERS-1) und 23. März 1996 (ERS-2) belegt die hohe Übereinstimmung der Datenprodukte der beiden AMI SAR-Sensoren und rechtfertigt die uneingeschränkte Kombination der Daten beider Aufzeichnungssysteme. Darüber hinaus bezeugt die über einen halbjährigen, lediglich durch Akkumulations- und Umlagerungsprozesse geprägten Zeitraum hinweg weitgehend konstante Position der Trockenschneelinie zwischen dieser Frühwinter- und der darauf folgenden Spätwintersituation am 19. Oktober 1996 die Integrität des verwendeten Klassifizierungsansatzes.

Ausgehend von einer Höhenlage zwischen 1050 und 1150 m NN im Juli 1992 konnte im Zeitraum bis zum Februar 1998 eine kontinuierliche aufwärts gerichtete Verschiebung der Trockenschneelinie im untersuchten Teilraum beobachtet werden. Die bis zum Ende des Südsommers 1996/97 durch jährliche Anstiegsraten in der Größenordnung von 10 - 20 m geprägte Dynamik ist insbesondere auf den flach geneigten Rücken zu erkennen. Im Gegensatz zu den Ansatzzonen der zum Larsen Ice Shelf drainierenden Auslaßgletscher, in denen aufgrund der steileren Geländeneigung eine enge Scharung der Linien resultiert, zeigen sich in den flacher einfallenden Lagen auch geringe Höhenveränderungen bereits in einem deutlich zu erkennenden horizontalen Versatz des Linienverlaufs. Eine rapide Beschleunigung des Prozesses erfolgte im Verlauf des Südsommers 1997/98. Nachdem die Trockenschneelinie am Ende der vorangegangenen Sommersaison eine Höhe zwischen 1200 bis 1300 m NN erreicht hatte, zeigt sich bereits am 17. Januar 1998 ein markanter Anstieg der Trockenschneelinie, die im weiteren Verlauf bis zum 21. Februar 1998 eine Maximalhöhe von bis zu 1400 m NN erreichte. Im folgenden zweijährigen Zeitraum bis zum

Februar 2000 senkte sich das Höhenniveau der Trockenschneelinie wieder bis annähernd auf die Position vom 8. März 1997 ab. Im gesamten Beobachtungszeitraum ergab sich folglich eine Aufwärtsverlagerung der Trockenschneelinie um rund 100 bis 150 m.

Die aufgezeigte Dynamik im unteren Grenzbereich der Trockenschnee-Radarzone zeigt sich auch in den entlang

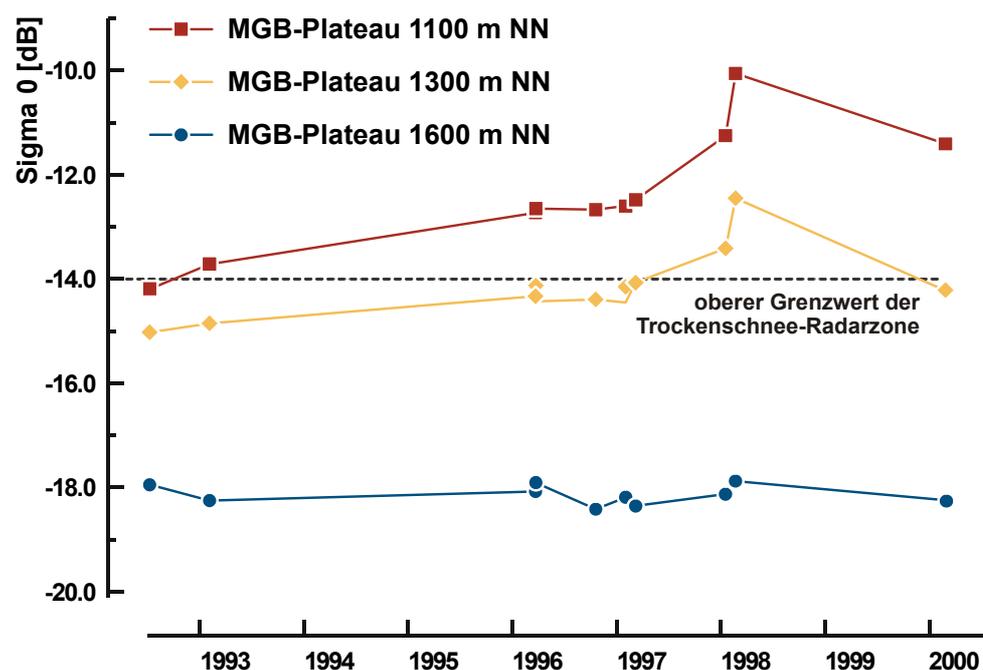


Abb. 6-19: Zeitreihe der Rückstreuwerte an drei Standorten der ostseitigen Plateauabdachung. Die Meßstandorte sind durch weiße Kreuze in Abb. 6-18 markiert.

eines Höhentransektes ermittelten Zeitreihen der Rückstreuwerte (Abb. 6-19). Schon zu Beginn der Meßperiode erfolgt in den tiefergelegenen Randbereichen, deren Flächen bereits durch Rückstreukoeffizienten zwischen -15.0 und -14.0 dB gekennzeichnet waren, ein rasches Überschreiten des die Trockenschneezone limitierenden Grenzwertes. Auf den in 1300 m NN gelegenen Flächen bestätigen dagegen die Rückstreuwerte bei einer stetig ansteigenden Tendenz bis zum Südsommer 1997/98 die Existenz einer Trockenschnee-Radarzone. Nach dem Überschreiten der maximalen Werte oberhalb von -12.6 dB (1300 m NN) beziehungsweise -10.1 dB (1100 m NN) im Februar 1998 weisen beide Kurven bis zu Beginn des Jahres 2000 übereinstimmend einen abfallenden Verlauf auf. Hierbei zeigt sich in Konsistenz mit den in Kapitel 6.2.1.2 dargelegten Betrachtungen in der unteren Testfläche lediglich eine geringe Abnahme um rund 1.1 dB, wohingegen auf der obersten Testfläche in 1300 m NN die Werte um mehr als 2.6 dB wieder unter den Grenzwert von -14.0 dB absanken. Von minimalen Variationen unterhalb der Kalibrierungsgenauigkeiten der Sensoren abgesehen, zeigen die höchstgelegenen Flächen zeitlich konstante Rückstreuwerte um -18.0 dB.

Aus den auf der Westseite des Untersuchungsraumes ausgewerteten, zwischen Oktober 1991 und Oktober 2000 aufgezeichneten Szenen ergibt sich hingegen kein eindeutiges Signal einer signifikanten Verlagerung der Trockenschneelinie (Abb. 6-20).

Die aufgrund der klimatischen Verhältnisse auf der Westseite deutlich höhere Lage der Trockenschneelinie konnte übereinstimmend auf rund 1500 bis 1600 m NN eingegrenzt werden. Lediglich im Bereich

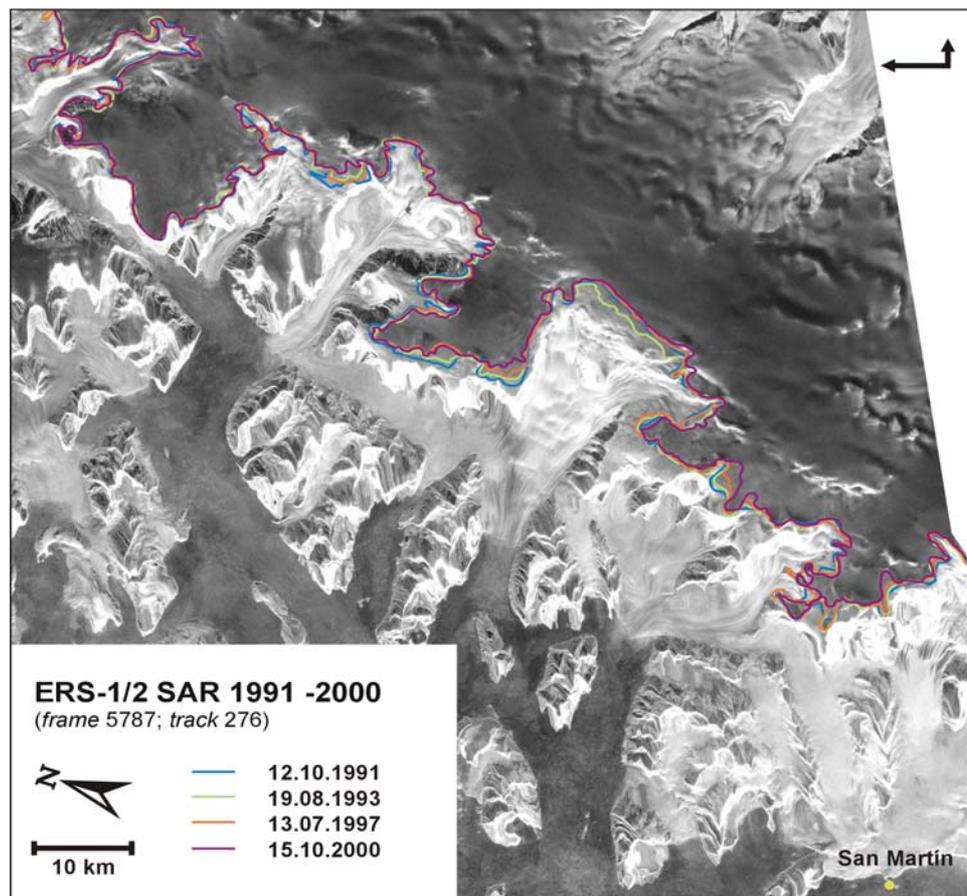


Abb. 6-20: Die Positionen der Trockenschneelinie im Zeitraum von 1991 bis 2000 am Westabfall des zentralen Plateaus im Bereich der inneren Marguerite Bay (68° Süd). Aufgrund der weitgehenden Lageübereinstimmungen der beobachteten Grenzlinien wurden lediglich die aus den Winterszenen abgeleiteten Trockenschneelinien dargestellt (ERS-1/2; zur Datengrundlage siehe Tab. 6-2).

der Trockenschneelinie detektierbar, die aber keine eindeutigen Schlußfolgerungen über deren Dynamik im Verlauf der 1990er Dekade erlauben. Es zeigt sich vielmehr, daß die die Plateauregion nach Westen begrenzenden Steilabfälle, deren Abbruchkanten die Höhenlage der Trockenschneelinie überragen, eine morphologische Grenze der Trockenschneezone bilden.

Die insbesondere auf der Ostseite des Untersuchungsgebietes abgeleiteten Befunde stehen im Einklang mit den im Bereich der südlichen Antarktischen Halbinsel gemachten meteorologischen Beobachtungen. Mit dem im Zuge der allgemeinen Erwärmung einhergehenden Anstieg sowohl der Auftretenshäufigkeiten als auch der Intensitäten von extremen Hochtemperaturereignissen ist

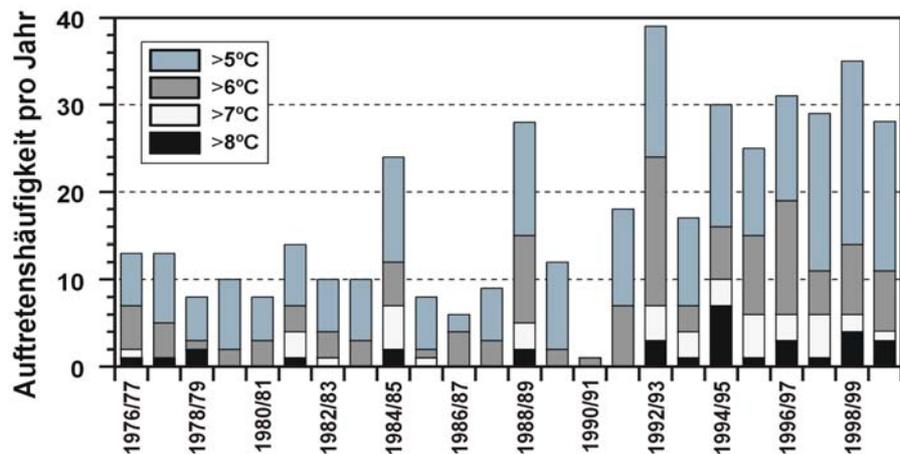


Abb. 6-21: Auf das Massenbilanzjahr bezogene jährliche Auftretenshäufigkeiten von Hochtemperaturereignissen an der Station San Martín (Marguerite Bay) zwischen 1976 und 2000 (Daten: Servicio Meteorológico Nacional, Buenos Aires; AWS San Martín).

mit Veränderungen der Schneedeckendynamik verstärkt auch in den Hochlagen zu rechnen. Dabei können die an den küstennahen Stationen gemessenen täglichen Maximaltemperaturen als Proxy-Werte für das thermische Geschehen in der Trockenschneezone herangezogen werden. So belegt die Auswertung einer 25-jährigen Temperaturzeitreihe der Station San Martín die deutliche Zunahme der singulären Wärmeereignisse in der zentralen Marguerite Bay im vergangenen Jahrzehnt (Abb. 6-21). Besonders die in den Massenhaushaltsjahren 1993/94 und 1997/98 verzeichneten Jahresmaxima von über 10.0°C legen einen ursächlichen Zusammenhang mit der beobachteten, aufwärts gerichteten Verschiebung der Trockenschneelinie nahe (Abb. 6-18 und 6-19), da erst bei Erreichen oder gar Überschreiten des Schmelzpunktes die unter Naßschneebedingungen ablaufenden Metamorphoseprozesse eine nachhaltige Veränderung der die Rückstreuung beeinflussenden Schneedeckenparameter bewirken (Kapitel 6.2.1.1). Unter Anwendung des auf den Gletschern nahe San Martín während der Monate Januar bis März 1998 im Höhenintervall von 20 bis 720 m NN gemessenen hypsometrischen Gradienten von $-0.51\text{ K (100 m)}^{-1}$ (Kapitel 3.2.1.4, Tab. 3-3) ergibt sich ein Höhengniveau der 0°C -Grenze von über 1900 m NN und selbst bei Nutzung des von MORRIS & VAUGHAN (2003) angegebenen hohen Gradienten von $-0.72\text{ K (100 m)}^{-1}$ resultieren positive Temperaturverhältnisse bis nahezu 1400 m NN.

Allerdings scheint das kurzfristige Auftreten hoher Temperaturen allein als nicht hinreichend, um einen zur Schmelz-Gefrier-Metamorphose ausreichenden Energieeintrag in die kalten, durch geringe Wärmeleitfähigkeiten geprägten und daher nur verzögert auf atmosphärische Schwankungen reagierenden Schneedecken des Hochlandes zu gewährleisten. Vielmehr zeigt das Beispiel vom 21. Februar 1998 (Abb. 6-17) und die dabei auf der Ostseite des Plateaus dokumentierte Verschiebung der Trockenschneelinie (Abb. 6-18), daß insbesondere bei aus nordwestlichen Richtungen aufziehenden Zyklonalwetterlagen mit nachweisbaren Veränderungen der oberflächennahen Schneedeckenparameter in den höchsten Lagen zu rechnen ist. Die Advektion warm-feuchter Luftmassen, die turbulent durchmischten unteren Schichten der Atmosphäre und der daraus resultierende niedrige hypsometrische Temperaturgradient sowie die infolge der bei einer niederen Wolkendecke hohe langwellige Einstrahlung und die folglich positive Strahlungsbilanz liefern die meteorologischen Voraussetzungen, um einen ausreichend hohen Energieeintrag in die Schneedecken der Hochlagen zu gewährleisten. Durch die bis zu mehreren Tagen anhaltende Verweildauer im Einflußbereich einer solchen Wetterlage stehen damit die entsprechenden Energiesummen bereit, um in den Randbereichen der Trockenschneezone die Prozesse der Schmelz-Gefrier-Metamorphose in Gang zu setzen. Weitere Modifikationen der oberflächennahen Schneehorizonte werden darüber hinaus durch die bis in die Hochlagen hinein als Regen oder Schneeregen fallenden Niederschläge induziert.

Die in der Periode zwischen 1998 und 2000 erfaßte Abwärtsverlagerung der Trockenschneelinie zeugt ferner von einer durch unter Naßschneebedingungen ablaufenden Metamorphoseereignissen unbeeinflußten Akkumulationsphase in den betroffenen Gebieten. Da jedoch über das Niederschlagsgeschehen des Untersuchungsraumes im analysierten Zeitraum keine Informationen vorliegen, können über die räumlichen und zeitlichen Muster des Akkumulationsverlaufs in den Hochlagen des Untersuchungsgebietes keine verlässlichen Aussagen getroffen werden. Die innerhalb der zweijährigen Phase auf der Testfläche in 1300 m NN Höhe beobachtete, rasche Absenkung der Rückstreuwerte belegt allerdings die in Kapitel 6.2.1.2 durch Modellrechnungen für jährliche Akkumulationsraten zwischen 400 mm und 800 mm WE a⁻¹ abgeleitete Rückstredynamik im Grenzbereich der Trockenschneezone (Abb. 6-16, A24-2). Unter Annahme dieser, für den Raum im plausiblen Bereich liegenden Werte (Kapitel 3.2.2), ergibt sich für die am Ende des Sommers 1997/98 durch höhere Rückstreuwerte von bis zu -10.0 dB gekennzeichneten tieferen Lagen zwar bis zum Februar 2000 eine leichte Abnahme der Rückstreuoeffizienten, die aber in Konsistenz zu den Simulationsrechnungen auf einem hohen Niveau oberhalb des die Trockenschneezone limitierenden Grenzwertes verharren.

6.2.2.2 Die Zentralbereiche der nördlichen Antarktischen Halbinsel (65° bis 68° Süd)

Aufbauend auf die im Bereich der Marguerite Bay gewonnenen Erkenntnisse wurde die Dynamik der Trockenschneelinie im zentralen Sektor der Antarktischen Halbinsel zwischen 65° und 68° südlicher Breite untersucht (Abb. 6-22). Der Untersuchungsraum erstreckt sich von der zentralen Marguerite Bay im Süden bis auf eine Linie zwischen Anvers Island und Cape Disappointment im Norden und umfaßt die zentralen Flächen des Avery und Bruce Plateaus, die mit Kulminationshöhen bis über 2000 m NN zu den höchstgelegenen Bereichen der nördlichen Halbinsel gehören. Als Grundlage der eine Zeitspanne von acht Jahren umfassenden Auswertungen dienten zwei aus jeweils sechs Einzelszenen (*track* 467) zusammengesetzte, orthorektifizierte und co-registrierte SAR-Mosaik vom 8. Juli 1992 (ERS-1, Orbit 5121) und 26. Februar 2000 (ERS-2, Orbit 25371). Die Positionen der Trockenschneelinien auf der Ostseite der Halbinsel wurden in beiden Datensätzen gemäß dem in Kapitel 6.1.5 beschriebenen Grenzwertansatz kartiert.

Die untere Grenze der Trockenschneezone zeigt demzufolge einen dem Relief folgenden und den klimatischen Bedingungen entsprechenden, mit zunehmender Breitenlage absteigenden Höhenverlauf (Abb. 6-23). Dabei wurden im Juli 1992 in den nördlichen Teilräumen maximale Höhenlagen von 1600 bis 1800 m NN verzeichnet, wohingegen sich im Süden die Trockenschneezone bis in 1050 bis 1150 m NN erstreckte (Kapitel 6.2.2.1). Die im Vergleich dazu im Februar 2000

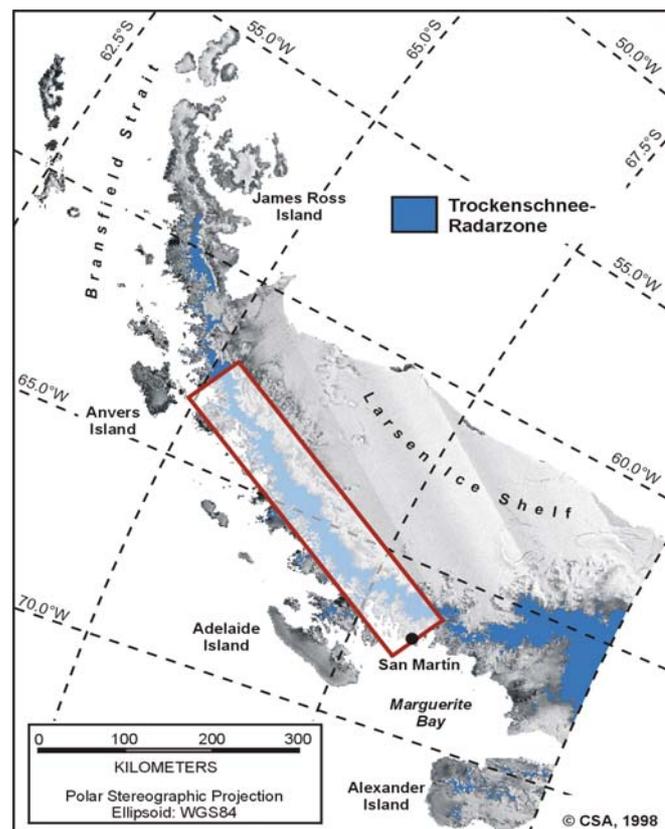


Abb. 6-22: Die Lage der ERS-1/2 SAR-Mosaik vom 8. Juli 1992 und 26. Februar 2000 (roter Rahmen) auf der Antarktischen Halbinsel (RADARSAT ScanSAR-Mosaik vom 18. November 1998 mit überlagerter Trockenschnee-Radarzone).

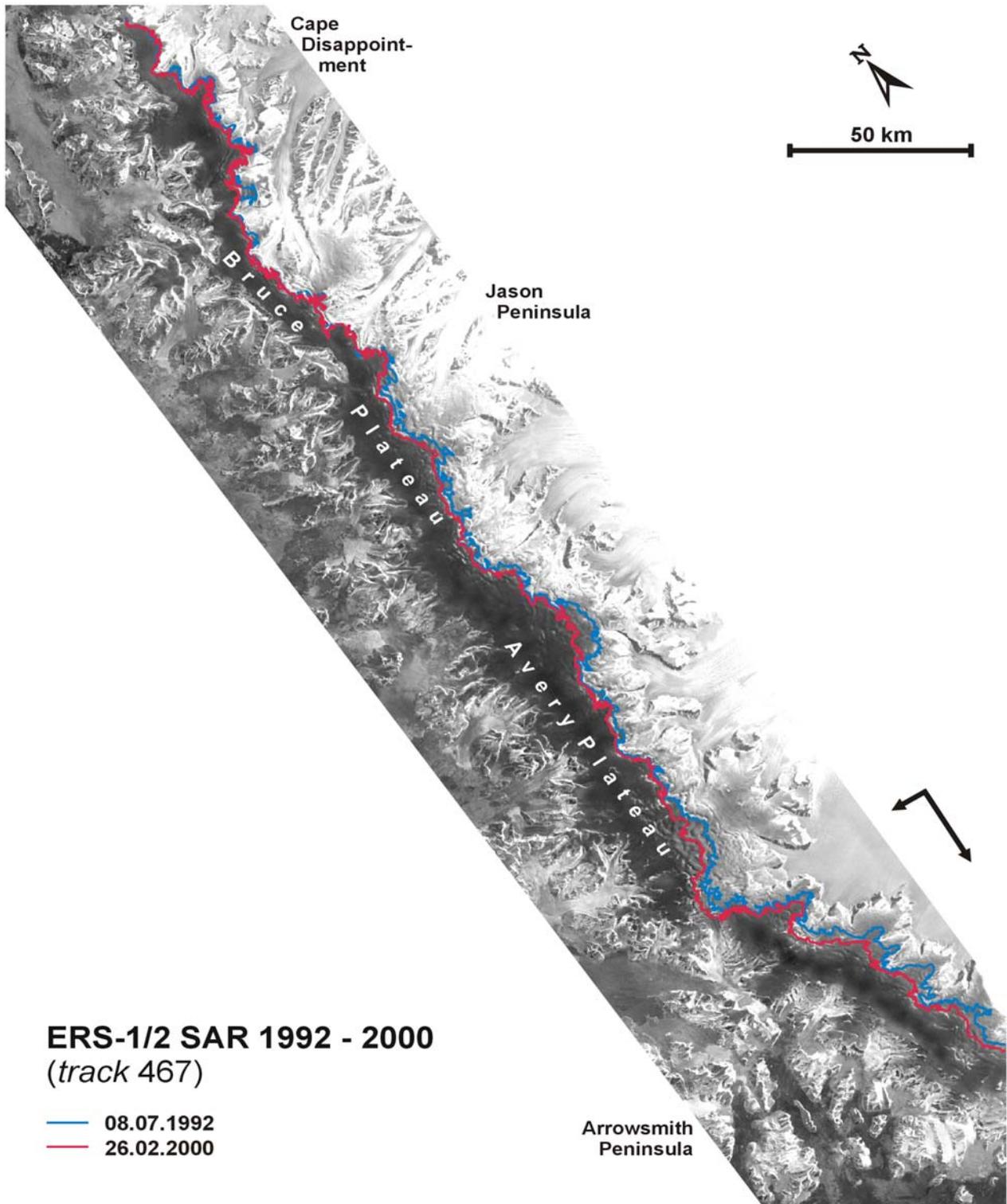


Abb. 6-23: Die Veränderungen der Trockenschneelinie auf der zentralen Antarktischen Halbinsel zwischen 65° und 68° südlicher Breite zwischen 1992 und 2000 (ERS-1/2 SAR-Mosaik).

in den zentralen und südlichen Bereichen der Plateauregion erfaßten aufwärts gerichteten Lageveränderungen der Trockenschneelinie belegen in diesen Sektoren einen deutlichen Rückzug der Trockenschneezone im Verlauf der achtjährigen Untersuchungsperiode. Maximale Anstiege von über 100 m wurden im Bereich der Marguerite Bay und des südlichen Avery Plateau verzeichnet. Nach Norden zu nehmen die Anstiegsbeträge auf Werte unter 50 m ab, so daß sich die Positionsveränderungen nur noch auf den ausgedehnten, flach nach Osten einfallenden Hochflächen des Avery Plateaus klar zeigen. In den nördlichsten Gebieten des Untersuchungsraumes konnte demgegenüber kein konsistentes Signal einer signifikanten Grenzlinienverschiebung dokumentiert werden. Ein

kleinräumig differenziertes Muster entgegengesetzt gerichteter Lageverschiebungen auf dem nördlichen Bruce Plateau bei einer über den achtjährigen Untersuchungszeitraum hinweg invarianten Höhenlage der Trockenschneelinie erlaubt daher anhand der ausgewerteten SAR-Daten keinen unmittelbaren Rückschluß auf eine einheitliche klimatische Beeinflussung der Schneedeckendynamik in diesem Gebiet. Vielmehr folgt aus der Betrachtung der mit über $1000 \text{ mm WE a}^{-1}$ sehr hohen mittleren Akkumulationsraten im Nordosten des Bruce Plateaus (Kapitel 3.2.2, TURNER et al. 2002a) und den Simulationsergebnissen aus Kapitel 6.2.1.2, daß der dem Datenmaterial zugrundeliegende Zeitschritt zu groß ist, um die Erfassung der Dynamik der Trockenschneelinie in diesem Gebiet zu gewährleisten. Dennoch zeigen sich durch die detaillierte Auswertung der Radarrückstreuwerte auf den Plateauflächen der Ostabdachung im Zeitraum 1992 bis 2000 deutliche Veränderungen der Schneedeckeneigenschaften auch in dieser Region. Die Ergebnisse der die gesamte Ostabdachung umfassenden Untersuchung belegen einen konsistenten großräumig zu detektierenden Anstieg um teilweise über 4.0 dB in der sich unterhalb der Trockenschneezone ausdehnenden gefrorenen Perkulations-Radarzone.

Basierend auf den Ergebnissen der Simulationsrechnungen und der Auswertung multi-temporalen SAR-Daten hat sich gezeigt, daß Lageveränderungen der Trockenschneelinie eine Indikatorfunktion für Veränderungen des thermischen Zustandes der Schneedecken der Hochlagen der Antarktischen Halbinsel einnehmen. Dabei konnten insbesondere in jenen Räumen, in denen gemäßigte Niederschlagsraten das jährliche Akkumulationsgeschehen dominieren, deutliche Variationen der oberflächennahen Schneedeckenparameter nachgewiesen werden. Diese Veränderungen stehen in einem ursächlichen Zusammenhang mit dem beobachteten Anstieg der Temperaturen und einer zunehmenden Häufigkeit extremer Wetterlagen, deren Auswirkungen sich auch in den Hochlagen der Halbinsel manifestieren.

7 Zusammenfassung und Ausblick

Vor dem Hintergrund eines in den vergangenen Jahren zu beobachtenden Wandels des regionalen Klimas und den damit einhergehenden massiven Veränderungen der glazialen Systeme auf der Antarktischen Halbinsel werden im Rahmen dieser Arbeit die Nutzungsmöglichkeiten der aktiven Mikrowellenfernerkundung für ein konsistentes Überwachungsprogramm der Schneedecken und ihrer jährlichen sowie langfristigen Dynamik evaluiert. Die Ergebnisse zeigen dabei, daß sich durch die Auswertung von SAR-Datensätzen unterschiedlicher räumlicher und zeitlicher Auflösung wesentliche Aspekte der thermischen Entwicklung und der Metamorphosegeschichte der Schneedecken sowohl der tiefergelegenen Bereiche als auch der Hochlagen in ihrer meridionalen und zonalen Differenzierung beschreiben lassen. Das auf der Rückstreucharakteristik der untersuchten Flächen basierende Klassifizierungskonzept der Radargletscherzonen erweist sich hierbei als wirksames Hilfsmittel zur Ableitung der flächenhaften Ausdehnung und Verteilung verschiedener Zustandsformen der lokalen Schneedecken und ermöglicht die Beobachtung der sich saisonal, periodisch oder episodisch verlagernden Grenzlinien, denen eine wichtige Indikatorfunktion zur Beschreibung von Witterung und Klima im Untersuchungsraum zukommt.

Insbesondere in den bislang durch eine defizitäre Datenlage gekennzeichneten Plateauregionen der Antarktischen Halbinsel nördlich 70° Süd ergeben sich aus der Erfassung und Beobachtung der Trockenschneelinie im Zeitraum zwischen 1991 und 2000 neue Erkenntnisse über deren klimatische Entwicklung und den Einfluß singulär auftretender Wärmeereignisse auf die Schneedecken dieser Gebiete. Auf der Applikation eines Radarrückstreumodells basierende Simulationen der Grenzliniendynamik weisen auf die im Rahmen einer Zyklonalwetterlage durch Advektion warm-feuchter Luftmassen und den daraus resultierenden Energietransferprozessen in Gang gesetzte Schmelz-Gefrier-Metamorphose als ursächlichen Impuls für eine aufwärts gerichtete Verschiebung hin. Demgegenüber führt die durch Tauvorgänge ungestörte Akkumulation einer Trockenschneedecke ausreichender Mächtigkeit zu einer Verlagerung in tiefergelegene Bereiche. Beide Prozesse konnten auf der Ostabdachung des Plateaus im Verlauf der 1990er Dekade verfolgt werden. Die im Süden des Untersuchungsraumes auf eine Phase der stetigen Aufwärtsverlagerung zwischen 1992 und 1998 folgende Absenkung der Trockenschneelinienhöhen in den Jahren 1998 bis 2000 belegt ebenso wie das Fehlen eines klaren Änderungssignals in den nördlichen Teilbereichen im Verlauf einer achtjährigen Untersuchungsperiode (1992 - 2000), daß hohe Akkumulationsraten die Schneedeckendynamik in den Hochlagen der Halbinsel prägen. Diese Folgerungen stehen im Einklang mit den bislang gemessenen beziehungsweise interpolierten Akkumulationsdaten in diesem Raum und können als ein weiteres stützendes Indiz für die Vermutung eines Niederschlagsanstieges im Zuge der momentanen Klimaentwicklung gewertet werden. Auch wenn die in den Höhenregionen der Antarktischen Halbinsel beschriebenen Prozesse nicht unmittelbar mit den Phänomenen der Schelfeiszer-

fälle und der weit verbreitet zu erfassenden Gletscherrückzüge gekoppelt ist, so bietet die dargestellte Methode vielmehr die Möglichkeit der Erfassung komplementärer Aspekte im Kontext des rezente regionalen Erwärmungstrends.

Die SAR-gestützte Erfassung der Schmelz- und Ausaperungsdynamik stellt ferner ein Instrument für witterungsklimatische Betrachtungen in den Tieflagen der Halbinsel und auf den angrenzenden Schelfeistafeln dar. Aus der Überwachung der Fluktuationen der Naßschnee- und der Firnlinien können in räumlicher und zeitlicher Differenzierung Erkenntnisse über Verlauf und Dauer der Ablationsperiode abgeleitet werden. Insbesondere die Abschätzungen der flächenhaften Verbreitung und der Höhenerstreckung der ausapernden Gletscherbereiche sowie der durch Schneeschmelze beeinflussten Gebiete auf der nördlichen Halbinsel deuten darauf hin, daß über die zu beobachtenden Gletscherrückzüge hinaus die Massenverluste in den tieferen Lagen deutlich höher zu sein scheinen als dies noch vor wenigen Jahren vermutet wurde. Über die, durch ihren Charakter als Katastrophenereignisse besonders spektakulären Schelfeiszerfälle hinaus, zeichnet sich durch die Labilisierung ehemaliger Zuflußgletscher nach dem Wegfall der als Widerlager dienenden Schelfeistafeln und einer Veränderung der glazialen Dynamik infolge einer Änderung der thermischen Eigenschaften insbesondere auch durch die klimainduzierte Modifikation der Massenbilanzregime in den Tieflagen der Gletscher ein tiefgreifender kryosphärischer Wandel in diesem Geosystem ab. Diese Befunde bezeugen neben Energiebilanzbetrachtungen und Ablationsmodellierungen die hohe Sensitivität der Eismassen der Antarktischen Halbinsel gegenüber einem Anstieg der Temperaturen und legen auch aufgrund des erweiterten wissenschaftlichen Kenntnisstandes von den Patagonischen Eisfeldern und den subpolaren Gletschern Alaskas eine Neubewertung des potentiellen Beitrages der Antarktischen Halbinsel zum globalen Meeresspiegelanstieg nahe.

Moderne technologische Konzepte und die Implementierung fortschrittlicher SAR-Technologien in multi-spektralen, multi-polarisierten, multi-skaligen und multi-sensoralen Aufnahmesystemen werden neue und erweiterte Erkenntnisse über die klimatische Entwicklung der Antarktischen Halbinsel ermöglichen. Die erfolgreiche Installation des Relaisatelliten ARTEMIS auf einer stationären Umlaufbahn erlaubt in naher Zukunft die ganzjährige, kampagnenunabhängige Aufzeichnung von ENVISAT SAR-Daten und wird damit dazu beitragen, die Datenlage in den Südpolargebieten weiter zu optimieren. Bereits in der jüngsten Vergangenheit haben neue Akquisitions-, Archivierungs- und Vertriebsstrategien der Satellitenbetreiber das Aufkommen und die Verfügbarkeit von im optischen und im Infrarotbereich erfaßten Satellitenbilddaten von der Antarktischen Halbinsel trotz der durch persistente Bewölkung und saisonale Dunkelheit eingeschränkten Aufzeichnungsmöglichkeiten nachhaltig erhöht. In Ergänzung zu den abbildenden Fernerkundungssystemen eröffnen komplementäre Sensoren wie die Altimeter auf CRYOSAT und ICE-Sat zusätzliche und erweiterte Optionen zur Erforschung und Überwachung der Eismassen des Antarktischen Kontinent. In methodischer Hinsicht sind insbesondere die Entwicklungen auf dem Feld der polarimetrischen SAR-Datenauswertung von hohem Interesse um zu einer verbesserten und weiter führenden Differenzierung der Schneezonen auf Gletschern zu gelangen. Die Verdichtung der Aufzeichnungsraten wird darüber hinaus auch in den durch hohe Variabilitäten der Schneedecken geprägten Räumen wie der Antarktischen Halbinsel dazu beitragen, mittels interferometrischer Datenanalyse wichtige Erkenntnisse über die Veränderungen der Gletschersysteme und deren Dynamik in hoher zeitlicher Auflösung abzuleiten. Die synergetische Nutzung der sich insgesamt in technologischer, methodischer und operationeller Hinsicht abzeichnenden Entwicklungen im Bereich der Satellitenfernerkundung wird maßgeblich dazu beitragen, ein langfristiges und großräumiges Monitoringprogramm in einer Region zu etablieren, die sich in den zurückliegenden Jahrzehnten als besonders klimasensitiv erwiesen hat.

8 Summary

A consistent overall regional warming trend has been detected on the Antarctic Peninsula, which is already the warmest sector of Antarctica. Long-term surface air temperature records revealed a significant temperature increase of 0.02 - 0.07 K a⁻¹ over the last five decades for both the western and the eastern sides of the Antarctic Peninsula. Despite the extraordinarily large inter-annual variabilities that characterise the meteorological records for this region, the warming rates identified on the western coast of the Antarctic Peninsula are greater than those found elsewhere in Antarctica. Within the analysis of seasonal distribution for the observed trends, highest warming rates can be detected for the winter season, with highest values in the magnitude of 0.10 K a⁻¹ recorded on the western coast of the peninsula. It is these changes in the annual temperature cycles that directly result in an extension of the yearly ablation season in the affected areas. In addition, changing precipitation regimes on the Antarctic Peninsula can be deduced through the analysis of synoptic observation records. Various proxy values furthermore support the assumption that precipitation is increasing due to higher temperatures and changes in the atmospheric pressure pattern.

In contrast to the slow reaction of continental ice masses, the local glacial systems on the Antarctic Peninsula react more directly to the recorded climatic changes in this region. Depending on fluctuations in mass and energy balance, which are triggered by changing climatic conditions, such relatively small glaciers have short response times to perturbations of their accumulation and ablation processes. Moreover, as observational evidence grows, the grounded and floating parts of the local glacial systems are found to be more spatially and temporally variable than was previously expected. Among the most spectacular of these events, the disintegration of the ice shelves has taken place over the last two decades. After the break-up of Wordie Ice Shelf in the Marguerite Bay in the late 1980s and a pronounced retreat of Wilkins and George VI Ice Shelves, a rapid sequence of disintegration events occurred on the eastern side of the Antarctic Peninsula. This resulted in the disappearance of the Prince Gustav and Larsen A Ice Shelves in 1995. After repeated calving events since 1995, Larsen B collapsed completely in 2002. These presumably irreversible break-up events are directly linked to the rising air temperatures, and the extended melting seasons. Furthermore, recent studies have revealed that the former tributaries of Larsen A have been subject to significant changes after the collapse of the ice shelf. These include recessions of the ice-fronts from the former grounding line positions, complex crevassing, acceleration, and therefore higher mass fluxes. The first evidence of surging glaciers was also detected at these former tributaries.

Although the Antarctic Peninsula is the region with the densest network of permanently operating research stations and the longest meteorological records on the Antarctic conti-

ment, most information is restricted to the northern coastal areas, which invariably neglects the peninsula's mountainous topography and the longitudinal extension of more than 1000 km. Data from higher regions, particularly the central plateau area with mean altitudes over 1500 m asl, are scarce or entirely lacking. Consequently, immense uncertainties about the spatial and temporal variabilities of the glacial systems and the impact of the actual climatic change on these areas remain. As field work is generally hindered by harsh environmental conditions and logistical difficulties, remote sensing techniques therefore offer a powerful means of monitoring changes in higher altitudes at a variety of temporal and spatial scales. Due to the frequent cloud cover and the extensive periods of darkness during the polar winter, especially data from orbital synthetic aperture radar (SAR) sensors facilitate the analysis of surface properties of these areas.

As microwave radar signals penetrate the snow surface providing sub-surface information on snowpack properties, SAR data furthermore enables the classification of different snow cover types. The recorded backscatter signal from snow and glacier surfaces is affected by sensor parameters as well as by snow cover parameters. SAR-images of polar glaciers and ice sheets show a typical sequence of alternating dark and bright signatures. These signatures are caused by specific backscatter mechanisms which in turn are affected by the prevailing snow cover parameters such as liquid water content, snow density, grain size, stratigraphy, and surface roughness. Due to its sensitivity to liquid water within the snowpack, SAR data offer the possibility to discriminate wet and frozen snow zones on a glacier. Since SAR data also provide information from deeper layers of a dry snow cover, a more detailed classification of snow zones on glaciers is facilitated. Depending on the actual snow properties resulting from metamorphic processes driven by the meteorological conditions, these snow zones are dynamic on a time scale of days to weeks and show remarkable seasonal variations. Consequently, they do not necessarily coincide with the characteristics of the classical glaciological snow zones. As such, they should be referred to as radar glacier zones.

In this study, the proposed classification scheme distinguishes between the dry snow, frozen percolation, wet snow, and bare ice radar glacier zones. Hereby, the dry snow radar zone is restricted only to the highest areas, in which the temperatures never rise above freezing point. The absence of melt events and the predominant dry snow metamorphism result in small grain sizes of the snow crystals and a moderately layered snowpack without ice layers. Due to the high penetration depth and dominating volume scattering, the dry snow radar zone is characterized by low backscatter values. In the snowpack of the frozen percolation radar zone frequent or occasional melt-freeze-cycles lead to the formation of numerous subsurface ice bodies and large grain sizes. While in a dry and frozen state, both, ice layers and large snow grains act as strong scatterers of the radar beam. This results in high backscatter values from the frozen percolation radar zone. During melt events, the liquid water content in the snowpack increases. As liquid water absorbs a large portion of the incoming microwave, the penetration depth is reduced to the uppermost centimetres. If the snow surface is smooth, specular reflection causes the dark appearance of a melting snow cover in a SAR-image. In the bare ice radar zone, surface scattering causes a relatively strong back-scatter signal in comparison to the wet snow radar zone. Since the formation and distribution of these snow zones depend on the prevailing weather conditions prior to and during image acquisition, the actual positions of the boundary lines between different zones provide information on actual and recent meteorological parameters.

Analysing RADARSAT ScanSAR data from 1998/99, the spatial extent of the dry snow radar zone on the Antarctic Peninsula was computed by extracting all areas with a backscatter coefficient of less than -14 dB. This threshold value was derived from backscatter modelling based on snow pit and ice core data. In addition, analysis of SAR-imagery from

ERS-1/2 and RADARSAT indicates that this threshold is appropriate to identify the dry snow radar zone on the Antarctic Peninsula, because it consistently demarcates the uppermost areas, which are characterised by low backscatter values and the absence of any multi-temporal signatures. The accuracy of the approach is estimated to approximately ± 1.0 dB, which is in the same magnitude as the calibration accuracies of ERS-1/2 and RADARSAT ScanSAR data. Furthermore, the influence of variable incidence angles and different sensor polarization can be neglected, as the SAR-backscatter returns from such a snowpack result predominantly from volume scattering. The results indicate a total size of the dry snow radar zone of 23300 km² which corresponds to 19.7% of the terrestrial parts of the Antarctic Peninsula north of 70° South. In addition, the spatial distribution of the wet snow radar zone on January 5, 1999 facilitates a first assessment of glacier surfaces influenced regularly by snowmelt. When disregarding snow- and ice-free areas, the effective surface of this zone could be estimated to be approximately 30000 km² (25%). The maximum extent of the bare ice radarzone during a typical summer situation is assessed to approximately 10600 km² (9%). These findings suggest that, in addition to the needs of refined ablation rates, the spatial extent of areas regularly affected by snowmelt has to be revised for future assessments of the contribution of the Antarctic Peninsula's ice masses to sea level rise.

Based on the analysis of multi-temporal ERS-1/2 SAR-imagery (1992 - 2000), the position of the dry snow line on the eastern side of the northern Antarctic Peninsula was identified by applying the same threshold approach as described above. In 1992, the position of the dry snow line increased from a minimum altitude of approximately 1050 - 1150 m asl at 68.0° South to 1600 - 1800 m asl at 65.0° South with observed deviations being attributed to locally varying conditions such as altitude, aspect, and local accumulation rates. While on the precipitous west-facing slopes a probable position change might be obscured by the relief, a significant upward shift of this boundary line can be identified on the gently inclined eastern slopes of the central mountain chain. Hereby, an increase of the altitudinal position of the dry snow line of up to 200 m is detected between 1992 and 1998 in the southern parts of the investigated area. No clear evidence for positional changes can be found in the northern parts. The only mechanism which is believed to be able to cause a significant upward shift of the dry snow line is a change from dry to wet snow metamorphism. This implies at least a short-term impact of high temperatures leading to enhanced grain growth and, therefore, higher backscatter values. Conversely, a downward shift of this boundary line is an indicator of continuous accumulation of dry and fine-grained snow and the absence of any melt event at the corresponding altitude range. Therefore, the observed upward shift of this boundary line in the southern sector during the investigated time period of 1992 to 1998 is interpreted as a direct result of the impact of high temperature events affecting the snow cover in the uppermost regions, while the downward shift between 1998 and 2000 and the missing signal from the north indicate high accumulation under predominating dry snow conditions.

The presented observations add further aspects to the already reported effects of the regional warming trend on the Antarctic Peninsula. Furthermore, these findings also confirm the capability of SAR-derived radar glacier zones and their boundary lines to serve as indicators of climate variability in remote high-altitude areas of the polar regions.

9 Literatur

- AHLMANN, H. W. (1935): Contribution to the physics of glaciers. *The Geographical Journ.* 86, 97-107.
- AINSWORTH, T. L.; LEE, J. S. & SCHULER, D. L. (2000): Multi-frequency polarimetric SAR data analysis of ocean surface features. *Proceedings of EUSAR 2000*, 23. - 25. Mai 2000, München. VDE Verlag Berlin, Offenbach, 281-284.
- ALBERTZ, J. (2001): Einführung in die Fernerkundung: Grundlagen der Interpretation von Luft- und Satellitenbildern. 2., überarb. u. erw. Aufl., *Wiss. Buchges. Darmstadt*, 249 S.
- ALLEY, R. B. & BINDSCHADLER, R. A. (2001): The West Antarctic ice sheet and sea-level change. In: ALLEY, R. B. & BINDSCHADLER, R. A. (Eds.): *The West Antarctic ice sheet - behavior and environment*. AGU Antarctic Research Series 77, 1-11.
- AMBACH, W. & DENOTH, A. (1972): Studies on the dielectric properties of snow. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 8, 113-123.
- AMBACH, W. & DENOTH, A. (1980): The dielectric behaviour of snow: a study versus liquid water content. *Proceedings NASA Workshop on Microwave Remote Sensing of Snowpack Properties* (Ft. Collins, Colorado, 20 - 22 May 1980), NASA Conf. Publ. CP2153, 69-81.
- ARENDET, A. A.; ECHELMAYER, K. A.; HARRISON, W. D.; LINGLE, C. S. & VALENTINE, V. B.: Rapid wastage of Alaska glaciers and their contribution to rising sea level. *Science*, 2002, 297(5580), 382-386.
- ARISTARAIN, A. J.; JOUZEL, J. & POURCHET, M. (1986): Past Antarctic Peninsula climate (1850-1980) deduced from an ice core isotope record. *Climatic Change* 8 (1), 9-89.
- ARISTARAIN; A.J.; PINGLOT, J. F. & POURCHET, M. (1987): Accumulation and temperature measurements on James Ross Island Ice Cap, Antarctic Peninsula, Antarctica. *Journal of Glaciology* 33 (115), 1-6.
- BAMLER, R. & SCHÄTTLER, B. (1993): SAR Data Acquisition and Image Formation. In: SCHREIER, G. (Ed.): *SAR Geocoding: Data and Systems*. Wichmann Verlag, Karlsruhe, 53-102.
- BAMLER, R. & HARTL, P. (1998): Synthetic Aperture Radar Interferometry. *Inverse Problems* 14, R1-R54.
- BAMLER (2000): Principles of Synthetic Aperture Radar. *Surveys of Geophysics* 21, 147-157.
- BENNAT, H.; GRIMM, J.; HEIDRICH, B.; SIEVERS, J.; WALTER, H. & WIEDEMANN, A. (1998): Das "Geowissenschaftliche Informationssystem Antarktis" (GIA) am Institut für Angewandte Geodäsie (IfAG). In: GOßMANN, H. (Hg.): *Patagonien und Antarktis - Geofernerkundung mit ERS-1-Radarbildern*. Petermanns Geographische Mitteilungen, Ergänzungsheft 287, Gotha, 13 - 34.
- BENSON, C. S. (1962 / 1996): Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland ice sheet. Snow, Ice and Permafrost Establishment. *Research Report 70* (Revised edition of 1962 report).
- BENTLEY, C. R. (1997): Rapid sea-level rise soon from West Antarctic ice sheet collapse? *Science* 275 (5303), 1077-1078.

- BENTLEY, C. R. (1998): Rapid sea-level rise from a West Antarctic ice-sheet collapse: a short-term perspective. *Journal of Glaciology* 44 (146), 157-163.
- BENTLEY, C. R. & BINDSCHADLER, R. A. (2003): Auf dünnem Eis. *Spektrum der Wissenschaft* 2/2003, 30-36.
- BETGEN, T. (1998): Wetter und Witterung in Cierva Point (Antarktische Halbinsel) im Südsommer 1996/97. Unveröffentlichte Zulassungsarbeit zum Staatsexamen. Universität Freiburg.
- BICKNELL, T. & CARSEY, F. (1993): JERS-1 SAR Data Quality Assessment - JERS data characteristics. Internal ASF/JPL memorandum, revised on May 23, 1994 (Digital version: <http://www.asf.alaska.edu/JERSquality.pdf>).
- BINDSCHADLER, R. A. & VORNBERGER, P. L. (1992): Interpretation of SAR imagery of the Greenland ice sheet using coregistered TM imagery. *Remote Sensing Environ.* 42 (3), 167-175.
- BINDSCHADLER, R. A.; FAHNESTOCK, M. A.; SKVARCA, P. & SCAMBOS, T. A. (1994): Surface-velocity field of the northern Larsen Ice Shelf, Antarctica. *Annals of Glaciology* 20, 319-326.
- BINDSCHADLER, R. (1998a): Future of the west antarctic ice sheet. *Science* 282 (5388), 428-429.
- BINDSCHADLER, R. (1998b): Monitoring of ice sheet behaviour from space. *Reviews of Geophysics* 36 (1), 79-104.
- BINTANJA, R. (1995): The local surface energy balance of the Ecology Glacier, King George Island, Antarctica: measurements and modelling. *Antarctic Science* 7 (3), 315-325.
- BLÜMEL, W. D. (1999): *Physische Geographie der Polargebiete*. Teubner B.G., Leipzig, 239 S.
- BOERNER, W-M.; MOTT, H.; LÜNEBURG, E.; LIVINGSTONE, C.; BRISCO, B.; BROWN, R. J. & PATERSON, S. (1998): Polarimetry in Remote Sensing - Basic and Applied Concepts. In: HENDERSON, F. M. & LEWIS, A. J. (Eds.): *Principles and applications of imaging radar. Manual of remote sensing*, 3rd edition, Vol. 2. John Wiley & Sons Inc., New York, Chichester, Weinheim, Brisbane, Singapore, Toronto, 131-182.
- BOHREN, C. F. & BATTAN, L. J. (1982): Radar backscattering of microwaves by spongy ice spheres. *J. Atmosph. Science* 39, 2623-2628.
- BORN, G. H.; DUNNE, J. A. & LAME, D. B. (1979): Seasat mission overview. *Science* 204, 1405-1424.
- BRAUN, M. & SCHNEIDER, S. (2000): Characteristics of summer time energy balance on the west coast of the Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology* 31, 179-183.
- BRAUN, M.; RAU, F.; SAURER, H. & GOßMANN, H. (2000): Development of radar glacier zones on the King George Island ice cap, Antarctica, during the austral summer 1996/97 as observed in ERS-2 SAR-data. *Annals of Glaciology* 31, 357-363.
- Braun, M. (2001): Ablation on the sub-Antarctic ice cap of King George Island - an approach from field measurements, modelling and remote sensing. Dissertation an der Geowissenschaftlichen Fakultät der Universität Freiburg, 165 S.
- BRAUN, M. & RAU, F. (2001): Using a multi-year data archive of ERS SAR imagery for monitoring snow line positions and ablation patterns on the King George Island ice cap (Antarctica). In: WUNDERLE & NAGLER (Eds.): *Proceeding of the 2nd EARSeL Workshop - Special Interest Group Land Ice and Snow*, June 16-17, 2000, Dresden. EARSeL eProceedings No. 1, Paris, 281-291.
- BRAUN, M. & GOSSMANN, H. (2002): Glacial changes in the areas of Admiralty Bay and Potter Cove, King George Island, Maritime Antarctica. In: BEYER, L. & BÖLTER, M. (Eds.): *Geoecology of Antarctic Ice-Free Coastal Landscapes*. Springer Verlag, 75 - 89.
- BRAUN, M. & HOCK, R. (im Druck): Spatially distributed surface energy balance and ablation modelling on the ice cap of King George Island (Antarctica). *Global & Planetary Change, Special Issue: Ice Sheets and Neotectonics*.
- BROMWICH, D. H. (1988): Snowfall in high southern latitudes. *Reviews of Geophysics*, Vol. 26 (1), 149-168.
- BROMWICH, D. H. (1990): Estimates of Antarctic precipitation. *Nature* 343, 627-629.

- BROMWICH, D. H.; CULLATHER, R. I. & VAN WOERT, M. L. (1998): Antarctic precipitation and its contribution to the global sea-level budget. *Annals of Glaciology* 27, 220-226.
- BROWN, I. A. & JOHANSSON, M. (1998): Arctic snowpack monitoring using synthetic aperture radar. 49th Arctic science conference, IARC Inauguration, 25th – 28th October 1998, Fairbanks, Alaska.
- BUCKREUSS, S.; BALZER, W.; MÜHLBAUER, P.; WERNINGHAUS, R. & PITZ, W. (im Druck): The TerraSAR-X Satellite Project. Proceedings IGARSS 2003, Toulouse.
- CALVET, J.; CORBERA, J. & FURDADA, G. (1992): Variación del frente glaciar en Bahía Sur y Punta Siddons entre 1956 y 1991, Isla Livingston, Islas Shetland del Sur. In: LÓPEZ-MARTINEZ, J. (Ed.): *Geología de la Antártida Occidental. Simposios T3, III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, Salamanca, España, 283-292.
- CALVET, J. & CORBERA, J. (1993): Fluctuations of the ice cap on Livingston Island - South Shetland Islands. *Selper* 9 (1/2), 31-35.
- CALVET, J.; GARCÍA SELLÉS, D. & CORBERA, J. (1999): Fluctuaciones de la extensión del casquete glaciar de la isla Livingston (Shetland del Sur) desde 1956 hasta 1996. *Acta Geologica Hispanica* 34 (4), 365-374.
- CARLETON, A. M. (1992): Synoptic interactions between Antarctica and lower latitudes. *Australian Meteorological Magazine* 40, 129-147.
- CARRASCO, J. F.; BROMWICH, D. H. & LIU, Z. (1997): Mesoscale cyclone activity over Antarctica during 1991. 2. Near the Antarctic Peninsula. *Journal of Geophysical Research* 102 (D12), 13939-13954.
- CAVALIERI, D. J.; GLOERSEN, P.; PARKINSON, C. L.; COMISO, J. C. & ZWALLY, H. J. (1997): Observed hemispheric asymmetry in global sea ice changes. *Science*, 278, 1104-1106.
- COLBECK, S. C. (1978): Difficulties of measuring the water saturation and porosity of snow. *Journal of Glaciology* 20 (82), 189-201.
- COLBECK, S. C. (1982): Overview of seasonal snow metamorphism. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 20 (1), 45-61.
- COLBECK, S. C. (1983): Theory of metamorphism of dry snow. *Journal of Geophysical Research* 88 (C9), 5475-5482.
- COLBECK, S. C. (1991): The layered character of snow covers. *Reviews of Geophysics* 29 (1), 81-96.
- COMISO, J. C. (2000): Variability and trends in Antarctica surface temperatures from in situ and satellite infrared measurements. *Journal of Climate* 13, 1674-1696.
- CONNOLLEY, W. M. & O'FARRELL, S. P. (1998): Comparison of warming trends over the last century around Antarctica from three coupled models. *Annals of Glaciology* 27, 565-570.
- CONWAY, H.; CATANIA, G.; RAYMOND, C. F.; GADES, A. M.; SCAMBOS, T. A. & ENGELHARDT, H. (2002): Switch of flow direction in an Antarctic ice stream. *Nature* 419, 465-467.
- COOPER, A. P. R. (1997): Historical observations of Prince Gustav Ice Shelf. *Polar Record* 33 (187), 285-294.
- CRAVEN, M. & ALLISON, I. (1998): Firnification and the effects of wind-packing on Antarctic snow. *Annals of Glaciology* 27, 239-245.
- CULLATHER, R. I.; BROMWICH, D. H. & VAN WOERT, M. L. (1998): Spatial and temporal variability of antarctic precipitation from atmospheric methods. *Journal of Climate* 11 (3), 334-367.
- CUMMING, W. A. (1952): The dielectric properties of ice and snow at 3.2 centimeters. *Journal of Applied Physics* 23, 768-773.
- DE ANGELIS, H. & SKVARCA, P. (2003): Glacier surge after ice shelf collapse. *Science* 299 (5612), 1560-1562.
- DENOTH, A. (1982): The pendular-funicular liquid transition and snow metamorphism. *Journal of Glaciology* 28 (99), 357-364.

- DENOTH, A.; FOGLAR, A.; WEILAND, P.; MÄTZLER, C.; AEBISCHER, H.; TIURI, M. & SIHVOLA, A. (1984): A comparative study of instruments for measuring the liquid water content of snow. *Journal of Applied Physics* 56 (7), 2154-2160.
- DENOTH, A. & FOGLAR, A. (1985): Measurement of daily variations in the subsurface wetness gradient. *Annals of Glaciology*, 6, 254-255.
- DENOTH, A. (1989): Snow Dielectric Measurements. *Advances in Space Research* 9 (1), 233-243.
- DESNOS, Y.-L.; BUCK, C.; GUIJARRO, J.; SUCHAIL, J.-L.; TORRES, R. & ATTEMA, E. (2000): ASAR – Envisat’s Advanced Synthetic Aperture Radar. Building on ERS Achievements towards Future Earth Watch Missions. *ESA Bulletin* 102, 91-100.
- DOAKE, C. S. M. (1982): State of balance of the ice sheet in the Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology* 3, 77-82.
- DOAKE, C. S. M. & VAUGHAN, D. G. (1991): Rapid disintegration of the Wordie Ice Shelf in response to atmospheric warming. *Nature* 350 (6316), 328-330.
- DOAKE, C. S. M.; CORR, H. F. J.; ROTT, H.; SKARCA, P. & YOUNG, N. W. (1998): Breakup and conditions for stability of the northern Larsen Ice Shelf, Antarctica. *Nature* 391, 778-780.
- DOMACK, E.; LEVENTER, A.; GILBERT, R.; BRACHFELD, S.; ISHMAN, S.; CAMERLENGHI, A.; GAVAHAN, K.; CARLSON, D. & BARKOUKIS, A. (2001): Cruise reveals history of Holocene Larsen Ice Shelf. *Eos* 82 (2), 1, 16-17.
- DORAN, P. T.; PRISCU, J. C.; LYONS, W. B.; WALSH, J. E.; FOUNTAIN, A. G.; MCKNIGHT, D. M.; MOORHEAD, D. L.; VIRGINIA, R. A.; WALL, D. H.; CLOW, G. D.; FRITSEN, C. H.; MCKAY, C. P. & PARSONS, A. N. (2002): Antarctic climate cooling and terrestrial ecosystem response. *Nature* 415, 517–520.
- DOWDESWELL, J. A.; REES, W. G & DIAMENT, A. D. (1994): ERS-1 SAR investigations of snow and ice facies on ice caps in the European high Arctic. *Second ERS-1 Symposium, European Space Agency Special Publication* 361, 1171-1176.
- DREWRY D. L. & MORRIS, E. M. (1992): The response of large ice sheets to climatic change. *Phil. Trans. Royal Society London B* 338 (1285), 235-42.
- DRINKWATER, M. R. (1989): LIMEX '87 ice surface characteristics: implications for C-band SAR backscatter signatures. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 27 (5), 501-513.
- ELACHI, C.; BICKNELL, T.; JORDAN, R. L. & WU, C. (1982): Spaceborne synthetic aperture imaging radars: Applications, techniques, and technology. *Proc. IEEE* 70, 1174-1209.
- ENGESET, R. V. (2000): Change detection and monitoring of glaciers and snow using satellite microwave imaging. PhD Thesis, University of Oslo, Norway.
- ESA (1993): ERS-1 User Handbook. ESTEC Publishing Division, ESA SP-1148, 129 S.
- ESA (1998): ENVISAT-1 Mission and System Summary. European Space Agency, http://envisat.esa.int/support-docs/pdf/mis_sys.pdf, 84 S.
- ESA (2000): ERS-1 - Nine-year success story comes to an end. *Earth Observation Quarterly* 65, 13.
- EVERETT, J. T. & FITZHARRIS, B. B. (1998): The Arctic and the Antarctic. In: WATSON, R.T; ZINYOWERA, M.C.; MOSS, R.H. & DOKKEN, D.J. (Eds.): *The Regional Impacts of Climate Change. An Assessment of Vulnerability. A Special Report of IPCC Working Group II for the Intergovernmental Panel of Climate Change.* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 85-103.
- FAHNESTOCK, M. A.; BINDSCHADLER, R. A.; KWOK, R. & JEZEK, K. C. (1993): Greenland ice sheet surface properties and ice flow from ERS-1 SAR Imagery. *Science* 262, 1530-1534.
- FAHNESTOCK, M. A.; ABDALATI, W. & SHUMAN, C. A. (2002): Long melt seasons on ice shelves of the Antarctic Peninsula: an analysis using satellite-based microwave emission measurements. *Annals of Glaciology* 34, 127–133.
- FERRIGNO, J. G. & GOULD, W. G. (1987): Substantial changes in the coastline of Antarctica revealed by satellite imagery. *Polar Record* 23 (146), 577-583.

- FLORICIOIU, D. & ROTT, H. (2001): Seasonal and short-term variability of multifrequency, polarimetric radar backscatter of alpine terrain from SIR-C/X-SAR and AIRSAR data. *IEEE Trans. Geosc. Rem. Sens.* 39 (12), 2634–2648.
- FORSTER, R. R. & ISACKS, B. L. (1994): The Patagonian icefields revealed by space shuttle synthetic aperture radar (SIR-C/X-SAR). *Eos, Fall Meeting Supplement* 75 (44), 226.
- FORSTER, R. R.; ISACKS, B. L. & DAS, S. (1996): Shuttle imaging radar (SIR-C/X-SAR) reveals near surface properties of the South Patagonian Icefield. *Journal of Geophysical Research* 101 (E10), 23169-23180.
- FOX, A. & COOPER, A. P. R. (1994): Measured properties of the Antarctic ice sheet derived from the SCAR Antarctic digital database. *Polar Record* 30 (174), 201-206.
- FOX, A. & THOMSON, J. W. (1995): Melting ice and changing coastlines, Antarctica. *Proc. Of the 1995 annual symposium of the British Cartographic Society*, 14. – 17- September 1995, University of Exeter, 8 S.
- FOX, A. & COOPER, A. P. R. (1998): Climate-change indicators from archival aerial photography of the Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology* 27, 636-642.
- FRIEDRICH, M. (1996): Der Rückstreuoeffizient für Schnee und Eis für aktive Fernerkundungssysteme im GHz-Bereich (Schwerpunkt C- Band). *Wissenschaftliche Arbeit zum Staatsexamen für das Lehramt an Gymnasien in Baden-Württemberg, Institut für Physische Geographie der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg*, 70 S.
- FROLICH, R. M. (1992): The surface mass balance of the Antarctic Peninsula ice sheet. In: MORRIS, E. M. (Ed.): *The contribution of Antarctic Peninsula ice to sea level rise. British Antarctic Survey, Ice & Climate Special Report No. 1*, Cambridge, 3-9.
- GAY, M.; FILY, M.; GENTHON, C.; FREZZOTTI, M.; OERTER, H. & WINTHER, J.-G. (2002): Snow grain-size measurements in Antarctica. *Journal of Glaciology* 48 (163), 527-535.
- GENTHON, C. (1994): Antarctic climate modeling with general circulation models of the atmosphere. *Journal of Geophysical Research* 99 (6), 12953-12961.
- GERTHSEN, C. & MESCHÉDE, D. (2002): *Physik. 21., vollst. neubearb. Aufl.*, Springer, Berlin, Heidelberg, 1288 S.
- GILBERT, R. & DOMACK, E. W. (2003): Sedimentary record of disintegrating ice shelves in a warming climate, Antarctic Peninsula. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4 (4), 1038, doi: 10.1029/2002GC000441.
- Giovinetto, M. B. & Bentley, C. R. (1985): Surface balance in ice drainage systems in Antarctica. *Antarctic Journal of the United States* 20 (4), 6-13.
- GLEN, J. W. & PAREN, J. G. (1975): The electrical properties of snow and ice. *Journal of Glaciology* 15 (73), 15-37.
- GOLDSTEIN, R. M.; ENGELHARDT, H.; KAMB, B. & FROLICH, R.M. (1993): Satellite Radar Interferometry for Monitoring Ice sheet Motion: Application to an Antarctic Ice Stream. *Science* 262 (5139), 1525-1530.
- GOODMAN, J. W. (1976): Some Fundamental Properties of Speckle. *Journal of the Optical Society of America*, Vol. 66 (11), 1145-1149.
- GOODMAN, J. W. (1986): A random walk through the field of speckle. *Optical Engineering*, Vol. 25 (5), 610-612.
- GRAF, W.; REINWARTH, O.; OERTER, H.; MAYER, C. & LAMBRECHT, A. (1999): Surface accumulation on Foundation Ice Stream, Antarctica. *Annals of Glaciology* 29, 23-28.
- GRAY, L.; SHORT, N.; BINDSCHADLER, R.; JOUGHIN, I.; PADMAN, L.; VORNBERGER, P. & KHANANIAN, A. (2002): RADARSAT interferometry for Antarctic grounding-zone mapping. *Annals of Glaciology* 34, 269–276.
- HALL, D. (1998): Remote Sensing of Snow and Ice Using Imaging Radar. In: HENDERSON, F. M. & LEWIS, A. J. (Eds.): *Principles and applications of imaging radar. Manual of remote sensing*, 3rd

- edition, Vol. 2. John Wiley & Sons Inc., New York, Chichester, Weinheim, Brisbane, Singapore, Toronto, 677-704.
- HALL, D. K.; WILLIAMS JR., R. S.; BARTON, J. S.; SIGURÐSSON, O.; SMITH, L. C. & GARVIN, J. B. (2000): Evaluation of remote-sensing techniques to measure decadal-scale changes of Hofsjökull ice cap, Iceland. *Journal of Glaciology* 46 (154), 375-388.
- HALLIKAINEN, M. T.; ULABY, F. T. & ABDELRAZIK, M. (1986): Dielectric properties of snow in the 3 to 37 GHz range. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation AP* 34, 1329-1339.
- HALLIKAINEN, M. T. & ULABY, F. T. (1986): Dielectric and scattering behaviour of snow at microwave frequencies. *Proceedings of IGARRS' 86 Symposium (Zürich, 8 - 11 September 1986)*, 87-91.
- HANNA, E. (2001): Anomalous peak in Antarctic sea-ice area, winter 1998, coincident with ENSO. *Geophysical Research Letters* 28, 1595-1598.
- HARANGOZO, S. A.; COLWELL, S. R. & KING, J. C. (1997): An analysis of a 34-year air temperature record from Fossil Bluff (71°S, 68°W), Antarctica. *Antarctic Science* 9 (3), 355-363.
- HARANGOZO, S. A. (2000): A search for ENSO teleconnections in the west Antarctic Peninsula climate in austral winter. *International Journal of Climatology* 20, 663-679.
- HARTL, P.; THIEL, K.-H.; WU, X. & XIA, Y. (1998): SAR-Interferometrie: Grundlagen und Anwendungsbeispiele. In: GOßMANN, H. (Ed.; 1998): *Patagonien und Antarktis - Geofernerkundung mit ERS-1-Radarbildern*. Petermanns Geographische Mitteilungen, Ergänzungsheft 287, Justus Perthes Verlag Gotha, 35-51.
- HENDERSON, F. M. & LEWIS, A. J. (1998): Principles and applications of imaging radar. *Manual of remote sensing, 3rd edition, Vol. 2*. John Wiley & Sons Inc., New York, Chichester, Weinheim, Brisbane, Singapore, Toronto, 866 S.
- HILDEBRANDT, G. (1996): *Fernerkundung und Luftbildmessung: für Forstwirtschaft, Vegetationskartierung und Landschaftsökologie*. Wichmann Verlag Heidelberg, 676 S.
- HIPPEL, A. VON (1988): The dielectric relaxation spectra of water, ice and aqueous solutions, and their interpretation. *IEEE Transactions on Electrical Insulation* 23, 801-816.
- HOFFMANN, J. A.; NÚÑEZ, S. E. & VARGAS, W. M. (1997): Temperature, humidity and precipitation variations in Argentina and the adjacent sub-antarctic region during the present century. *Meteorologische Zeitschrift* 6, 3-11.
- HÜBNER, C. (1999): *Entwicklung hochfrequenter Meßverfahren zur Boden- und Schneefeuchtebestimmung*. Wissenschaftliche Berichte FZKA-6329 (Juli 99), Dissertation, Universität Karlsruhe, 199 S.
- HULBE, C. L. (1997): Recent changes to Antarctic Peninsula ice shelves: what lessons have been learned? *Natural Science* 1 (6). (e-Journal).
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC, 2001): *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (http://www.grida.no/climate/ipcc_tar/wg2/).
- ISAKSSON, E.; VAN DEN BROEKE, M. R.; WINTHER, J.-G.; KARLÖF, L.; PINGLOT, J. F. & GUNDESTRUP, N. (1999): Accumulation and proxy-temperature variability in Dronning Maud Land, Antarctica, determined from shallow firn cores. *Annals of Glaciology* 29, 17-22.
- JACKA, T. H. & BUDD, W. F. (1998): Detection of temperature and sea-ice-extent changes in the Antarctic and Southern Ocean, 1949-96. *Annals of Glaciology* 27, 553-559.
- JACKSON, J. D. (2002): *Klassische Elektrodynamik*. 3., überarb. Aufl., De Gruyter, Berlin, 938 S.
- JACOBS, S. S. & COMISO, J. C. (1997): Climate variability in the Amundsen and Bellingshausen seas. *Journal of Climate* 10, 697-709.
- JEFFRIES, M. O.; SERSON, H. V.; KROUSE, H. R. & SACKINGER, W. M. (1991): Ice physical properties, structural characteristics and stratigraphy in Hobson's Choice Island and implications for the growth history of East Ward Hunt Ice Shelf, Canadian High Arctic. *Journal of Glaciology* 37 (126), 247-260.

- JENKINS, A. & DOAKE, C. S. M. (1991): Ice-ocean interaction on Ronne Ice Shelf, Antarctica. *Journal of Geophysical Research* 96 (C1), 791-813.
- JEZEK, K. C. (1993): Spatial patterns in backscatter strength across the Greenland ice sheet. *Proc. of the First ERS-1 Symposium-Space at the Service of our Environment, Cannes, France, Nov. 4-6, 1992, ESA SP-359, 269-272.*
- JEZEK, K. C.; DRINKWATER, M. R.; CRAWFORD, J. P.; BINDSCHADLER, R. & KWOK, R. (1993): Analysis of synthetic aperture radar data collected over the southwestern Greenland ice sheet. *Journal of Glaciology* 39 (131), 119-132.
- JEZEK, K. C. (1999): Glaciological properties of the Antarctic ice sheet from RADARSAT-1 synthetic aperture radar imagery. *Annals of Glaciology* 29, 286-291.
- JEZEK, K. C. (2002): RADARSAT-1 Antarctic Mapping Project: Change-detection and surface velocity campaign. *Annals of Glaciology* 34, 263-268.
- JONES, D. A. & SIMMONDS, I. (1993): A climatology of Southern Hemisphere extratropical cyclones. *Climate Dynamics* 9, 131-145.
- JONES, P. D. & LIMBERT D. W. S. (1987): A Data Bank of Antarctic Surface Temperature and Pressure Data. Office of Energy Research, Report no. TR038, USA Department of Energy, Washington, 52 S.
- JONES, P. D. (1990): Antarctic Temperatures over the present century - a study of the early expedition record. *Journal of Climate*, 1193-1203.
- JONES, P. D. & REID, P. A. (2001): A Databank of Antarctic Surface Temperature and Pressure Data. ORNL/CDIAC-27, NDP-032. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee.
- JORDAN, R. L. (1980): The Seasat - A synthetic aperture radar systems. *IEEE Journal of Oceanic Engineering* OE-5, 154-164.
- JOUGHIN, I. & TULACZK, S. (2002): Positive mass balance of the Ross ice streams, West Antarctica. *Science* 294 (5550), 2338-2342.
- KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; JENNE, R. & JOSEPH, D. (1996): The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Met. Soc.* 77, 437-71.
- KEJNA, M.; LÁSKA, K. & CAPUTA, Z. (1998): Recession of the Ecology Glacier (King George Island) in the period 1961-1996. In: GLOWACKI, P. & BEDNAREK, J. (Eds.) *Polish Polar Studies. 25th International Polar Symposium, Warsaw, 1998.* Institute of Geophysics of the Polish Academy of Sciences, Warsaw, 121-128.
- KING, J. C. (1994): Recent climate variability in the vicinity of the Antarctic Peninsula. *Intern. Journal of Climatology* 14, 357-369.
- KING, J.C. & TURNER, J. (1997): Antarctic meteorology and climatology. *Cambridge Atmospheric and Space Science Series*, Cambridge University Press, Cambridge, 409 S.
- KING, J. C. & HARANGOZO, S. A. (1998): Climate change in the western Antarctic Peninsula since 1945: observations and possible causes. *Annals of Glaciology* 27, 571-575.
- KLAUSING, H. & HOLPP, W. (Eds.; 2000): *Radar mit realer und synthetischer Apertur.* R. Oldenbourg Verlag München Wien, 412 S.
- KÖNIG, M.; WINTHER, J. G. & ISAKSSON, E. (2001): Measuring Snow and Glacier Ice Properties from Satellite. *Reviews of Geophysics* 39 (1), 1-27.
- KÖNIG, M.; WINTHER, J. G.; KNUDSEN, N. T. & GUNERIUSSEN, T. (2001): Firn-line detection on Austre Okstindbreen, Norway, with airborne multipolarization SAR. *Journal of Glaciology* 47 (157), 251-257.

- KÖNIG, M.; WADHAM, J.; WINTHER, J. G.; KOHLER, J. & NUTTALL, A.-M. (2002): Detection of superimposed ice on the glaciers Kongsvegen and midre Lovénbreen, Svalbard, using SAR satellite imagery. *Annals of Glaciology* 34, 335–342.
- KOVACS, A.; GOW, A. J. & MOREY, R. M. (1995): The in-situ dielectric constant of polar firn revisited. *Cold Regions Science and Technology* 23, 245-256.
- KWOK, R. & COMISO, J. C. (2002a): Southern Ocean climate and sea ice anomalies associated with the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 15 (5), 487-501.
- KWOK, R. & COMISO, J. C. (2002b): Spatial patterns of variability in Antarctic surface temperature: Connections to the Southern Hemisphere Annular Mode and the Southern Oscillation. *Geophysical Research Letters* 29 (14), 10.1029/2002GL015415, 50.1-50.4.
- LAUR, H.; BALLY, P.; MEADOWS, P.; SANCHEZ, J.; SCHÄTTLER, B.; LOPINTO, E. & ESTEBAN, D. (2002): Derivation of the backscattering coefficient σ° in ESA ERS SAR PRI products. ESA/ESRIN, ESTN-RS-PM-HL09, Issue 2, Rev. 5d, 56 S.
- LEE, J. S. (1981): Speckle Analysis and Smoothing of Synthetic Aperture Radar Images. *Computer Graphics and Image Processing* 17, 24-32.
- LEE, J. S.; GRUNES, M. R.; AINSWORTH, T. L.; POTTIER, E.; KROGAGER, E. & BOERNER, W.-M. (2000): Quantitative comparison of classification capability: fully-polarimetric versus partially polarimetric SAR. *Proceedings of EUSAR 2000*, 23. - 25. Mai 2000, München. VDE Verlag Berlin, Offenbach, 757-760.
- LEHNER, G. (1996): *Elektromagnetische Feldtheorie für Ingenieure und Physiker*. 3., korrigierte Aufl., Springer, Berlin; Heidelberg, 638 S.
- LEWIS, A. & HENDERSON, F. (1998): Radar Fundamentals: The Geoscience Perspective. In: HENDERSON, F. M. & LEWIS, A. J. (Eds.): *Principles and applications of imaging radar. Manual of remote sensing*, 3rd edition, Vol. 2. John Wiley & Sons Inc., New York, Chichester, Weinheim, Brisbane, Singapore, Toronto, 131-182.
- LILLESAND, T. M. & KIEFER, R. W. (2000): *Remote sensing and image interpretation*. 4. Aufl., Wiley, New York, Weinheim, 724 S.
- LINLOR, W. I. (1980): Permittivity and attenuation of wet snow between 4 and 12 GHz. *Journal of Applied Physics* 51, 2811-2816.
- LIU, H.; JEZEK, K. & LI, B. (1999): Development of Antarctic digital elevation model by integrating cartographic and remotely sensed data: A geographic information system based approach. *Journal of Geophysical Research* 104, 23199-23213.
- LIU, H.; JEZEK, K.; LI, B. & ZHAO, Z. (2001): RADARSAT Antarctic Mapping Project digital elevation model version 2. National Snow and Ice Data Center, Boulder, <http://nsidc.org/data/nsidc-0082.html>.
- LIU, J.; MARTINSON, D. G.; XIAOJUN, Y. & RIND, D. (2002): Evaluating Antarctic sea ice variability and its teleconnections in global climate models. *International Journal of Climatology*, 22 (8), 885-900.
- LUCCHITA, B. K. & ROSANOVA, C. E. (1998): Retreat of northern margins of George VI and Wilkins Ice Shelves, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology* 27, 41-46.
- MACAYEAL, D. R.; SCAMBOS, T. A.; HULBE, C. L. & FAHNESTOCK, M. A. (2003): Catastrophic ice-shelf break-up by an ice-shelf-fragment-capsize mechanism. *Journal of Glaciology* 49 (164), 22-36.
- MADSEN, S. & ZEBKER, H. (1998): Imaging Radar Interferometry. In: HENDERSON, F. M. & LEWIS, A. J. (Eds.): *Principles and applications of imaging radar. Manual of remote sensing*, 3rd edition, Vol. 2. John Wiley & Sons Inc., New York, Chichester, Weinheim, Brisbane, Singapore, Toronto, 359-380.
- MARSHALL, G. J.; REES, W. G. & DOWDESWELL, J. A. (1995): The discrimination of glacier facies using multi-temporal ERS-1 SAR data. In: ASKNE, J. (Ed.): *Sensors and Environmental Applications of Remote Sensing*. Balkema, Rotterdam, 263-269.

- MARSHALL, G. J. & KING, J. C. (1998): Southern Hemisphere circulation anomalies associated with extreme Antarctic Peninsula winter temperatures. *Geophysical Research Letters*, 25 (13), 2437-2440.
- MARSHALL, G. J.; TURNER, J. & MINERS, W. D. (1998): Interpreting recent accumulation records through an understanding of the regional synoptic climatology: an example from the southern Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology* 27, 610-616.
- MARSHALL, G. J.; LAGUN, V. & LACHLAN-COPE, T. A. (2002): Changes in Antarctic Peninsula tropospheric temperatures from 1956 to 1999: A synthesis of observations and reanalysis data. *International Journal of Climatology*, 22 (3), 291-310.
- MARTIN, P. J. & PEEL, D. A. (1978): The spatial distribution of 10 m temperatures in the Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology* 20 (83), 311-317.
- MARTYN, P.; WILLIAMS, J.; NICOLL, J.; GURITZ, R. & BICKNELL, T. (1999): Calibration of the RADARSAT SWB Processor at the Alaska SAR Facility. In: Stein, T. (Ed.): *Remote sensing of the system earth - a challenge for the 21st century. Proceedings of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS '99), 28 June - 2 July 1999, Hamburg (Germany), Vol. 5. IEEE, 2355-2359.*
- MÄTZLER, C. (1987): Applications of the interaction of microwaves with the natural snow cover. *Remote Sensing Reviews* 2, 259-387.
- MÄTZLER, C. (1996): Microwave permittivity of dry snow. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 34, 573-581.
- MÄTZLER, C.; STROZZI, T.; WEISE, T.; FLORICIOIU, D.-M. & ROTT, H. (1997): Microwave snowpack studies made in the Austrian Alps during the SIR-C/X-SAR experiment. *International Journal of Remote Sensing* 18 (12), 2505-2530.
- MATHEW, C. H. & BURBIDGE, G. T. A. (2000): TerraSAR L-band SAR system component design and status. *Proceedings of EUSAR 2000*, 23. - 25. Mai 2000, München. VDE Verlag Berlin, Offenbach, 37-40.
- MATSUOKA, T. & SHIRAIWA, T. (1999): An analysis of L-band SAR images of Ushkovsky ice cap, Kamchatka, Russia. *Cryospheric Studies in Kamchatka II*, Institute of Low Temperature Science, University Hokkaido, 43-50.
- MEADOWS, P. J. & LAUR, H. (1998): Exploitation of ERS SAR Imagery for Land Applications. In: BORGEAUD, M. & GUYENNE, T. D. (Eds.): *Retrieval of Bio- and Geo-Physical Parameters from SAR Data for Land Applications. Proceedings of the second International Workshop, ESTEC, Noordwijk (NL), 21. - 23. October 1998, ESA SP-441, 43-50.*
- MEADOWS, P.; J. LAUR, H. & SCHÄTTLER, B. (1998): The Calibration of ERS SAR Imagery for Land Applications. In: BORGEAUD, M. & GUYENNE, T. D. (Eds.): *Retrieval of Bio- and Geo-Physical Parameters from SAR Data for Land Applications. Proceedings of the second International Workshop, ESTEC, Noordwijk (NL), 21. - 23. October 1998, ESA SP-441, 35-42.*
- MEISL, P.; THOMPSON, A. A. & LUSCOMBE, A. P. (2000): RADARSAT-2 Mission: Overview and development status. *Proceedings of EUSAR 2000*, 23. - 25. Mai 2000, München. VDE Verlag Berlin, Offenbach, 373-376.
- MERCER, H. J. (1978): West Antarctic ice sheet and CO₂ greenhouse effect: a threat of disaster. *Nature* 271, 321-325.
- MOORE, R. K.; CLAASEN, J. P. & LIN, Y. H. (1981): Scanning spaceborne synthetic aperture radar with integrated radiometer. *IEEE Trans. Aerosp. Electron. Syst.* 17, 410-420.
- MOREIRA, A. (2000): Radar mit synthetischer Apertur. In: KLAUSING, H. & HOLPP, W. (Eds.): *Radar mit realer und synthetischer Apertur*. R. Oldenbourg Verlag München Wien, 213-290.
- MORGAN, V. I.; GOODWIN, I. D.; ETHERIDGE, D. M. & WOOKEY, C. W. (1991): Evidence from Antarctic ice cores for recent increases in snow accumulation. *Nature* 354 (6348), 58-60.
- MORRIS, E. M. & VAUGHAN, D. G. (1994): Snow surface temperatures in West Antarctica. *Antarctic Science* 6 (4), 529-535.

- MORRIS, E. M. & MULVANEY, R. (1995): Recent changes in surface elevation of the Antarctic Peninsula ice sheet. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 31, 7-15.
- MORRIS, E. M. (1999): Surface ablation rates on Moraine Corrie Glacier, Antarctica. *Global and Planetary Change* 22, 221-231.
- MORRIS, E. M.; VAUGHAN, D. G. & FOX, A. J. (2002): Retreating ice shelves on the Antarctic Peninsula. *Eos. Trans. AGU*, 83 (47), Fall Meet. Suppl., Abstract C52A-05, F301.
- MORRIS, E. M. & VAUGHAN, D. G. (2003): Spatial and temporal variation of surface temperature on the Antarctic Peninsula and the limit of viability of ice shelves. In: DOMACK, E.; LEVENTER, A.; BURNETT, A.; BINDSCHADLER, R.; CONVEY, P. & KIRBY, M. (Eds.): *Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical and Paleoenvironmental Perspectives*. Antarctic Research Series Volume 79, American Geophysical Union, Washington DC.
- MORRISON, S. J. (1990): Warmest year on record on the Antarctic Peninsula. *Weather* Vol. 45 (6), 231-232.
- MÜLLER, F. (1962): Zonation in the accumulation area of the glaciers of Axel Heiberg Island, N.W.T., Canada. *Journal of Glaciology* 4 (33), 302-311.
- NAGLER, T. & ROTT, H (2000): Retrieval of wet snow by means of multitemporal SAR data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 38 (2), 754-765.
- NICOLL, J. (1999): Alaska SAR Processor (ASP) Calibration Report. Alaska SAR Facility, http://www.asf.alaska.edu/3_6.html.
- O'FARRELL, S. P. & CONNOLLEY, W. M. (1998): Comparison of warming trends predicted over the next century around Antarctica from two coupled models. *Annals of Glaciology* 27, 565-570.
- OERTER, H.; GRAF, W.; WILHELMS, F.; MINIKIN, A. & MILLER, H. (1999): Accumulation studies on Amundsenisen, Dronning Maud Land, Antarctica, by means of tritium, dielectric profiling and stable-isotope measurements; first results from the 1995-96 and 1996-97 field sessions. *Annals of Glaciology* 29, 1-9.
- OPPENHEIMER, M. (1998): Global warming and the stability of the West Antarctic ice sheet. *Nature* 393 (6683), 325-332.
- PAPATHANASSIOU, K. P. & CLOUDE, S. R. (2001): Single Baseline Polarimetric SAR Interferometry. *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing* 39 (11), 2352-2363.
- PARISH, T. R. & BROMWICH, D. H. (1987): The surface wind field over the Antarctic ice sheets, *Nature* 328, 51-54.
- PARK, B.-K.; CHANG, S.-K.; YOON, H. I. & CHUNG, H. (1998): Recent retreat of ice cliffs, King George Island, South Shetland Islands, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology* 27, 633-635.
- PARKINSON, C. L. (1994): Spatial patterns in the length of sea ice season in the Southern Ocean. 1979-1986. *Journal of Geophysical Research* 99 (16), 16237-16339.
- PARKINSON, C. L. (2002): Trends in the length of the Southern Ocean sea-ice season, 1979-99. *Annals of Glaciology* 34, 435-440.
- PARTINGTON, K. C. (1998): Discrimination of glacier facies using multi-temporal SAR data. *Journal of Glaciology* 44 (146), 480-488.
- PATERSON, W. S. B. (1994): *The physics of glaciers*. 3. Auflage. Elsevier Science Ltd., Oxford, 480 S.
- PATERSON, W. S. B & REEH, N. (2001): Thinning of the ice sheet in northwest Greenland over the past forty years. *Nature* (414), 60-62.
- PEAKE, W. H. & OLIVER, T. L. (1971): *The Response of Terrestrial Surfaces at Microwave Frequencies*. Ohio State University, Electroscience Laboratory, Technical Report 2440-7, Columbus, Ohio.
- PEEL, D.A. (1992a): Spatial temperature and accumulation rate variations in the Antarctic Peninsula. In: MORRIS, E. M. (Ed.): *The contribution of Antarctic Peninsula ice to sea level rise*. British Antarctic Survey, Ice & Climate Special Report No. 1, Cambridge; 11-15.

- PEEL, D. A. (1992b): Ice core evidence from the Antarctic Peninsula region. In BRADLEY, R. S. & P. D. JONES (eds.): *Climate Since A.D. 1500*. London, Routledge, 549-570.
- POLDER, D. & VAN SANTEN, J. H. (1946): The effective permeability of mixtures of solids. *Physica XII* (5), 257-271.
- POST, A. & LACHAPPELLE, E. (2000): *Glacier ice*. Revised edition, University of Washington Press with International Glaciological Society, Seattle (WA), 145 S.
- POTTER, J. R.; PAREN, J. G. & LOYNES, J. (1984): Glaciological and oceanographic calculations of the mass balance and oxygen isotope ratio of a melting ice shelf. *Journal of Glaciology* 30 (105), 161-170.
- PRICE, S. F.; BINDSCHADLER, R. A.; HULBE, C. L. & JOUGHIN, I. R. (2001): Post-stagnation behavior in the upstream regions of Ice Stream C, West Antarctica. *Journal of Glaciology* 47 (157), 283-294.
- PUDSEY, C. J. & EVANS, J. (2001): First survey of Antarctic sub-ice shelf sediments reveals mid-Holocene ice shelf retreat. *Geology* 29, 787-790.
- QUENZEL, F.; KÖPKE, P. & KRIEBEL, K. T. (1983): Streuung, Absorption, Emission und Strahlungsübertragung in der Atmosphäre. *Promet* 13 (3/4), 1-8.
- RABUS, B.; EINEDER, M.; ROTH, A. & BAMLER, R. (2003): The shuttle radar topography mission - A new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 57(4), 241-262.
- Rachlewics, G. (1997): Mid-winter thawing in the vicinity of Arctowski Station, King George Island. *Polish Polar Research* 18 (1), 15-24.
- RACK, W.; ROTT, H.; SIEGEL, A. & SKVARCA, P. (1999): The Motion Field of Northern Larsen Ice Shelf Derived from Satellite Imagery. *Annals of Glaciology* 29, 261-266.
- RACK, W. (2000): *Dynamic behaviour and disintegration of the northern Larsen Ice Shelf, Antarctic Peninsula*. Dissertation, Universität Innsbruck, 164 S.
- RACK, W.; DOAKE, C. S. M.; ROTT, H.; SIEGEL, A. & SKVARCA, P. (2000): Interferometric analysis of the deformation pattern of the northern Larsen Ice Shelf, Antarctic Peninsula, compared to field measurements and numerical modeling. *Annals of Glaciology* 31, 205-210.
- RADARSAT INTERNATIONAL (1999): *RADARSAT Illuminated: Your Guide to Products and Services*. http://www.rsi.ca/resources/education/rsiug98_499.pdf, 113 S.
- RAMAGE, J. M. & ISACKS, B. L. (1998): *Seasonal Changes in Alaskan Radar Glacier Zones*. Proceedings of the Final ADRO Symp., 13th -15th of October 1998, Montreal, CD-ROM.
- RAMAGE, J. M.; ISACKS, B. L. & MILLER, M. M. (2000): Radar glacier zones in southeast Alaska, U.S.A.: field and satellite observations. *Journal of Glaciology* 46 (153), 287-296.
- RAMONGASSIÉ, S.; PHALLIPPOU, L.; THOUVENOT, E. & MASSONET, D. (2000): Preliminary design of the payload for the interferometric cartwheel. Proceedings of EUSAR 2000, 23. - 25. Mai 2000, München. VDE Verlag Berlin, Offenbach, 29-32.
- RANEY, R. K. (1998): *Radar Fundamentals: Technical Perspective*. In: HENDERSON, F. M. & LEWIS, A. J. (Eds.): *Principles and applications of imaging radar. Manual of remote sensing*, 3rd edition, Vol. 2. John Wiley & Sons Inc., New York, Chichester, Weinheim, Brisbane, Singapore, Toronto, 9-130.
- RAPER, S. C. B.; WIGLEY, T. M. L.; MAYES, P. R.; JONES, P. D. & SALINGER, M. J. (1984): Variations in surface air temperatures. Part 3: The Antarctic, 1957-82. *Mon. Wea. Rev.* 112, 1341-1353.
- RAU, F. & SAURER, H. (1998): *Investigations into snow cover dynamics on two glaciers in the central Marguerite Bay (Antarctic Peninsula) using ERS and RADARSAT SAR imagery*. Proceedings of the Final ADRO Symp., 13th -15th of October 1998, Montreal, CD-ROM.
- RAU, F.; BRAUN, M.; SAURER, H.; GOßMANN, H.; KOTHE, G.; WEBER, F.; EBEL, M. & BEPLER, D. (2000): Monitoring multi-year snow cover dynamics on the Antarctic Peninsula. *Polarforschung*, 67 (1/2), 27-40.

- RAU, F.; BRAUN, M.; FRIEDRICH, M.; WEBER, F. & GOßMANN, H. (2001): Radar glacier zones and its boundaries as indicators of glacier mass balance and climatic variability. In: WUNDERLE & NAGLER (Eds.): Proceeding of the 2nd EARSeL Workshop - Special Interest Group Land Ice and Snow, June 16-17, 2000, Dresden. EARSeL eProceedings No. 1, Paris, 317-327.
- RAU, F. & BRAUN, M. (2002): The regional distribution of the dry snow zone on the Antarctic Peninsula north of 70° South. *Annals of Glaciology* 34, 95-100.
- RAU, F.; VOGT, S.; SAURER, H.; GOßMANN, H.; SKVARCA, P. & DE ANGELIS, H. (2002): Der rapide Zerfall des Larsen-B-Schelfeises im Südsommer 2001/02. *Geographische Rundschau* 54 (5), 56-57.
- RAU, F.; MAUZ, F.; DE ANGELIS, H.; JAÑA, R.; ARIGONY NETO, J.; SKVARCA, P.; VOGT, S.; SAURER, H. & GOßMANN, H. (im Druck): Variations of glacier frontal positions on the Northern Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology* 39.
- RAYMOND, C.; WEERTMAN, B.; THOMPSON, L.; MOSLEY-THOMPSON, E.; PEEL, D. & MULVANEY, R. (1996): Geometry, motion and mass balance of Dyer Plateau, Antarctica. *Journal of Glaciology* 42 (142), 510-518.
- RAYMOND, C. F. (2002): Ice sheets on the move. *Science* 298, 2147-2148.
- REBER, B.; MÄTZLER, C. & SCHANDA, E. (1987): Microwave signatures of snow crusts. Modelling and measurements. *International Journal of Remote Sensing* 8 (11), 1649-1665.
- REIGBER, A.; PAPATHANASSIOU, K. P.; CLOUDE, S. R. & MOREIRA, A. (2000): SAR tomography and interferometry for the remote sensing of forested terrain. Proceedings of EUSAR 2000, 23. - 25. Mai 2000, München. VDE Verlag Berlin, Offenbach, 137-140.
- REINIGER, K.-D. & ZIMMER, A. (2000): The German Antarctic receiving station within the international ground segment for remote sensing. *Polarforschung* 67 (1/2), 3-6.
- REYNOLDS, J. M. (1981): The distribution of mean annual temperatures in the Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin* 54, 123-133.
- RIDLEY, J. (1993): Surface melting on Antarctic Peninsula ice shelves detected by passive microwave sensors. *Geophysical Research Letters*, 20 (23), 2639-2642.
- RIGNOT, E. J. (1998): Fast recession of a West Antarctic glacier. *Science* 281 (5376), 549-551.
- RIGNOT, E. (2002): Mass balance of East Antarctic glaciers and ice shelves from satellite data. *Annals of Glaciology* 34, 217-227.
- RIGNOT, E.; RIVERA, A. & CASASSA, G. (2003): Contribution of the Patagonia Icefields of South America to sea level rise. *Science* 302 (5644), 434-437.
- ROBIN, G. DE.; EVANS, S. & BAILEY, J. T. (1969): Interpretation of radio echo sounding in polar ice sheets. *Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. A* 265 (116), 437-505.
- RÖSSING, L. & ENDER, J. H. G. (2000): Multi-antenna SAR tomography using super resolution techniques. Proceedings of EUSAR 2000, 23. - 25. Mai 2000, München. VDE Verlag Berlin, Offenbach, 55-58.
- ROTT, H.; STURM, K. & MILLER, H. (1993a): Active and passive microwave signatures of Antarctic firn by means of field measurements and satellite data. *Annals of Glaciology* 17, 337-343.
- ROTT, H.; STURM, K. & MILLER, H. (1993b): Signatures of Antarctic firn by means of ERS-1 AMI and by field measurements. Proceedings of the First ERS-1 Symposium; Space at the Service of our Environment; 4-6 November 1992, Cannes, France, Paris. European Space Agency SP359, 227-233.
- ROTT, H.; SKVARCA, P. & NAGLER, T. (1996): Rapid collapse of northern Larsen Ice Shelf, Antarctica. *Science* 271 (5250), 788-792.
- ROTT, H.; RACK, W.; NAGLER, T. & SKVARCA, P. (1998): Climatically induced retreat and collapse of northern Larsen Ice Shelf, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology* 27, 86-92.
- ROTT, H.; RACK, W.; SKVARCA, P. & DE ANGELIS, H. (2002): Northern Larsen Ice Shelf, Antarctica: further retreat after collapse. *Annals of Glaciology* 34, 277-282.

- RYMILL, J. R. (1939 / 1986): Southern Lights. Neuauflage der Ausgabe von 1939; The Knell Press, Malvern, 167 S.
- SANTER, B. D.; WIGLEY, T. M. L.; BOYLE, J. S.; GAFFEN, D. J.; HNILO, J. J.; NYCHKA, D.; PARKER, D. E. & TAYLOR, K. E. (2000): Statistical significance of trends and trend differences in layer-average temperature time series. *Journal of Geophysical Research* 105, 7337-7356.
- SAURER, H.; WUNDERLE, S. & GOSSMANN, H. (1998): Radarfernerkundung der Antarktischen Halbinsel. *Geographische Rundschau* 50, 71-77.
- SCAMBOS, T. A.; HULBE, C.; FAHNESTOCK, M. & BOHLANDER, J. (2000): The link between climate warming and break-up of ice-shelves in the Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology* 46 (154), 516-530.
- SCHANDA, E. (1986): Physical fundamentals of remote sensing. Springer, Berlin, Heidelberg; New York, Tokyo, 187 S.
- SCHNEEBELI, M.; COLÉOU, C.; TOUVIER, F. & LESAFFRE, B. (1998): Measurement of density and wetness in snow using Time-Domain-Reflectometry. *Annals of Glaciology* 26, 69-72.
- SCHNEIDER, C.; WUNDERLE, S. & FRIEDRICH, M. (1997): Snow cover investigations by means of ERS-SAR imagery on the Antarctic Peninsula. *Advances of Remote Sensing, EARSeL-Yearbook*, 1998, 71-87.
- SCHNEIDER, C. (1998): Zur raumzeitlichen Differenzierung der Energiebilanz und des Zustandes der Schneedecke auf zwei Gletschern der Marguerite Bay, Antarktische Halbinsel. *Freiburger Geographische Hefte* 56, 251 S.
- SCHNEIDER, C. (1999): Energy balance estimates during the summer season of glaciers of the Antarctic Peninsula. *Planetary and Global Change* 22 (1-4), 117-130.
- SCHNEIDER, S. & GOSSMANN, H. (1999): Klima und Klimawandel am Rand der Antarktis. *Geographische Rundschau* 51 (9), 469-476.
- SCHREIER, G. (1993): SAR Geocoding: Data and Systems. Wichmann Verlag, Karlsruhe, 435 S.
- SCHWAN, H. (1995): Auswertung von Radarbildern des ERS-1 in der Bucht von Bustamante, Argentinien. Ein Beitrag zur Erfassung mariner Terrassen in einem semiariden Küstengebiet. *Freiburger Geographische Hefte* 47, 109 S.
- SCHWERDTFEGER, W. (1970): The climate of the Antarctic. In: ORVIG, S. (Ed.): *Climates of the Polar Regions, World Survey of Climatology*, Vol.14, Elsevier Publishing Company, Amsterdam - London - New York, 253-369.
- SCHWERDTFEGER, W. (1975): The effect of the Antarctic Peninsula on the temperature regime of the Weddell Sea. *Monthly Weather Review* 103, 45-51.
- SCHWERDTFEGER, W. (1976): Changes of temperature field and ice conditions in the area of the Antarctic Peninsula. *Monthly Weather Review* 104, 1441-1443.
- SCHWERDTFEGER, W. (1984): *Weather and climate of the Antarctic. Developments in Atmospheric Science*, 15, Elsevier Scientific Publishers, Amsterdam - New York.
- SHEPHERD, A.; WINGHAM, D. J.; MANSLEY, J. A. D. & CORR, H. F. J. (2001): Inland thinning of Pine Island Glacier, West Antarctica. *Science* 291, 862-864.
- SHEPHERD, A.; WINGHAM, D. J.; PAYNE, T. & SKVARCA, P. (im Druck): Ocean melting beneath the Larsen Ice Shelf. *Annals of Glaciology* 39.
- SHI, J. & DOZIER, J. (1992): Radar backscattering response to wet snow. *Proceedings IGARSS '92*, Vol. 2, IEEE, 927-929.
- SHI, J. & DOZIER, J. (1993): Measurements of snow - and glacier-covered areas with single-polarization SAR. *Annals of Glaciology* 17, 72-76.
- SHI, J.; DOZIER, J. & ROTT, H. (1993): Deriving snow liquid water content using C-band polarimetric SAR. *Proceedings IGARSS '93*, Vol. 3, IEEE, 1038-1041.

- SHI, J. C. & DOZIER, J. (1995): Inferring snow wetness using C-band data from SIR-C's polarimetric synthetic aperture radar, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing* 33 (4), 905-914.
- SHUMAN, C. A. & COMISO, J. C. (2002): In situ and satellite surface temperature records in Antarctica. *Annals of Glaciology* 34, 113-120.
- SIEVERS, J. & BENNETT, H. (1989): Reference Systems of Maps and Digital Geographic Information Systems. *Antarctic Science* 1 (4), 351-362.
- SIMMONDS, I. & JONES, D. A. (1998): The mean structure and temporal variability of the semiannual oscillation in the southern extratropics. *International Journal of Climatology* 18, 473-504.
- SIMMONDS, I. & MURRAY, R. J. (1999): Southern extratropical cyclone behavior in ECMWF analyses during the FROST Special Observing Periods: *Wea. and For.* 14, 878-91.
- SIMMONDS, I. & KEAY, K. (2000a): Mean Southern Hemisphere extratropical cyclone behavior in the 40-year NCEP reanalysis, *J. Climate* 13, 873-85.
- SIMMONDS, I. & KEAY, K. (2000b): Variability of Southern Hemisphere extratropical cyclone behavior 1958-1997, *J. Climate* 13, 550-61.
- SIMÕES, J.C.; BREMER, U.F.; AQUINO, F.E. & FERRON, F.E. (1999): Morphology and variations of glacial drainage basins in the King George Island ice field, Antarctica. *Annals of Glaciology* 29, 220-224.
- SINCLAIR, M. R. (1994): An objective cyclone climatology for the southern hemisphere. *Monthly Weather Review* 122, 2239-2256.
- SINGH, P. & SINGH, V. P. (2001): *Snow and glacier hydrology*. Water science and technology library 37, Kluwer Academic Publishers, Boston, 742 S.
- SKVARCA, P. (1993): Fast recession of the northern Larsen Ice Shelf monitored by space images. *Annals of Glaciology* 17, 317-321.
- SKVARCA, P. (1994): Changes and surface features of the Larsen Ice Shelf, Antarctica, derived from Landsat and Kosmos mosaics. *Annals of Glaciology* 20, 6-12.
- SKVARCA, P.; ROTT, H. & NAGLER, T. (1995): Satellite imagery, a base line for glacier variation study on James Ross Island, Antarctica. *Annals of Glaciology* 21, 291-296.
- SKVARCA, P.; RACK, W.; ROTT, H. & IBARZÁBAL Y DONÁNGELO, T. (1998): Evidence of recent climatic warming on the eastern Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*, 27, 628-932.
- SKVARCA, P.; RACK, W.; ROTT, H. & IBARZÁBAL Y DONÁNGELO, T. (1999): Climatic trend and the retreat and disintegration of ice shelves on the Antarctic Peninsula. *Polar Research* 18(2), 151-157.
- SKVARCA, P. & DE ANGELIS, H. (2003): Impact assessment of regional climatic warming on glaciers and ice shelves of the northeastern Antarctic Peninsula. In: DOMACK, E.; LEVENTER, A.; BURNETT, A.; BINDSCHADLER, R.; CONVEY, P. & KIRBY, M. (Eds.): *Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical and Paleoenvironmental Perspectives*. Antarctic Research Series Volume 79, American Geophysical Union, Washington DC.
- SKVARCA, P.; DE ANGELIS, H. & ZAKRAJSEK, A. F. (im Druck): Climatic conditions, mass-balance and dynamics of Larsen B Ice Shelf, Antarctic Peninsula, prior to collapse. *Annals of Glaciology* 39.
- SMITH, A. M.; VAUGHAN, D. G.; DOAKE, C. S. M. & JOHNSON, A. C. (1998): Surface lowering of the ice ramp at Rothera Point, Antarctic Peninsula, in response to regional climate change. *Annals of Glaciology* 27, 113-118.
- SMITH, I. N.; BUDD, W. F. & REIS, P. (1998): Model estimates of Antarctic accumulation rates and their relationship to temperature changes. *Annals of Glaciology* 27, 246-250.
- SMITH, L. C.; FORSTER, R. R.; ISACKS, B. L. & D. K. HALL (1997): Seasonal climatic forcing of alpine glaciers revealed with orbital synthetic aperture radar. *Journal of Glaciology* 43 (145), 480-488.
- SMITH, R. C. ; STAMMERJOHN, S. E & BAKER, K. S. (1996): Surface air temperature variations in the western Antarctic Peninsula region. *Antarctic Research Series* 70, 105-121.

- SOMMERFELD, R. A. & LACHAPPELLE, E. (1970): Classification of snow metamorphism. *Journal of Glaciology*, 9 (55), 3-17.
- SOUCHEZ, R. A.; MENEGHEL, M.; TISON, J.-L.; LORRAIN, R.; RONVEAUX, D.; BARONI, C.; LOZEJ, A.; TABACCO, I. & JOUZEL, J. (1991): Ice composition evidence of marine ice transfer along the bottom of a small Antarctic ice shelf. *Geophysical Research Letters* 18 (5), 849-852.
- SPLETTSTOESSER, J. (1992): Antarctic Global Warming? *Nature* 355 (6360), 503.
- STAMMERJOHN, S. E. & SMITH, R. C. (1997): Opposing southern climate pattern as revealed by trends in regional sea ice coverage. *Climate Change* 37, 617-639.
- STARK, P. (1994): Climatic warming in the central Antarctic Peninsula area. *Weather* 49 (6), 215-220.
- STEIN, J.; LABERGE, G. & LÉVESQUE, D. (1997): Monitoring the dry density and the liquid water content of snow using time domain reflectometry (TDR). *Cold Regions Science and Technology* 25, 123-136.
- STEINER, R. (2002): Geometrische Terrainkorrektur satellitengestützter SAR-Szenen mit ERDAS Imagine 8.5. Wissenschaftliche Arbeit zum Staatsexamen für das Lehramt an Gymnasien in Baden-Württemberg, Institut für Physische Geographie der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, 101 S.
- STROZZI, T.; WIESMANN, A. & MÄTZLER, C. (1997): Active microwave signatures of snow covers at 5.3 and 35 GHz. *Radio Science* 32 (2), 479-495.
- STROZZI, T. & MÄTZLER, C. (1999): Backscattering measurements of alpine snowcovers at 5.3 and 35 GHz. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 36 (3), 838-848.
- SUCHAIL, J.-L.; BUCK, C.; GUIJARRO, J.; SCHÖNENBERG, A. & TORRES, R. (2000): The ENVISAT ASAR Instrument. *Proceedings of EUSAR 2000*, 23. - 25. Mai 2000, München. VDE Verlag Berlin, Offenbach, 33-36.
- SUESS, M.; RIEGGER, S.; PITZ, W. & WERNINGHAUS, R. (2002): TerraSAR X - design and performance. *Proceedings of EUSAR 2002*, 4. - 6. Juni 2002, Köln. VDE Verlag Berlin, Offenbach, 49-52.
- THOMPSON, D. W. J. & SOLOMON, S. (2002): Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science* 296, 895-899.
- THOMPSON, L. G.; PEEL, D. A.; MOSLEY-THOMPSON, E.; MULVANEY, R.; DAI, J.; LIN, P. N.; DAVIS, M. E. & RAYMOND, C. F. (1994): Climate since AD 1510 on Dyer Plateau, Antarctic Peninsula: evidence for recent climate change. *Annals of Glaciology* 20, 420-426.
- THYSSEN, F.; BOMBOSCH, A. & SANDHÄGER, H. (1993): Elevation, ice thickness and structure mark maps of the central part of the Filchner-Ronne ice shelf. *Polarforschung* 62 (1), 17-26.
- TIURI, M. E.; SIHVOLA, A. H.; NYFORS, E. G. & HALLIKAINEN, M. T. (1984): The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies. *IEEE Journal of Oceanic Engineering* OE 9, 377-382.
- TORINESI, O.; FILY, M. & GENTHON, C. (2003): Variability and trends of the summer melt period of Antarctic ice margins since 1980 from microwave sensors. *Journal of Climate* 16 (7), 1047-1060.
- TRIEBFÜRST, B. (2000): Entwicklung von waveletbasierten Kompressionsverfahren und deren Einsatz in einem Geographischen Informationssystem. *Freiburger Geographische Hefte* 58, 234 S.
- TURNER, J.; LACHLAN-COPE, T. A.; THOMAS, J. P. & COLWELL, S. R. (1995): Synoptic origins of precipitation over the Antarctic Peninsula. *Antarctic Science* 7 (3), 327-337.
- TURNER, J. & LEONARD, S. (1996): Synoptic scale weather systems around the Antarctic Peninsula from satellite imagery and model fields. *8th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography*, January 28 - February 02 1996, Atlanta, Georgia.
- TURNER, J.; COLWELL, S. R. & HARANGOZO, S. (1997): Variability of precipitation over the coastal western Antarctic Peninsula from synoptic observations. *Journal of Geophysical Research* 102 (D12), 13999-14007.

- TURNER, J.; LEONARD, S.; LACHLAN-COPE, T. A. & MARSHALL, G. J. (1998a): Understanding Antarctic Peninsula precipitation distribution and variability using a numerical weather prediction model. *Annals of Glaciology* 27, 591-596.
- TURNER, J.; MARSHALL, G. J. & LACHLAN-COPE, T. A. (1998b): Analysis of synoptic-scale low pressure systems within the Antarctic Peninsula sector of the circumpolar trough. *International Journal of Climatology* 18, 253-280.
- TURNER, J. & PENDLEBURY, S. (2002): The international Antarctic weather forecasting handbook. Version 3.0, British Antarctic Survey, Cambridge (Digitale Version: <ftp://ftp.nerc-bas.ac.uk/pub/src/Handbook/>).
- TURNER, J.; LACHLAN-COPE, T. A.; MARSHALL, G. J.; MORRIS, E. M.; MULVANEY, R. & WINTER, W. (2002a): Spatial variability of Antarctic Peninsula net surface mass balance. *Journal of Geophysical Research* 107 (D13), 10.1029/2001JD000755.
- TURNER, J.; KING, J. C.; LACHLAN-COPE, T. A. & JONES, P. D. (2002b): Climate change (Communication arising): Recent temperature trends in the Antarctic. *Nature* 418, 291-292.
- ULABY, F. T.; MOORE, R. K. & FUNG, A. K. (1981): Microwave remote sensing: active and passive. Volume I: microwave remote sensing fundamentals and radiometry. Addison-Wesley Publishing Company, Remote Sensing Series 2, 456 S.
- ULABY, F. T.; MOORE, R. K. & FUNG, A. K. (1982): Microwave remote sensing: active and passive. Volume II. Radar remote sensing and surface scattering and emission theory. Addison-Wesley Publishing Company, Remote Sensing Series 3, 608 S.
- ULABY, F. T.; MOORE, R. K. & FUNG, A. K. (1986): Microwave remote sensing: active and passive. Volume III: from theory to applications. Artech House; Remote Sensing Series 4, 1120 S.
- ULABY, F. T.; BENGAL, T. H.; DOBSON, M. C.; EAST, J. R.; GARVIN, J. B. & EVANS, D. L. (1990): Microwave dielectric properties of dry rocks. *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing* 28, 325-336.
- VAN DER VEEN, C. J. & OERLEMANS, J. (1987): Dynamics of the West Antarctic Ice Sheet. D. Reidel, Dordrecht, 368 S.
- VAN ZYL, J. & KIM, Y. (2000): The relationship between radar polarimetry and radar interferometry. *Proceedings of EUSAR 2000*, 23. - 25. Mai 2000, München. VDE Verlag Berlin, Offenbach, 245-248.
- VAUGHAN, D. G. (1993): Implications of the break-up of Wordie ice shelf, Antarctica, for sea level. *Antarctic Science* 5 (4), 403-408.
- VAUGHAN, D. G.; MANTRIPP, D. R.; SIEVERS, J. & DOAKE, C. S. M. (1993): A synthesis of remote sensing data on Wilkins Ice Shelf, Antarctica. *Annals of Glaciology* 17, 211-218.
- VAUGHAN, D. G. & DOAKE, C. S. M. (1996): Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula. *Nature* 379 (6563), 328-331.
- VAUGHAN, D. G. (1998): A new classification scheme for ice shelves based on mechanisms of mass gain and loss. *Polar Record* 34 (188), 56-58.
- VAUGHAN, D. G.; BAMBER, J. L.; GIOVINETTO, M.; RUSSELL, J. & COOPER, A. P. R. (1999): Reassessment of net surface mass balance in Antarctica. *J. Climate* 12, 933-46.
- VAUGHAN, D. G.; SMITH, A. M.; CORR, H. F. J.; JENKINS, A.; BENTLEY, C. R.; STENOIEN, M. D.; JACOBS, S. S.; KELLOGG, T. B.; RIGNOT, E. & LUCCHITTA, B. K. (2001a): A review of Pine Island Glacier, West Antarctica: hypotheses of instability vs. observations of change. In: ALLEY, R. B. & BINDSCHADLER, R. A. (Eds.): *The West Antarctic ice sheet - behavior and environment*. AGU Antarctic Research Series 77, 237-256.
- VAUGHAN, D. G.; MARSHALL, G. J.; CONNOLLEY, W. M.; KING, J. C. & MULVANEY, R. (2001b): Devil in the Detail. *Science* 293 (5536), 1777-1779.
- VAUGHAN, D. G. & SPOUGE, J. R. (2002): Risk estimation of collapse of the West Antarctic ice sheet. *Climate Change* 52, 65-91.

- WADHAMS, P. (2000): Ice in the ocean. Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam, 351 S.
- WAKAHAMA, G.; KUROIWA, D.; HASEMI, T. & BENSON, C. S. (1976): Field observations and experimental and theoretical studies on the superimposed ice of McCall Glacier, Alaska. *Journal of Glaciology* 16 (74), 135-149.
- WANG, Y.; HSU, J.; SHI, J. C.; O'NEILL, P. & ENGMAN, E. (1997): Estimating surface soil moisture from SIR-C measurements over the Little Washita River Watershed. *Remote Sensing of Environment* 59 (2), 308- 320.
- WARD, C. G. (1995): Mapping ice front changes of Müller Ice Shelf, Antarctic Peninsula. *Antarctic Science* 7 (2), 197-198.
- WARREN, S. G.; HAHN, C. J.; LONDON, J.; SHERVIN, R. M. & JENNE, R. L. (1986): Global distribution of total cloud and cloud type amounts over land. NCAR Technical Note TN-273+STR/DOE Technical Report ER/60085-HI, NCAR, Boulder.
- WATKINS, A. B. & SIMMONDS, I. (2000): Current trends in Antarctic sea ice: The 1990s impact on a short climatology. *Journal of Climate* 13; 4441-4451.
- WEATHERLY, J. W.; WALSH, J. E. & ZWALLY, H. J. (1991): Antarctic sea ice variations and seasonal air temperature relationships. *Journal of Geophysical Research* 96 (C8), 15119-15130.
- WEIDICK, A. & MORRIS, E. (1998): Local glaciers surrounding the continental ice sheets. In: HAEBERLE, W.; HOELZLE, M. & SUTER, S. (Eds.): *Into the second century of worldwide glacier monitoring - prospects and strategies*. UNESCO Publishing, 197-207.
- WEISCHET, W. (1996): Regionale Klimatologie. Teil 1: Die Neue Welt. B.G. Teubner, Stuttgart, 468 S.
- WELLER, G. (1980): Spatial and temporal variations in the south polar surface energy balance. *Monthly Weather Review* 108 (12), 2006-2014.
- WEN, J.; KANG, J.; XIE, Z.; HAN, J. & LLUBERAS, A. (1994): Climate, mass balance and glacial changes on small dome of Collins ice cap, King George Island, Antarctica. *Antarctic Research* 5 (1), 52-61.
- WERNER, M. (2000): Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) - Mission Overview. Proceedings of EUSAR 2000, 23. - 25. Mai 2000, München. VDE Verlag Berlin, Offenbach, 209-212.
- WEERTMAN, J. (1974): Stability of the junction of an ice sheet and an ice shelf. *Journal of Glaciology* 13 (67), 3-11.
- WILLIAMS JR., R. S.; HALL, D. K. & BENSON, C. S. (1991): Analysis of glacier facies using satellite techniques. *Journal of Glaciology* 37 (125), 120-128.
- WINGHAM, D. J.; RIDOUT, A. J.; ANDREW, J.; SCHARROO, R.; ARTHERN, R. J. & SHUM, C. K. (1998): Antarctic elevation change from 1992 to 1996. *Science* 282 (5388), 456-458.
- WROBEL, B. P.; WALTER, H.; FRIEHL, M.; HOPPE, U.; SCHLÜTER, M. & STEINECK, D. (2000): A Topographical Data Set of the Glacier Region at San Martin, Marguerite Bay, Antarctic Peninsula, generated by Digital Photogrammetry. *Polarforschung* 67 (1/2), 53-63.
- WUNDERLE, S. & SAURER, H. (1995): Snow properties of the Antarctic Peninsula derived from ERS-1 SAR images. Proc. 21st Annual Conference Remote Sensing Society, 11-14 Sept. 1995, University of Southampton, 1231-1237.
- WUNDERLE, S. (1996): Die Schneedeckendynamik der Antarktischen Halbinsel und ihre Erfassung mit aktiven und passiven Fernerkundungsverfahren. *Freiburger Geographische Hefte* 48, 172 S.
- XIMENIS, L.; CALVET, J.; ENRIQUE, J.; CORBERA, J.; FERNÁNDEZ DE GAMBOA, C. & FURDADA, G. (1999): The measurement of ice velocity, mass balance and thinning-rate on Johnson Glacier, Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Acta Geologica Hispanica* 34 (4), 403-409.
- YAMAZAKI, K. (1994): Moisture budget in the Antarctic atmosphere. In: JONES, H. G.; DAVIES, T. D.; OHMURA, A. & MORRIS, E. M. (Eds.): *Snow and ice covers: interactions with the atmosphere and ecosystems*. IAHS Proceedings and Reports 223, 61-67.

- YOSIDA, Z.; OURA, H.; KUROIWA, D.; HUZIOKA, T.; KOJIMA, K. & KINOSITA, S. (1958): Physical studies on deposited snow. Low temp. Sci. Inst., Report 14, Hokkaido University, Sapporo, Japan.
- YUAN, X. & MARTINSON, D. G. (2000): Antarctic sea ice extent variability and its global connectivity. *Journal of Climate* 13, 1697-1717.
- ZWALLY, H. J.; COMISO, J. C.; PARKINSON, C. L.; CAMPBELL, W. J.; CARSEY, F. D.; GLOERSEN, P. (1983): Antarctic sea ice, 1973-1976: satellite passive-microwave observations. NASA, Washington D.C., NASA SP-459, 206 S.
- ZWALLY, H. J.; COMISO, J. C.; PARKINSON, C. L.; CAVALIERI, D. J. & GLOERSEN, P. (2002): Variability of Antarctic sea ice 1979-1998. *Journal of Geophysical Research* 107, 10.1029/2000JC000733.